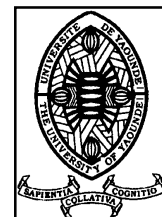




# THÈSE

## EN COTUTELLE



En vue de l'obtention du

**DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ DE TOULOUSE**  
Délivré par l'Université de Toulouse III – Paul Sabatier  
et  
**PH.D DE L'UNIVERSITÉ DE YAOUNDÉ I**  
Spécialité : **Biogéochimie de l'environnement**

Présentée par  
**Gustave Raoul NKOUE NDONDO**

le 25 novembre 2008

**LE CYCLE DU CARBONE EN DOMAINE TROPICAL HUMIDE : EXEMPLE  
DU BASSIN VERSANT FORESTIER DU NYONG AU SUD CAMEROUN**

### Jury

BARTH Johannes, Professeur à l'Université de Tübingen, rapporteur  
BOEGLIN Jean-Loup, Chargé de Recherche IRD, co-directeur de thèse  
EKODECK Georges Emmanuel, Professeur à l'Université de Yaoundé I, co-directeur de thèse  
GAUTHIER LAFAYE François, Directeur de Recherche CNRS, rapporteur  
LAMAZE Thierry, Professeur à l'Université de Toulouse III  
MORTATTI Jefferson, Professeur à l'Université de Sao Paulo, rapporteur  
NDAM NGOUPAYOU Jules Rémy, Professeur assistant à l'Université Yaoundé I, co-directeur de thèse  
PROBST Jean-Luc, Directeur de Recherche CNRS, directeur de thèse

Ecole Doctorale : *Sciences de l'Univers, de l'Environnement et de l'Espace (SDU2E)*  
Unité(s) de recherche(s) : *EcoLab (UMR 5245) et LMTG (UMR 5563)*





**AVANT-PROPOS**

L'aboutissement de cette thèse est le fruit d'une collaboration scientifique et technique impliquant des personnes, des instituts et des laboratoires en France, au Cameroun et au Brésil. Je tiens ainsi à remercier vivement dans les premières pages de ce mémoire tous ceux qui ont contribué à la réalisation de ce travail de thèse, ainsi que les personnalités qui ont accepté de l'évaluer.

Tout d'abord, je tiens à remercier M. Jean-Luc Probst, Directeur de recherche au CNRS qui m'a chaleureusement accueilli dans son équipe dès mon arrivée en France pour mon stage de DEA. Il m'a ensuite proposé un sujet de thèse sur la dynamique du carbone dans le bassin versant du Nyong et m'a particulièrement suivi tout au long de ce travail. J'ai beaucoup d'admiration pour ce scientifique avéré auprès de qui j'ai beaucoup appris en hydrogéochimie et dont les conseils et les critiques ont toujours été constructifs. Je voudrais lui dire que je n'oublierai jamais ses marques de gentillesse, de générosité et sa disponibilité malgré ses multiples occupations et ses problèmes de santé.

J'exprime ma profonde reconnaissance au Professeur Georges Emmanuel Ekodeck dont je connais le dévouement à l'encadrement scientifique, pour m'avoir enseigné depuis l'Université de Yaoundé I et pour avoir accepté d'assurer la direction au Cameroun de cette thèse en co-tutelle et de participer à mon jury.

Mes remerciements vont également à Jean-Loup Boeglin, Chargé de Recherche à l'IRD et co-encadreur de ce travail en France, pour son soutien multiforme. C'est lui qui a élaboré toute la logistique de ce travail et m'a appris les techniques de collecte et de traitement des échantillons sur le terrain. Il a également mis à ma disposition des données sans lesquelles ce travail n'aurait pas pu voir le jour. Ma présence à ses côtés depuis mon DEA a été très enrichissante, de par ses conseils et son soutien qui dépassent même le cadre scientifique qui nous lie. Merci aussi pour sa participation au jury de cette thèse.

Je tiens à remercier profondément Jules Remy Ndam Ngoupayou, Chargé de Cours à l'Université de Yaoundé I et co-encadreur de ce travail au Cameroun, qui n'a ménagé aucun effort pour la réalisation de cette thèse. Sa disponibilité lors de mes campagnes de prélèvement m'a toujours été acquise, ses conseils et ses critiques toujours pertinents. Je lui suis très reconnaissant pour ses enseignements et son soutien incessant et pour sa participation au jury.

Mes remerciements vont aussi à Monsieur François Gauthier Lafaye, Directeur de Recherche au CNRS pour son accueil au Centre de Géochimie de la Surface où j'ai effectué une bonne partie de mes analyses isotopiques. La participation de ce chef de file dans le domaine de la géochimie à mon jury de thèse me fait honneur.

Je remercie Monsieur Thierry Lamaze, Professeur à l'UPS, qui malgré ses nombreuses occupations à accepter de participer au jury de ma thèse.

Je remercie également Monsieur Jefferson Mortatti Professeur à l'Université de São Paulo au Brésil (CENA-Piracicaba) pour les analyses élémentaires et isotopiques du carbone organique de mes échantillons solides et pour avoir accepté de rapporter sur ce travail.

J'adresse aussi mes remerciements à Monsieur Johannes Barth, Professeur à l'Université de Tübingen en Allemagne, un des grands spécialistes de la géochimie isotopique, d'avoir accepté de siéger dans mon jury.

Mes remerciements vont également à Frédéric Brunet qui m'a initié à la rampe d'extraction et qui a contribué beaucoup à cette thèse. Grâce à lui, j'ai pu avoir accès à une grande partie des données d'analyses isotopiques. Je le remercie pour ses conseils avisés et pour la première lecture d'une partie de ce manuscrit.

Ma gratitude va aussi à Anne Probst pour ses conseils, ses observations, sa gentillesse et son sourire intarissable.

Je suis très reconnaissant envers les responsables du projet ORE-BVET, en l'occurrence Bernard Dupré et Jean Jacques Braun pour leur soutien dans le cadre de mes campagnes de terrain et leurs conseils pendant la réalisation de cette thèse.

Je remercie le Professeur Dieudonné Bitom, pédologue averti et spécialiste des environnements de surface du Sud Cameroun, pour ses conseils et pour les corrections apportées à ce travail.

Mes remerciements à Jérôme Viers pour ses conseils et son attention pour ce travail. Son engagement pour m'aider à terminer ce travail lorsque mon directeur de thèse est tombé malade m'a beaucoup touché.

Je n'oublierai pas de remercier le personnel du service de chimie du LMTG, Maïté Carillon et Carol Causseran. Elles ont manifesté beaucoup de sympathie et de disponibilité tout au long de mes travaux. Une grande partie des analyses a été faite grâce à elles.

Mes remerciements vont également au personnel du Centre de Recherche Hydrologique de Yaoundé. Sans en faire partie, j'ai eu accès à leurs infrastructures où mes échantillons ont été conditionnés. J'exprime donc ici ma gratitude à Messieurs Jean Pierre Boum, Daniel Sighomnou et Jean-Claude Ntonga qui sont les responsables successifs de ce

Centre depuis le début de ma thèse. J'en profite pour signifier ma reconnaissance à Messieurs Luc Sigha pour ses conseils et sa sympathie, ainsi qu'à Justin Nlozoa Technicien de Laboratoire et Jean-Pierre Bedimo Bedimo Ingénieur de Recherche pour leur accompagnement sur le terrain et au laboratoire. Je n'oublie pas les autres membres du personnel avec qui j'ai entretenu des relations très cordiales.

Je remercie l'équipe des observateurs de Nsimi ; Mathieu, Maturin, Patcheko ainsi que leurs collègues du réseau d'observation du bassin versant du Nyong pour leur contribution à ce travail.

Toute ma reconnaissance au SCAC de Yaoundé qui a financé une bonne partie de cette thèse et plus particulièrement à Monsieur Mark Pawlak qui s'est toujours montré très sympathique envers moi.

Mes remerciements vont aussi au personnel d'EGIDE – Toulouse pour leur attention et particulièrement à Madame Bernadette Galy, la gestionnaire de ma bourse.

Je n'oublierai pas de remercier Monsieur Jean-Jacques Frey, Technicien de laboratoire au CGS de Strasbourg, actuellement à la retraite, pour m'avoir initié à la rampe d'extraction des carbonates, pour sa disponibilité lors de mes séjours au CGS et aussi pour son humour.

Je tiens à remercier tous les thésards que j'ai eu l'occasion de côtoyer dans mes différents laboratoires d'accueils en France pour leur ambiance fort sympathique. Je pense tout particulièrement à Yann Sivry (mon pot de toujours) pour sa proximité, sa disponibilité et son aide, à mes camarades de bureau du LMTG, Sébastien Fabre et Aurélie Violette, à mes camarades d'ECOLAB, Mohamadou Sow, Mathieu Nguessan, Thomas Bur, Anne-Sophie Perrin, Laure Gandois, Gaëlle Uzu.

Mes remerciements vont aussi à mes camarades thésards de Yaoundé, Camille Ayangma, Aline Kohoun, Joelle Youego, Elie Bayiga, Vincent Onana, Ewodo Mboudou, Mme Sa'a née Ndjama Joséphine, Doris Kuitcha pour leur sympathie. Je n'oublie pas tous les autres car la liste ne s'aurait être exhaustive.

Une petite pensée à tous ceux qui ont été proches de moi et avec qui j'ai passé des moments magnifiques à Toulouse, Silver Ndi Koungou pour les ambiances, Jeannine Mengué « ma mère de Toulouse », Eyenga Capucine, Xavier Minali Bella, Désiré et Hélène Dihang, Bindzi Leonard dit Leo, Marie Yuféra, Jean Chills Amba et je n'oublie pas tous les autres envers qui je reste reconnaissant.

Mon respect et mon admiration vont aux membres de ma famille qui m'ont soutenu durant ce travail, tant financièrement que moralement. A vous que je n'ai pas vus depuis quatre ans, je vous dis tous simplement merci pour vos énormes sacrifices.



**RÉSUMÉ**

Les suivis spatio-temporels des teneurs en carbone et de sa signature isotopique  $\delta^{13}\text{C}$  dans le bassin versant du Nyong permettent d'une part, à une échelle locale (petit bassin versant du Mengong), d'identifier les sources de carbone et d'autre part, à une échelle régionale (bassin du Nyong), de comprendre les processus biogéochimiques qui contrôlent les transformations et les échanges de carbone entre les différents réservoirs au cours du transfert de l'amont vers l'aval. Dans ces écosystèmes tropicaux humides, les sols marécageux de bas fonds présentent en surface un épais horizon humifère riche en carbone organique (12 à 16%), avec des signatures isotopiques  $\delta^{13}\text{C}$  de -29‰ en équilibre avec celle des plantes en C3 (-32‰ à -28‰). La minéralisation de la MO et le lessivage des zones marécageuses sont responsables en saison des pluies des fortes teneurs en COD (jusqu'à 38 mg/l), des fortes  $\text{pCO}_2$  et des signatures isotopiques  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$  appauvries (-20‰ en moyenne) des cours d'eau. En saison sèche, la réduction des zones marécageuses favorise l'alimentation des cours d'eau par les eaux de nappe pauvre en COD (< 1mg/l) et enrichies en  $^{13}\text{C}$  ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$  jusqu'à -7‰). Les flux de carbone vers l'océan pour le bassin du Nyong, estimés à  $1,2 \cdot 10^6$  t C/an (soit 6,24 t C/km<sup>2</sup>/an) sont constitués à 80% de COD, 8% de COP et 12% de CID. Au cours du transfert d'amont en aval, une diminution de COD de 33% est observée en relation avec des processus d'oxydation. Les fortes  $\text{pCO}_2$  qui en résultent, favorisent un dégazage du  $\text{CO}_2$  vers l'atmosphère, estimé pour le réseau hydrographique du Nyong à  $2,3 \cdot 10^5$  t C/an ; ce dégazage s'accompagne d'un enrichissement isotopique d'amont en aval de l'ordre de 4‰. L'altération des minéraux silicatés par les acides organiques entraîne un excédent de  $\text{Ca}+\text{Mg}$  ( $0,5 < \text{Ca}+\text{Mg}/\text{HCO}_3^- < 2,2$ ) par rapport à une altération par l'acide carbonique ( $\text{Ca}+\text{Mg}/\text{HCO}_3^- = 0,5$ ). Cet excédent est corrélé positivement aux teneurs en COD et négativement au  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$  dans les eaux de surface. Par contre, dans les eaux de nappe pauvres en COD,  $\text{Ca}+\text{Mg}/\text{HCO}_3^-$  est < 0,5 et il n'y a pas de corrélation avec COD et  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ , montrant que l'altération est ici principalement contrôlée par l'acide carbonique. La charge spécifique des acides organiques, estimée en moyenne à 6,7  $\mu\text{eq}/\text{mgC}$  dans le bassin versant du Nyong, est responsable du déficit anionique observé dans les eaux de surface. Sa décroissance d'amont (7,5  $\mu\text{eq}/\text{mgC}$  en moyenne à Awout) en aval (5,4  $\mu\text{eq}/\text{mgC}$  en moyenne à Olama) entraîne une diminution de la capacité complexante du COD.

**Mots clés**

Carbone organique et inorganique, carbone 13, écosystèmes forestiers tropicaux, bassin versant du Nyong, sols, eaux de surface, eaux de nappe, zone marécageuse.





**ABSTRACT**

Spatio-temporal follow ups of carbon contents and its isotopic signature  $\delta^{13}\text{C}$  in the Nyong river basin allow on one hand, at a local scale (small experimental catchment of Mengong), to identify the carbon sources, and on the other hand, at a regional scale (Nyong river basin), to understand the biogeochemical processes which control the carbon transformations and exchanges between the different reservoirs during the transfer from upstream to downstream. In these wet tropical ecosystems, the swampy soils of bottom valley low marshes present in surface a thick organic carbon rich horizon (12 to 16 %), with isotopic signatures  $\delta^{13}\text{C}$  of -29 ‰ in equilibrium with C3 plants (-32 ‰ to -28 ‰). During the rainy season, the mineralization of organic matter and the leaching of swampy areas are responsible of high DOC contents (until 38 mg / L) in streamwaters, strong  $\text{pCO}_2$  and impoverished  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  isotopic signatures (-20 ‰ on average). During the dry season, the shrinkage of the swampy zones facilitates the supply of streams by low DOC content (< 1 mg / L) and enriched  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  until 7 ‰) groundwaters. The carbon flux into the ocean is estimated to  $1.2 \cdot 10^6$  t C / year, i.e. 6.24 t C/km<sup>2</sup>.year, of which 80 % of DOC, 8 % of POC and 12 % of DIC. During the transfer from upstream to downstream, a DOC decrease of 33 % is observed in relation with oxidation processes. The resulting strong  $\text{pCO}_2$  facilitate the  $\text{CO}_2$  degassing towards the atmosphere, estimated for the Nyong river system at  $2.3 \cdot 10^5$  t C / year. This  $\text{CO}_2$  degassing is accompanied by an isotopic enrichment of about 4 ‰. The weathering of silicate minerals by organic acids leads to a surplus of Ca+Mg ( $0.5 < \text{Ca+Mg} / \text{HCO}_3^- < 2.2$ ) with regard to a natural weathering pathway by the carbonic acid ( $\text{Ca+Mg} / \text{HCO}_3^- = 0.5$ ). This Ca+Mg surplus is correlated positively with DOC content and negatively with  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  in surface waters. On the contrary, in poor DOC content groundwaters,  $\text{Ca+Mg} / \text{HCO}_3^-$  is < 0.5 and there is no correlation with DOC and  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ , showing that the weathering is mainly controlled by carbonic acid. The specific charge of organic acids, estimated to 6.7  $\mu\text{eq} / \text{mgC}$  on average in the Nyong river basin, is responsible of the observed anionic deficit in surface waters. Its decreasing from upstream (7.5  $\mu\text{eq} / \text{mgC}$  on average to Awout) to downstream (5.4  $\mu\text{eq} / \text{mgC}$  on average to Olama) leads to a reduction of the DOC complexing capacity.

**Key words**

Organic and inorganic carbon, carbon 13, forested tropical ecosystems, Nyong river basin, soils, surface waters, groundwaters, swampy zones



## LISTE DES FIGURES

|   |    |
|---|----|
| <b>Figure I.1</b> : Cycle du carbone organique d'après Kump <i>et al.</i> (1999). Les stocks sont en GtC, les flux entre réservoirs en GtC.an <sup>-1</sup> .....   | 14 |
| <b>Figure I.2</b> : Cycle du carbone inorganique d'après Kump <i>et al.</i> (1999). Les stocks sont en GtC, les flux entre réservoirs en GtC.an <sup>-1</sup> .....   | 14 |
| <b>Figure I.3</b> : Concentration de CO <sub>2</sub> atmosphérique mesurée à Mauna Loa (Hawaï) depuis 1958. Cette courbe illustre la saisonnalité du signal et son augmentation moyenne (Keeling <i>et al.</i> , 1994).....                                       | 22 |
| <b>Figure I.4</b> : Valeurs de δ <sup>13</sup> C dans les écosystèmes à plantes C3 et C4 (Staddon, 2004).....   | 24 |
| <b>Figure I.5</b> : Gamme de variation du δ <sup>13</sup> C dans les matériaux naturels d'après Mook (2000).....  | 28 |
| <b>Figure I.6</b> : Modèles de courbes matérialisant la fraction restante de carbone organique du sol (F) par rapport à la composition en isotope stable du carbone du sol (δ <sup>13</sup> C) d'après Wynn <i>et al.</i> (2006).....                             | 29 |
| <b>Figure II.1</b> : Situation au Cameroun du bassin versant du Nyong et des bassins versants environnants.....   | 36 |
| <b>Figure II.2</b> : Carte orohydrographique du bassin versant du Nyong (Olivry, 1986, modifiée).....   | 39 |
| <b>Figure II.3</b> : Carte géologique du Sud-Ouest Cameroun (d'après Maurizot <i>et al.</i> , 1986 ; Nédélec <i>et al.</i> , 1990 ; Feybesse <i>et al.</i> , 1998 ; Tchameni <i>et al.</i> , 2000, 2001 ; Shang <i>et al.</i> , 2004 ; Nsifa 2006, modifiée)..... | 42 |
| <b>Figure II.4</b> : Organisation de la couverture pédologique dans le BVE du Mengong.....  | 44 |
| <b>Figure II.5</b> : Distribution des sols dans le Sud Cameroun (adapté et modifier d'après Laclavère et Loung (1973) et Santoir et Bopda (1995)).....  | 46 |
| <b>Figure II.6</b> Variations temporelles des précipitations et des débits journaliers aux échelles (A) locale (BVE du Mengong) et (B) régionale (Nyong à Mbalmayo) au cours de la période 2005-2006.....   | 52 |
| <b>Figure II.7</b> : Contribution des flux en eau des différents bassins étudiés à l'exutoire du Nyong à Olama.....   | 54 |
| <b>Figure II.8</b> : Variation interannuelles des débits autour de la moyenne interannuelle dans le Mengong, l'Awout, le So'o pour la période 1995 à 2006.....  | 55 |
| <b>Figure II.9</b> : Variations interannuelles des débits autour de la moyenne interannuelle dans le Nyong à Mbalmayo et Olama.....   | 56 |

|   |     |
|---|-----|
| <b>Figure II.10</b> : Conditions hydrologiques annuelles des cinq sous-bassins pour les trois cycles étudiés (Qa = débit annuel ; Qi = débit interannuel moyen).....  | 58  |
| <b>Figure II.11</b> : Comparaison entre les débits mensuels des cycles hydrologiques 1998/1999, 1999/2000 et 2005/2006 et les débits mensuels pluriannuels aux cinq stations du bassin amont du Nyong (Qa = débit annuel ; Qi = débit interannuel moyen)..... | 59  |
| <b>Figure II.12</b> : Schématisation du comportement de la nappe (Bodin, 1998).....   | 62  |
| <b>Figure II.13</b> : Variations moyennes mensuelles du niveau piézométrique le long de la toposéquence L6 au cours du cycle hydrologique 2005/06 (Bedimo Bedimo, 2007).....  | 62  |
| <b>Figure II.14</b> : Distribution de la végétation (A) dans le plateau du Sud Cameroun d'après Letouzey (1985) modifié d'après Villier (1995) et (B) dans le BVE du Mengong d'après Nyeck (2004).....  | 66  |
| <b>Figure III.1</b> : Localisation des stations suivies dans le bassin versant du Nyong (les stations sont indiquées en noir et les limites des sous-bassins emboîtés en pointillés rouges).....  | 73  |
| <b>Figure III.2</b> : Equipements du BVE du Mengong (source : site web ORE-BVET).....   | 75  |
| <b>Figure III.3</b> : Points d'échantillonnage des sols et de quantification des flux de litières au sol (PL1 à PL4) replacés dans le bloc diagramme du BVE du Mengong.....   | 81  |
| <b>Figure III.4</b> : Schéma de la rampe d'extraction du CO <sub>2</sub> .....  | 87  |
| <b>Figure IV.1</b> : Distribution du carbone total en fonction de la profondeur dans les sols ferrallitique des zones collinaires (fosses F1 et F3) et hydromorphe des zones de bas fonds marécageux (L6-470, L6-510 et BF-EX) du BVE du Mengong.....         | 97  |
| <b>Figure IV.2</b> : Distribution du $\delta^{13}\text{C}$ en fonction de la profondeur dans les sols ferrallitique des zones collinaires (fosses F1 et F3) et hydromorphe des zones de bas fonds marécageux (L6-470, L6-510, BF-EX) du BVE du Mengong.....   | 98  |
| <b>Figure IV.3</b> : Variation de l'azote total (NT) et du $\delta^{15}\text{N}$ en fonction de la profondeur dans un profil de sols hydromorphes (hors litières) des zones de bas fonds marécageux du BVE du Mengong.....                                    | 99  |
| <b>Figure IV.4</b> : Profils-types des sols ferrallitiques et hydromorphes prélevés dans le BVE du Mengong.....   | 101 |
| <b>Figure IV.5</b> : Diagramme des relations $\delta^{13}\text{C}-\log C$ et $\delta^{13}\text{C}-1/C$ pour les sols de versant du BVE du Mengong.....  | 105 |
| <b>Figure IV.6</b> : Relation entre carbone et azote dans les sols marécageux du bassin versant du Mengong (a) corrélation entre COT et NT en surface et en profondeur, (b) variation du rapport C/N en fonction de la profondeur.....                        | 105 |

|  |     |
|--|-----|
| <b>Figure IV.7 :</b> Relation entre $\delta^{13}\text{C}$ et $\delta^{15}\text{N}$ dans les sols marécageux du BVE du Mengong.....   | 105 |
| <b>Figure IV.8 :</b> Relation entre $\delta^{13}\text{C}$ et COT dans les sols du BVE du Mengong.....  | 108 |
| <b>Figure IV.9 :</b> Les stocks de carbone organique les horizons de sols ferrallitiques (A) et hydromorphes (B) du BVE du Mengong.....  | 113 |
| <b>Figure V.1 :</b> Variations saisonnières du COD par rapport aux débits au cours du cycle hydrologique 2005/2006 dans les eaux claires du BVE du Mengong.....  | 120 |
| <b>Figure V.2 :</b> Variations saisonnières du CID par rapport aux débits au cours du cycle hydrologique 2005/2006 dans les eaux claires du BVE du Mengong.....  | 121 |
| <b>Figure V.3 :</b> Variations saisonnières du $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ au cours du cycle hydrologique 2005/2006 dans les eaux claires du BVE du Mengong.....  | 121 |
| <b>Figure V.4 :</b> Variations saisonnières du COD par rapport aux débits au cours du cycle hydrologique 2005/2006 dans les eaux colorées du BVE du Mengong.....   | 124 |
| <b>Figure V.5 :</b> Variations saisonnières du COP et du $\delta^{13}\text{C}_{\text{COP}}$ par rapport aux débits au cours du cycle hydrologiques 2005/2006 dans les eaux de la rivière Mengong.....                  | 124 |
| <b>Figure V.6 :</b> Variations saisonnières du CID par rapport aux débits au cours du cycle hydrologiques 2005/2006 dans les eaux colorées du BVE du Mengong.....  | 125 |
| <b>Figure V.7 :</b> Variations saisonnières du $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ par rapport aux débits au cours du cycle hydrologiques 2005/2006 dans les eaux colorées du BVE du Mengong.....                       | 125 |
| <b>Figure V.8 :</b> Variations pluriannuelles du COD, CID et $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ dans la rivière Mengong.....   | 127 |
| <b>Figure V.9 :</b> Figure V.9: Variations saisonnières du COD, CID et $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ comparées aux variations de débits (Q) au cours du cycle hydrologique 2005/2006 dans le réseau du Nyong..... | 130 |
| <b>Figure V.10 :</b> Relation entre le COP (%) et les MES (mg/l) dans le bassin du Nyong.....  | 132 |
| <b>Figure V.11 :</b> Relation entre le COP (mg/l) et les MES (mg/l) dans le bassin du Nyong.....   | 132 |
| <b>Figure V.12 :</b> Variations saisonnières du COP et du $\delta^{13}\text{C}_{\text{COP}}$ par rapport aux débits au cours du cycle hydrologique 2005/2006 dans le réseau du Nyong.....                              | 134 |
| <b>Figure V.13-a :</b> Variations saisonnières du COD par rapport aux débits au cours des cycles hydrologiques 1998/1999, 1999/2000 et 2005/2006 dans le réseau du Nyong.....  | 137 |
| <b>Figure V.13-b :</b> Variations saisonnières du CID par rapport aux débits au cours des cycles hydrologiques 1998/1999, 1999/2000 et 2005/2006 dans le réseau du Nyong.....  | 138 |
| <b>Figure V.13-c :</b> Variations saisonnières du $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ par rapport aux débits au cours des cycles hydrologiques 1998/1999, 1999/2000 et 2005/2006 dans le réseau du Nyong.....           | 138 |

|  |     |
|--|-----|
| <b>Figure V.14</b> : Relation entre le COD le CID, le $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ et les débits aux exutoires du BVE du Mengong et du grand bassin versant du Nyong à Olama pour le cycle 1998-1999.....  | 143 |
| <b>Figure V.15</b> : Relation entre le COP et les débits dans le Nyong à Mbalmayo et Olama pour le cycle 1998-1999.....  | 144 |
| <b>Figure V.16</b> : Variation saisonnière de la $\text{pCO}_2$ des eaux de nappe et de drainage dans le BVE du Mengong (A) pour le cycle 2005-2006 et dans le Nyong et ses affluents (B) pour les cycles 1998-1999, 1999-2000 et 2005-2006.....   | 149 |
| <b>Figure V.17</b> : Relation entre la pression partielle du $\text{CO}_2$ ( $\text{pCO}_2$ ) et le carbone organique dissous (COD).....   | 150 |
| <b>Figure V.18</b> : Relation entre la pression partielle du $\text{CO}_2$ ( $\text{pCO}_2$ ) et le carbone organique particulaire (COP).....  | 150 |
| <b>Figure V.19</b> : Relation entre la signature isotopique $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ et le carbone organique dissous (COD).....  | 152 |
| <b>Figure V.20</b> : Evolution des teneurs moyennes de COD et de $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ avec le changement d'échelle de bassin versant.....  | 152 |
| <b>Figure V.21</b> : Relation entre le $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ et la $\text{pCO}_2$ dans les eaux de surface du Nyong et de ses affluents ainsi que dans les eaux de nappe du BVE du Mengong.....   | 154 |
| <b>Figure V.22</b> : Evolution des moyennes de $\text{pCO}_2$ en fonction du changement d'échelle de bassin versant.....   | 154 |
| <b>Figure V.23</b> : Figure V.23 : Relation entre le $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ et le rapport $\text{CO}_2/\text{alcalinité}$ dans les eaux de surface et de nappe du bassin versant du Nyong et de ses affluents. (Les courbes en pointillés indiquent l'évolution du $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ en équilibre avec différentes valeurs de $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ ) ..... | 157 |
| <b>Figure V.24</b> : Figure V.24 : Photographie montrant l'envahissement du lit du Nyong par les macrophytes à la station d'Olama (Image prise par Jean Riotte).....   | 161 |
| <b>Figure 25</b> : Relation entre les teneurs en $(\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+})$ et l'alcalinité dans les eaux du bassin versant du Nyong : influence du $\text{CO}_2$ sur l'altération des minéraux.....  | 163 |
| <b>Figure V.26</b> : Relation entre le $[\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}]$ l'excédentaire et la COD dans les eaux d'écoulement du bassin du Nyong : rôle des acides organiques dans l'altérations des minéraux.....  | 163 |
| <b>Figure V.27</b> : Relation entre le $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ et le rapport $[\text{Ca}+\text{Mg}]/[\text{HCO}_3^-]$ dans les eaux de nappe et de surface du bassin du Nyong.....  | 165 |
| <b>Figure V.28</b> : Relation entre le $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ et le $[\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}]$ l'excédentaire dans les eaux d'écoulement du bassin du Nyong.....  | 165 |

|   |     |
|---|-----|
| <b>Figure V.29</b> : Relation entre le déficit ionique ( $TZ^+ - TZ^-$ ), la teneur en COD et la signature isotopique $\delta^{13}C$ du CID dans les eaux colorées de surface du bassin du Nyong.....   | 167 |
| <b>Figure VI.1</b> : Variations mensuelles de flux de COD et CID en fonction des variations de débits dans le bassin versant du Nyong au cours des cycles hydrologiques 1998-1999, 1999-2000 et 2005-2006.....  | 176 |
| <b>Figure VI.2</b> : Variations mensuelles de flux de COP et MES en fonction des variations de débits dans le bassin versant du Nyong au cours du cycle hydrologique 2005-2006.....   | 178 |
| <b>Figure VI.3</b> : Distribution spatiale de flux spécifiques de COD dans le bassin versant du Nyong au cours des trois cycles hydrologiques étudiés.....  | 181 |
| <b>Figure VI.4</b> : Distribution spatiale des proportions de flux spécifiques de COD et de COP dans la fraction totale de carbone organique dans le bassin versant du Nyong.....   | 181 |
| <b>Figure VI.5</b> : Evolution des flux de COD, COP et CID d'amont vers l'aval dans le bassin versant du Nyong.....   | 183 |
| <b>Figure VI.6</b> : Distribution spatiale de flux spécifiques de CID dans le bassin versant du Nyong au cours des trois cycles hydrologiques étudiés.....  | 183 |
| <b>Figure VI.7</b> : Distribution spatiale des proportions de flux spécifiques de carbone (COD, CID, COP) dans le bassin versant du Nyong.....  | 184 |
| <b>Figure VI.8</b> : Contribution des deux parties amont du bassin et des apports latéraux au flux total en carbone à l'exutoire à Olama.....   | 187 |
| <b>Figure VI.9</b> : Comparaison des variations mensuelles des $\delta^{13}C_{CID}$ moyens pondérées par les flux de CID des deux parties du bassin ( $\delta^{13}C_{CID}$ -calculés) et des variations mensuelles de $\delta^{13}C_{CID}$ mesurés à l'exutoire à Olama ( $\delta^{13}C_{CID}$ -mesurés).....                           | 188 |
| <b>Figure VI.10</b> : Schéma sommaire du cycle biogéochimique du carbone dans le bassin versant du Nyong.....   | 189 |
| <b>Figure VI.11</b> : A. Les principaux générateurs de turbulence contrôlant les échanges gazeux à l'interface eau-air ; B. enveloppes des distributions du coefficient d'échange gazeux en fonction du vent ( $wind\ m.s^{-1}$ ) dans les écosystèmes aquatiques continentaux (Bourges, 2007 ; dans Meybeck et <i>al.</i> , 2007)..... | 196 |
| <b>Figure VI.12</b> : Schéma simplifié des termes du bilan du carbone dans le bassin versant du Nyong.....  | 202 |
| <b>Figure VI.13</b> : Gammes de variation du $\delta^{13}C$ du carbone organique du sol et du carbone inorganique dissous des eaux dans les réservoirs du bassin versant du Nyong.....  | 204 |
| <b>Figure VI.14</b> : Evolution de la composition isotopique $\delta^{13}C_{CID}$ d'amont vers l'aval dans le bassin versant du Nyong.....  | 204 |





## LISTE DES TABLEAUX

|  |     |
|--|-----|
| <b>Tableau I.1</b> : Formes spécifiques du carbone dans les rivières (modifié d'après Meybeck 1993).....   | 13  |
| <b>Tableau I.2</b> : Equations du calcul des facteurs d'enrichissement isotopique dans le système carbonaté ( $\text{CO}_{2\text{gaz}}$ - $\text{CO}_{2\text{aq}}$ - $\text{HCO}_3^-$ - $\text{CO}_3^{2-}$ ) en fonction de la température (Zhang et al., 1995)..... | 20  |
| <b>Tableau I.3</b> : Gamme de variations du $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ dans les eaux de surface (modifié d'après Brunet, 2004).....  | 27  |
| <b>Tableau II.1</b> : Caractéristiques physico-chimiques et compositions des matériaux constituant les profils de sols du BVE du Mengong.....  | 48  |
| <b>Tableau II.2</b> : Caractéristiques hydrologiques des sous bassins du Nyong pour la période 1998-2006 (données ORE-BVET Cameroun).....  | 53  |
| <b>Tableau II.3</b> : Débits moyens interannuels des cours d'eau du bassin versant du Nyong pour les périodes indiquées.....   | 54  |
| <b>Tableau III.1</b> : Caractéristiques physiques du BVE du Mengong et des stations suivies du réseau du Nyong.....  | 73  |
| <b>Tableau III.2</b> : Fréquence mensuelle de prélèvement des échantillons d'eau et de sédiments.....  | 78  |
| <b>Tableau III.3</b> : Méthodes de traitement et de conditionnement des échantillons en fonction du type d'analyses.....   | 80  |
| <b>Tableau III.4</b> : Limites de détection et de quantification des éléments majeurs et de la silice dissoute.....  | 83  |
| <b>Tableau III.5</b> : Volume d'eau nécessaire pour une mesure du $\delta^{13}\text{C}$ du CID.....  | 89  |
| <b>Tableau IV.1</b> : Valeur moyenne de COT, NT, $\delta^{13}\text{C}$ et $\delta^{15}\text{N}$ dans les horizons de sols ferrallitiques et hydromorphes du BVE du Mengong, ainsi que dans les termitières.....  | 94  |
| <b>Tableau IV.2</b> : Valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ dans les litières du BVE du Mengong.....  | 102 |
| <b>Tableau IV.3</b> : Teneurs en carbone organique et stockages dans les différents horizons des sols du BVE du Mengong.....   | 112 |
| <b>Tableau IV.4</b> : Stock de carbone organique dans le premier mètre de sol du BVE du Mengong.....   | 112 |
| <b>Tableau V.1</b> : Valeurs moyennes et extrêmes de COD, CID et $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ dans les eaux claires du BVE du Mengong pour le cycle 2005/2006.....   | 120 |

|  |     |
|--|-----|
| <b>Tableau V.2 :</b> Valeurs mensuelles de COD, CID, COP, $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ , $\delta^{13}\text{C}_{\text{COD}}$ et $\delta^{13}\text{C}_{\text{COP}}$ dans les eaux colorées du BVE du Mengong pour le cycle 2005/2006.....  | 122 |
| <b>Tableau V.3 :</b> Valeurs moyennes et extrêmes de COD, CID et $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ dans la rivière Mengong au cours des cycles hydrologiques 1998/1999, 1999/2000 et 2005/2006.....   | 127 |
| <b>Tableau V.4 :</b> Valeurs mensuelles de COD, COP, CID, $\delta^{13}\text{C}_{\text{COD}}$ , $\delta^{13}\text{C}_{\text{COP}}$ et $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ dans les eaux colorées du réseau du Nyong (Stations de l'Awout, du So'o, du Nyong à Mbalmayo et Olama) pour le cycle hydrologique 2005/2006.....                       | 128 |
| <b>Tableau V.5 :</b> Evolution mensuelle des matières et éléments en suspension (MES), du carbone organique particulaire (COP) et la signature isotopique $\delta^{13}\text{C}$ du COP au cours du cycle hydrologique 2005/2006 dans le Nyong et ses affluents.....  | 133 |
| <b>Tableau V.6 :</b> Valeurs moyennes et extrêmes de COD, CID, COP, $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ et $\delta^{13}\text{C}_{\text{COP}}$ dans les eaux colorées du BVE du Mengong pour les trois cycles d'étude.....   | 137 |
| <b>Tableau V.7 :</b> Variation des teneurs en COD et COP et de leurs signatures isotopiques ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{COD}}$ et $\delta^{13}\text{C}_{\text{COP}}$ ) dans les eaux de surface du bassin du Nyong.....  | 145 |
| <b>Tableau V.8 :</b> Variation de la température (T°C) du pH, des espèces carbonatés ( $\text{H}_2\text{CO}_3$ et $\text{HCO}_3^-$ ), de la $\text{pCO}_2$ , du CID et de sa signature isotopique $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ dans les eaux de nappe et de surface du bassin versant du Nyong sur les trois cycles annuels étudiés..... | 148 |
| <b>Tableau V.9 :</b> Constantes d'équilibre des espèces carbonatées d'après Stumm et Morgan (1981).....  | 155 |
| <b>Tableau V.10 :</b> Facteurs d'enrichissement isotopique ( $\epsilon$ ) des espèces carbonatées dissoutes ( $\text{H}_2\text{CO}_3^*$ , $\text{HCO}_3^-$ , $\text{CO}_3^{2-}$ ) en fonction de la température (T) (Zhang et al., 1994).....  | 156 |
| <b>Tableau V.11 :</b> Valeurs moyenne et extrêmes du rapport $\text{CO}_2/\text{Alk}$ dans les eaux du bassin versant du Nyong.....  | 166 |
| <b>Tableau V.12 :</b> Variations de la composition chimique des eaux du bassin versant du Nyong.....   | 167 |
| <b>Tableau VI.1 :</b> Valeurs mensuelles des flux de COD et CID (exprimés en t/ha/an) dans le bassin versant du Nyong au cours des trois cycles hydrologiques étudiés (1998/1999, 1999/2000 et 2005/2006).....   | 175 |
| <b>Tableau VI.2 :</b> Valeurs mensuelles des flux de COP et MES (exprimés en t/ha/an) dans le bassin versant du Nyong au cours des trois cycles hydrologiques étudiés (1998/1999, 1999/2000 et 2005/2006).....   | 177 |
| <b>Tableau VI.3 :</b> Flux annuels de carbone dans le bassin versant du Nyong au cours des trois cycles hydrologiques étudiés (1998/1999, 1999/2000 et 2005/2006).....   | 180 |

|   |     |
|---|-----|
| <b>Tableau VI.4</b> : Comparaison des flux de carbone dans les eaux continentales entre le bassin du Nyong et d'autres bassins versants du monde.....   | 180 |
| <b>Tableau VI.5</b> : Apport en carbone total des deux principales parties du bassin au flux en carbone à l'exutoire (en t/an): La différence entre la somme de flux des deux parties et le flux à l'exutoire représente le flux manquant.....  | 186 |
| <b>Tableau VI.6</b> : Comparaison entre les valeurs moyennes de $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ pondérées par les flux de CID des deux parties du bassin ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ -calculés) et les valeurs de $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ mesurés à l'exutoire à Olama ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ -mesurés)..... | 187 |
| <b>Tableau VI.7</b> : Apports des petites litières au sol dans le BVE du Mengong.....   | 190 |
| <b>Tableau VI.8</b> : Production primaire nette de biomasse foliaire et chute de petite litière dans le BVE du Mengong (matière sèche en $\text{t}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{an}^{-1}$ ).....  | 191 |
| <b>Tableau VI.9</b> : Bilan de consommation du $\text{CO}_2$ atmosphérique par la photosynthèse dans le bassin BVE du Mengong et le bassin versant du Nyong.....  | 191 |
| <b>Tableau VI.10</b> : Teneur en carbone organique des litières dans les différentes fractions de la végétation dans le BVE du Mengong.....   | 192 |
| <b>Tableau VI.11</b> : Valeurs en carbone estimées de la productivité racinaire de la respiration racinaire et de la respiration du sol dans les différentes fractions de la végétation et les sols au sein du BVE du Mengong.....  | 192 |
| <b>Tableau VI.12</b> : Flux entrants et sortants de carbone à l'échelle locale (BVE du Mengong) et régionale (bassin du Nyong).....   | 193 |
| <b>Tableau VI.13</b> : Récapitulatif des différents flux de CID et COD dans le bassin du Nyong ainsi que les processus correspondant.....   | 199 |
| <b>Tableau VI.14</b> : Synthèse de la dynamique du carbone dans les réservoirs du bassin du Nyong.....  | 201 |



**ABREVIATIONS**

BF-EX : Bas fond-Exutoire

BFP : Bas Fond Profond

BFS : Bas Fond Superficiel

BP : Before present

BVE : Bassin Versant Élémentaire (Expérimental)

BVET : Bassins Versants Expérimentaux Tropicaux

CEC : Capacité d'Echange Cationique

CENA : Centro de Energia Nuclear na Agricultura

CGS : Centre de Géochimie de la Surface

CI(D) : Carbone inorganique (dissout)

CIP : Carbone inorganique particulaire

CNRS : Centre National de la Recherche Scientifique

CO(D) : Carbone organique (dissout)

COP : Carbone organique particulaire

COS : Carbone organique du sol

COT : Carbone organique Total

DYLAT : DYnamique des couvertures LATéritique des régions tropicales humides

Eau Milli-Q : Eau déminéralisée et désionisée

ECOLAB : Laboratoire d'Ecologie Fonctionnelle

ENSAT : Ecole Nationale Supérieure Agronomique de Toulouse

ETP : Evapotranspiration potentielle

F1,....., 6 : Fosse 1,....., 6

FAO : Food and Agriculture Organization

FRP : Fosse de Rupture de Pente

FSP : Fosse Source Principale

GIEC : Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat

HDPP : Hight Density Polypropylène

HPLC : High Performance Liquid Chromatography

HYDROM : Logiciel de gestion de banque de données Hydrométriques (IRD)

INP : Institut National Polytechnique

INSU : Institut National des Sciences de l'Univers

IPCC : Intergovernmental Panel on Climate Change

IRD : Institut de Recherche pour le Développement

IRMS : Isotope Ratios Mass Spectrometer

L6 : Layon 6

LMTG : Laboratoire des Mécanismes et Transferts en Géologie

M85 : Référence pour l'analyse isotopique du carbone

MES : Matières et éléments en suspension

MO(D) : Matière organique (dissoute)

MOS : Matière organique du sol

NT : Azote totale

Nymb : Nyong à Mbalmayo

Nyol : Nyong à Olama

ORE : Observatoire de Recherches en Environnement

PDB : Pee Dee Belemnite

PEGI : Programme Environnement Géosphère Intertropicale

P-L : Piège à litière

PNSE : Plan national santé environnement

PPN : Production primaire nette

PROSE : Programme Sol Erosion

PZ1 : Piézomètre 1

S.A.: San Andrea

SCAC : Service de Coopération et d'Action Culturel (Ambassade de France)

SCOPE : Scientific Committee on Problems of the Environment

TZ<sup>+</sup> : Somme des cations

TZ : Somme des anions

ULP : Université Louis Pasteur

UNEP : United Nations Environment Programme

UPS : Université Paul Sabatier

UV-A : ultraviolet de type A (400-315 nm)

UV- B : ultraviolet de type B (315-280 nm)

## **CONVERSIONS**

1 Gg 1 Gigagramme =  $10^9$  gramme

1 Gt 1 Gigatonne =  $10^9$  tonnes = 1 Pg =  $10^{15}$  gramme

1 Pg Petagramme = 1 Gt

1 Mt 1 Megatonne = 1 million tonnes = 1 Tg =  $10^{12}$  gramme

## TABLE DES MATIÈRES

|  |       |
|--|-------|
| AVANT-PROPOS.....  | iii   |
| RÉSUMÉ.....  | vii   |
| ABSTRACT.....  | ix    |
| LISTE DES FIGURES.....   | xi    |
| LISTE DES TABLEAUX.....  | xvii  |
| ABREVIATIONS ET CONVERSIONS.....   | xxi   |
| TABLE DES MATIÈRES.....  | xxiii |
| <br>   |       |
| INTRODUCTION GÉNÉRALE.....   | 1     |
| <br>   |       |
| CHAPITRE I: APPORT DE LA GÉOCHIMIE ISOTOPIQUE A L'ÉTUDE DU CYCLE DU CARBONE..... | 9     |
| I. LES DIFFÉRENTES FORMES DE CARBONE ET LEURS CYCLES NATURELS.....               | 12    |
| I.1. Le carbone organique.....   | 12    |
| I.2. Le carbone inorganique.....   | 15    |
| II. LES ISOTOPES STABLES DU CARBONE.....   | 17    |
| II.1. Expression des rapports isotopiques et fractionnement isotopique.....      | 17    |
| II.2. Le fractionnement isotopique.....  | 18    |
| II.2.1. Le fractionnement thermodynamique.....                                   | 18    |
| II.2.2. Le fractionnement cinétique.....   | 19    |
| II.2.3. Le fractionnement par transport.....                                     | 19    |
| II.3. Le fractionnement entre les espèces carbonatée dans l'eau.....             | 20    |
| III. LES RESERVOIRS DE CARBONE ET LEURS COMPOSITIONS ISOTOPIQUES.....            | 21    |
| III.1. Le CO <sub>2</sub> atmosphérique.....                                     | 21    |
| III.2. La biosphère terrestre.....   | 22    |
| III.1.1. Photosynthèse.....  | 23    |
| III.1.2. Acquisition de la composition isotopique des sols.....                  | 24    |
| III.3. L'hydrosphère.....  | 25    |
| III.4. La lithosphère.....   | 26    |
| IV. APPLICATIONS DE LA TECHNIQUE ISOTOPIQUE <sup>13</sup> C.....                 | 28    |
| IV.1. Dynamique du carbone dans les sols.....                                    | 28    |

|   |           |
|---|-----------|
| IV.1.1. Transfert de la signature isotopique des plantes aux sols.....        | 28        |
| IV.1.2. Paléoécologie et cycle du carbone du sol.....                         | 30        |
| IV.1.3. CO <sub>2</sub> du sol.....   | 31        |
| IV.2. Sources et des transformations du carbone dans les cours d'eau.....     | 31        |
| <b>CHAPITRE II : LE MILIEU NATUREL DU BASSIN VERSANT DU NYONG.....</b>        | <b>33</b> |
| I. SITUATION, OROGRAPHIE ET RÉSEAU HYDROGRAPHIQUE.....                        | 36        |
| I.1. Situation.....   | 36        |
| I.2. Orographie et réseau hydrographique.....                                 | 37        |
| I.2.1. Les principales unités géomorphologiques du Sud Cameroun...37          |           |
| I.2.2. Le réseau hydrographique du fleuve Nyong.....                          | 38        |
| II. LE CADRE GÉOLOGIQUE.....  | 40        |
| II.1. Le groupe du Ntem.....  | 40        |
| II.2. Le groupe de Yaoundé.....   | 41        |
| III. LES SOLS.....  | 43        |
| III.1. Les sols ferrallitiques.....   | 43        |
| III.2. Les sols hydromorphes et les sols peu évolués.....                     | 45        |
| III.3. Distribution des sols.....   | 45        |
| III.4. Mise en place et caractéristiques de ces sols.....                     | 47        |
| IV. CLIMATOLOGIE ET HYDROLOGIE.....   | 49        |
| IV.1. Climatologie.....   | 49        |
| IV.1.1. Les précipitations.....   | 50        |
| IV.1.2. L'insolation, la température, l'humidité et l'évapotranspiration..... | 50        |
| IV.1.3. Les vents et les mouvements de masses d'air.....                      | 51        |
| IV.2. Hydrologie.....   | 51        |
| IV.2.1. Le régime hydrologique.....   | 51        |
| IV.2.2. Débits moyens annuels et interannuels.....                            | 53        |
| IV.2.3. Conditions hydrologiques pendant notre période d'étude.....           | 57        |
| IV.2.4. Les écoulements souterrains.....                                      | 60        |
| V. COUVERTURE VÉGÉTALE.....   | 63        |
| V.1. Principaux types de végétation sur le plateau du Sud Cameroun.....       | 63        |
| V.2. Couverture végétale sur le bassin du Mengong.....                        | 64        |
| VI. ANTHROPISATION.....   | 67        |



|   |               |
|---|---------------|
| <b>CHAPITRE III : ECHANTILLONNAGES ET METHODES ANALYTIQUES.....</b>   | <b>69</b>     |
| I. LES CARACTERISTIQUES SPECIFIQUES DES SITES D'ÉTUDES.....   | 71            |
| I.1. Les sites d'échantillonnages et de mesures.....  | 71            |
| I.1.1. Le réseau du Nyong.....  | 72            |
| I.1.2. Le BVE du Mengong.....   | 74            |
| I.2. Equipement des stations et acquisition des données hydroclimatiques.....   | 74            |
| I.2.1. Dans le réseau du Nyong.....   | 74            |
| I.2.2. Dans le BVE du Mengong.....  | 75            |
| II. PRÉLÈVEMENT ET CONDITIONNEMENT DES ÉCHANTILLONS.....  | 76            |
| II.1. Prélèvement des échantillons d'eau et des MES.....  | 76            |
| II.1.1. Préparation du matériel.....  | 77            |
| II.1.2. Echantillonnage.....  | 77            |
| II.1.3. Traitement et conditionnement des échantillons.....   | 78            |
| II.2. Prélèvement et conditionnement des échantillons de sols.....  | 79            |
| II.3. Quantification des flux de litière au sol.....  | 81            |
| III. LES TECHNIQUES ANALYTIQUES.....  | 82            |
| III.1. Les analyses élémentaires.....   | 82            |
| III.1.1. Les anions majeurs.....  | 82            |
| III.1.2. Les cations majeurs.....   | 83            |
| III.1.3. La silice dissoute.....  | 83            |
| III.1.4. L'alcalinité.....  | 83            |
| III.1.5. Le carbone organique dissous (COD).....  | 84            |
| III.1.6. Le carbone organique total (COT) et l'azote total (NT).....  | 85            |
| III.2. Les analyses isotopiques.....  | 85            |
| III.2.1. Détermination du $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ .....  | 85            |
| III.2.2. Détermination du $\delta^{13}\text{C}_{\text{COT}}$ et du $\delta^{15}\text{N}_{\text{NT}}$ des échantillons de sol et de MES..... | 89            |
| <br><b>CHAPITRE IV : ÉTUDE DE LA DYNAMIQUE DU CARBONE DANS LES SOLS DU BVE DU MENGONG PAR UN TRAÇAGE ISOTOPIQUE AU CARBONE 13.....</b>      | <br><b>91</b> |
| I. DISTRIBUTION DU COT, DU $\delta^{13}\text{C}$ , DE NT ET DU $\delta^{15}\text{N}$ DANS LES SOLS DU BVE DU MENGONG.....                   | 93            |

|   |     |
|---|-----|
| I.1. Distribution du carbone organique total (COT).....   | 93  |
| I.2. Distribution de la composition isotopique $\delta^{13}\text{C}$ .....  | 95  |
| I.3. Distribution de l'azote total (NT) et de la composition isotopique $\delta^{15}\text{N}$ ...                       | 99  |
| II. LES FACTEURS DE CONTRÔLE DE LA DISTRIBUTION DU COT ET DU $\delta^{13}\text{C}$ DANS LES SOLS DU BVE DU MENGONG..... | 100 |
| II.1. La topographie.....   | 100 |
| II.2. La végétation actuelle.....   | 102 |
| II.3. La décomposition de la matière organique du sol.....  | 103 |
| II.4. Les végétations antérieures.....  | 106 |
| II.5. La minéralogie des sols.....  | 108 |
| III. LES STOCKS DE CARBONE ORGANIQUE DANS LES SOLS DU BVE DU MENGONG.....   | 109 |
| IV. CONCLUSION.....   | 113 |

**CHAPITRE V : VARIABILITE TEMPORELLE ET SPATIALE DU CARBONE ET PARAMÈTRES DE CONTRÔLE DU  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$  DANS LE BASSIN VERSANT DU NYONG.....**

|  |     |
|--|-----|
| I. VARIATIONS SPATIO-TEMPORELLES A L'ÉCHELLE LOCALE : LE BVE DU MENGONG.....   | 117 |
| I.1. Variations saisonnières du COD, CID et $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ dans les eaux claires du BVE du Mengong au cours du cycle 2005/2006.....  | 118 |
| I.1.1. Variation du COD.....   | 118 |
| I.1.2. Variation du CID.....   | 119 |
| I.1.3. Variation du $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ .....   | 119 |
| I.2. Variation saisonnières du COD, CID, COP, $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ et $\delta^{13}\text{C}_{\text{COP}}$ dans les eaux colorées du BVE du Mengong au cours du cycle 2005/2006..... | 122 |
| I.2.1. Variation du COD, du COP et du $\delta^{13}\text{C}_{\text{COD}}$ et du $\delta^{13}\text{C}_{\text{COP}}$ .....  | 122 |
| I.2.3. Variation du CID et du $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ .....   | 123 |
| I.3. Evolution pluriannuelle de COD, CID et $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ à l'exutoire du Mengong.....  | 126 |
| II. DE L'ÉCHELLE LOCALE A L'ÉCHELLE REGIONALE : LE BASSIN VERSANT DU NYONG.....  | 126 |
| II.1. Variations annuelles de COD, COP, CID, $\delta^{13}\text{C}_{\text{COD}}$ , $\delta^{13}\text{C}_{\text{COP}}$ et $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ .....                                 | 126 |
| I.1.1. Variations du COD.....  | 129 |
| II.1.2. Variations du COP et du $\delta^{13}\text{C}_{\text{COP}}$ .....   | 129 |

|  |            |
|--|------------|
| II.1.3. Les variations saisonnières du CID et du $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ .....                            | 135        |
| II.2. Evolution pluriannuelle de COD, CID et $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ .....                                | 136        |
| III. LES PARAMÈTRES DE CONTRÔLE DU CID et du $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ .....                                | 139        |
| III.1. Influence des facteurs hydrologiques.....   | 139        |
| III.2. Les processus d'humification de la matière organique (MO) du sol.....   | 145        |
| III.3. La minéralisation de la matière organique.....  | 146        |
| III.3.1. Relation $\text{pCO}_2$ – COD et COP.....   | 147        |
| III.3.2. Relation $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ – COD.....  | 151        |
| III.4. Les échanges de $\text{CO}_2$ atmosphérique.....  | 153        |
| III.4.1. La relation entre le $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ et la $\text{pCO}_2$ .....                          | 153        |
| III.4.2. La relation entre le $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ et le rapport $\text{CO}_2/\text{alcalinité}$ ..... | 155        |
| III.5. la photosynthèse aquatique.....   | 160        |
| IV. TRAÇAGE ISOTOPIQUE DE L'ALTERATION CHIMIQUE DES MINÉRAUX.....  | 161        |
| IV.1. Influence de la matière organique.....   | 161        |
| IV.2. Relation entre le COD, le déséquilibre ionique et le $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ .....                  | 168        |
| V. CONCLUSION.....   | 168        |
| <br>   |            |
| <b>CHAPITRE VI : BILANS DE TRANSFERT DE CARBONE DANS LE BASSIN VERSANT DU NYONG.....</b>                             | <b>171</b> |
| I. VARIABILITE DES FLUX DE CARBONE.....  | 173        |
| I.1. Variation des flux mensuels en carbone dissous (COD et CID).....  | 174        |
| I.2. Variation des flux mensuels de COP et de MES.....   | 177        |
| I.3. Les flux annuels de carbone.....  | 179        |
| I.3.1. Le carbone organique.....   | 179        |
| I.3.2. Le carbone inorganique.....   | 182        |
| I.3.3. Contributions du bassin versant du Nyong au flux en carbone.....  | 185        |
| II. BILAN DE CARBONE A L'ÉCHELLE DU BASSIN VERSANT DU NYONG.....   | 188        |
| II.1. Production primaire nette et chute de litière.....   | 189        |
| II.2. Bilan du carbone des sols.....   | 191        |
| II.3. Dégazage du $\text{CO}_2$ dans les drains.....   | 194        |
| II.4. Production du CID par minéralisation de la MO.....   | 197        |
| II.4.1. Détermination de la perte en COD.....  | 197        |

|   |            |
|---|------------|
| II.4.2. Estimation de la production de CID.....                                 | 198        |
| II.5. synthèse des bilans.....  | 200        |
| III. EVOLUTION DU $\delta^{13}\text{C}$ AVEC LES CHANGEMENTS DE RESERVOIRS..... | 202        |
| IV. CONCLUSION.....   | 205        |
| <b>CONCLUSION GÉNÉRALE.....</b>   | <b>207</b> |
| <b>BIBLIOGRAPHIE.....</b>   | <b>217</b> |

**INTRODUCTION GÉNÉRALE**



De nombreuses études mettent en évidence une relation entre l'évolution actuelle et passée des climats et le cycle biogéochimique du carbone, au sein duquel l'importance de l'érosion chimique des continents et les transports fluviaux vers les océans ont été largement démontrés (Bernier *et al.*, 1983 ; Meybeck, 1987 ; Amiotte-Suchet et Probst, 1993a, 1993b, 1995 ; Probst *et al.*, 1997 ; Ludwig *et al.*, 1998, 1999 ; Aumont *et al.*, 2001 ; Amiotte-Suchet *et al.*, 2003). Ces transports fluviaux contribuent également à la transformation du carbone, et au dégazage d'une partie du CO<sub>2</sub> vers l'atmosphère. Cette dynamique globale du cycle du carbone nécessite pour une meilleure compréhension la prise en compte de la distribution spatiale des dynamiques régionales, notamment des puits et sources de CO<sub>2</sub>. Les variations et perturbations du cycle biogéochimique du carbone entre les différents réservoirs dépendent essentiellement des fluctuations hydroclimatiques régionales et globales, mais aussi aujourd'hui des activités anthropiques.

A l'échelle régionale, le transfert de carbone est contrôlé par de nombreux processus biogéochimiques parmi lesquels, la photosynthèse et la respiration, l'oxydation des matières organiques, l'altération chimique des roches continentales, l'érosion des sols, la précipitation des minéraux carbonatés. Le CO<sub>2</sub> atmosphérique est fixé sous forme de carbone organique par la photosynthèse, puis oxydé au niveau des sols avant d'être dissous dans les eaux de percolation. L'acide carbonique ainsi formé participe à l'hydrolyse des minéraux silicatés des roches et à la dissolution des minéraux carbonatés avant d'être évacué en solution sous forme d'ions bicarbonates par les eaux de drainage, en même temps que l'érosion mécanique et le lessivage des sols confèrent aux cours d'eau leurs charges organiques.

Dans les eaux continentales, le carbone se trouve ainsi sous différentes formes : carbone organique dissous (COD, 25% pour la moyenne à l'échelle globale), carbone organique particulaire (COP, 20%), carbone inorganique dissous (CID, 38%) et carbone inorganique particulaire (CIP, 17%). En termes de flux à l'océan, 70% de ces transferts (COD, COP, et les deux tiers du CID) proviennent du CO<sub>2</sub> de l'atmosphère et des sols, les 30% restants (CIP et un tiers du CID) résultent de l'altération mécanique et chimique des roches carbonatées. Le COD et le COP ont deux sources principales : la matière organique des sols et la production de phytoplancton au sein des rivières. Le CIP provient essentiellement de l'érosion mécanique des carbonates, même si dans certains cas il résulte partiellement d'une précipitation de calcite dans la colonne d'eau des rivières. Le CID, représentant la fraction de carbone la plus importante, a trois origines : le CO<sub>2</sub> atmosphérique, la dissolution des carbonates, et l'oxydation de la matière organique dans les sols ou dans les rivières. La modélisation géochimique (Amiotte-Suchet et Probst, 1995 ; Gaillardet *et al.*,

1997), ainsi que l'utilisation de traceurs isotopiques (Negrel *et al.*, 1993 ; Probst *et al.*, 1994 ; Gaillardet *et al.* 1999 ; Mortatti et Probst, 2003) ont permis de distinguer les fractions de carbone provenant des différents réservoirs biogéochimiques (l'atmosphère, biosphère/sol, lithosphère). Bien que chaque source de CID présente une signature en  $\delta^{13}\text{C}$  caractéristique : -26‰ à -9‰ pour la matière organique des sols selon que la végétation y est du type C3 ou C4 (Mariotti, 1991), -8‰ à -6‰ pour le  $\text{CO}_2$  atmosphérique (Cerling *et al.*, 1991), et voisine de 0‰ pour les roches carbonatées (Keith et Weber, 1964), il n'y a que relativement peu de travaux dans lesquels les isotopes du carbone sont utilisés pour l'identification des différentes sources de carbone, pour le traçage des transferts de carbone par les rivières vers les océans, ainsi que pour l'étude des transformations du carbone au sein des cours d'eau (Hitchon et Krouse, 1972 ; Dandurand *et al.*, 1982 ; Pawellek et Veizer, 1994 ; Cameron *et al.*, 1995 ; Flintrop *et al.*, 1996 ; Taylor et Fox, 1996 ; Yang *et al.*, 1996 ; Telmer et Veizer, 1999 ; Amiotte-Suchet *et al.*, 1999 ; Aucourt *et al.*, 1999 ; Barth et Veizer, 1999). Sur un même bassin, Les différentes formes de carbone peuvent subir des transformations, soit au cours de leur transfert des sols vers les cours d'eau, soit de l'amont vers l'aval au sein même des rivières. La valeur du  $\delta^{13}\text{C}$  peut ainsi notablement varier sur un même cours d'eau, du fait de l'intervention de processus biogéochimiques (oxydation de la matière organique, photosynthèse et respiration du phytoplancton, échanges avec l'atmosphère) induisant un fractionnement isotopique du carbone. Ainsi l'oxydation et la respiration provoquent un accroissement des concentrations en CID, en relation avec la production de  $\text{CO}_2$ , et donc une diminution du rapport  $\delta^{13}\text{C}$ . Les échanges avec l'atmosphère dépendent de la pression partielle en  $\text{CO}_2$  ( $\text{pCO}_2$ ) de la rivière ; généralement, ils se produisent de la rivière (où  $\text{pCO}_2$  est plus élevée, de l'ordre de  $10^{-2.5}$ ) vers l'atmosphère (où  $\text{pCO}_2$  est d'environ  $10^{-3.5}$ ) ; de la sorte, la signature isotopique du CID tend à s'équilibrer avec celle du  $\text{CO}_2$  atmosphérique.

Si l'étude des rapports isotopiques du carbone « minéral » des eaux d'un bassin fournit certaines clés pour une meilleure compréhension des mécanismes contrôlant le cycle du carbone dans ces milieux, il s'avère fréquemment que des incertitudes persistent dans le système du fait de la présence de carbone organique ; il a par exemple pu être mis en évidence que les valeurs de  $\delta^{13}\text{C}$  de la matière organique ne permettent pas toujours de distinguer dans les cours d'eau le carbone allochtone du carbone autochtone, de même que les valeurs de  $\delta^{13}\text{C}$  du CID ne permettent pas toujours de distinguer les apports de sous-bassins silicatés et carbonatés, le signal initial étant masqué par des processus biogéochimiques (Brunet *et al.*, 2005). Il apparaît donc que les échanges et les transformations du carbone sous ses différentes formes sont très complexes, du fait de la multiplicité des paramètres à prendre en



considération (composition des roches et des sols, type de végétation, vitesse de l'altération et de l'érosion, intensité de l'activité microbiologique, pressions partielles en CO<sub>2</sub> dans les sols et les cours d'eau...). Dans le cadre d'études portant aussi bien sur les mécanismes que sur les bilans, il est donc préférable de commencer par des milieux pour lesquels des hypothèses simplificatrices peuvent être adoptées (substratum monolithologique non carbonaté, type de végétation homogène...) de manière à réduire les sources et mieux comprendre les mécanismes de transferts.

Les travaux de recherche entrepris dans le cadre de cette thèse de doctorat visent à comprendre les transferts de carbone, principalement entre les sols et les cours d'eau à l'échelle du bassin versant du Nyong, dans la zone forestière sud-camerounaise. Au cours des quatorze dernières années, ce secteur, bien représentatif du domaine tropical humide a fait l'objet de nombreuses études, s'inscrivant toutes dans une thématique pluridisciplinaire allant des sciences du sol aux études microbiologiques et géophysiques en passant par l'analyse des régimes pluviométriques et des suivis hydrologiques et hydrogéochimiques. Ces études pluridisciplinaires menées essentiellement dans le cadre de différents programmes de recherche (PEGI, PROSE et PNSE, DYLAT de l'IRD, CAMPUS/CORUS et ORE-BVET) justifient le choix du site de cette étude. L'exploitation des données collectées sur ce secteur permet de bien connaître le milieu naturel, et de commencer à appréhender son fonctionnement (Ndam Ngoupayou, 1997 ; Oliva *et al.*, 1999 ; Viers *et al.*, 2000 ; Braun *et al.*, 2004). Cependant, même si on dispose de données sur les concentrations de COD dans les eaux de drainage ou de COP dans les matières en suspension, sur la dégradation bactérienne des matières organiques des sols, et si le rôle du carbone dans la libération des éléments minéraux au niveau des bas-fonds particulièrement riches en matière organique a été mis en évidence, la dynamique du carbone entre les différents réservoirs (sols, nappes profonde et superficielle, rivières) n'a pas été vraiment abordée. Les écosystèmes forestiers du Sud Cameroun offrent des conditions particulièrement favorables pour une telle étude: (i) le carbone est très abondant dans les bassins choisis, tant dans les sols (les horizons supérieurs de bas fond contiennent plus de 10% de carbone organique), dans les eaux (plus de la moitié de la charge dissoute est sous forme de COD dans les eaux de drainage, les valeurs apparaissant encore supérieures dans certaines eaux stagnantes des zones marécageuses), que dans les MES (dont le COP constitue environ 20%) et (ii) le substratum de la zone étudiée est uniquement silicaté, éliminant ainsi dans les sources la dissolution des carbonates et donc les transports fluviaux sous la forme CIP.

Les principaux objectifs de cette thèse s'articulent autour de deux axes majeurs:

\* l'étude de la dynamique du carbone entre les différents réservoirs (sols, nappes profondes et superficielles, rivières) par une détermination des teneurs en carbone dans les profils de sols (ferrallitiques et hydromorphes) ainsi que l'évolution des teneurs en carbone des cours d'eau en fonction des paramètres hydroclimatiques. La quantification de ces teneurs en carbone permet de déterminer la proportion des différentes fractions, mais aussi, de calculer le bilan de carbone à l'échelle régionale. Les flux en carbone transférés à partir des différents compartiments du bassin permettent ainsi de déterminer l'influence de l'érosion des sols dans le cycle du carbone au sein de ces écosystèmes.

\* l'étude des transformations et des échanges de carbone au sein de chaque réservoir et entre les différents réservoirs et l'identification des processus biogéochimiques par un traçage isotopique au carbone 13. L'analyse isotopique  $\delta^{13}\text{C}$  des différentes formes de carbone, couplée aux variations des teneurs permet d'identifier l'origine du carbone transféré dans les cours d'eau et de mettre en évidence les paramètres qui contrôlent les variabilités spatiales et temporelles de ces teneurs. On distinguera ainsi les processus qui interviennent à l'échelle locale (BVE du Mengong) lors du transfert de carbone des sols aux rivières et les processus qui eux, s'opèrent au sein des cours d'eau, au cours du transfert de carbone d'amont vers l'aval dans un système de bassins versant emboîtés.

Ce mémoire est organisé en six chapitres :

- Le premier chapitre présente le cycle biogéochimique actuel du carbone et l'apport de la géochimie isotopique à l'étude des sources, des transformations (sous ses différentes formes), des échanges et des transferts de carbone entre les différents réservoirs terrestres.

- Le second chapitre consacré au cadre naturel présente la description des caractéristiques géographiques, géologiques, pédologiques, hydroclimatiques, botaniques et anthropiques du bassin versant du Nyong, ainsi que certains traits spécifiques du bassin versant expérimental (BVE) du Mengong.

- Le troisième chapitre est celui des matériels et méthodes d'études. Il présente ainsi les caractéristiques du réseau d'observation du bassin versant du Nyong, les différentes techniques de prélèvement de traitement et de conditionnement des échantillons d'eau et de sol ainsi que les techniques analytiques mises en œuvre.

- Le quatrième chapitre est consacré à l'étude de la dynamique du carbone organique dans les profils de sols ferrallitiques et hydromorphes du BVE du Mengong. Il s'agit de la déterminer, par un traçage isotopique au carbone 13, des différents processus qui interviennent dans la transformation et la stabilisation du carbone organique dans ces sols.

- Dans le cinquième chapitre, présente une analyse des variations temporelles et spatiales des teneurs en carbone des cours d'eau aux échelles locale (BVE du Mengong) et régionale (bassin versant du Nyong), ainsi que les paramètres de contrôles des signatures isotopiques  $\delta^{13}C_{CID}$  dans cet écosystème forestier.

- Le sixième chapitre traite des apports fluviaux de carbone à l'océan et des bilans de processus biogéochimiques qui contrôlent les entrées et les sorties de carbone au sein du bassin du Nyong.

Ce travail à été réalisé dans le cadre d'un projet de coopération « CAMPUS/CORUS » entre la France et le Cameroun, intitulé « Les eaux dans la dynamiques du milieu tropical humide : exemple du bassin versant amont du Nyong au Sud Cameroun » et grâce au soutien du Service de Coopération et d'Action Culturel (SCAC) de l'Ambassade de France à Yaoundé, qui à financé, grâce à une bourse du gouvernement français, des séjours en alternance en France.

Cette thèse est une thèse en co-tutelle entre l'Université de Yaoundé I au Cameroun et l'Université Paul Sabatier de Toulouse en France.



*CHAPITRE I*

*APPORT DE LA GÉOCHIMIE ISOTOPIQUE A L'ÉTUDE DU CYCLE DU CARBONE*



## INTRODUCTION

Au cours 20<sup>ème</sup> siècle, le climat de la Terre a notablement évolué ; il est aujourd'hui admis que ces changements ne feront que s'intensifier si aucune mesure radicale n'est adoptée rapidement. Bien que l'augmentation de la température moyenne du globe puisse apparaître jusqu'à présent relativement modeste - elle est estimée à  $+ 0,6 \pm 0,2$  °C par Cox et *al.* (2000) -, ses effets sur l'environnement et sur les constructions liées aux activités humaines sont déjà évidents (Petit et *al.*, 1999). Cette évolution de la température, que l'on attribue à l'accroissement de la quantité des gaz à effet de serre dans l'atmosphère, remonterait au début de l'ère industrielle. Parmi ces gaz, le CO<sub>2</sub>, même s'il n'est pas le plus actif, représente de loin la contribution la plus importante ; sa concentration atmosphérique a augmenté de façon catastrophique pendant les dernières décennies, du fait des perturbations de son cycle essentiellement liées à une consommation croissante des hydrocarbures fossiles (Marland et Boden, 1993; IPCC, 1994).

Le carbone fait l'objet de nombreux échanges entre les divers réservoirs terrestre, atmosphérique et océanique intervenant dans le cycle global de cet élément. On le retrouve dans l'hydrosphère (océans, lacs et cours d'eau), la lithosphère (roches, sédiments et sols), l'atmosphère et la biosphère (biomasse végétale et animale). Les transferts, les échanges et les transformations du carbone à la surface de la Terre sont régis par les principaux mécanismes suivants: la photosynthèse, la respiration et l'oxydation pour le carbone organique, la dissolution, la précipitation et la diagenèse pour le carbone inorganique. Ces différents mécanismes s'accompagnent généralement d'un fractionnement isotopique du carbone, permettant de déterminer les sources de carbone, ainsi que leurs transformations biogéochimiques au sein des réservoirs ou au cours de leurs transferts d'un réservoir à un autre.

En raison de l'augmentation de la concentration atmosphérique et de son importance relative dans l'effet de serre anthropogène, les scientifiques portent depuis quelques années un intérêt croissant à l'étude du cycle global du carbone (GIEC/IPCC, 2001), afin de mieux comprendre les principaux mécanismes qui contrôlent les transformations de carbone, ainsi que les échanges et les transferts entre les différents réservoirs.

## ***I – LES DIFFERENTES FORMES DE CARBONE ET LEURS CYCLES NATURELS***

Le carbone se trouve sous deux principales formes dans la nature. Il s'agit (a) du carbone organique (CO), qui est produit par des organismes vivants et lié à des éléments comme l'hydrogène, l'azote, le phosphore, le soufre ou l'oxygène dans les molécules organiques ou les hydrocarbures et (b) du carbone inorganique (CI) présent dans des composés inorganiques (minéraux carbonatés) ne comportant pas de liaison C-C ou C-H.

### ***I-1 – Le carbone organique***

Le carbone organique constitue environ 50% de la matière organique (Schlesinger et Melack, 1981 ; Meybeck, 1984) et leurs évolutions sont liées. La matière organique est issue de la décomposition des végétaux, des animaux et des microorganismes, d'où la difficulté d'en donner une description précise ou une composition moyenne. Dans la nature, le carbone organique est susceptible de se transformer en des composés de natures différentes, par des minéralisations ou des enfouissements (tourbe, lignite, charbons, hydrocarbures liquides, gaz naturels). Ces transformations constituent le cycle organique du carbone (fig. I.1).

A court terme (à l'échelle du siècle), la biomasse joue un rôle important, elle stocke et recycle le carbone organique. Les processus de photosynthèse (transformant le carbone inorganique du CO<sub>2</sub> en carbone organique), de respiration (processus inverse à la photosynthèse) et de fermentation sont à la base de ce cycle.

Par contre, à long terme, les processus dominants sont l'enfouissement des matières organiques, la transformation en combustibles fossiles et l'altération. Dans ce cas, les réservoirs de carbone mis en jeu sont très grands mais les flux entre ceux-ci sont faibles, ce qui explique les temps de résidence relativement longs dans les différents réservoirs.

L'érosion du carbone organique continental représente un phénomène majeur dans le cycle global du carbone (Kempe, 1979 ; Degens, 1982 ; Ludwig *et al.*, 1996b ; Probst *et al.*, 1997). Le carbone organique est transféré dans les eaux continentales sous deux principales formes que sont le carbone organique dissous (COD, 25% du flux de carbone total pour la moyenne à l'échelle globale) et le carbone organique particulaire (COP, 20% du flux de carbone total). La limite entre ces deux formes de carbone est définie analytiquement et arbitrairement par filtration à travers un filtre en membrane en fibres de verre de porosité 0,7µm. En terme de flux à l'océan, les plus récentes estimations du flux global de carbone organique apporté par les rivières sont de l'ordre de 400 x 10<sup>6</sup> t C.an<sup>-1</sup> dont 170-195 x 10<sup>6</sup> t



C.an<sup>-1</sup> sous forme particulaire (Ludwig *et al.*, 1996 ; Meybeck et Vörösmarty, 1999) et 200-215 x 10<sup>6</sup> t C.an<sup>-1</sup> sous forme dissoute (Meybeck et Vörösmarty, 1999). En classant les transports fluviaux de carbone organique par régime climatique, Meybeck (1982) a mis en évidence l'importance de la zone tropicale qui contribuerait à 60% au flux global estimé. D'après Ludwig *et al.* (1996b), 50% du flux global de COD et 43% du flux global de COP proviennent de la zone climatique tropicale humide.

Selon leur origine, les apports fluviaux de carbone organique peuvent être classés en deux groupes (Veyssy, 1998) :

- ▶ les apports allochtones issus (a) du lessivage continental des litières (biomasses vivantes et détritiques peu ou pas dégradées) ou des sols (MO associée aux matrices minérales argileuses ou contenue dans les roches), ou (b) des apports anthropiques (rejets domestiques, industriels ou agricoles) ;
  - ▶ les apports autochtones issus de la production primaire fluviale constituée en majeure partie de phytoplancton et de bactéries, mais aussi de macrophytes et d'algues benthiques.
- Meybeck (1993) donne des détails sur les origines naturelles des différentes formes de carbone, dont la synthèse est présentée au tableau I.1.

Tableau I.1 : Formes spécifiques du carbone dans les rivières (modifié d'après Meybeck, 1993)

| Formes spécifiques |                           | Origines naturelles                    |   |
|--------------------|---------------------------|--|---|
| Carbone total (CT) | Carbone dissous (CD)      | Carbone inorganique dissous (CID)      | - Dissolution des carbonates<br>- CO <sub>2</sub> atmosphère et sol<br>- Oxydation des MO         |
|                    |                           | Carbone organique dissous (COD)        | - Lessivage du sol  |
|                    | Carbone particulaire (CP) | Carbone organique particulaire (COP)   | - Erosion du sol<br>- Erosion des roches sédimentaires<br>- Autochtones = Production planctonique |
|                    |                           | Carbone inorganique particulaire (CIP) | -Autochtones = Précipitation de calcite<br>-Erosion des roches sédimentaires                      |

La nature des sources du CO conditionne le devenir de la matière organique. En effet, dans le milieu aquatique, il existe une fraction organique dite labile opposée à une autre dite réfractaire, discrimination établie en se basant sur l'utilisation de la matière organique par les bactéries hétérotrophes. La MO labile est la fraction organique qui est minéralisée en moins d'un an (Lin, 1988 ; Lemaire *et al.*, 2002) ; cette fraction représente une grande part de la MO autochtone et de la MO liée aux rejets domestiques. A l'opposé, la MO allochtone, issue du lessivage des bassins versants et de l'érosion des sols, a subi très souvent de nombreuses

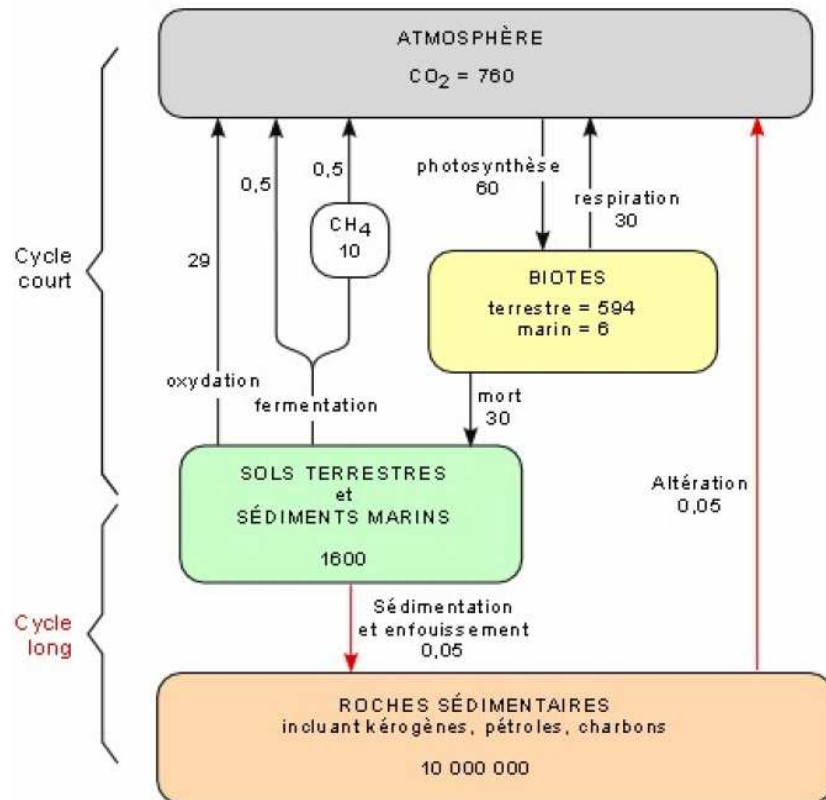


Figure I.1 : Cycle du carbone organique d'après Kump et *al.* (1999). Les stocks sont en GtC, les flux entre réservoirs en GtC.an $^{-1}$

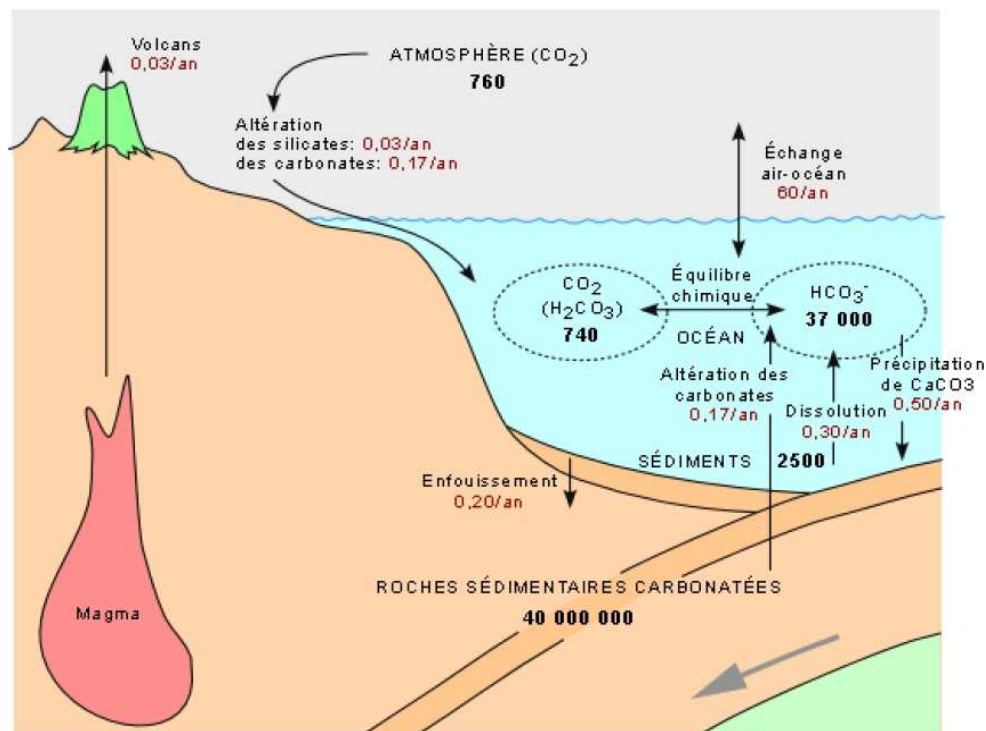


Figure I.2 : Cycle du carbone inorganique d'après Kump et *al.* (1999) . Les stocks sont en GtC, les flux entre réservoirs en GtC.an $^{-1}$ .

transformations biogéochimiques dans les sols avant son arrivée dans la rivière ; elle représente donc une large part du carbone organique réfractaire, dont la dégradabilité doit être envisagée à l'échelle du millénaire (Hedges, 1992).

Le COD est pour une large part constitué de substances humiques qui sont les produits de dégradation des plantes terrestres dans les sols ; ces composés humiques sont lessivés et transférés jusqu'aux rivières (Malcolm, 1990 ; Opsahl et Benner, 1997). Le COD, généralement considéré comme réfractaire, est transporté de manière quasiment conservative jusqu'à la zone côtière (Mantoura et Woodward, 1983). Toutefois, des études récentes montrent que sur certaines rivières, il existe un COD « jeune », dégradable sur un laps de temps court, (émission de CO<sub>2</sub>), équivalent au trajet des eaux fluviales vers la zone cotière (Raymond et Bauer, 2001). Ce COD serait issu des litières fraîchement décomposées (Bloom, 1991) ou de la production phytoplanctonique fluviale (Bianchi *et al.*, 2004).

### ***I-2 – Le carbone inorganique***

A l'échelle du globe, le carbone inorganique est présent dans trois réservoirs que sont l'atmosphère, l'océan et les roches sédimentaires carbonatées (fig. I.2). Dans l'atmosphère, le carbone inorganique est sous forme gazeuse (CO<sub>2</sub>) avec pour principale source le dégazage du manteau lithosphérique (volcanisme). Dans les eaux continentales et marines, le carbone inorganique se présente sous deux formes : le carbone inorganique particulaire (CIP, 17% du flux de carbone total à l'océan) et le carbone inorganique dissous (CID, 38% du flux). Ludwig *et al.* (1996a, 1996b) ont estimé un flux total de carbone inorganique à  $320 \times 10^6$  t C.an<sup>-1</sup> soit 55% du flux total de carbone exporté des continents à l'océan. Le CIP provient essentiellement de l'érosion mécanique des carbonates, même si dans certains cas il résulte partiellement d'une précipitation de calcite au sein des rivières (Dandurand *et al.*, 1982). Dans l'océan, deux tiers du CID proviennent du CO<sub>2</sub> de atmosphère et un tiers de l'altération chimique des minéraux carbonatés des roches et des sols. Dans les eaux continentales, le CID a quatre origines : le CO<sub>2</sub> atmosphérique, la dissolution des carbonates, l'oxydation de la matière organique des sols ou des rivières et l'altération des roches silicatées. Ces quatre points sont détaillés ci-après.

► On observe à l'interface eau – atmosphère une dissolution du CO<sub>2</sub> atmosphérique lorsque la pression partielle du CO<sub>2</sub> (pCO<sub>2</sub>) de l'eau devient inférieure à la pCO<sub>2</sub> atmosphérique. Ce phénomène peut aussi s'observer entre les sols et l'atmosphère ; dans le cas où la pCO<sub>2</sub> des sols devient trop faible, une migration du CO<sub>2</sub> atmosphérique à travers les

pores du sol peut être observée (Pawellek et Veizer, 1994). La solubilisation du CO<sub>2</sub> dans l'eau peut s'écrire de la façon suivante :



► La dissolution des minéraux carbonatés peut être provoquée soit par des acides forts provenant des eaux de précipitation qui s'infiltrent (Mook, 2000 ; Sigg *et al.*, 2000) (éq. 2), soit par des acides faibles résultant de la décomposition de la matière organique du sol et des exsudats racinaires (éq. 3).



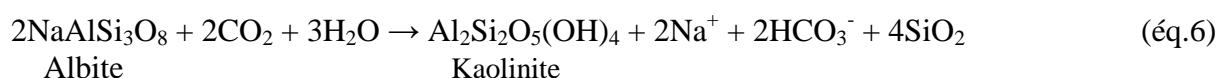
► La minéralisation de la matière organique résulte de l'oxydation des débris végétaux et animaux par les microorganismes du sol d'une part et des exsudats racinaires d'autre part. L'oxydation de la matière organique est favorisée par la dissolution de l'oxygène dans les solutions de sol ou par la réduction des sulfates (éq. 4 et 5) (Clark et Fritz, 1997 ; Spencer et Telmer, 2005).



A l'échelle globale, environ deux tiers des ions bicarbonates transportés par les rivières ont pour origine le carbone organique du sol qui a été minéralisé. Une partie de ce carbone se dégaze au contact de l'atmosphère libre (Mariotti, 1991) et l'autre partie produit de l'acide carbonique et participe à l'altération chimique, libérant des ions bicarbonates. Dans certains rares cas, la décomposition de la matière organique par les bactéries aboutit à la formation du méthane, pour laquelle Clark et Fritz (1997) proposent l'équation suivante :



► L'acide carbonique produit par la minéralisation de la matière organique joue un rôle très important dans l'altération des silicates, comme par exemple dans l'hydrolyse de l'albite (Probst *et al.*, 1994). L'équation suivante illustre cette transformation :



Pour mieux comprendre les processus d'érosion continentale et l'évolution du climat, de nombreuses études se sont focalisées sur l'estimation des bilans d'altération et de consommation de CO<sub>2</sub> à l'échelle globale (Meybeck, 1979 ; Berner *et al.*, 1983 ; Meybeck,

1987 ; Amiotte-Suchet et Probst, 1993a, 1993b, 1995, Gaillardet *et al.*, 1997 ; Ludwig *et al.*, 1998 ; Gaillardet *et al.*, 1999, Amiotte-Suchet *et al.*, 2003) et sur des grands bassins comme l'Amazone (Stallard, 1980 ; Probst *et al.*, 1994 ; Mortatti et Probst, 2003 ; Tardy *et al.*, 2005) ou le Congo (Probst *et al.*, 1992, 1994). Garrels et Mackenzie (1971), ainsi que Berner *et al.* (1983) ont montré que l'altération des silicates est consommatrice de CO<sub>2</sub>, uniquement si on considère le cycle du carbone à long terme. Les bilans de consommation de CO<sub>2</sub> atmosphérique ont été établis sur la base des flux de bicarbonate à l'océan. Malgré les avancées dans la connaissance des flux initiée par le programme SCOPE-UNEP/CARBON (Degens, 1982 ; Degens *et al.*, 1991), des lacunes subsistent du fait que certains des fleuves importants de la planète n'ont pas encore été suffisamment étudiés (Meybeck, 1982, 1993 ; Balakrishna et Probst, 2005). Ainsi en zone tropicale d'où sont issus environ 60% des flux de carbone à l'océan, les études ont principalement été focalisées sur les bassins de l'Amazone et du Congo ; cependant, de nombreux autres bassins dont les apports en carbone peuvent être significatifs restent insuffisamment étudiés (Dupré *et al.*, 1996 ; Boeglin et Probst, 1996, 1998 ; Braun *et al.*, 2004 ; Tardy *et al.*, 2004).

## II - LES ISOTOPES STABLES DU CARBONE

### II-1 - Expression des rapports isotopiques

Le carbone possède deux isotopes stables, <sup>12</sup>C et <sup>13</sup>C, et un isotope cosmogénique et radioactif, le <sup>14</sup>C, provenant de la désintégration du <sup>14</sup>N dans la haute atmosphère, de demi-vie 5,7.10<sup>3</sup> années. Leur abondance respective dans les matériaux terrestres est de 98.89%, 1,11% et 10<sup>-10</sup>% (Stumm et Morgan, 1996).

Les mesures isotopiques sont exprimées sous la forme d'un rapport de l'isotope lourd sur l'isotope léger. Ce rapport est comparé avec celui d'un standard international et exprimé en ‰. La notation δ<sup>13</sup>C a été définie par Craig (1954) pour exprimer le rapport isotopique du carbone de la manière suivante :

$$\delta^{13}\text{C} = \frac{\left[ \left( \frac{^{13}\text{C}}{^{12}\text{C}} \right)_{\text{ech}} - \left( \frac{^{13}\text{C}}{^{12}\text{C}} \right)_{\text{std}} \right]}{\left( \frac{^{13}\text{C}}{^{12}\text{C}} \right)_{\text{std}}} \times 1000 \quad (1)$$

Le standard international pour l'analyse du rapport isotopique du carbone est le PDB (Pee Dee Belemnite) ; il s'agit du rostre fossilisé de *Belemnitella americana* de la formation Pee Dee du Crétacé de Caroline du Sud (USA). Les valeurs généralement négatives obtenues dans les études traduisent le fait que le rapport <sup>13</sup>C/<sup>12</sup>C est généralement plus faible dans les échantillons que dans ce standard caractéristique du domaine carbonaté marin.

## II-2 - Le fractionnement isotopique

Le fractionnement isotopique entre deux espèces correspond à un enrichissement ou un appauvrissement de l'espèce formée (1) par rapport à l'espèce initiale (2). Un fractionnement isotopique peut intervenir au cours d'un changement d'état physique ou chimique ou encore au cours du transit d'un milieu à un autre milieu. On distingue trois principaux processus de fractionnement isotopique.

### II-2-1 - Le fractionnement thermodynamique

Le fractionnement thermodynamique ou équilibre isotopique entre les molécules d'un même élément ou entre différentes phases coexistantes en équilibre (A et B) peut s'exprimer par l'équation d'échange suivante, dans laquelle  $X^0$  et  $X^1$  sont deux isotopes de l'élément X.



(où  $AX^0$  représente la proportion de  $X^0$  dans la phase A)

Le facteur de fractionnement isotopique  $\alpha$  est défini par la constante d'équilibre  $K_X$  de cette réaction d'échange.

$$K_X(T) = \frac{[AX^1][BX^0]}{[AX^0][BX^1]} = \frac{R_{AX}}{R_{BX}} = \alpha_{AX/BX}(T) \quad (2)$$

Cet équilibre isotopique dépend de la température (T). R est le rapport des isotopes respectifs ( $R_{AX} = AX^1/AX^0$  et  $R_{BX} = BX^1/BX^0$ ).

Pour un équilibre entre deux phases (ex : phase gazeuse et phase liquide), le facteur de fractionnement sera :

$$\frac{R_{(phaseA)}}{R_{(phaseB)}} = \alpha_{A/B}(T) \quad (3)$$

Le facteur de fractionnement peut s'exprimer en fonction du delta ( $\delta$ ) dans les phases A et B en équilibre :

$$\alpha_{A/B}(T) = \frac{1 + \delta_A}{1 + \delta_B} \quad (4)$$

Le fractionnement isotopique ( $\epsilon$ ), ici induit par la thermodynamique, est donné par la relation :

$$\epsilon = \alpha - 1 \quad \text{d'où}$$

$$\alpha_{A/B} - 1 = \varepsilon_{A/B} = \frac{\delta_A - \delta_B}{1 + \delta_B} \quad (5)$$

où  $\varepsilon$ , comme  $\delta$ , s'exprime en ‰.

### II-2-2 - Le fractionnement cinétique

Il s'agit d'un fractionnement isotopique à sens unique, c'est-à-dire que la réaction (bio)chimique qui l'engendre est irréversible.



Dans cette réaction, le facteur de fractionnement ne tient pas compte du rapport isotopique à l'équilibre, mais plutôt du rapport isotopique entre le milieu réactionnel initial et final, ou entre la phase initiale et finale. On a :

$$\alpha_{Ci} = \frac{R_{\text{milieu ou phase finale}}}{R_{\text{milieu ou phase initiale}}} \quad (6)$$

D'après cette relation,  $\alpha_{ci} < 1$  et donc  $\varepsilon_{ci}$  négatif traduit un appauvrissement, tandis que  $\alpha_{ci} > 1$  et donc  $\varepsilon_{ci}$  positif correspond à un enrichissement en isotope rare. Comme c'est le cas pour le fractionnement thermodynamique, le facteur de fractionnement cinétique diminue exponentiellement avec la température (Melander, 1960).

### II-2-3 - Le fractionnement par transport (ou par diffusion)

Le fractionnement s'opère ici grâce à une différence de mobilité des molécules de composition isotopiques différentes (exemple : diffusion dans l'air de  $\text{CO}_2$ , avec  $^{13}\text{CO}_2$  moins mobile que  $^{12}\text{CO}_2$ ). D'après la loi de Fick, le flux  $F$  de gaz à travers une unité de surface est :

$$F = -D \frac{dC}{dX} \quad (7)$$

Dans cette relation,  $dC/dx$  est le gradient de concentration dans la direction de la diffusion et  $D$  est la constante de diffusion.  $D$  est proportionnel à la température et au rapport  $1/\sqrt{m}$ , où  $m$  est la masse moléculaire. Cette proportionnalité résulte du fait que toutes les molécules en présence dans le mélange de gaz sont à la même température et donc en moyenne à la même énergie cinétique  $\frac{1}{2}mv^2$ ; la vitesse moyenne des molécules et donc leur mobilité est inversement proportionnelle à  $\sqrt{m}$ . Si la diffusion s'opère d'un gaz A vers un gaz B, le

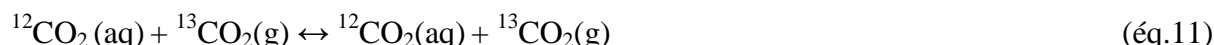
facteur de fractionnement sera donné par le rapport du coefficient de diffusion des deux isotopes. Les masses moléculaires sont alors remplacées par les masses molaires.

$$\alpha = \frac{*D}{D} = \sqrt{\frac{*M_A + M_B}{*M_A \times M_B} \times \frac{M_A \times M_B}{M_A + M_B}} \quad (8)$$

où D et \*D représentent les constantes de diffusions pour les deux isotopes stables.

### II-3 - Le fractionnement entre les espèces carbonatées dans l'eau

Dans les systèmes aquatiques, l'équilibre isotopique du carbone se produit essentiellement entre les phases  $\text{CO}_2 - \text{H}_2\text{CO}_3 - \text{HCO}_3^- - \text{CO}_3^-$  entre lesquelles un fractionnement isotopique pourra être observé. Dans les eaux de surface, les fractionnements isotopiques sont bien connus pour ces équilibres entre 0°C et 40°C et varient de façon quasi linéaire avec la température, dans la gamme de pH de ces eaux (Thode *et al.*, 1965 ; Deuser et Degens, 1967 ; Vogel *et al.*, 1970 ; Mook *et al.*, 1974 ; Zhang *et al.*, 1995 ; Szaran, 1998). Les schémas réactionnels suivants illustrent le fractionnement isotopique de ces espèces en présence du  $\text{CO}_2$  gazeux.



aq = aqueux , g = gazeux

Zhang *et al.*, (1995) ont déterminé les équations des facteurs d'enrichissement isotopique dans le système carbonaté pour les températures entre 5°C et 25°C (tableau I.2).

Tableau I.2 : Equations du calcul des facteurs d'enrichissement isotopique dans le système carbonaté ( $\text{CO}_{2\text{gaz}}-\text{CO}_{2\text{aq}}-\text{HCO}_3^--\text{CO}_3^{2-}$ ) en fonction de la température (Zhang *et al.*, 1995)

| Equations des facteurs d'enrichissement isotopique $\epsilon$ .<br>$\epsilon$ (‰) dépend de la température T (°C)   | $\epsilon$ moyen (en ‰) |       |
|---|-------------------------|-------|
|   | 5°C                     | 25°C  |
| Fractionnement entre $\text{CO}_2$ gaz et bicarbonates<br>$\epsilon_{\text{CO}_{2\text{gazeux}}(\text{HCO}_3^-)} = - (0,1141 \pm 0,003) *T + (10,78 \pm 0,04)$                    | 10,2                    | 7,9   |
| Fractionnement entre $\text{CO}_2$ gaz et carbonates<br>$\epsilon_{\text{CO}_{2\text{gazeux}}(\text{CO}_3^{2-})} = - (0,052 \pm 0,02) *T + (7,22 \pm 0,38)$                       | 7,0                     | 6,0   |
| Fractionnement entre $\text{CO}_2$ gaz et $\text{CO}_2$ aqueux<br>$\epsilon_{\text{CO}_{2\text{gazeux}}(\text{CO}_{2\text{aqueux}})} = - (0,0049 \pm 0,002)*T - (1,31 \pm 0,005)$ | -1,29                   | -1,19 |



Lors de la précipitation des carbonates de calcium, on peut noter un fractionnement cinétique du carbone, dont le facteur d'enrichissement  $\epsilon(\text{CaCO}_3)$ , varie à une température donnée de 25°C entre - 0,35 ‰ et - 3,37 ‰ en fonction de la vitesse de précipitation (Jeffrey et Turner, 1982).

### **III – LES RESERVOIRS DE CARBONE ET LEURS COMPOSITIONS ISOTOPIQUES**

#### **III-1 – Le CO<sub>2</sub> atmosphérique**

L'atmosphère est considérée comme le plus petit des réservoirs de carbone du globe avec un stock estimé à 750 Gt (GIEC, 2007). La concentration en CO<sub>2</sub> atmosphérique a considérablement évolué au cours des derniers siècles, passant de moins de 280 ppm pendant la période préindustrielle (jusqu'à la fin du 18<sup>ème</sup> siècle) à plus de 360 ppm à l'époque actuelle (Barnola *et al.*, 1994 ; Etheridge *et al.*, 1996 ; Berner, 2003). L'impact des activités anthropiques a été mis en évidence dans l'explosion récente de la concentration du CO<sub>2</sub> de l'atmosphère, due notamment à la combustion des hydrocarbures fossiles (Siegenthaler *et Oeschger*, 1987 ; Keeling *et al.*, 1989). Les mesures directes de l'évolution de cette concentration, effectuées au cours des dernières décennies (fig. I.3) montrent, outre une forte croissance des concentrations en CO<sub>2</sub>, une saisonnalité du signal, due en grande partie aux échanges entre l'atmosphère et la biosphère terrestre. En effet, Waring et Schlesinger (1985) indiquent que la baisse de la concentration de CO<sub>2</sub> est attribuable à la photosynthèse durant la période de croissance en été et qu'ensuite, la concentration de CO<sub>2</sub> augmente en hiver, car la respiration continue alors que la photosynthèse est arrêtée.

La valeur moyenne du  $\delta^{13}\text{C}$  atmosphérique est de -7,8‰ (Faure, 1986). On observe depuis le siècle dernier une variation spatiale plus accentuée de cette signature isotopique. Les fortes valeurs sont enregistrées dans l'air océanique, où l'influence des continents est moindre et les concentrations en carbone sont réduites. Les valeurs de  $\delta^{13}\text{C}$  les plus négatives sont observées dans l'air continental, où elles sont dues à un mélange de CO<sub>2</sub> atmosphérique avec des proportions variables de CO<sub>2</sub> d'origine biogénique et anthropogénique (- 25 ‰); ce dernier provient de la dégradation des débris végétaux et de la combustion des hydrocarbures fossiles (Keeling, 1958).

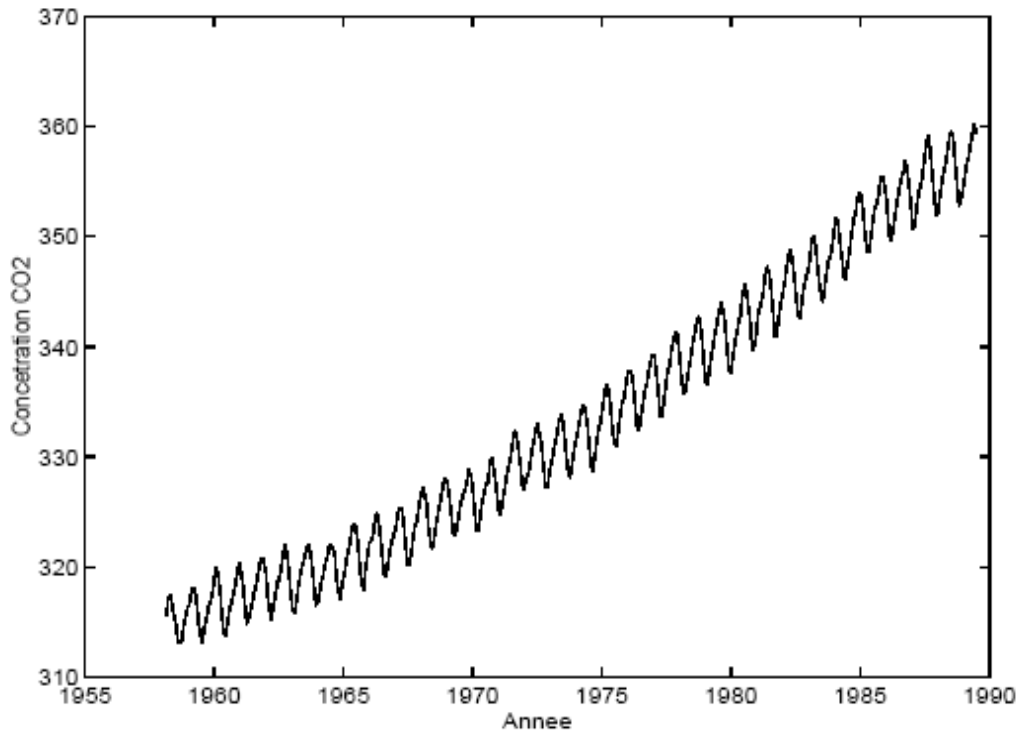


Figure I.3 : Concentration de CO<sub>2</sub> atmosphérique mesurée à Mauna Loa (Hawaï) depuis 1958. Cette courbe illustre la saisonnalité du signal et son augmentation moyenne (Keeling *et* Whorf 1994).

### **III-2 – La biosphère terrestre**

La biosphère terrestre est constituée par la biomasse animale et végétale, ainsi que par le carbone organique stocké dans la tranche supérieure des sols. La biosphère joue un rôle majeur dans la régulation du climat de la Terre et du cycle global du carbone (Hendrickson, 1990). Le stock de carbone de la biosphère est estimé à 2000 Gt (GIEC, 2007). D'après Dixon *et al.* (1994), environ 360 GtC sont stockées dans les forêts, dont 60% (215 GtC) aux latitudes inférieures à 25° et 25% aux hautes latitudes (au-delà de 50°) de latitude Nord. Ces auteurs estiment à environ 250 GtC la quantité stockée dans la matière en décomposition, et à 1200 à 1600 GtC la quantité stockée dans la partie superficielle des sols (moins de 1m de profondeur).

La modification des types de végétation par les activités humaines (cultures, déforestation, feux de brousse...) représente la principale perturbation apportée au stock de carbone de la biosphère. Selon Houghton *et al.* (1995), le changement d'occupation des sols entre 1850 et 1990 aurait été la cause d'une émission cumulée de  $122 \pm 40$  GtC. Depuis, le défrichage des forêts tempérées tend à diminuer et les forêts se développent à nouveau dans

les zones de culture abandonnées (Watson *et al.*, 1990 ; Schimel *et al.*, 1995). En revanche, les émissions de CO<sub>2</sub> dans la zone intertropicale ont principalement augmenté depuis la fin de la seconde guerre mondiale (Watson *et al.*, 1990 ; Dixon *et al.*, 1994; Houghton *et al.*, 1995). L'utilisation généralisée de fertilisants à base de carbone organique et d'azote affecte le réservoir de carbone de la biosphère terrestre en augmentant sa capacité de stockage (Vitousek et Howarth, 1991 ; Schlesinger 1991).

Le  $\delta^{13}\text{C}$  du CO<sub>2</sub> biogénique dépend du type de végétation, et est toujours nettement plus faible (entre - 10‰ et - 30‰) que celui de l'atmosphère dont il provient. Smith et Epstein (1971) ont mis en évidence l'importance de la photosynthèse dans l'acquisition de la composition isotopique  $\delta^{13}\text{C}$  des plantes et du carbone des sols.

### III-1-1 –Photosynthèse

La photosynthèse est le processus métabolique par lequel les plantes utilisent le CO<sub>2</sub> pour synthétiser leurs organes ; ce mécanisme est réalisé en présence de lumière grâce à la chlorophylle. On distingue deux principaux cycles photosynthétiques : le cycle de Calvin et le cycle de Hatch-Slack.

► Pour la majorité des plantes, le processus de photosynthèse est celui du cycle de Calvin. Ce sont les plantes de type C3. Le terme C3 vient du fait que le premier composé organique formé est constitué de 3 atomes de carbone. Le processus de formation de ce composé est une carboxylation, avec pour catalyseur la RubisCO. Les principales plantes concernées sont les arbres, les fougères, les mousses, les algues, la pomme de terre...

► Les plantes fonctionnant selon le cycle photosynthétique de Hatch-Slack sont du type C4. Lors du processus de photosynthèse, le CO<sub>2</sub> est fixé par la plante pour former des composés à 4 atomes de carbone, sous l'action catalytique d'une enzyme appelée PEP carboxylase. Les principales plantes de type C4 sont les graminées d'origine tropicale et aride (le maïs, la canne à sucre, le sorgho...)

Le processus de photosynthèse génère un fractionnement isotopique, les valeurs obtenues variant selon le type du cycle photosynthétique (Farquhar *et al.*, 1989). Craig (1953, 1954) fut le premier à observer que le  $\delta^{13}\text{C}$  des plantes C3 est d'environ - 28‰, ce qui correspond à un fractionnement d'environ -20‰ par rapport au CO<sub>2</sub> atmosphérique. Deines (1980) signale des valeurs du  $\delta^{13}\text{C}$  des plantes en C3 comprises entre - 30‰ et - 24‰. Pour les plantes en C4, le fractionnement est beaucoup plus faible, entre - 2‰ et - 10‰ (Smith et Epstein, 1971). Le  $\delta^{13}\text{C}$  des plantes en C4 varie entre -10‰ et -18‰ (Deines, 1980 ; Faure, 1986) avec une valeur moyenne de -12‰ (Mariotti, 1991).

### III-1-2 - Acquisition de la composition isotopique des sols

La matière organique des sols présente une composition isotopique semblable -bien que légèrement inférieure- à celle de la végétation (Stout *et al.*, 1981 ; Peterson et Fry, 1987; Martin *et al.*, 1990 ; Balesdent, 1991 ; Nadelhoffer et Fry, 1998). Cette matière organique a un  $\delta^{13}\text{C}$  moyen de -26‰ ou -12‰, selon que les sols portent un couvert végétal de type C3 ou de type C4 (fig. I.4). Le  $\text{CO}_2$  des sols provient essentiellement de la dégradation de la matière organique et de la respiration racinaire. Pour ce qui est de la composition isotopique, le fractionnement qui se produit au cours de ces deux processus est négligeable (Amundson *et al.*, 1997). Le  $\text{CO}_2$  produit a en effet une signature isotopique équivalente à celle de la végétation présente sur la zone, ce qui signifie que le  $\delta^{13}\text{C}$  présente des valeurs comprises entre - 26‰ et - 12‰ selon la proportion des plantes en C3 et en C4.

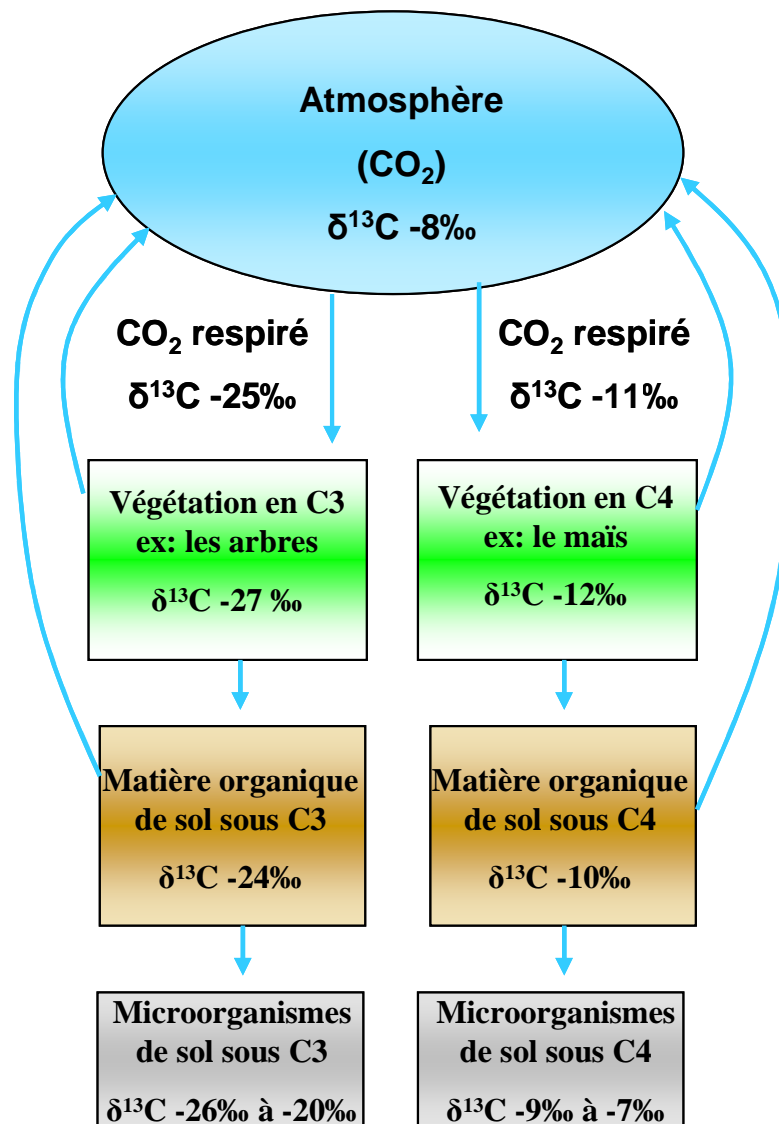


Figure I.4 : Valeurs de  $\delta^{13}\text{C}$  dans les écosystèmes à plantes C3 et C4 (adapté d'après Staddon, 2004)

### III-3 – L'hydrosphère

Le système océanique renferme un stock de carbone de 38 000 Gt, dont 37 400 Gt sous forme inorganique (bicarbonate, carbonate et CO<sub>2</sub> dissous) et 730 Gt sous forme organique. Ce réservoir est le second en importance, loin derrière le réservoir géologique. Le carbone présent dans l'océan existe sous plusieurs formes. En milieu aqueux, coexistent le dioxyde de carbone (CO<sub>2</sub> gaz dissous), l'ion hydrogénocarbonate (HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>), et l'ion carbonate (CO<sub>3</sub><sup>2-</sup>) dans des proportions qui dépendent essentiellement du pH.

Les proportions des différentes espèces minérales dissoutes dans l'océan sont de 1% pour le CO<sub>2</sub>, 90% pour HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> et 9% pour CO<sub>3</sub><sup>2-</sup>. La fraction organique, quant à elle, se trouve sous forme particulaire (COP) et dissoute (COD) (Eppley et Peterson, 1979 ; Toggweiler, 1989). Le CO<sub>2</sub> océanique est à 99% d'origine atmosphérique ; le reste provient des continents (fleuves), et du dégazage du manteau (volcanisme sous marin). L'importance de la circulation des eaux continentales dans le cycle global du carbone a été largement démontrée par des auteurs comme Berner *et al.* (1983), Meybeck (1987), Probst (1992), Amiotte-Suchet et Probst (1993a, 1993b, 1995), Ludwig *et al.* (1998, 1999), Amiotte-Suchet *et al.* (2003). Il a été récemment mis en évidence que les apports de carbone à l'océan par les rivières doivent être pris en compte dans une distribution à l'échelle régionale des sources et des puits de CO<sub>2</sub> (Aumont *et al.*, 2001). Ces apports de carbone à l'océan par les rivières sont estimés en moyenne à 1GtC/an (Ludwig *et al.*, 1996a ; Probst *et al.*, 1997).

Les analyses isotopiques montrent que le CO<sub>2</sub> atmosphérique est presque en équilibre avec les bicarbonates dissous dans l'océan. Le  $\delta^{13}\text{C}_{\text{HCO}_3^-}$  de l'océan est d'environ +1 à +1,5‰ (Mook, 2000). Cette valeur est en accord avec le fractionnement thermodynamique  $\epsilon_{\text{CO}_2\text{gazeux}}(\text{HCO}_3^-)$  de l'ordre de 10‰. La calcite, qui précipite à partir des bicarbonates dissous, a des  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_3^{2-}}$  allant de + 2 à + 2,5‰. Dans l'ensemble, Rightmire (1954) donne pour l'océan des  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$  compris entre - 2,9 et + 1,5‰. Ces derniers sont en général enrichis par rapport aux  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$  observés dans la plupart des fleuves du monde (voir tableau I.3), dont les  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$  couvrent une large gamme de variations (Brunet, 2004).

Chaque source de CID présente une signature en  $\delta^{13}\text{C}$  caractéristique : -26‰ à -9‰ pour le CID provenant de la matière organique des sols selon que la végétation y est du type C3 ou C4 (Mariotti, 1991), -8‰ à -6‰ pour le CO<sub>2</sub> atmosphérique (Cerling *et al.*, 1991), et voisine de 0‰ pour les roches carbonatées d'origine marine (Keith et Weber, 1964).

Pour le carbone organique, la composition isotopique du COD et du COP dans les fleuves a été étudiée par de nombreux auteurs sur plusieurs bassins du monde. Citons par

exemple les travaux sur la rivière Piracicaba au Brésil (Krusche *et al.*, 2002), sur une série de fleuves aux USA (Onstad *et al.*, 2000 ; Bianchi *et al.*, 2002), sur le Saint-Laurent au Canada (Barth *et al.*, 1998), dans des cours d'eau russes (Lobbès *et al.*, 2000), sur la Sanaga au Cameroun (Bird *et al.*, 1993, 1998). Il a ainsi été mis en évidence que la composition isotopique de la matière organique dans les fleuves présente une grande variabilité selon ses origines (Raymond et Bauer, 2001). Ainsi, la signature isotopique du carbone allochtone dépend essentiellement du type de végétation sur le bassin. Elle varie donc en moyenne entre -28‰ et -12‰, selon la proportion de plantes en C3 et en C4. Pour le carbone d'origine autochtone, le  $\delta^{13}\text{C}$  est principalement influencé par la composition isotopique du  $\text{CO}_2$  dissous dans l'eau. En effet, lors de la photosynthèse du phytoplancton, il se produit un fractionnement de l'ordre de - 20‰ : la signature isotopique des matières organiques produites au sein du cours d'eau est comprise entre de - 30‰ et - 40‰.

#### ***III-4 - La lithosphère***

Il s'agit du réservoir de carbone le plus important du globe avec 65 500 000 GtC (IPCC, 2001). Le carbone y est présent sous forme minérale (calcaires et dolomites, accessoirement graphite, diamant) et sous forme de combustibles fossiles (tourbe, lignite, charbon, bitumes, pétrole et gaz naturel).

Le carbone minéral est rencontré dans les roches carbonatées marines ( $\delta^{13}\text{C}$  entre -1 et + 2‰) et d'eau douce ( $\delta^{13}\text{C}$  entre - 8 et - 3‰), mais aussi dans les squelettes internes ou externes d'organismes marins ( $\delta^{13}\text{C}$  entre - 1,7 et - 0,6‰) et d'eau douce ( $\delta^{13}\text{C}$  entre - 15,2 et - 0,6‰) (Keith et Weber, 1964). Les combustibles fossiles proviennent de la dégradation de la matière organique terrestre ou marine par différents processus biogéochimiques. En conséquence, leur gamme de  $\delta^{13}\text{C}$  est large dans les valeurs toujours très négative (-34 à - 18‰) (Faure, 1986). La valeur moyenne globale de  $\delta^{13}\text{C}$  des produits résultant de la combustion de ces matières est estimée à environ -27‰ (Mook, 2000).

Tableau I.3 : Gamme de variations du  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$  dans les eaux de surface (modifié d'après Brunet, 2004)

|                     | Fleuves                       | $\delta^{13}\text{C}$ min (‰) | $\delta^{13}\text{C}$ max (‰)       | références                       |
|---------------------|-------------------------------|-------------------------------|-------------------------------------|----------------------------------|
| Amérique du Nord    | Kalamazoo (USA)               | -11,4                         | -8,7                                | Atekwana et Krishnamurthy (1998) |
|                     | affluents                     | -13,7                         | -9,3                                |                                  |
|                     | Owens Creek (USA)             | -15                           | -9                                  | Kendall <i>et al.</i> (1992)     |
|                     | Shelter Run (USA)             | -20                           | -11                                 |                                  |
|                     | Fraser (Canada)               | -8,24                         | -3,57                               | Cameron <i>et al.</i> (1995)     |
|                     | affluents                     | -10,2                         | -3,71                               |                                  |
|                     | Mackenzie (Canada)            | -22,2                         | -1,3                                | Hitchon et Krouse (1972)         |
|                     | Ottawa (Canada)               | -17,4                         | -7,3                                | Telmer et Veizer (1999)          |
|                     | Ottawa                        | -11,3                         | -4,08                               | Hélie <i>et al.</i> (2002)       |
|                     | Saint-Laurent (Canada)        | -4,7                          | 0,7                                 | Yang <i>et al.</i> (1996)        |
|                     | affluents                     | -1,8                          | 0,3                                 | Barth <i>et al.</i> (1998)       |
|                     |                               | -1,7                          | 2,2                                 | Barth et Veizer (1999)           |
|                     |                               | -6,83                         | 0,11                                | Hélie <i>et al.</i> (2002)       |
|                     | -13,7                         | 0,2                           | Barth <i>et al.</i> (1998)          |                                  |
|                     | -13,3                         | 0,7                           | Barth et Veizer (1999)              |                                  |
|                     | -16,5                         | -6,7                          | Yang <i>et al.</i> (1996)           |                                  |
|                     | Mascouche (Canada)            | -14,21                        | -9,19                               | Hélie <i>et al.</i> (2002)       |
|                     | Cobre (Jamaïque)              | -14,4                         | -10,8                               | Andrews <i>et al.</i> (2001)     |
| Afrique             | Nyong (Cameroun) et affluents | -22,1                         | -10,7                               | Brunet (2004), Cette étude       |
|                     |                               | -20,5                         | -12,5                               |                                  |
|                     |                               | -23,5                         | -12,4                               |                                  |
|                     |                               | -24,9                         | -17,5                               |                                  |
| Amérique du Sud     | Amazone                       | -28,5                         | -11,8                               | Longinnelli et Edmond (1983)     |
|                     | Uruguay                       | -10                           | -8,2                                | Brunet (2004)                    |
|                     | Parana                        | -9,2                          | -8,2                                | Brunet (2004)                    |
|                     | et affluents                  | -11                           | -2,8                                |                                  |
|                     | Lao, Tarapaca (Chili)         | -7                            | 7,3                                 | Aravena et Suzuki (1990)         |
|                     | Orénoque (Vénézuéla)          | -20,1                         | -11,3                               | Tan et Edmond (1993)             |
|                     | et affluents                  | -23                           | -8,1                                | Brunet <i>et al.</i> (2005)      |
|                     | Patagonie (Argentine)         |                               |                                     |                                  |
|                     | Colorado                      | -4,9                          | -2,9                                |                                  |
|                     | Negro                         | -6,3                          | -4,3                                |                                  |
|                     | Chubut                        | 7,7                           | 5,7                                 |                                  |
|                     | Deseado                       | -9,7                          | -1,8                                |                                  |
|                     | Chico                         | -12,8                         | -4,6                                |                                  |
| Santa Cruz          | -7,2                          | -1,8                          |                                     |                                  |
| Coyle               | -5,5                          | -2,5                          |                                     |                                  |
| Gallegos            | -11,5                         | -5,5                          |                                     |                                  |
| Europe              | Danube                        | -11,4                         | 0                                   | Pawellek et Veizer (1994)        |
|                     | affluents                     | -11,1                         | -0,1                                |                                  |
|                     | Lagan (Irlande du Nord)       | -15,1                         | -2,6                                | Barth <i>et al.</i> (2003)       |
|                     | Durance (France)              | -15,9                         | -11,9                               | Dandurand <i>et al.</i> (1982)   |
|                     | Rhin                          | -10,7                         | -4,4                                | Buhl <i>et al.</i> (1991)        |
|                     | affluents                     | -14,4                         | -5,6                                | Buhl <i>et al.</i> (1991)        |
|                     |                               | -17,1                         | -4                                  | Flintrop <i>et al.</i> (1996)    |
|                     | Rhône                         | -11,3                         | -4,1                                | Aucour <i>et al.</i> (1999)      |
| affluents           | -13                           | -2,2                          |                                     |                                  |
| Strengbach (France) | -24,4                         | -9,3                          | Amiotte-Suchet <i>et al.</i> (1999) |                                  |
| Asie                | Gange-Brahmapoutre (Inde)     | -10,1                         | -8,2                                | Galy et France-Lanord (1999)     |
|                     | affluents                     | -12,7                         | 3,9                                 |                                  |
|                     | Indus (Inde)                  | -6,3                          | -1,1                                | Karim et Veizer (2000)           |
|                     | affluents                     | -9,6                          | 0,6                                 |                                  |
| Godavari (Inde)     | -12,1                         | -8,8                          | Brunet (2004)                       |                                  |
| Océanie             | Waimakiriri (N. Zélande)      | -8,78                         | -5,55                               | Taylor et Fox (1996)             |
| affluents           | -15,94                        | -6,9                          |                                     |                                  |

La distribution des signatures isotopiques des matériaux constitutifs de ces quatre principaux réservoirs de carbone du globe est présentée dans la figure I.5.

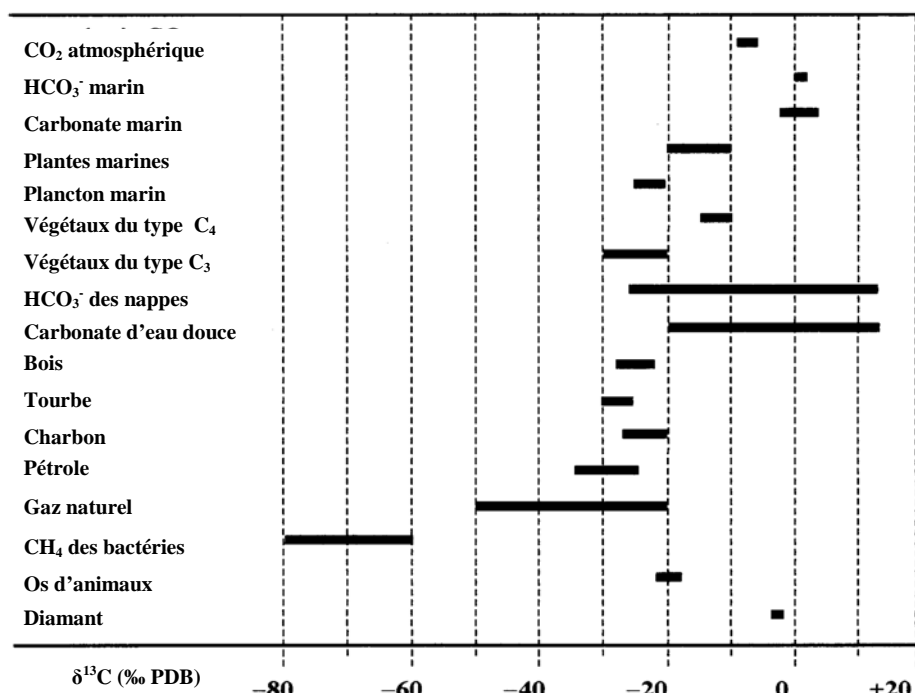


Figure I.5 : Gamme de variation du  $\delta^{13}C$  dans les matériaux naturels d'après Mook (2000)

#### IV – APPLICATIONS DE LA TECHNIQUE ISOTOPIQUE <sup>13</sup>C

##### IV-1 – Dynamique du carbone dans les sols

###### IV-1-1 – Transfert de la signature isotopique des plantes aux sols

Comme nous l'avons précédemment évoqué, la composition isotopique des MOS est généralement proche de celle de la végétation en équilibre sur ces sols. On note néanmoins un léger enrichissement isotopique de quelques unités  $\delta$  dans les mètres supérieurs du sol. Balesdent et *al.* (1993) et Ehleringer et *al.* (2000) émettent différentes hypothèses pour ce qui est des processus susceptibles de produire un tel enrichissement dans les sols. Wynn et *al.* (2006), regroupent ces hypothèses dans trois catégories.

► Un mélange de matière organique de compositions isotopiques différentes, faisant intervenir plusieurs processus :

- l'effet de Suess, provenant d'un appauvrissement isotopique (environ - 1,4‰) du carbone atmosphérique depuis le début de l'ère industrielle (Friedli et *al.*, 1986) ; de ce fait, les MOS présentes avant l'ère industrielle auraient des  $\delta^{13}C$  plus élevés que les MOS postérieures (fig. I.6a);



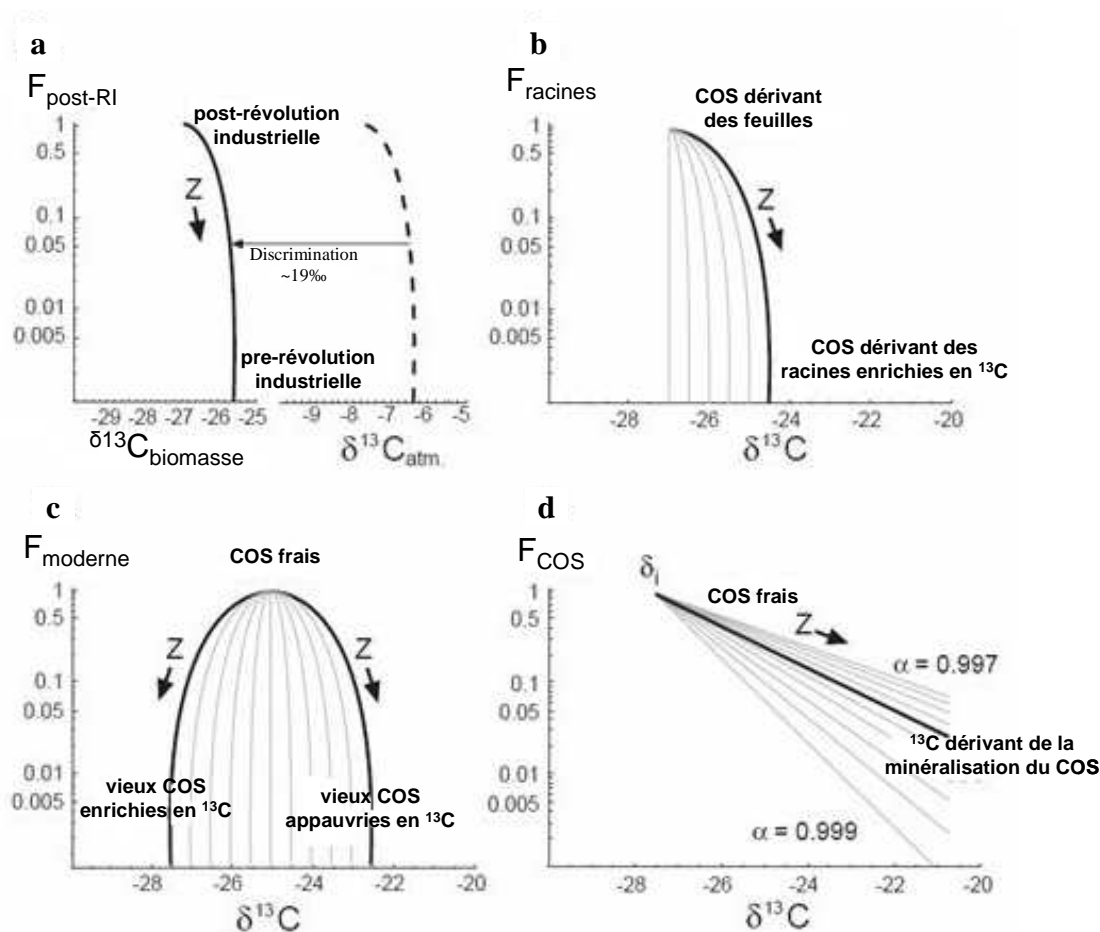


Figure I.6. Modèles de courbes matérialisant la fraction restante de carbone organique du sol (F) par rapport à la composition en isotope stable du carbone du sol ( $\delta^{13}\text{C}$ ) adapté d'après Wynn et al. (2006).

- la discrimination isotopique entre les feuilles et les racines ; en effet, de nombreuses études ont démontré que le  $\delta^{13}\text{C}$  des racines est généralement enrichi par rapport à celui des parties aériennes de la plante (Wedin et al., 1995 ; Schweizer et al., 1999 ; Brugnoli and Farquhar, 2000). Ainsi, une discrimination isotopique pouvant aller jusqu'à + 1,5‰ peut s'observer du fait d'une prédominance des racines sur les feuilles (fig. I.6b);
- Le changement de végétation, par exemple entre plantes en C3 (forêt) et en C4 (savane), induit un marquage *in situ* des matières organiques incorporées au sol ; ceci conduit dans ce cas à une discrimination du  $\delta^{13}\text{C}$  des sols entre la végétation ancienne et la végétation récente pouvant atteindre + 15‰. Le sens de la discrimination (enrichissement ou appauvrissement) est fonction de l'évolution du type de couverture végétale (fig. I.6c).

► Une décomposition préférentielle de certains constituants de la matière organique, de compositions isotopiques caractéristiques. En effet, les composés organiques des plantes présentent une variabilité de  $\delta^{13}\text{C}$  due à la différence du fractionnement métabolique de la plante. Ainsi, la lignine, les lipides et la cellulose sont généralement les composés les plus appauvris de la plante alors que les sucres, les acides aminés, l'hémicellulose et la pectine sont les plus enrichis (Deines, 1980 ; Boutton, 1996). L'accumulation des composés stables (lignine, lipides, cellulose) dans les sols lors de la décomposition de la MOS provoque un accroissement de leur concentration -et donc un enrichissement du  $\delta^{13}\text{C}$ - avec la profondeur.

► Certaines études montrent qu'un fractionnement isotopique cinétique de l'ordre de + 4‰ se produit lors de la maturation de la MOS (Natelhoffer and Fry, 1988 ; Schwartz *et al.*, 1992 ; Balesdent *et al.*, 1993 ; Balesdent et Mariotti, 1996 ; Powers and Schlesinger, 2002). Cet enrichissement peut être déterminé à partir de la relation théorique entre la concentration en carbone organique du sol et la composition isotopique  $\delta^{13}\text{C}$  (fig. I.6d).

#### IV-1-2 – Paléoécologie et cycle du carbone du sol

Le changement de végétation, généralement lié à des variations paléoclimatiques, peut s'accompagner du remplacement progressif dans le sol de la matière organique correspondant au type de végétation précédente par celle du type actuel. Les profils du rapport isotopique  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  des MOS mettent en évidence l'existence de végétations passées d'un type différent de la végétation actuelle, et permet d'estimer la proportion de carbone provenant de l'un ou de l'autre des deux types de végétation (Mariotti et Balesdent, 1990 ; Schwartz, 1993). Cette évolution de la composition isotopique vers la profondeur permet notamment de reconstituer la séquence des épisodes de forêt (C3) et de savane (C4) (Schwartz *et al.*, 1986 ; Mariotti, 1991 ; Martin *et al.*, 1990 ; Trouvé *et al.*, 1992 ; Mariotti et Peterschmitt, 1994 ; Boutton *et al.*, 1998). Dans le cas du Quaternaire récent, la datation de ces MOS dans les profils par la méthode du  $^{14}\text{C}$  donne des indications sur la durée des périodes successives.

Les variations de la composition isotopique dans les profils permettent de comprendre le cycle du carbone dans les sols. Le temps de résidence de la matière organique peut ainsi être déterminé grâce à l'évolution du rapport  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  dans un écosystème où l'on a observé un changement de végétation du type C3 au type C4 ou inversement (Cerri *et al.*, 1985 ; Balesdent *et al.*, 1987 ; Martin *et al.*, 1990).

#### IV-1-3 – CO<sub>2</sub> du sol

Le CO<sub>2</sub> gazeux contenu dans le sol présente des valeurs de δ<sup>13</sup>C beaucoup plus appauvries que celles de l'atmosphère libre. Le CO<sub>2</sub> du sol a plusieurs origines : la dégradation de la matière organique, la respiration des racines et des microorganismes, et le CO<sub>2</sub> atmosphérique (Galimov, 1966). Par conséquent, les valeurs de δ<sup>13</sup>C du CO<sub>2</sub> du sol sont comprises entre - 25‰ et - 9‰ selon la proportion des matières organiques issues de plantes en C3 et en C4 dans le bassin. De même, les pressions partielles de CO<sub>2</sub> dans les sols sont en général beaucoup plus fortes que celles de l'atmosphère, dues à ces processus de respiration et d'oxydation du carbone organique. Rightmire (1978) ainsi que Solomon et Cerling (1987) ont montré que la pCO<sub>2</sub> et le δ<sup>13</sup>C de ce CO<sub>2</sub> dans les sols varient de façon saisonnière. En effet, durant la période hivernale, lorsque l'activité biologique est réduite, les pCO<sub>2</sub> dans les sols sont plus faibles ; ensuite, les pCO<sub>2</sub> augmentent à nouveau lors du printemps et pendant la saison estivale. Pour la signature isotopique du CO<sub>2</sub>, on observe des valeurs de δ<sup>13</sup>C moins négatives en hiver (contribution moins importante du CO<sub>2</sub> biogénique et plus importante de l'atmosphère) qu'en été (reprise de l'activité biologique). Plusieurs études ont utilisé le δ<sup>13</sup>C du CO<sub>2</sub> des sols pour comprendre l'évolution du CO<sub>2</sub> dissous dans le système des eaux souterraines (Rightmire et Hanshaw, 1973 ; Fritz *et al.*, 1978 ; Reardon *et al.*, 1979).

#### IV-2 – Sources et transformations du carbone dans les cours d'eau

Sur un même bassin, le CID, le COD et le COP peuvent subir des transformations, soit au cours des transferts de carbone des sols vers les eaux, soit de l'amont vers l'aval dans la rivière. La valeur du δ<sup>13</sup>C peut ainsi notablement varier sur un même cours d'eau, du fait de l'intervention de processus biogéochimiques (oxydation de la matière organique, photosynthèse et respiration du phytoplancton, échanges avec l'atmosphère, dissolution ou précipitation des minéraux carbonatés), induisant un fractionnement isotopique du carbone (Yang *et al.*, 1996 ; Barth *et al.*, 1998 ; Telmer et Veizer, 1999; Barth et Veizer, 1999; Amiotte-Suchet *et al.*, 1999 ; Hélié *et al.*, 2002 ).

L'oxydation et la respiration provoquent un accroissement des concentrations en CID et donc une diminution du rapport δ<sup>13</sup>C, en relation avec la production de CO<sub>2</sub>. En milieu tropical, sur les grands bassins de l'Amazonie (Longinelli et Edmond, 1983) et de l'Orénoque (Tan et Edmond, 1993), le δ<sup>13</sup>C<sub>CID</sub> indique, avec des valeurs annuelles moyennes de l'ordre de -20‰, un très fort contrôle par les processus de respiration et de dégradation de matière organique.

Les échanges avec l'atmosphère dépendent de la pression partielle en CO<sub>2</sub> (pCO<sub>2</sub>) de la rivière ; généralement, il se produit un dégazage de la rivière (où pCO<sub>2</sub> est plus élevée, de l'ordre de 10<sup>-2.5</sup> atm) vers l'atmosphère (où pCO<sub>2</sub> est d'environ 10<sup>-3.5</sup> atm) ; de la sorte, la signature isotopique du CID tend à s'équilibrer avec celle du CO<sub>2</sub> atmosphérique, du fait d'un départ préférentiel de la fraction légère vers l'atmosphère. D'autres études montrent que ces échanges avec le CO<sub>2</sub> atmosphérique sont plus efficaces dans les grands fleuves, ce qui permet d'observer un signal isotopique plus négatif dans les affluents par rapport au fleuve principal (Longinelli et Edmond, 1983 ; Buhl *et al.*, 1991 ; Taylor et Fox, 1996 ; Atekwana et Krishnamurthy, 1998). De même, dans les lacs, où le temps de résidence de l'eau est assez long, le CID tend vers un équilibre isotopique avec le CO<sub>2</sub> atmosphérique (Yang *et al.*, 1996).

Kendall *et al.* (1992) montrent à partir de l'étude de deux petits bassins versants monolithologiques des Etats Unis que le  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$  permet de distinguer la contribution du CID venant de la dissolution des carbonates de celle du CID provenant de l'hydrolyse des minéraux silicatés. Cette signature isotopique des minéraux carbonatés a été mise en évidence sur différents bassins (Dandurand *et al.*, 1982 ; Pawellek et Veizer, 1994 ; Aucour *et al.*, 1999 ; Barth *et al.*, 2003). Des études sur les isotopes du carbone ont par ailleurs été réalisées sur le petit versant monolithologique silicaté du Strengbach, dans les Vosges (Amiotte-Suchet *et al.*, 1999), permettant de mettre en évidence la contribution des nappes de bas-fond et de versant à l'écoulement du ruisseau.

Si l'étude des rapports isotopiques du carbone « minéral » des eaux d'un bassin fournit certaines clés pour une meilleure compréhension des mécanismes régissant le milieu, il s'avère fréquemment que des perturbations sont introduites dans le système du fait de la présence de carbone organique ; il a par exemple été mis en évidence que les valeurs de  $\delta^{13}\text{C}$  du CID ne permettent pas toujours de distinguer les contributions de sous-bassins silicatés et carbonatés, le signal initial étant masqué par des processus biogéochimiques (Brunet *et al.*, 2005). Il apparaît donc que les échanges et les transformations du carbone sous ses différentes formes sont très complexes, du fait de la multiplicité des paramètres à prendre en considération (composition des roches et des sols, type de végétation, vitesse de l'altération et de l'érosion, intensité de l'activité microbologique, pressions partielles en CO<sub>2</sub> dans les sols et les cours d'eau...).

*CHAPITRE II*

*LE MILIEU NATUREL DU BASSIN VERSANT DU NYONG*



## INTRODUCTION

Cette partie du travail est consacrée à la description des caractéristiques de la zone d'étude. Dans ce chapitre, nous replaçons le bassin versant du Nyong dans un contexte régional, caractérisé par un certain nombre de paramètres physiques et hydroclimatiques semblables et en interconnexions. Ainsi, il apparaît plus intéressant de caractériser ce bassin en le situant dans le domaine tropical humide sous forêt d'Afrique centrale. Ce domaine est compris entre les latitudes 5°S et 5° N et entre les longitudes 8° et 28° Est, et s'étend sur l'ensemble du bassin du Congo et les bassins côtiers du golfe de Guinée. Il couvre le Sud du Cameroun et de la Centrafrique, la Guinée Equatoriale, le Gabon, le Congo et la République Démocratique du Congo. Le bassin versant du Nyong qui est le site sur lequel porte ce travail, fera l'objet d'une description spécifique. Nous mettrons également en évidence les caractéristiques du bassin versant expérimental (BVE) du Mengong, qui est une unité représentative des environnements tropicaux humides sous forêt dense.

Les facteurs naturels qui caractérisent le bassin versant ne sont généralement pas sujets à des changements significatifs à une échelle allant de quelques années à quelques décennies. Ces facteurs couvrent un large spectre de paramètres dont les plus importants seront décrits comme suit :

- (1) *l'orographie et le réseau hydrographique* qui affectent directement le régime hydrologique du bassin, sa capacité de stockage ainsi que le temps de transit ;
- (2) *le cadre géologique* dont la minéralogie, la composition chimique, la structure et la fracturation déterminent la vitesse d'altération ;
- (3) *la couverture des sols* dont la profondeur, les caractéristiques chimiques, la structure et la perméabilité sont prépondérants pour l'évolution de la végétation et pour l'hydrologie souterraine ;
- (4) *les variables hydroclimatiques* influencent le bilan hydrologique ainsi que la répartition spatiotemporelle des précipitations et des débits ;
- (5) *la couverture végétale* qui, de par sa distribution dans le bassin, sa nature, la profondeur de ses racines, son état de santé et son âge, influence le cycle de l'eau, détermine la production des nutriments, et conditionne les processus d'érosion ;
- (6) *l'environnement humain* qui, du fait des activités agricoles et industrielles, tend à créer un déséquilibre de l'écosystème.

## I – SITUATION, OROGRAPHIE ET RÉSEAU HYDROGRAPHIQUE

### I-1 – Situation

Le bassin versant du Nyong est situé entre les parallèles 02° 48' N et 04° 32' N, entre les méridiens 09° 54' E et 13° 30' E (fig. 1). Il a la forme d'une enclume dont la base se situe entre Ebolowa et Sangmelima aux environs du parallèle 3° N et dont les bigornes seraient constituées par l'estuaire et le haut-bassin en amont d'Abong-Mbang. Sa longueur est d'environ 400 km, orientée entre les directions E-O (côté estuaire) et ENE-WSW (côté bassin amont). Sa largeur moyenne est d'environ 70 km, mais peut atteindre jusqu'à 120 km vers la longitude de Yaoundé. Le fleuve Nyong est le deuxième plus important au Cameroun, bien que son bassin versant, d'une superficie de 27800 km<sup>2</sup>, représente à peine 1/5 de la superficie de la Sanaga (premier fleuve du Cameroun en importance avec une superficie de 133000 km<sup>2</sup>) et à peine 1/4 de la superficie de la partie camerounaise drainée vers le bassin du Congo. Le bassin du Nyong qui draine la partie Nord du plateau du Sud Cameroun est limité au Nord par le bassin de la Sanaga, à l'Ouest par l'océan atlantique où son exutoire se trouve dans le golfe de Guinée (tout comme les autres fleuves camerounais de la façade atlantique), au Sud par les bassins de la Lokoundjé et du Ntem et à l'Est par les bassins du Dja, de la Boumba et de la Kadey (sous bassins du bassin du Congo dans la partie camerounaise) (fig. II.1).

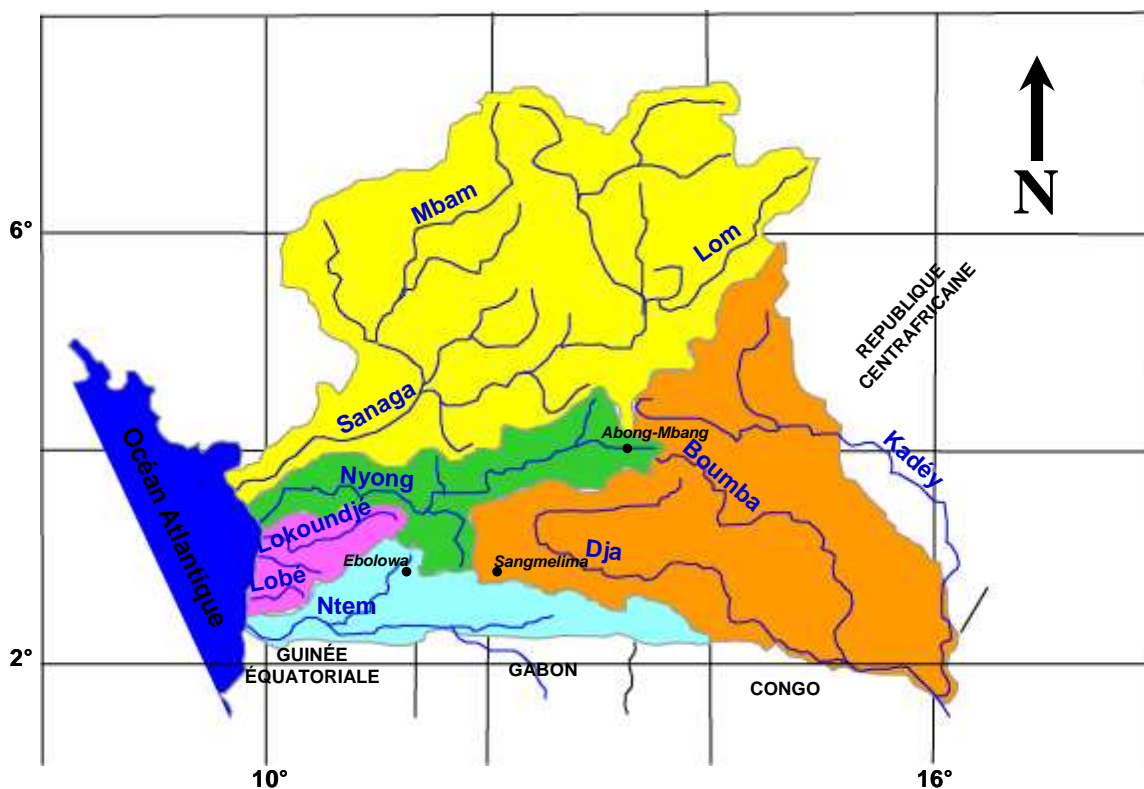


Figure II.1 : Situation au Cameroun du bassin versant du Nyong et des bassins versants environnants



## ***I-2-Orographie et réseau hydrographique***

### ***I-2-1 - Les principales unités géomorphologiques du Sud Cameroun***

Le bassin versant du Nyong est situé sur le plateau du Sud Cameroun, qui est l'unité de relief la plus importante du pays. Le Sud Cameroun présente trois principales unités géomorphologiques, regroupées en fonction des altitudes (Segalen, 1967 ; Morin, 1979).

► Une vaste cuvette, située à l'extrême Est du Cameroun, représente la bordure Nord de la cuvette congolaise ; cette unité de relief constitue une entité particulière de par son altitude entre 300 et 400 m, les terrains anciens qui constituent son substratum et sa morphologie très vallonnée.

► Une plaine côtière à l'Ouest, entre le Mont Cameroun et Campo, ne dépasse guère 350 m d'altitude ; celle-ci est traversée du Nord vers le Sud par le cours inférieur du Mungo, du Wouri, de la Sanaga, du Nyong et du Ntem, principaux fleuves de la façade atlantique du Cameroun.

► Une surface de plateau s'étend sur 600 km d'Ouest en Est, de Yaoundé et Ebolowa jusqu'au-delà de Yokadouma (Cameroun) et Berbérati (Centrafrique). L'altitude moyenne de cette surface est de 700 m. Elle est voisine de 800 m au Nord, décroît jusque vers 600 m dans sa zone médiane, remonte à 750 m à la latitude de Yaoundé et diminue de nouveau vers le Sud. Cette morphologie laisse penser que la surface a été affectée par un important mouvement d'ondulations d'origine tectonique, ayant localement affecté le réseau hydrographique.

Présente dans toute l'Afrique Centrale, cette surface représentée dans notre zone d'étude par le plateau du Sud Cameroun, est appelée "surface d'érosion africaine I" (Ségalen, 1967). Elle est datée de la fin de l'Eocène et présente quatre grands types de paysage. (a) Le premier se situe à proximité de la bordure Ouest du plateau. Il est constitué par des massifs montagneux qui sont des reliefs résiduels, témoins de surfaces plus anciennes. Il est d'extension réduite et relativement rare (région de Yaoundé, Ebolowa, Yoko, Bafia, etc.) et correspond généralement à des noyaux de roche dures. (b) Le second type est une importante zone inondable, situé dans le haut bassin versant du Nyong entre Abong Mbang et Mbalmayo. (c) Le troisième type occupe la majeure partie du Nord du plateau et l'ensemble du haut bassin versant du Dja. Il s'agit d'un modelé avec des interfluves de forme très émoussée et d'une extension de plusieurs kilomètres. (d) Enfin, le quatrième type qui représente l'essentiel du plateau du Sud Cameroun, est constitué par une multitude de petites collines à versants convexo-concaves ("demi-orange"), avec des interfluves relativement peu étendus de l'ordre

du kilomètre. Ce dernier type est caractéristique des régions à climat tropical humide et équatorial, où les processus d'altération supergène sont essentiellement responsables du modelé.

### *I-2-2- Le réseau hydrographique du fleuve Nyong*

Le Nyong prend sa source dans la partie orientale du pays à environ 690 m d'altitude dans la région de Lomié (à l'Est d'Abong Mbang, à une longitude de 13°30'). Il suit un parcours sinueux sur environ 690 km dans une direction globale orientée ENE-WSW jusqu'à l'Océan atlantique. Le plateau du Sud Cameroun et la plaine côtière sont drainés par le réseau hydrographique du fleuve Nyong. La limite entre ces deux unités morphologiques est marquée par une importante rupture de pente au niveau du rebord occidental du plateau, occasionnant une succession de chutes et de rapides. Cette rupture de pente permet de délimiter les deux principales zones qui caractérisent le réseau hydrographique du Nyong.

► Le cours supérieur du Nyong est caractérisé par un relief mou et des pentes très faibles de l'ordre de 0,1‰. Cette partie du bassin présente deux sections à écoulement distinct.

- Dans la première, de la source au confluent du Mfoumou, le fleuve coule dans une vaste zone marécageuse, tout comme ses nombreux affluents. Ici, le lit des cours d'eau est peu ou pas individualisé et n'est marqué que par de simples couloirs ouverts dans la forêt et envahi de graminées aquatiques. Ces zones marécageuses ont une extension variable suivant les saisons et présentent une largeur moyenne de l'ordre de 3 km. Elles correspondent aux 220 km du cours supérieur du Nyong, se transformant parfois en une véritable plaine marécageuse dont la largeur peut atteindre 5 km en aval d'Abong Mbang. A cet endroit, les limites du bassin sont parfois imprécises, les zones marécageuses du bassin du Nyong étant contiguës à celles des bassins limitrophes. Dans cette section marécageuse, le Nyong reçoit de nombreux affluents dont les plus importants sont le Long et le Kom en rive droite, et le Long Mafog en rive gauche.

- La seconde section (237 km) s'étend du Mfoumou à Kaya. Le cours d'eau coule au cœur de la forêt, dans un lit bien marqué, présentant une largeur entre cent et deux cents mètres. Dans cette partie du cours, les zones marécageuses sont plus réduites et le relief est assez marqué ; la végétation aquatique se réduit à quelques formations de macrophytes le long des berges. La plupart des affluents ainsi que leurs tributaires prennent leur source entre 946 m et 1225 m d'altitude. Les plus importants sont dans cette section le Mfoumou, l'Ato, la

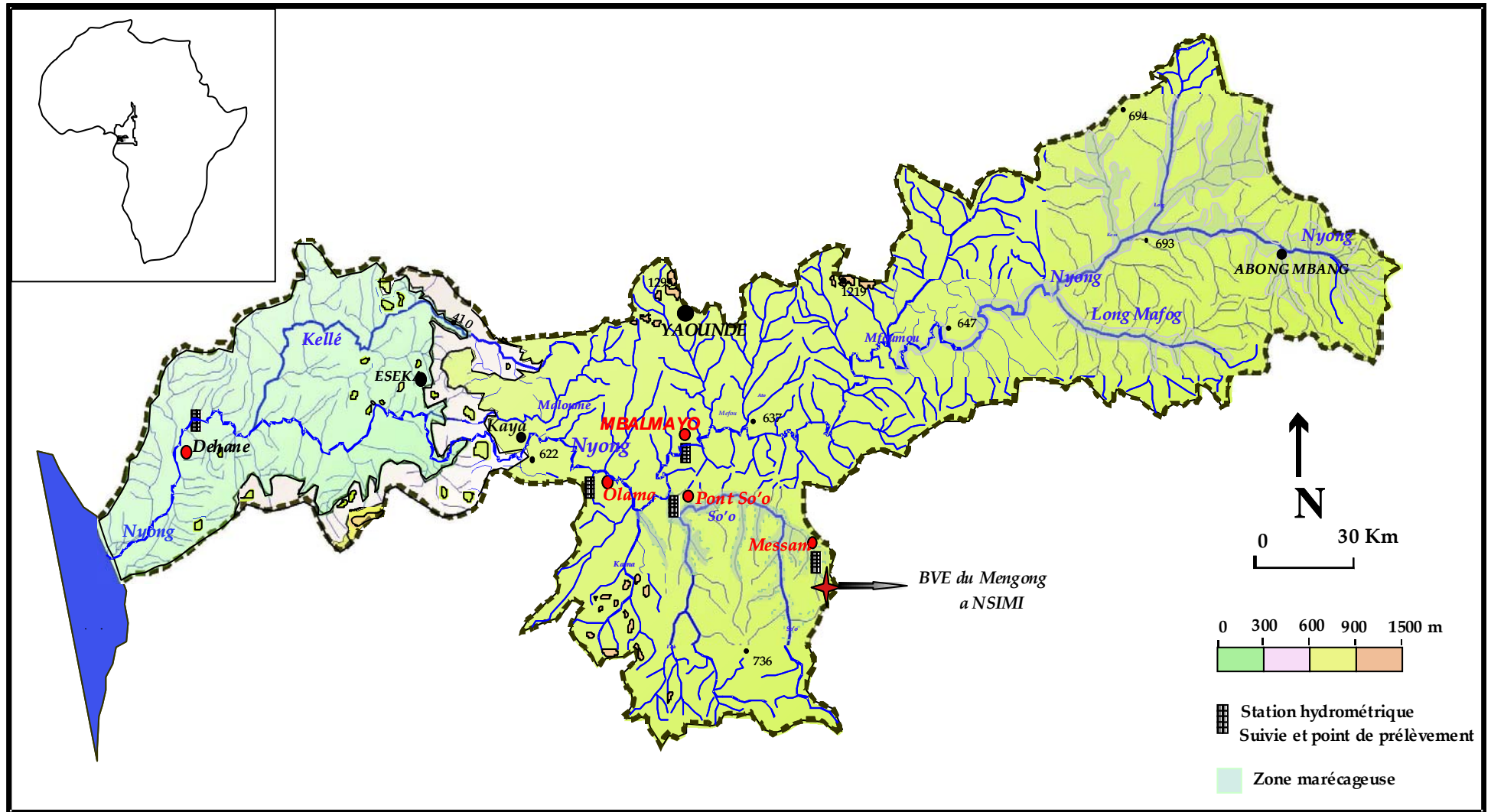


Figure II.2 : Carte orhydrographique du bassin versant du Nyong (Olivry, 1986, modifiée)

Mefou en rive droite et le So'o en rive gauche. Ce dernier est l'affluent le plus important du Nyong et draine un bassin versant de 3120 km<sup>2</sup> qui agrandit considérablement l'extension vers le sud du bassin du Nyong. Le réseau hydrographique du bassin amont du So'o montre d'importantes zones marécageuses (fig. II.2).

► Le cours inférieur du Nyong s'étend sur 233 km, de Kaya à l'embouchure du fleuve. Le fleuve traverse ici un relief très marqué à pentes fortes (en moyenne 6,71 ‰ sur 70 km), dont les escarpements et les ressauts matérialisent le rebord occidental du plateau du Sud Cameroun. Le cours comprend une série de rapides et de chutes sur environ 194 km avant de rejoindre le bief navigable de la plaine littorale sur 39 km. Dans cette partie du bassin qui se réduit parfois à une largeur d'une vingtaine de kilomètre (entre Kaya et Eseka), les affluents ne sont que des petits torrents à forte pente dont les apports restent réduits, à l'exception du Maloumé et du Kellé. Ce dernier est le plus long des tributaires du Nyong, avec une longueur de 190 km ; le haut-bassin du Kellé a une morphologie voisine de celle des bassins de la région de Yaoundé.

## ***II – LE CADRE GÉOLOGIQUE***

Les études portant sur la pétrographie, la géologie structurale, la géochimie et la géochronologie des unités lithologiques du Sud Cameroun mettent en évidence un substratum constitué essentiellement par des roches métamorphiques et plutoniques appartenant au complexe de base daté du précambrien (Feybesse et *al.*, 1987 ; Nzenti et *al.*, 1988 ; Nedelec et *al.*, 1990 ; Nedelec et Nsifa, 1987 ; Nsifa et *al.*, 1993 ; Toteu et *al.*, 1994 ; Tchameni, 1997 ; Vicat, 1998 ; Shang, 2001, Shang et *al.*, 2004). Ce socle est subdivisé en deux grands groupes pétrostructuraux : le groupe du Ntem d'âge archéen à paléoprotérozoïque, et le groupe néoprotérozoïque de Yaoundé charrié sur le précédent (fig. II.3).

### ***II-1 – Le groupe du Ntem***

Le groupe du Ntem, encore appelé par certains auteurs "le complexe du Ntem" est la partie Nord du craton du Congo. Il est formé d'un complexe granulitique constitué de trois unités : l'unité du Ntem datée du Libérien (2900 Ma), l'unité de du Bas-Nyong et de l'Ayna d'âge éburnéen (1800 à 2400 Ma).

► *L'unité du Ntem* comprend trois grands groupes lithologiques : (a) les roches intrusives, qui constituent les trois-quarts des formations archéennes, présentent un caractère charnockitique dominant et sont de type tonalite-trondjemite-granodiorite, granodiorites,

granites et parfois de syénite. Ces formations s'étendent essentiellement entre Ebolowa et Sangmelima ; (b)- la série rubanée est un ensemble gneissique granulitique (leptynites, gneiss variés et noyaux de charnockites peu déformées) ; l'essentiel de ces affleurements se trouvent dans la vallée du Ntem ; (c) les formations ferrifères se caractérisent par l'association de roches basiques (orthoamphibolites avec ou sans grenat, gneiss amphibolitiques), de roches acides (gneiss alumineux et leptynites) et de quartzites. Cette unité porte les empreintes d'une phase de déformation D1 en régime cisailant, associée à un métamorphisme du faciès granulites.

► *Les unités du Bas-Nyong et de l'Ayna* occupent respectivement les bordures Ouest et Est de l'unité du Ntem. Elles ont été mises en place suite à une importante orogénèse post-libérienne. Cet événement se traduit par une réorientation des structures, une blastomylonitisation générale et une reprise métamorphique des faciès amphibolites et granulites. L'unité du Bas-Nyong, qui est la plus étudiée, présente de nombreuses similarités lithologiques et géochimiques avec l'unité du Ntem et n'en diffère que par la structure et le degré de métamorphisme. Cette structure est marquée par deux types de déformation : (a) la déformation D2a, ayant engendré une foliation S2, une linéation L2 et des plis P2 ; (b) la D2b-D2c, responsable du développement de zones de cisaillement blastomylonitiques.

## ***II-2 – Le groupe de Yaoundé***

Le groupe de Yaoundé, daté du Panafricain (500 - 600 Ma), est un ensemble très homogène issu du métamorphisme de haute pression d'un matériel d'origine volcanosédimentaire. Il est constitué des séries de Yaoundé et de Mbalmayo.

► *La série de Yaoundé* est une unité lithologique qui affleure essentiellement dans la région de Yaoundé. Elle est constituée de deux principales entités lithologiques plus ou moins migmatisées : (a) les paragneiss constitués essentiellement d'un assemblage quartzofeldspathique à grenat, biotite, disthène et accessoirement sillimanite ; on note en outre dans ces paragneiss des niveaux de quartzites à grenat et de roches calco-silicatées ; (b) les orthogneiss granulitiques à plagioclase, grenat, biotite, pyroxène et quartz.

► *La série de Mbalmayo* longe sur environ 500 km la bordure Nord du groupe du Ntem, sur laquelle elle a été charriée pendant l'orogénèse panafricaine. Elle est composée essentiellement de chloritoschistes et de micaschistes à rares niveaux quartzitiques ; ses caractéristiques pétrographiques et chimiques sont celles d'une série sédimentaire détritico-argilo-carbonatée.

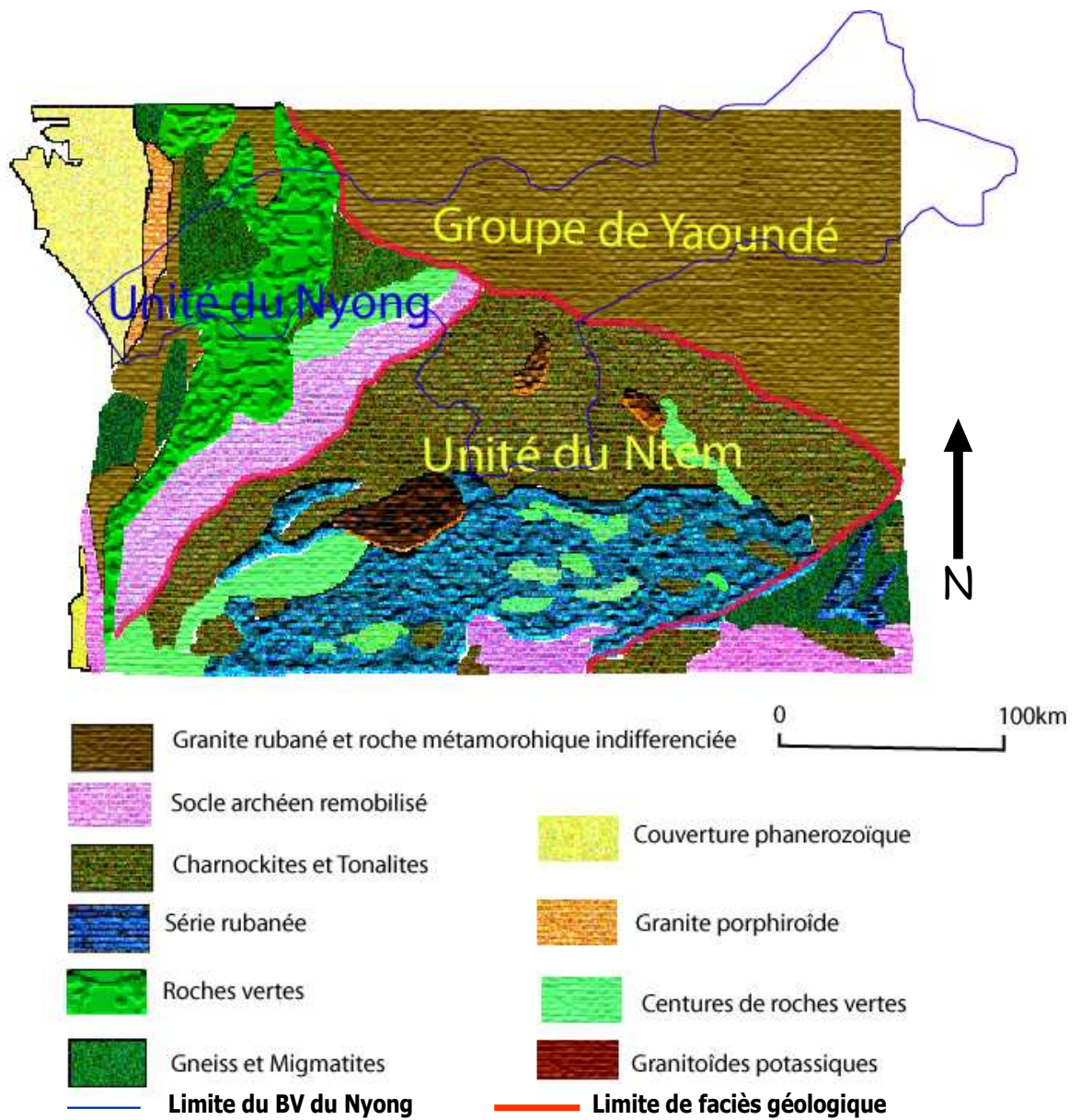


Figure II.3 : Carte géologique simplifiée du Sud-Ouest Cameroun (modifiée d'après Maurizot et al., 1986).

Au plan structural, le groupe de Yaoundé est caractérisé par des structures planes et légèrement pentées vers le Nord. Ces déformations tangentielles sont syn-métamorphiques et s'accompagnent d'un déversement du compartiment supérieur vers le Sud ou le Sud-Ouest, ce qui indique que le groupe de Yaoundé a été charrié sur le groupe du Ntem.

Le bassin du Nyong est partagé entre le groupe de Yaoundé dans sa partie amont, l'unité du Ntem vers le Sud et l'unité du Nyong dans sa partie aval. Ces unités occupent respectivement 65%, 15% et 20% de sa superficie.

### III – LES SOLS

La caractérisation des sols du plateau du Sud Cameroun a permis de les regrouper en trois grandes classes (Martin, 1967 ; Muller, 1987; Bitom, 1988 ; Nyeck, 1988; Vallerie, 1995) : les sols ferrallitiques, les sols hydromorphes et les sols peu évolués.

#### *III-1- Les sols ferrallitiques* (ou oxisols)

Ces sols, d'épaisseur souvent importante (jusqu'à 50 m), sont localisés au niveau des interfluves. Développés sur différents types de roches granitiques ou granitoïdiques, ces sols sont formés de matériaux constitués par un assemblage d'argile (kaolinite), d'oxyhydroxydes et d'oxydes de fer (goethite, hématite) et d'aluminium (gibbsite). Les profils du bassin amont du Nyong comportent fondamentalement cinq horizons. De la surface à la base, on distingue :

- L'horizon humifère (épaisseur moyenne : 15 cm) gris, argileux à structure grumeleuse et une forte porosité. Il est parcouru par un réseau important de racines fines et moyennes et recouvert par une épaisse couverture de litière qui varie de 2 cm au sommet des collines, ainsi que dans les zones de jachère et de culture, à 5 cm sous forêt. Cette litière est constituée de feuilles mortes entières ou dans un état de fragmentation et de décomposition assez avancées ; on y observe aussi des fragments de bois mort et de très nombreuses racines fines. La limite entre l'horizon humifère et l'horizon meuble sous-jacent est diffuse.

- L'horizon meuble est présent entre 15 et 450 cm de profondeur en sommet de versant, et entre 15 et 200 cm à mi-pente. Il passe progressivement du gris clair au brun jaunâtre vers sa limite inférieure. Dans sa partie supérieure, cet horizon est argileux, assez compact, de structure massive à tendance polyédrique et présente quelques débris de racines et de fibres en décomposition. Sa partie inférieure, argilo-sableuse, avec présence de petits grains de quartz et de nodules millimétriques plus ou moins arrondis, montre une structure

massive, compacte et à faible porosité. A la base, la limite avec les horizons indurés ferrugineux est nette.

- La cuirasse ferrugineuse, d'une épaisseur de 3 à 5 m, présente dans sa partie supérieure des nodules rouge-sombre, fortement indurés, et une matrice sableuse brune jaune. La partie médiane est constituée d'une carapace massive indurée riche en quartz, à noyaux glébulaires rouge-ocre. La partie inférieure est quant à elle constituée d'une carapace massive tendre avec des nodules indurés rouge-ocre associés à une matrice argileuse à argilo-limoneuse brun-jaune. A l'échelle du versant, on observe une désagrégation de ces horizons ferrugineux dans la partie supérieure ainsi que dans la partie inférieure des versants.

- L'horizon bariolé brun sombre, argileux à argilo-sableux, épais de 3 mètres en moyenne. On note la présence de nodules riches en quartz, tendres ou légèrement indurés, de structure massive et compacts. Cet horizon est limoneux à sa base avec quelques grains de quartz résiduels grossiers et des traînées filamenteuses jaunâtres à brunâtres.

- En-dessous, on observe un épais niveau saprolitique massif, blanchâtre, limono-argileux à traînées filamenteuses jaunes et brunes, dans lequel la structure de la roche mère sous-jacente apparaît assez bien conservée (fig. II.4).

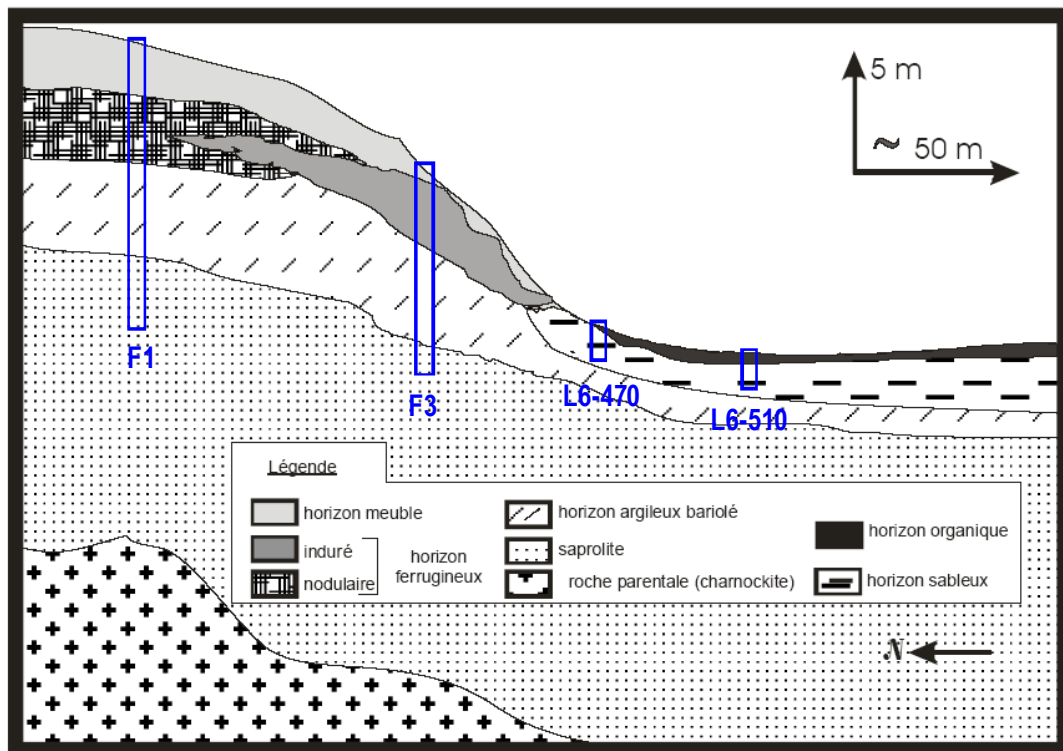


Figure II.4: Organisation de la couverture pédologique dans BVE du Mengong



### **III-2 - Les sols hydromorphes et les sols peu évolués**

Les sols hydromorphes se rencontrent dans les bas fonds et les vallées et correspondent à deux types principaux.

► *Les sols hydromorphes organiques*, localisés surtout à proximité des lits des principaux fleuves et dans certains bas fonds étendus. Leur épaisseur est de l'ordre du mètre. Ils sont caractérisés par une accumulation en surface de matière organique peu décomposée (souvent 20% en masse de l'horizon de surface), riche en débris végétaux divers. A la base de cet horizon, on observe un niveau sablo argileux gris, avec présence de cristaux de quartz bleutés. Le niveau de la nappe phréatique est souvent très élevé pendant toute l'année, le sol ne sèche presque jamais et la transformation des composés organiques est très lente.

► *Les sols hydromorphes minéraux* occupent les petites vallées. Ils présentent un horizon inférieur à gley, de couleur gris à blanc. Dans les situations exondées, cet horizon se transforme en pseudo-gley avec présence de tâches d'une couleur rouille. La teneur en matière organique dans l'horizon superficiel varie dans une large gamme de 2 à 20%. Son épaisseur (20 cm au maximum) est toujours inférieure à celle des sols hydromorphes organiques. Ces sols présentent une texture relativement grossière, sableuse voire granuleuse.

Les sols peu évolués ne sont pas assez répandus dans notre zone d'étude, ils se trouvent sur les massifs montagneux et les talwegs à pente forte.

### **III-3 – Distribution des sols**

Les sols hydromorphes et ferrallitiques sont les plus représentés dans le bassin du Nyong. Pour les formations latéritiques, la distribution spatiale entre sols jaunes et sols rouges est essentiellement liée à trois facteurs pédologiques (Nyeck, 2004).

- Le drainage interne : Les sols rouges se forment préférentiellement dans des zones où le drainage est vertical et libre ; lorsque les sols ne sont pas suffisamment drainés, on observe simultanément la formation de sols rouges et jaunes.
- La texture et la teneur de la roche mère en ferromagnésiens : la richesse de la roche en minéraux ferromagnésiens favorise la formation des oxydes de fer responsables de la couleur rouge des sols.
- le climat et le pédoclimat : Les sols en bas de versant sont généralement jaunes à cause d'une forte humidité, tandis que vers les sommets de versant où l'humidité est moins forte, on observe essentiellement des sols rouges.

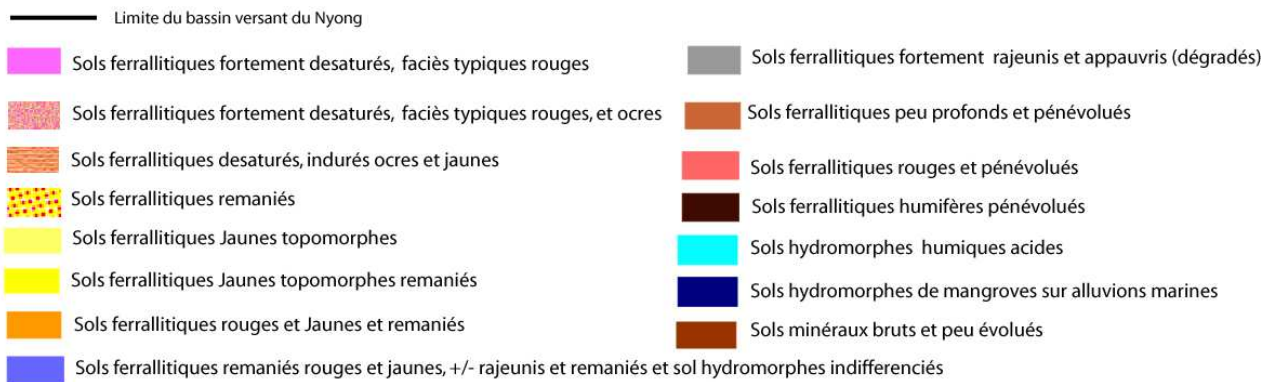
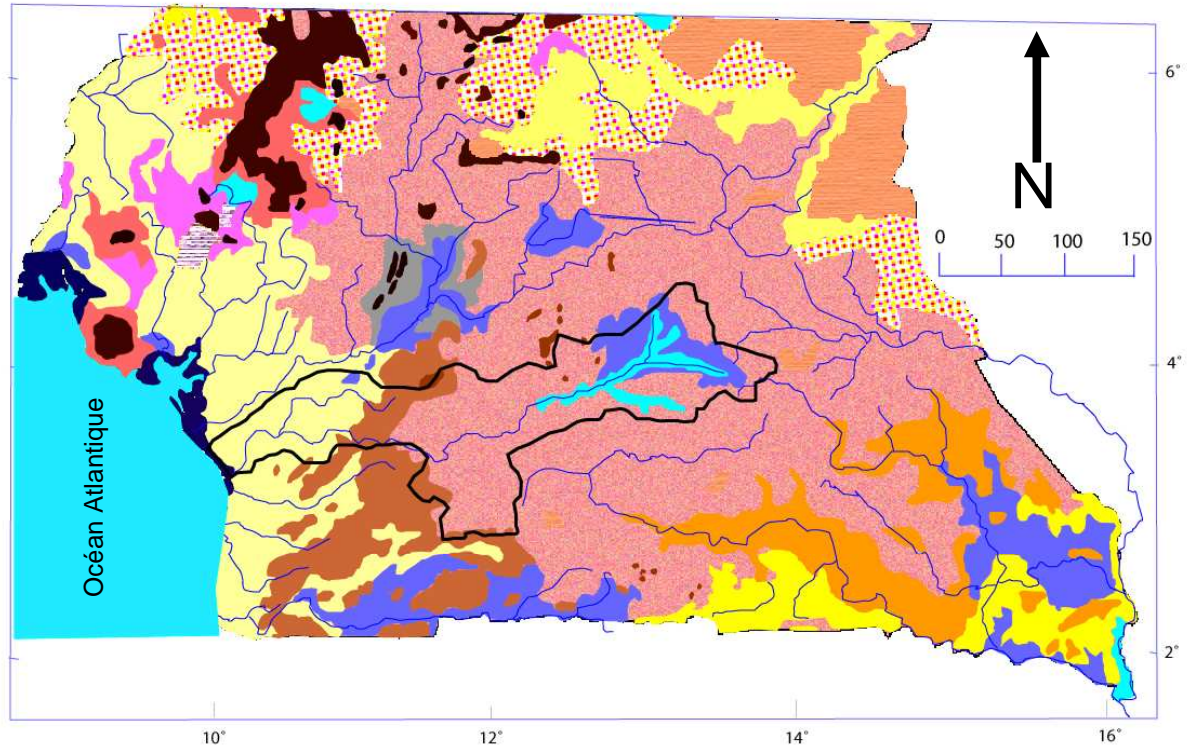


Figure II.5 : Distribution des sols dans le Sud Camroun (adaptée et modifiée d'après Laclavère et Loung (1973) et Santoir et Bopda (1995))

Les sols du plateau forestier du Sud Cameroun ont été représentés sur des cartes de synthèse à l'échelle du 1/500 000. Les unités cartographiques des sols du Sud Cameroun ont été décrites par Santoir et Bopda (1995). Ces derniers distinguent (1) les hauts reliefs sur lesquels on rencontre essentiellement les sols peu évolués et les sols ferrallitiques fortement désaturés des faciès rouge rajeunis avec érosion et remaniement, (2) Les collines largement ondulé et convexes à vallées larges, formées de sols ferrallitiques fortement désaturés typiques rouges sur les versants et de sols hydromorphes dans les bas fonds (3) collines et plateaux fortement ondulés et relativement accidentée formés de sols ferrallitiques moyennement désaturés des faciès ocre, (4) Les plaines faiblement ondulées à larges bas fonds où on rencontre les sols ferrallitiques moyennement désaturés des faciès jaune, les sols faiblement désaturés, rajeunis, appauvris et hydromorphes de bas-fonds, (5) les vallées formées de sols hydromorphes organiques (fig. II.5). En outre, à cause de son accès assez difficile, il n'est pas encore possible de comprendre la distribution exacte des sols dans cet écosystème forestier, et encore moins d'élaborer des cartes plus détaillées à l'échelle du 1/50000.

#### **III-4 - Mise en place et caractéristiques de ces sols**

Les travaux récents consacrés à la genèse, l'organisation, la chimie, l'évolution minéralogique et structurale des différentes couvertures latéritiques du Sud Cameroun, développées le plus fréquemment à partir d'un substratum granitique, continuent à mettre en évidence leur complexité et leur caractère polycyclique (Kotto Same *et al.*, 1990 ; Bitom et Volkoff, 1993; Onguene Mala, 1993 ; Nguenkam, 1994 ; Etame, 1994). La description des profils et des toposéquences caractéristiques dans la zone de Nsimi ainsi que l'interprétation de la mise en place puis de l'évolution de cette couverture sont données par Nyeck *et al.* (1993). Pour Bitom et Volkoff (1993), l'existence d'horizon gravillonnaires associés aux cuirasses et aux carapaces témoigne d'une altération déferruginisante. On se trouverait donc actuellement dans une phase de démantèlement des cuirasses ferrugineuses formées précédemment au cours d'une période moins humide. Bilong *et al.* (1992) pensent que le paysage du Plateau sud-camerounais en collines séparées par des bas fonds souvent marécageux dériverait d'une morphologie primitive en demi-oranges. Une reprise de l'érosion sur ces reliefs serait responsable du paysage actuel mollement ondulé, avec de larges dépressions et un réseau hydrographique assez peu structuré.

Les caractéristiques physico-chimiques des sols de la zone de Nsimi, (Nyeck, 2004) sont présentées au tableau II.1. Ils ont des densités apparentes faibles (1,2 à 1,8)

Tableau II. 1 : Caractéristiques physico-chimiques et compositions des matériaux constituant les profils de sols du BVE du Mengong

|                                    | Roche mère  | Saprolite   | Argiles<br>tachétées | Sols de versants et collines |                 |             | Sols de bas-fonds |             |
|------------------------------------|-------------|-------------|----------------------|------------------------------|-----------------|-------------|-------------------|-------------|
|                                    |             |             |                      | Organo-minéral               | Argileux meuble | Ferrugineux | Organique         | Colluvial   |
| <i>argile</i>                      |             | 22 ± 11     | 25 ± 13              | 38 ± 13                      | 65 ± 21         | 19 ± 11     | 8 ± 7             | 35 ± 11     |
| <i>limon</i>                       |             | 37 ± 13     | 30 ± 11              | 6 ± 6                        | 10 ± 7          | 6 ± 4       | 7 ± 3             | 5 ± 3       |
| <i>Sable</i>                       |             | 40 ± 15     | 40 ± 6               | 54 ± 5                       | 24 ± 6          | 12 ± 8      | 85 ± 8            | 60 ± 10     |
| <i>nodules</i>                     |             | 0           | 4 ± 3                | 2 ± 1                        | 1 ± 1           | 62 ± 15     | 0                 | 0           |
| <i>dens. app. (DA)</i>             | 2,65 ± 0,05 | 1,50        | 1,29                 | 1,24                         | 1,30            | 1,66        | 1,44 ± 0,05       | 1,62 ± 0,16 |
| <i>dens. réelle (DR)</i>           | 2,65 ± 0,05 | 2,80 ± 0,05 | 2,75 ± 0,08          | 2,66 ± 0,02                  | 2,69 ± 0,01     | 2,85 ± 0,07 | 2,65 ± 0,01       | 2,65 ± 0,01 |
| <i>porosité</i>                    | 0           | 0,43        | 0,53                 | 0,51                         | 0,56            | 0,43        | 0,47              | 0,39        |
| <i>SiO<sub>2</sub></i>             | 67,0 ± 3,6  | 65,4 ± 9,7  | 56,4 ± 5,5           | 67,8 ± 0,4                   | 57,2 ± 3,9      | 44,4 ± 8,6  | 92,2 ± 0,7        | 85,5 ± 5,2  |
| <i>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></i> | 15,7 ± 1,0  | 18,7 ± 6,1  | 22,5 ± 3,2           | 15,3 ± 0,4                   | 22,4 ± 2,0      | 21,6 ± 2,2  | 3,18 ± 0,5        | 8,4 ± 3,4   |
| <i>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></i> | 3,8 ± 1,6   | 4,3 ± 2,1   | 9,6 ± 3,8            | 5,1 ± 0,7                    | 8,6 ± 1,4       | 38,6 ± 10,0 | 1,02 ± 0,15       | 3,02 ± 0,81 |
| <i>TiO<sub>2</sub></i>             | 0,30 ± 0,15 | 0,46 ± 0,22 | 0,97 ± 0,46          | 0,99 ± 0,11                  | 1,27 ± 0,06     | 0,71 ± 0,13 | 1,10 ± 0,03       | 0,43 ± 0,01 |
| <i>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></i>  | 0,18 ± 0,07 | nd          | nd                   | nd                           | 0,15 ± 0,02     | nd          | nd                | nd          |
| <i>Na<sub>2</sub>O</i>             | 4,10 ± 0,54 | nd          | nd                   | 0,02                         | 0,02            | nd          | 0,02              | 0,01        |
| <i>K<sub>2</sub>O</i>              | 3,00 ± 1,61 | 0,61 ± 0,29 | 0,61 ± 0,25          | 0,12 ± 0,04                  | 0,10 ± 0,03     | 0,28 ± 0,17 | 0,03              | 0,09 ± 0,09 |
| <i>MgO</i>                         | 11,1 ± 1,04 | nd          | nd                   | 0,10 ± 0,01                  | 0,11 ± 0,01     | nd          | 0,03              | 0,07 ± 0,07 |
| <i>CaO</i>                         | 3,03 ± 1,35 | nd          | nd                   | nd                           | nd              | nd          | nd                | nd          |
| <i>MnO</i>                         | nd          | nd          | nd                   | nd                           | nd              | nd          | nd                | nd          |
| <i>Quartz</i>                      | 25          | 37          | 29                   | 50                           | 31              | 18          | 88                | 76          |
| <i>min. primaires</i>              | 70          | 4           | 4                    | 1                            | 1               | 2           | 0                 | 0           |
| <i>kaolinite</i>                   | 0           | 53          | 55                   | 38                           | 56              | 54          | 8                 | 21          |
| <i>hématite</i>                    | 0           | 3           | 6                    | 3                            | 5               | 14          | <1                | 1           |
| <i>goethite</i>                    | 0           | 2           | 4                    | 2                            | 4               | 10          | <1                | <1          |

du fait de leurs porosités élevées (35 à 56%) ; les densités les plus faibles sont observées dans les matériaux humifères et argileux meubles de la partie supérieure des profils. Les fortes porosités sont liées à l'intense activité biologique et à la structure fine, plus marquée dans les sols rouges. La perméabilité est très élevée en surface (100 à 1000 mm/h) et diminue rapidement vers le bas pour atteindre 10 mm/h vers 1m de profondeur. Ce ralentissement du drainage vertical est à l'origine d'engorgements, susceptibles d'entraîner des drainages latéraux hypodermiques (Humbel, 1976). Les sols latéritiques du secteur étudié apparaissent fortement à moyennement désaturés (pH acide compris entre 4 et 5,5 ; CEC de l'ordre de 10 méq/100g).

La teneur en fer ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ) est faible des la roche mère (3,8%). Elle augmente dans les matériaux d'altération et atteint jusqu'à 38,6% dans la cuirasse avant de décroître dans les matériaux meubles. La proportion de silice ( $\text{SiO}_2$ ) est plus importante dans la roche mère (67%) que dans les matériaux d'altération. L'alumine ( $\text{Al}_2\text{O}_3$ ) est presque conservatrice dans le profil des sols ferrallitique et présente un minimum de 18,7% dans le saprolite et un maximum de 26,3% dans la matrice internodulaire. Les teneurs en titane ( $\text{TiO}_2$ ) sont faibles dans roche mère et la saprolite (0,3% en moyenne). Elle augmente légèrement vers la surface et atteint 1,27% dans l'horizon meuble. Le phosphore ( $\text{P}_2\text{O}_5$ ) présent des valeurs très faibles qui décroissent de la roche mère (0,18%) vers le matériau meuble (0,15%). Le manganèse ( $\text{MnO}$ ), le calcium ( $\text{CaO}$ ), le magnésium ( $\text{MgO}$ ), le sodium ( $\text{Na}_2\text{O}$ ) et le potassium ( $\text{K}_2\text{O}$ ), on des teneurs très faibles et largement inférieures à celle de la roche mère (Nyeck, 2004). Les sols de bas fond sont dominés par les teneurs en silice qui est en moyenne de 76%, tandis que les autres éléments majeurs diminuent considérablement. On enregistre ici 5% de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , entre 3 et 17,4% de  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , 0,4 à 1% de  $\text{TiO}_2$ . Les autres éléments majeurs sont en très faibles proportions.

## IV – CLIMATOLOGIE ET HYDROLOGIE

### *IV-1 - Climatologie*

Le bassin versant du Nyong est soumis à un climat équatorial de type guinéen à quatre saisons. On distingue deux saisons de pluies (une petite entre mars et juin et une grande entre septembre et novembre) séparées par la petite saison sèche (de juillet à août), tandis que la grande saison sèche s'étend de décembre à février. Ce climat est globalement influencé par la circulation des masses d'air atmosphérique ; il en va de même des principaux paramètres

climatiques conditionnant le régime des écoulements : les précipitations, l'insolation, la température, l'humidité relative, l'évapotranspiration et les vents (direction, vitesse).

#### *IV-1-1 – Les précipitations*

D'après Olivry (1986), la moyenne interannuelle des précipitations dans la région du Sud Cameroun a été de 1750 mm au cours de la période de 1950 à 1977. La moyenne mobile sur 10 ans calculée pour les pluies annuelles dans cette région de 1940 à 2000 (Sighomnou, 2004) indique que, après deux décennies de précipitations excédentaires en 1950 et 1960, une période déficitaire s'est installée dès la fin des années 1960 et continue jusqu'au début des années 2000. Au cours de cette période qui dure depuis plus de trente ans, chaque décennie est cependant marquée par quelques années moyennes à humides. La valeur annuelle correspondant aux dix dernières années ne fluctue pas de façon significative d'une année à l'autre. La pluviométrie annuelle sur la période de 1995 à 2005 à Nsimi a été comparée à celles observées à la station météorologique de Sangmélisma située à 40 km au SSE de Nsimi et à celle de Yaoundé située à 120 km au NNW de Nsimi. Cette comparaison indique que la moyenne interannuelle de la pluie à Nsimi (1636 mm) est beaucoup plus proche de celle de Sangmélisma (1668 mm) que celle de Yaoundé (1569 mm). D'une façon générale, on observe que la pluviosité augmente en se décalant vers la façade océanique ; ainsi, au cours de la période 1937-1976, la pluviométrie moyenne annuelle passe de 1479 mm pour Akonolinga à 1638 mm pour Mbalmayo et à 2694 mm pour Edea (Olivry, 1986).

#### *IV-1-2 – L'insolation, la température, l'humidité et l'évapotranspiration*

La valeur moyenne annuelle de l'insolation se situe entre 1500 et 1750 heures dans le Sud Cameroun (Suchel 1987).

Les températures de l'air sont élevées et varient peu pendant toute l'année. La valeur moyenne des températures sur le plateau du Sud Cameroun est de 25°C (23,5°C à Sangmelima et à Yaoundé, 25,0°C à Eseka, 26,5°C à Edea d'après Olivry (1986). Les plus fortes températures sont observées généralement à la fin de la grande saison sèche (février – mars), et les plus faibles pendant la petite saison sèche (juillet – août). L'humidité relative de l'air est en moyenne de 84%. Ces températures élevées et cette forte humidité induisent une importante évapotranspiration qui est responsable de l'essentiel du déficit d'écoulement. La valeur interannuelle de l'évapotranspiration potentielle (ETP) calculée par la formule de Turc varie peu avec la latitude. Elle est de 1208 mm à Sangmelima et de 1218 mm pour la région

de Yaoundé (Olivry, 1986). La valeur annuelle calculée pour l'année 2005-2006 à Nsimi par la formule de Turc est de 1136 mm. Dans l'ensemble, l'évapotranspiration représente près de 70% des précipitations dans la région. La vapeur d'eau qu'elle génère maintient en permanence de l'air humide au-dessus de la zone sud camerounaise.

#### *IV-1-3 – Les vents et les mouvements de masses d'air*

Les vents, généralement dirigés vers le Sud – Ouest (mousson), ont de faibles vitesses, n'excédant que rarement 10 km/h à cause du couvert végétal développée sur le plateau du Sud Cameroun. Les vents les plus forts sont observés vers le début de la petite saison de pluies en mars, ou vers la fin de la grande saison de pluies en novembre. Exceptionnellement, on observe la présence de la brume sèche (poussière atmosphérique) constituées à 95% de silice en provenance du Sahara et des bassins côtiers voisins (Suchel, 1987). L'humidité permanente observée en zone tropicale humide résulte de l'obstacle qu'oppose la forêt sempervirente aux advections d'air sec d'origine saharienne. Elle empêche tout réchauffement excessif, rejette au-delà des régions qu'elle recouvre des dépressions thermiques et participe ainsi à l'élaboration de masse d'air fraîche dite équatoriale. Ces dernières facilitent des ascendances et des pluies en toute saison (Leroux, 1980 ; Sighomnou, 2004). D'après Suchel (1987), le Sud Cameroun est rarement atteint par le FIT (front intertropical) et se trouve exempt d'une véritable saison sèche, bien que tous les travaux s'accordent sur un découpage de l'année en quatre saisons pour les bassins du Sud forestier.

### ***IV-2 – Hydrologie***

#### *IV-2-1 – Le régime hydrologique*

Dans le bassin amont du Nyong, les débits sont directement reliés aux précipitations, l'évapotranspiration étant relativement constante au cours du cycle hydrologique. On observe donc dans cette zone un régime hydrologique assez simple, caractérisé par (a) une remontée des eaux lors de la petite saison des pluies commençant vers mars-avril ; (b) une dépression généralement peu marquée correspondant à la petite saison sèche (juillet-août) ; (c) les hautes eaux pendant la grande saison de pluies entre septembre et novembre dues aux fortes précipitations causant des crues intenses et souvent de longues durées ; et (d) des étiages durant la grande saison sèche entre décembre et février. La relation pluie-débit à l'échelle journalière est illustrée par les hydrogrammes du Mengong à l'exutoire de Nsimi et du Nyong à Mbalmayo (figure II.6).

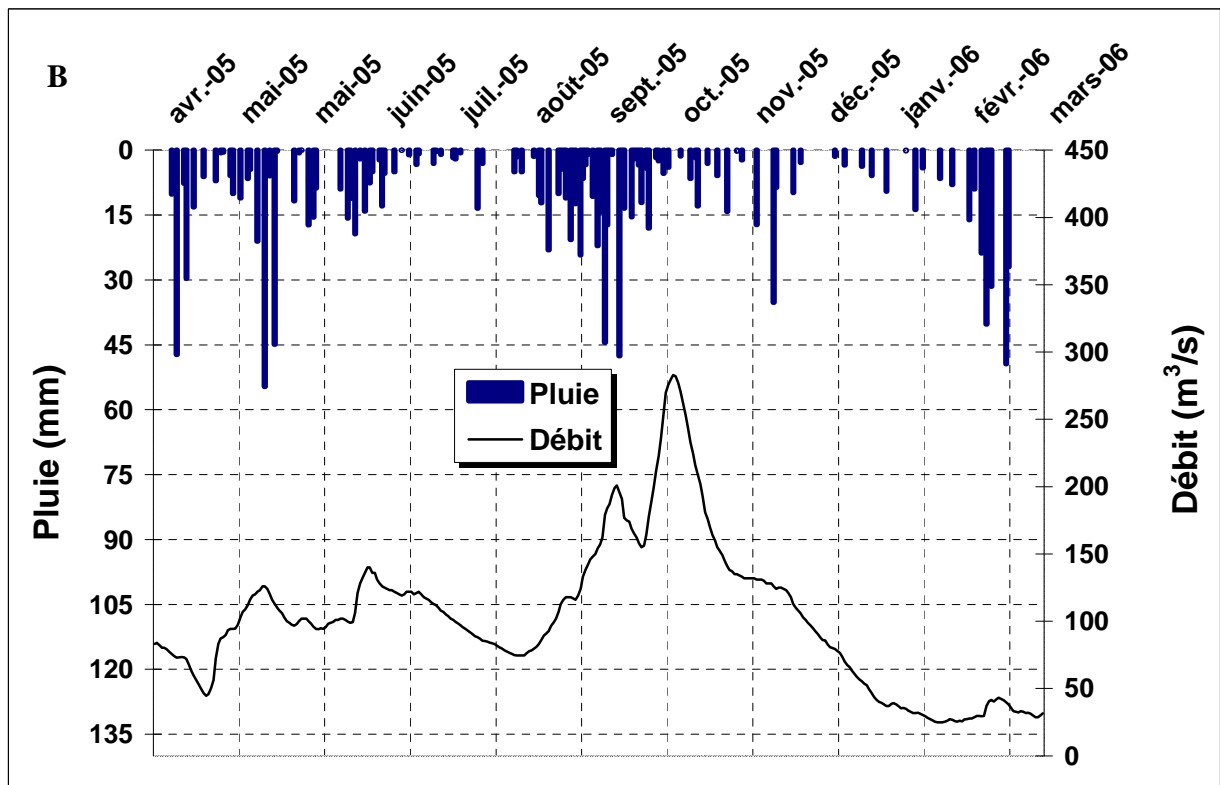
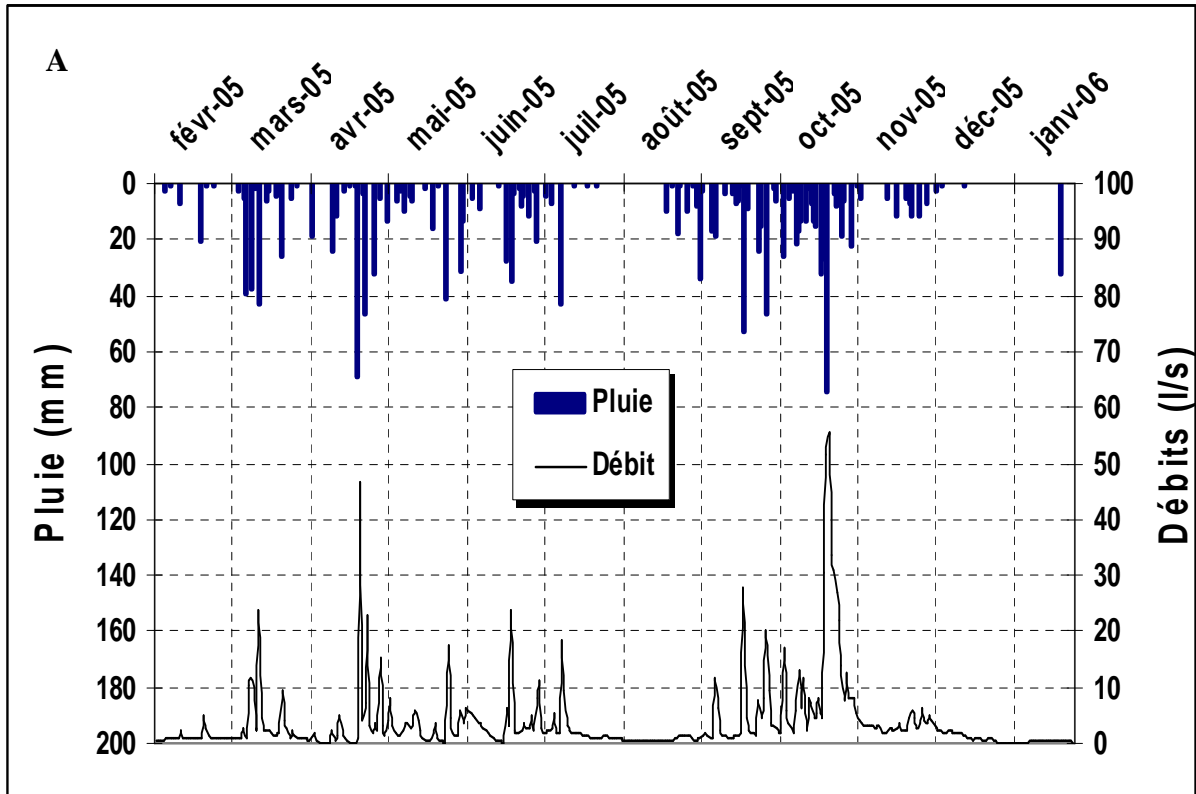


Figure II.6 : Variations temporelles des précipitations et des débits journaliers aux échelles (A) locale (BVE du Mengong) et (B) régionale (Nyong à Mbalmayo) au cours de la période 2005-2006.



Ces hydrogrammes caractérisent le régime hydrologique du bassin à une échelle locale (BVE de Nsimi) et à l'échelle régionale (bassin amont du Nyong). L'échelle locale est caractéristique des bassins de très petite taille où les pics des débits moyens journaliers correspondent aux jours de pluie. A chaque événement pluvieux correspond une crue, dont la réponse est quasi instantanée, et qui génère environ 85% des écoulements à l'exutoire. A l'échelle régionale, les pics de débits sont légèrement décalés et interviennent après les pics de pluies, ceci en raison du temps de transfert des flux hydriques qui est évalué à un mois environ entre le bassin versant élémentaire et l'exutoire du Nyong.

#### IV-2-2 – Débits moyens annuels et interannuels

##### i – Moyennes annuelles

Celles-ci ont été calculées à partir des données journalières collectées depuis 1998 en cinq stations du bassin amont du Nyong. En chacune de ces stations, les débits et flux moyens sur la période 1998-2006 ont été déterminés (tableau II.2) pour permettre une comparaison avec les cycles plus spécifiquement étudiés dans ce travail. De même, en rapportant ces débits à la taille des bassins (débits spécifiques), une comparaison régionale peut être faite, mettant en évidence que, bien que l'essentiel des apports hydriques proviennent de la partie amont du bassin (fig. II.7), la partie sud présente les débits spécifiques les plus importants. Le débit du Nyong à Olama est principalement constitué par les apports en eau du Nyong amont (67% des apports) ayant transité par Mbalmayo, et par ceux du So'o (20% des apports) correspondant à la partie sud du bassin. La contribution en eau (flux) des deux rivières ci-dessus a été estimée à partir des moyennes pluriannuelles de leurs débits.

Tableau II.2: Caractéristiques hydrologiques des sous-bassins du Nyong pour la période 1998-2006 (données ORE-BVET Cameroun)

| Rivière | Station   | Superficie<br>(km <sup>2</sup> ) | Débit<br>(m <sup>3</sup> .s <sup>-1</sup> ) | Débit spéc<br>(l.s <sup>-1</sup> .km <sup>-2</sup> ) | Flux<br>(km <sup>3</sup> .an <sup>-1</sup> ) |
|---------|-----------|----------------------------------|---|--|--|
| So'o    | Pont So'o | 3120                             | 40  | 13   | 1,26   |
| Nyong   | Mbalmayo  | 13555                            | 134   | 10   | 4,2  |
| Nyong   | Olama     | 18510                            | 203   | 11   | 6,3  |

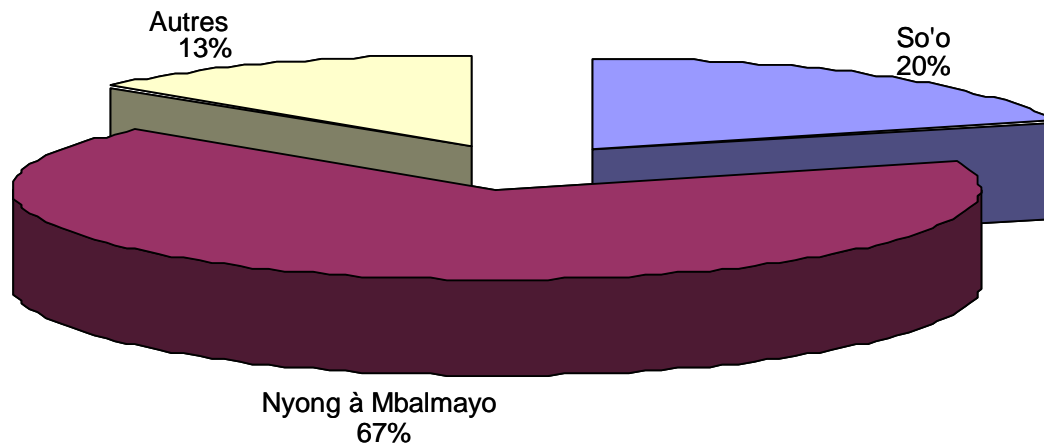


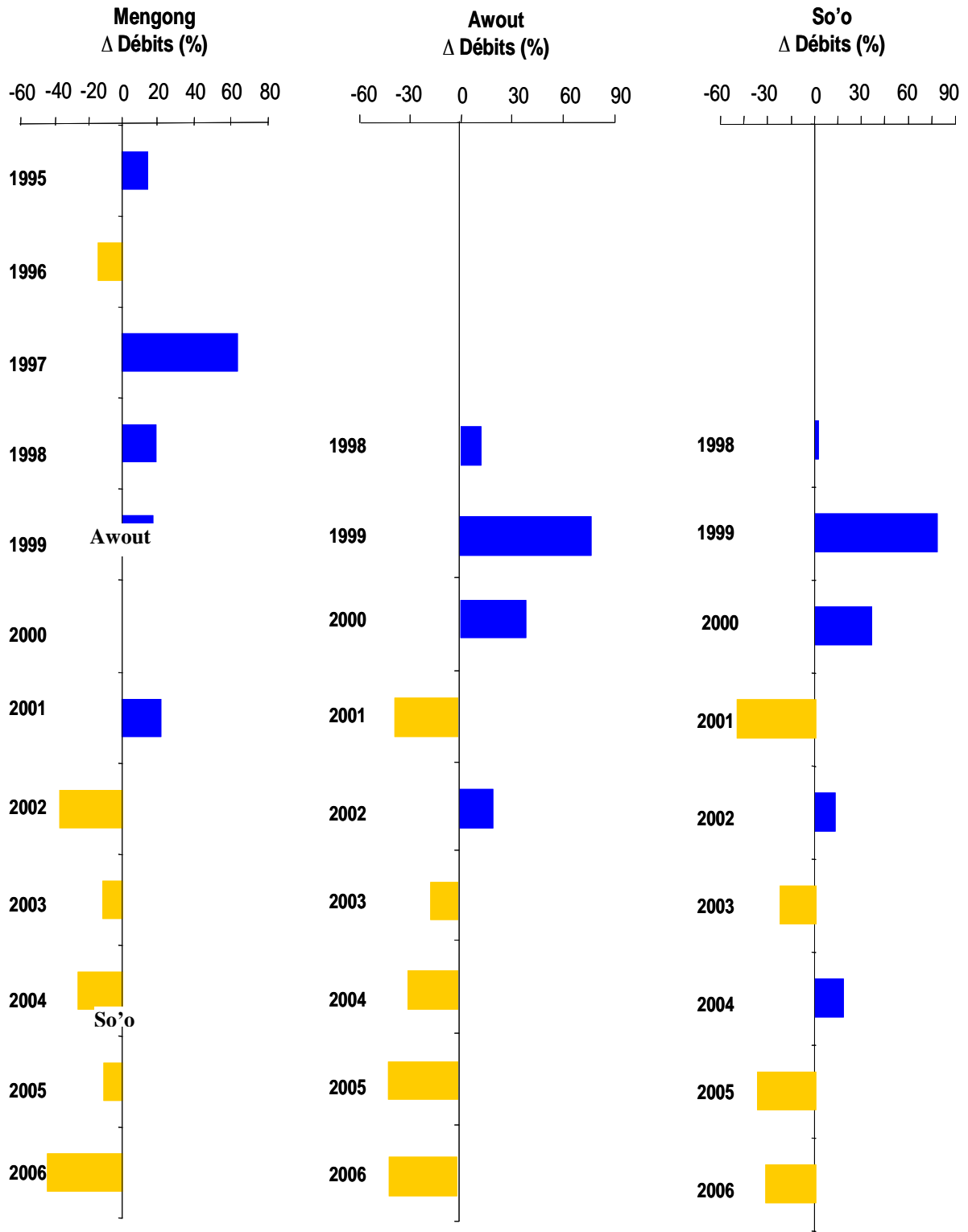
Figure II.7 : Contribution des flux en eau des différents bassins étudiés à l'exutoire du Nyong à Olama.

#### ii – Variations interannuelles

Les perturbations du cycle de l'eau, généralement liées aux changements du climat (précipitations, évaporation, température) ont une influence sur le régime des fleuves et des rivières. Ainsi, le suivi à long ou à court terme des débits sur certaines stations permet de calculer un débit moyen annuel et de mettre en évidence les variations de débits d'une année sur l'autre autour de cette valeur. Dans le bassin versant du Nyong, Ces variations de débits sont observées pour les périodes de 1952 à 1977 (données d'Olivry 1986) et de 1998 à 2006 (données ORE-BVET) aux stations de Mbalmayo et Olama. Dans les stations de Nsimi, Awout et So'o, les variations de débit ne sont disponible que depuis la mise en service du réseau d'observation de l'ORE-BVET en 1998. Les figures II.8 et II.9 présentent ainsi les fluctuations de débits ( $\Delta$  débits) autour d'une moyenne interannuelle (tableau II.3) ; les cycles hydrologiques déficitaires sont marqués en jaune et les cycles excédentaires en bleu.

Tableau II. 3: Débits moyens interannuels des cours d'eau du bassin versant du Nyong pour les périodes indiquées

| Rivière | Chronique | Qi : Débit moyen interannuel ( $m^3 \cdot s^{-1}$ ) |
|---------|-----------|---|
| Mengong | 1995-2006 | $6 \cdot 10^{-3}$                                   |
| Awout   | 1999-2006 | 3   |
| So'o    | 1998-2006 | 40  |
| Nyong   | 1952-2006 | 149   |
| Nyong   | 1966-2006 | 213   |



$$\Delta = \frac{Q_{\text{année}} - Q_{\text{moyen...interannuel}}}{Q_{\text{moyen...interannuel}} \times 100$$

Figure II.8: Variation interannuelles des débits autour de la moyenne interannuelle dans le Mengong, l'Awout, le So'o pour la période 1995 à 2006.

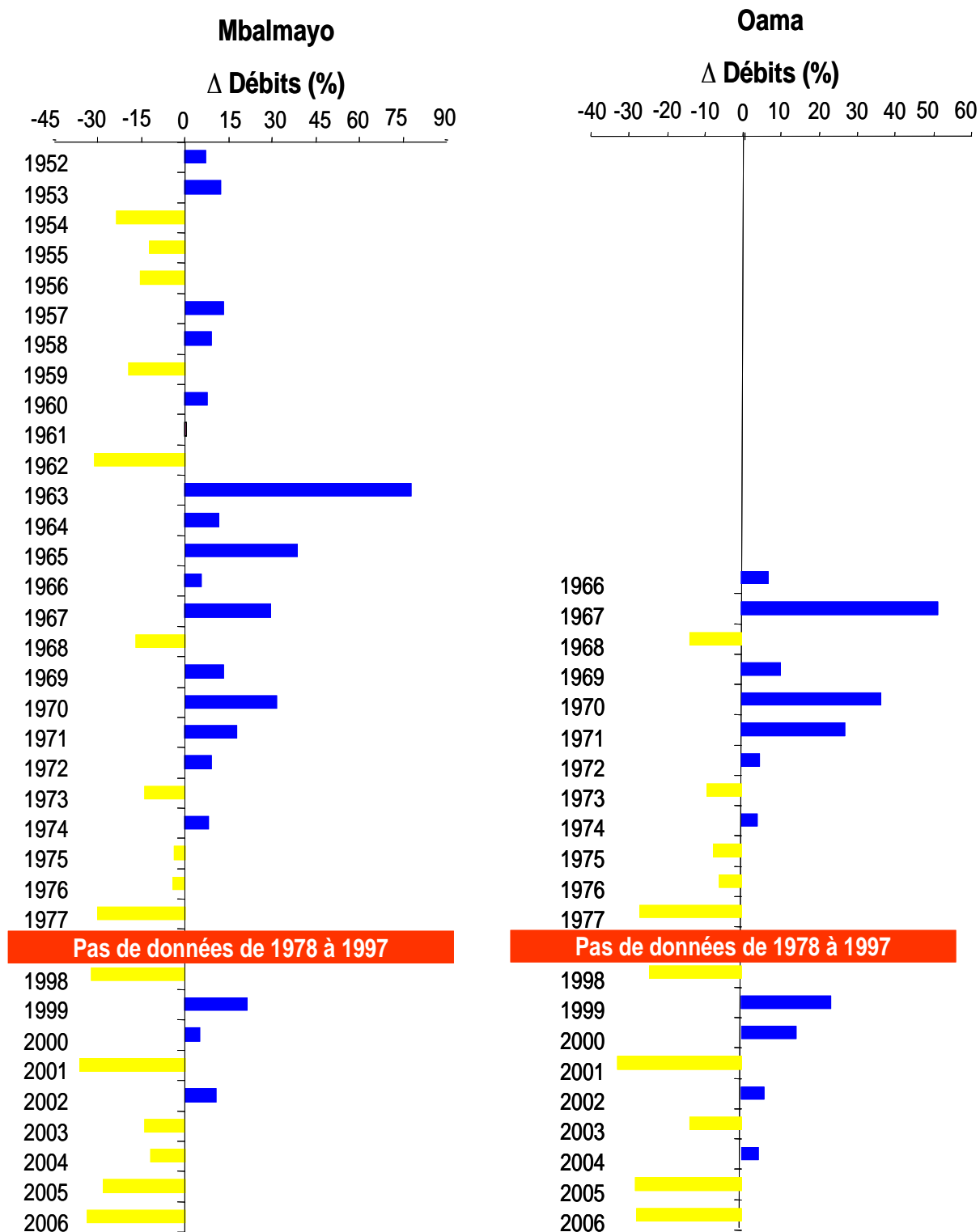


Figure II.9 : Variations interannuelles des débits autour de la moyenne interannuelle dans le Nyong à Mbalmayo et Olama (les débits moyens mensuels de la chronique 1952 à 1977 sont tirés d'Olivry, 1986).

Dans les stations de Mbalmayo et Olama, on observe que la décennie 1952-1962 est marquée par une alternance presque régulière de cycles humides (1952 et 1953, 1957 et 1958, 1960 et 1961) et de cycles secs (1954 à 1956 et 1959). La décennie 1962-1972 est essentiellement excédentaire et ne présente que deux cycles secs (1962 et 1968). A partir de 1973, on observe une période qui est dans l'ensemble déficitaire (1974 étant la seule année humide). Plus récemment au cours de la dernière décennie, on observe qu'une période sèche semble s'être mise en place dans l'ensemble du bassin du Nyong (avec des amplitudes légèrement supérieures à celles observées par le passé), bien que les cycles 1999, 2000 et 2002 soit humide. Ces résultats sont en accord avec les tendances générales observées par Probst et Tardy (1987, 1989) et Labat et al. (2004) pour les fleuves d'Afrique.

De même, les alternances de débits ont été illustrées pour les rivières Mengong, Awout et So'o. On remarque ainsi que ces rivières sont véritablement rentrées dans une période déficitaire entre 2001 et 2006. La période déficitaire ainsi observée fait suite à une période relativement humide qui avait déjà commencé en 1995 (comme le montrent les variations à l'échelle du BVE du Mengong). Cette observation à petite échelle fait apparaître des oppositions ; à titre d'exemple, le cycle 2001 sur lequel le Mengong est excédentaire, alors que l'Awout et l'ensemble des autres stations du bassin versant du Nyong apparaissent déficitaires. Le cycle 2004 est excédentaire à So'o et Olama et déficitaire partout ailleurs. Cette opposition peut être inhérente aux caractéristiques naturelles et à la taille des bassins.

#### *IV-2-3 – Conditions hydrologiques pendant notre période d'étude*

##### *i - Conditions annuelles*

Nous avons comparé les caractéristiques hydrologiques des trois cycles étudiés plus spécifiquement pour les isotopes du carbone (1998/99, 2000/01 et 2005/06) aux moyennes interannuelles calculées à partir de la mise en place des cinq stations d'observation sur le Nyong amont (fig. II.10).

► Au cours du cycle hydrologique 1998/1999, les débits montrent des valeurs inférieures aux moyennes pluriannuelles (absence de données pour l'Awout), sauf pour le BVE du Mengong.

► Le cycle 1999/2000 est excédentaire pour l'ensemble des stations étudiées (pas de données sur le bassin du Mengong). Ce cycle présente des excédents de l'ordre de 30% pour le Nyong, et supérieurs à 50% pour l'Awout et le So'o.

► Le cycle 2005/06 est déficitaire sur les cinq stations. Le Mengong et l'Awout présentent des déficits supérieurs à 40%, tandis qu'ils sont de 20% à Mbalmayo et Olama.

En règle générale, on observe que l'amplitude des fluctuations est plus importante pour les petites rivières (Mengong et Awout) et décroît quand la taille du cours d'eau augmente.

Les débits annuels ainsi présentés reflètent un comportement moyen sur l'année. Cette moyenne peut être la conséquence des conditions hydrologiques stables autour des valeurs interannuelles ou au contraire être la moyenne d'une saison très sèche compensée par une période de l'année plus humide. Dans le sous-chapitre suivant, nous nous sommes intéressés aux variations saisonnières, de façon à mieux caractériser nos sites et les conditions dans lesquelles nous les avons échantillonnés.

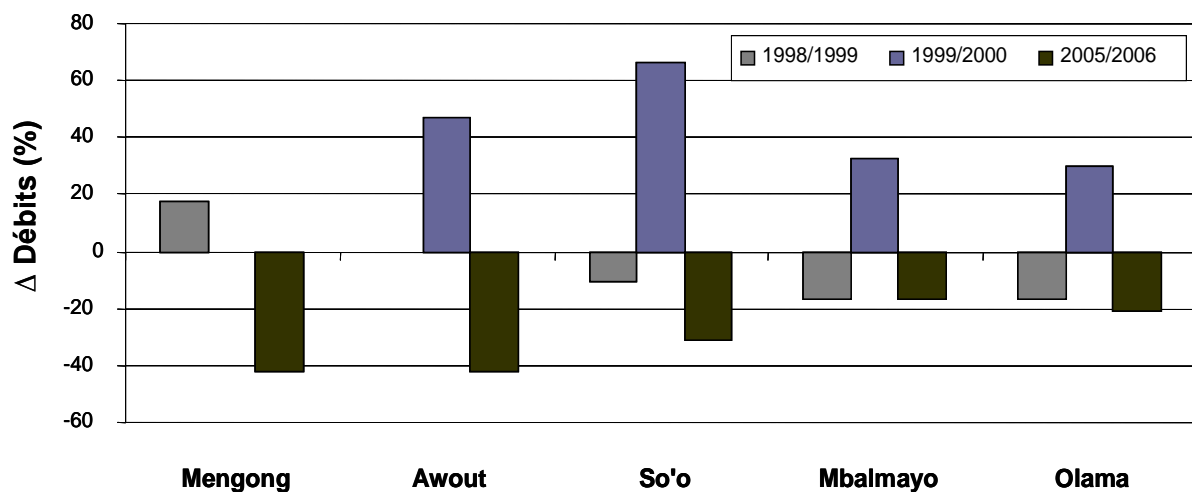


Figure II.10 : Conditions hydrologiques annuelles des cinq sous-bassins pour les trois cycles étudiés (Qa = débit annuel ; Qi = débit interannuel moyen)

ii – Conditions saisonnières.

Dans l'ensemble des stations étudiées, les variations mensuelles de débits traduisent les variations saisonnières des précipitations. Les débits mensuels des cycles hydrologiques 1998/1999, 1999/2000 et 2005/2006 sont comparés avec les débits moyens mensuels établis à partir des séries obtenues depuis la mise en place du réseau d'observations (fig. II.11).

► Pour le cycle 1998/1999, les débits moyens sont en dessous des valeurs moyennes pluriannuelles jusqu'en juin dans les bassins du Mengong, de l'Awout et du So'o. Ce déficit se prolonge jusqu'en octobre à Mbalmayo et Olama. Ils sont liés à un retour tardif et timide des précipitations au début de ce cycle, en mai. En conséquence, on observe que dans la partie sud du bassin, les mois de juillet et août -généralement secs- sont excédentaires tandis que le mois de septembre -qui correspond normalement au début de la grande saison de pluies- est déficitaire.

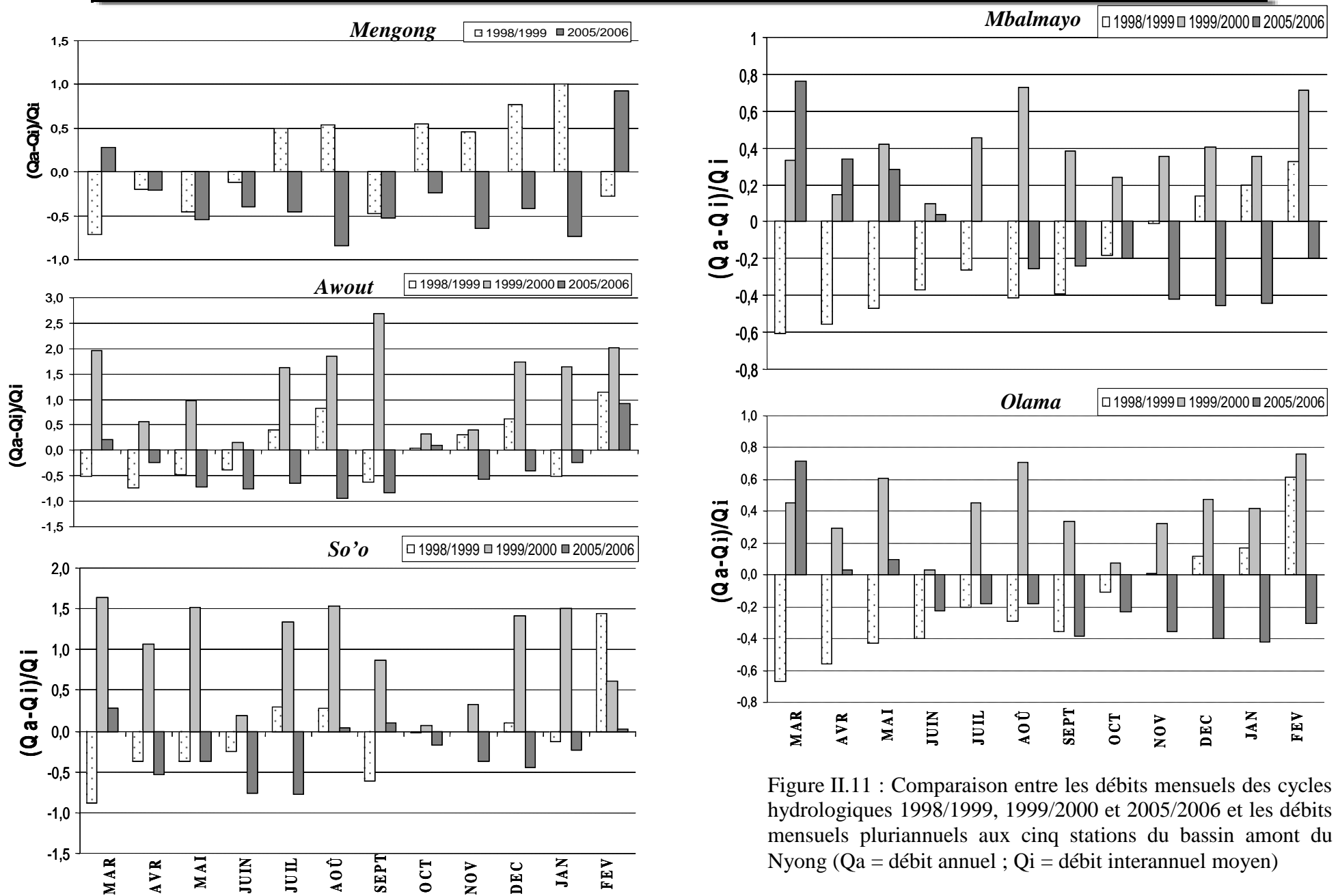


Figure II.11 : Comparaison entre les débits mensuels des cycles hydrologiques 1998/1999, 1999/2000 et 2005/2006 et les débits mensuels pluriannuels aux cinq stations du bassin amont du Nyong ( $Q_a$  = débit annuel ;  $Q_i$  = débit interannuel moyen)

La grande saison de pluies, à partir d'octobre pour ce cycle, se caractérise plutôt par des débits excédentaires dans l'ensemble des stations.

► Les débits moyens mensuels du cycle 1999/2000 sont tous au-dessus des moyennes pluriannuelles, même si l'on observe d'importantes fluctuations de débits au cours de l'année. Les mois des saisons sèches sont largement excédentaires tandis que certains mois tel que juin et octobre tendent vers les moyennes pluriannuelles. Ceci est lié au fait que ces mois sont généralement pluvieux, avec des débits que tendent à s'harmoniser quelles que soient les conditions météorologiques observées au cours de l'année.

► Les fluctuations de débits pendant le cycle 2005/2006 montrent que, dans les bassins du Mengong, de l'Awout et du So'o, les débits moyens mensuels sont déficitaires toute l'année à l'exception des mois de février et mars. Ces déficits sont plus importants pendant la petite saison sèche, en juillet ou août. Quant aux stations de Mbalmayo et Olama, on observe pendant la petite saison de pluies jusqu'en juin des débits supérieurs aux moyennes mensuelles pluriannuelles. La tendance s'inverse à partir de juillet, avec des déficits jusqu'en février.

#### *IV-2-4 - Les écoulements souterrains*

i- Les écoulements dans la zone non saturée

a)- Conductivité hydraulique à saturation et porosité

La conductivité hydraulique a été mesurée à l'aide de l'infiltromètre double anneau sur les 200 premiers centimètres de profondeur (Kuitcha, 2000) ; cette partie du profil correspond à l'horizons organo-minéral et à l'horizon argileux meuble présents au-dessus de la cuirasse sur les versants du BVE de Nsimi. Cette conductivité diminue avec la profondeur, passant en moyenne de 100 cm/h en surface à 24 cm/h dans le premier mètre de sol. Les fortes valeurs mesurées en surface sont probablement dues à la forte activité biologique marquée par la présence de nombreux terriers et à l'important développement racinaire dans l'horizon humifère, facteurs qui favorisent la macroporosité. La baisse de la conductivité hydraulique à saturation avec la profondeur est un corollaire à une baisse de la porosité et de la teneur en matière organique dans le sol. Les valeurs moyennes suivantes, mesurées à des profondeurs allant jusqu'à 200 cm, ont été déterminées (Kuitcha, 2000) :

- horizon humifère 102 cm/h

- horizon organo-minéral jaune : 29 cm/h ;



- horizon argileux meuble : 18 cm/h ;
- cuirasse nodulaire plus ou moins compacte: 3 cm/h ;

b)- Mécanismes de transfert hydrique

Un drainage rapide s'effectue généralement sur les premiers centimètres supérieurs des profils. Il se manifeste par une variation brutale des charges hydrauliques en surface chaque fois qu'il tombe une pluie, et constitue l'infiltration. Cette infiltration est rapidement limitée au niveau de la partie superficielle de l'horizon argileux meuble, en raison de sa faible porosité. Le drainage lent prend le relais, et la saturation de l'horizon organo-minéral génère des écoulements latéraux hypodermiques qui favorisent la saturation en eau de la zone marécageuse.

ii- Ecoulements dans la zone saturée

a)- Caractéristiques de l'aquifère

La forte porosité du matériau saprolitique, estimée entre 40 et 60 % (Nyeck, 2004), et la fracturation du granite parental au cours de l'altération confèrent à ce matériau des propriétés d'un aquifère (Bodin, 1998). Le toit de la nappe au sommet des versants est situé vers 12 m de profondeur en moyenne.

La discontinuité causée par certaines formations pédologiques presque imperméables (notamment la cuirasse ferrugineuse) favorise le prolongement latéral de la nappe sans discontinuité jusque dans le bas-fond où elle est sub-affleurante et forme une surface de suintement correspondant au périmètre de la zone marécageuse. Le tracé manuel des lignes de courant effectué par Bodin (1998) permet de distinguer un axe de drainage latéral principal suivant le tracé du cours d'eau vers lequel convergent tous les écoulements issus de la zone saturée des versants (fig. II.12). Cet axe indique une alimentation directe du Mengong par les eaux souterraines, et dès que la cote piézométrique affleure à la surface dans le bas-fond, toute la zone marécageuse devient une surface de suintement. Ainsi, l'extension de la zone marécageuse varie avec les saisons. Sa superficie est minimale à la fin de l'année hydrologique (février) où elle représente environ 12 à 13 % et maximale au mois d'octobre (20 % de la superficie du bassin).

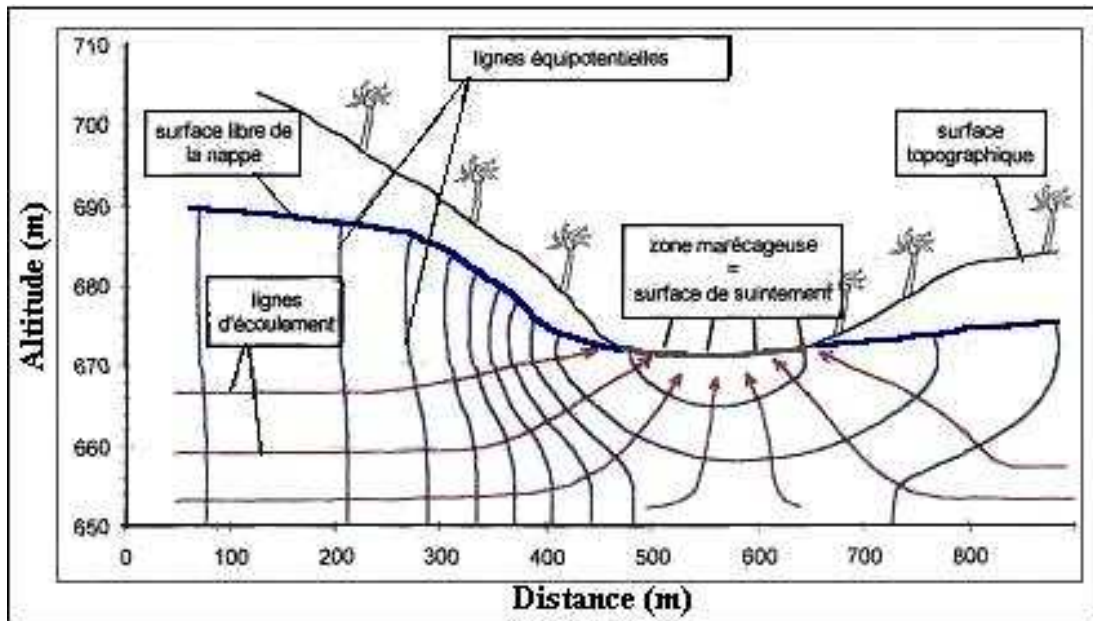


Figure II.12 : Schématisation du comportement de la nappe (Bodin, 1998).

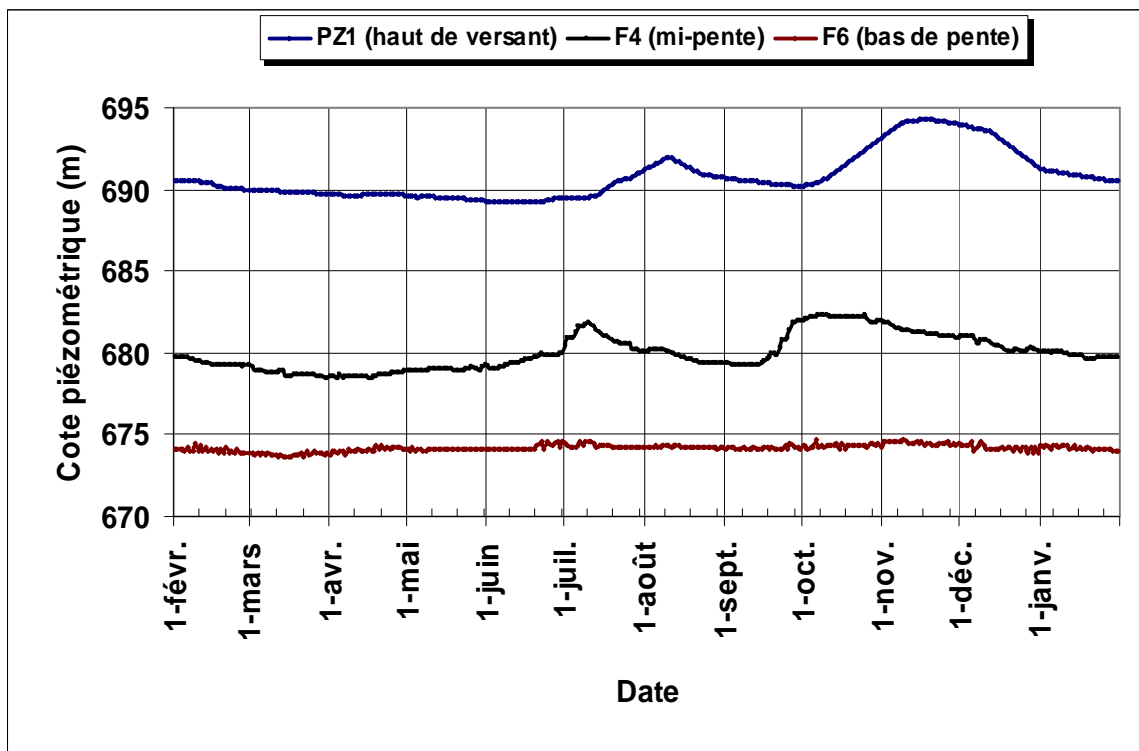


Figure II.13 : Variations moyennes mensuelles du niveau piézométrique le long de la toposéquence L6 au cours du cycle hydrologique 2005/06 (Bedimo Bedimo, 2007).

## b)- Les mouvements de la nappe

L'observation de la variation moyenne du niveau de la nappe sur trois piézomètres situés en haut (PZ1), au milieu (F4) et en bas (F6) du versant nord sur le layon 6, montre que la réponse à la pluie est différente suivant la position du piézomètre et la saison (Bedimo Bedimo, 2007). Une moyenne des variations journalières du niveau piézométrique sur cinq cycles hydrologiques (1995-1996 à 1999-2000) met en évidence des fluctuations saisonnières du niveau de la nappe est fonction de sa profondeur. Ces fluctuations de la nappe sont faibles vers le bas de pente en raison de la saturation permanente de cette zone, qui est alimentée en permanence par les écoulements latéraux. L'amplitude des fluctuations augmente à mesure qu'on s'éloigne de la zone marécageuse et qu'on remonte les versants. De même, on observe un déphasage des ondes de remontée de la nappe en ces différents points (fig. II.13). Le principal pic s'observe en octobre au niveau de la mi-pente et coïncide avec le maximum de pluies, tandis qu'il n'est observé qu'un mois plus tard (en novembre) au niveau du sommet de versant. Ce retard est très probablement lié au temps de transfert de l'eau d'infiltration jusqu'à la nappe souterraine.

## V - COUVERTURE VÉGÉTALE

### V-1 - Principaux types de végétation sur le plateau du Sud Cameroun

Le bassin versant du Nyong appartient au vaste domaine de la forêt dense humide ou forêt sempervirente semi-caducifoliée, du type guinéo-congolais qui se caractérise par un étage dominant d'arbres élevés aux vastes frondaisons et par des faciès de dégradation prononcée (Villiers, 1995 ; Letouzey 1968). D'après Letouzey (1985) quatre types de forêt sont à distinguer dans le plateau du Sud Cameroun (fig. II.14.A).

► La forêt dense humide sempervirente de basse à moyenne altitude ou forêt biafréenne, observée dans la partie aval du bassin du fleuve Nyong. Elle correspond à la « rain forest » des anglo-saxons qui traduit le caractère très arrosé de ces régions. Cette forêt couvre la surface côtière du plateau influencée par l'Océan atlantique. La principale essence rencontrée ici est *Lophira alata*, communément appelée « azobé », à bois rouge et dur.

► La forêt congolaise encore peuplée de grandes espèces primaires. Elle est essentiellement représentée par le district congolais du Dja, composé de deux types de végétation spatialement séparés : la forêt dense humide du Dja et les formations

marécageuses et prairiales du haut Nyong et de ses affluents (Santoir et Bopda, 1995). Les espèces abondantes sont les Méliacées, Sapotacées avec *Baillonella toxisperma*.

► La forêt semi-décidue prolonge la forêt congolaise vers le Nord et semble progresser au dépend des deux premières. Dans sa partie septentrionale, elle passe progressivement à la savane. Cette forêt se caractérise par l'abondance des Sterculiacées et des Ulmacées. Les raphias sont communément observés dans les bas fonds. Dans les plaines marécageuses du Haut Nyong, se développent des prairies aquatiques peuplées dont le taux de recouvrement du drain est estimé à 90%. Les espèces dominantes sont d'*Echinocloa stagnina* et *pyramidalis*. Le parasolier abonde dans toutes les zones antérieurement défrichées.

► La forêt périforestière est située au Nord des zones à Sterculiacées. La savane et la forêt s'interpénètrent plus ou moins profondément autour du 5<sup>e</sup> et du 6<sup>e</sup> parallèle, isolant des étendues de savane au milieu de la forêt et des lambeaux forestiers en savane.

Les 2<sup>e</sup> et 3<sup>e</sup> types de forêt s'observent dans le cours moyen et supérieur du Nyong, au sein duquel se développent des macrophytes, libérant dans le fleuve des « îles flottantes » qu'on retrouve jusqu'en aval de Mbalmayo. La forêt est fortement dégradée aux alentours des grandes agglomérations comme Yaoundé et Mbalmayo, où elle est intensément exploitée. Ainsi, la forêt « vierge » disparaît graduellement au profit de la forêt secondaire.

## ***V-2 - Couverture végétale sur le bassin du Mengong***

Au sein du BVE du Mengong, l'observation des différents types de végétation couplée à l'identification des espèces de plantes a permis de délimiter des parcelles homogènes (fig. II.14.B) qui correspondent à des phases de reconstitution de la forêt climacique à partir des jachères. Nyeck (2004) y distingue sept phases.

► Les phases de friches et de polyculture vivrière correspondent aux champs supportant des cultures saisonnières de 0 à 4 mois (arachide, haricot, maïs, patate...) ou à des cultures annuelles et biennuelles de 4 mois à 2 ans telles que le (bananier, macabo, manioc).

► La phase à *Chomolaena odorata* englobe des jachères de 2 à 5 ans d'âge, colonisées par cette espèce de plante dont la taille peu atteindre 10m. Elles sont clairsemées de recrûs ligneux développés à partir des racines et des souches d'arbres.

► Les forêts secondaires représentent (a) des jachères de 5 à 10 ans d'âge (forêt secondaire jeune), caractérisées par des recrûs ligneux dont la taille atteint 15 à 20m et des îlots de *Chomolaena odorata* et (b) des jachères de plus de 10 ans (forêt secondaire adulte) où les recrûs sont nettement développés et dépassent 20m de hauteur. Les parcelles de forêts secondaires occupent la majorité de la superficie du bassin de Nsimi.

► La forêt perturbée et climacique à Gilbertiodendron s'observe en bas de versant, où la pente est faible et jouxte le bas-fond. Elle est supportée par un sol périodiquement inondé, ce qui correspond aux conditions édaphiques favorables au développement de *Gilbertiodendron dewevrei*. Le caractère perturbé de cette forêt vient du fait qu'elle a par le passé subi une anthropisation.

► La forêt climacique congolaise (type forêt du Dja) n'est plus présente qu'en bas de pente. La présence de certaines espèces caractéristiques de l'étage dominant, comme *Baillonella toxisperma* (adjap), *Ceiba pentadia* (fromager), *Terminalia superba* (fraké), *Triplochiton* (ayous), dans la forêt secondaire adulte ou dans les jachères indique qu'elle a initialement recouvert la totalité des versants.

► La forêt marécageuse à raphiales couvre la totalité du bas fond à nappe sub-affleurante. Les essences caractéristiques de cette formation végétale sont des palmiers raphias (*Raphia monbuttorum*) et *Upaca* à racines échasses.

► Les cacaoyères sont présentes en très petites zones sur le bassin du Mengong, mais représentent la principale culture commerciale rencontrée dans la région. Dans la plupart des cas, ces cultures ont été abandonnées à cause de leur faible rentabilité, ce qui a favorisé le développement en ces lieux, des forêts secondaires adultes.

Dans l'ensemble, on observe que la distribution de la végétation dans le BVE du Mengong est fortement liée à la morphologie. Les jachères, qui correspondent à des phases de reconstitution de la forêt dense, s'observent sur les versants. Les parcelles plus humides en bas de pente sont le domaine de la forêt dégradée ou climacique. Ainsi, les espèces caractéristiques de chaque formation montrent qu'il s'agit d'une végétation édaphique relativement stable en fonction du pédoclimat.

Cette végétation protège le sol contre l'action érosive des précipitations et freine le ruissellement de surface au bénéfice de l'infiltration et des écoulements hypodermiques.

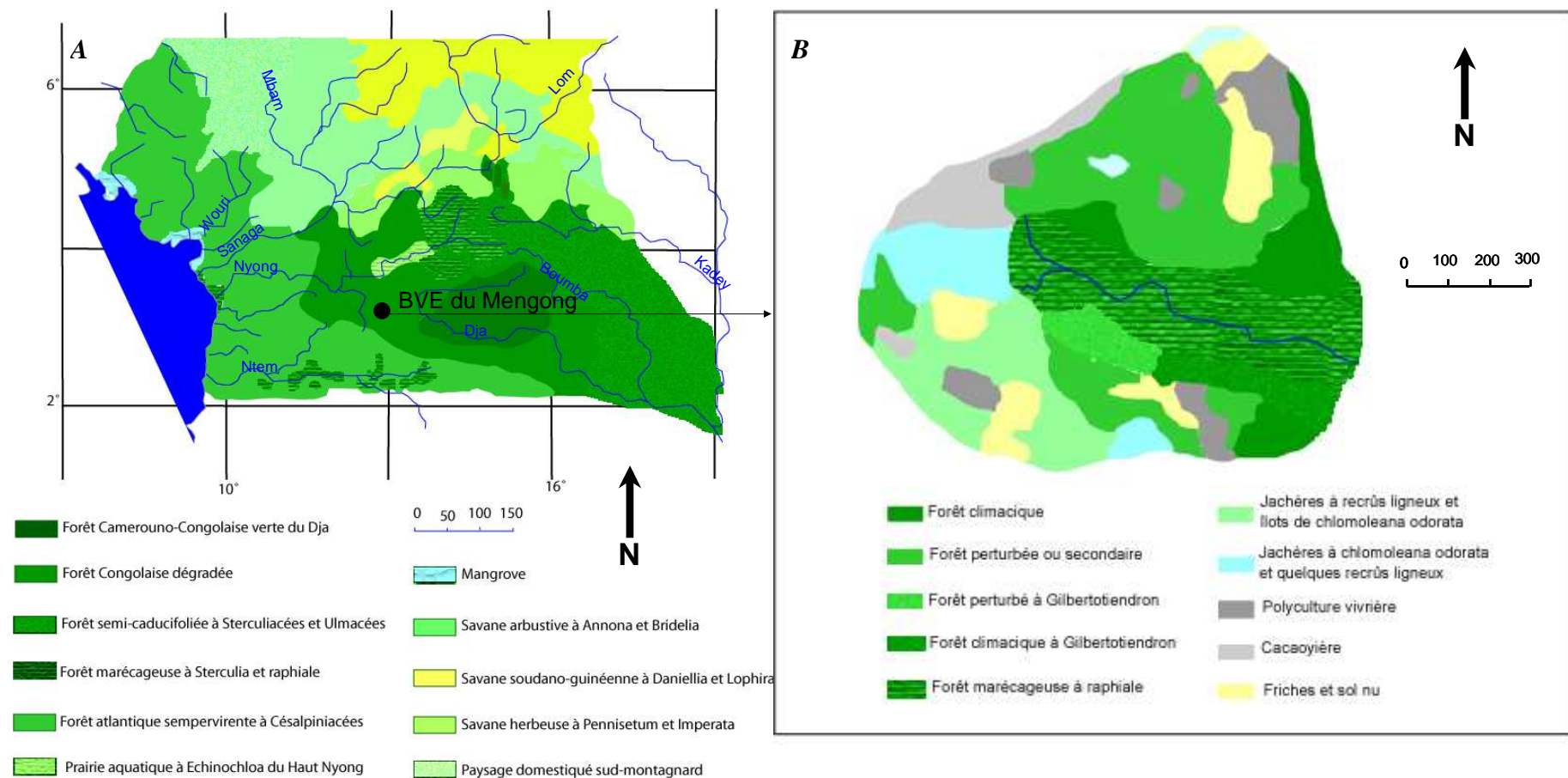


Figure II.14: Distribution de la végétation (A) dans le plateau du Sud Cameroun d'après Letouzey (1985) modifié d'après Villier (1995) et (B) dans le BVE du Mengong d'après Nyeck (2004)

## VI – ANTHROPISATION

L'impact de l'homme sur l'environnement est manifeste au Cameroun, tant en milieu rural (domaine de l'agriculture, de l'élevage et de l'exploitation forestière) qu'en milieu urbain, bien que ce pays soit encore peu industrialisé, et que la densité de population y apparaisse relativement faible (environ 35 habitant/km<sup>2</sup>). Sur le bassin versant du Nyong, à l'exception de la zone urbanisée de Yaoundé, les activités anthropiques sont réduites à cause d'une faible densité de population (4 à 10 habitant/km<sup>2</sup>).

Les transformations du paysage sont imputables à trois causes principales : (a) les grandes exploitations agricoles, avec le développement des palmeraies dans les zones de Zoetélé et Sangmelima, ou des cultures maraîchères en zones périurbaines ; (b) l'exploitation forestière, principale activité industrielle qui provoque une déforestation intensive dont les effets sont aggravés quand les parcelles ne sont pas rapidement replantées ; (c) le défrichage systématique des étendues de forêt par des agriculteurs qui, en pratiquant le brûlis, perturbent irréversiblement les écosystèmes. En milieu urbain, le développement anarchique des grandes villes entraîne les problèmes de gestion des déchets et des eaux usées qui sont souvent déversées directement dans les drains. Il en est de même des rejets de certaines PME (garages, scieries, fabriques de sachets), dont la prolifération entraîne des pollutions diffuses en métaux et matières plastiques. L'exploitation minière, l'extraction de sable et/ou de pierres en carrières, bien que généralement artisanale, ne sont pas sans conséquence sur l'environnement. Ces activités accélèrent l'érosion, engendrant d'importantes turbidités dans les cours d'eaux, et laissant des excavations dans le paysage.

Les conséquences de l'activité de l'homme en milieu forestier peuvent être envisagées à différentes échelles spatiotemporelles. (a) A l'échelle globale, la modification de la composition de l'atmosphère (proportion de O<sub>2</sub>/CO<sub>2</sub>) liée à une diminution de l'activité photosynthétique du fait de la réduction des surfaces occupées par la forêt. Le couvert forestier intertropical (Afrique centrale et Amazonie) est fréquemment qualifié de « poumon du monde » ; sa régression ne restera pas sans conséquences sur l'équilibre actuel, et aura des répercussions sur le cycle de l'eau et sur le réchauffement global. (b) La perte de la biodiversité, animale et surtout végétale, en relation avec la « domestication » (défrichement intensif). (c) L'épuisement des terroirs et des sols, et l'érosion (mécanique et chimique) du fait de pratiques culturelles inadaptées souvent imposées par les contraintes du système cultural traditionnel ou du rendement. Enfin on peut ajouter, les conflits entre communautés au sujet de l'eau potable et de la terre cultivable, en raison de l'épuisement ou de la détérioration de ces ressources.





***CHAPITRE III***  
***ECHANTILLONNAGES ET METHODES ANALYTIQUES***



## **INTRODUCTION**

Dans cette partie du travail, on précisera les différents équipements de nos sites, ainsi que les techniques d'investigations (prélèvements, mesures de terrain, analyses) et de traitement des données que nous avons utilisées.

► La première partie de ce chapitre présente les caractéristiques du réseau d'observation du bassin versant du Nyong, avec notamment le petit bassin versant expérimental (BVE) de Mengong. Etant donné que les caractéristiques du milieu naturel ont été bien détaillés dans un chapitre précédent, nous nous limiterons à la description des sites d'échantillonnages, aux dispositifs équipant les stations ainsi qu'aux méthodes d'observation et d'acquisition des données hydroclimatiques.

► La deuxième partie porte sur les différentes techniques d'échantillonnage de traitement et de conditionnement des eaux (destinées au dosage du COD et de son  $\delta^{13}\text{C}$ , de l'alcalinité, du COP et de son rapport isotopique), et des sols (destinés au dosage du carbone organique et de l'azote total et de leurs rapports isotopiques).

► La troisième partie est consacrée aux techniques analytiques mises en œuvre sur nos échantillons d'eau et de sol. Concernant la détermination du  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ , nous décrirons en annexe le protocole d'extraction du  $\text{CO}_2$  qui est un préalable à cette analyse.

### ***I – LES CARACTERISTIQUES SPECIFIQUES DES SITES D'ETUDES***

#### ***I – 1 Les sites d'échantillonnages et de mesures***

Le site d'étude est constitué par le bassin versant du Nyong amont, situé dans le plateau de Sud Cameroun. Les mesures et les prélèvements sont effectués à deux principales échelles : une échelle locale, avec le BVE du Mengong à Nsimi, et une échelle régionale, correspondant au réseau du Nyong amont.

La multiplicité des paramètres à prendre en compte à l'échelle d'un grand bassin versant rend complexe l'étude des cycles biogéochimiques. Il est plus favorable de s'adresser à un écosystème plus réduit (moins de  $5 \text{ km}^2$ ) au sein duquel on peut évaluer avec plus de précision les interactions entre l'atmosphère et la végétation, les plantes et les sols, la roche mère et la nappe d'eau souterraine et mieux estimer les flux hydrique et chimique entrant et

sortant (Likens et *al.*, 1977 ; Moldan et Cerny, 1994 ; Stallard, 1995). Telle est l'approche que nous avons adoptée dans cette étude sur le cycle du carbone. De cette façon, certains résultats présentés à l'échelle régionale (grand bassin versant du Nyong) sont une intégration des résultats obtenus à l'échelle locale (le petit BVE du Mengong).

### *I-1-1 - Le réseau du Nyong*

Le réseau du Nyong est constitué de quatre stations (sans compter celle de Nsimi), dont deux se trouvent sur le cours du Nyong et les deux autres sur ses affluents. Ces différents points représentent l'exutoire d'une série de bassins versant emboîtés (fig. III.1), ce qui permet de suivre les processus de transferts qui s'opèrent des petits bassins versants vers les plus grands. Par ordre de superficies croissantes, ces bassins sont classés comme suit :

*(1) le bassin de l'Awout* à la station de Messam est drainé par un cours d'eau qui s'écoule sur environ 30 km dans un lit entièrement marécageux.

*(2) la station de Pont So'o* est située à 634 m d'altitude dans le bassin du So'o. Ce dernier est l'extention vers le Sud forestier du grand bassin du Nyong. La rivière So'o qui le draine est le principal affluent en rive gauche du fleuve Nyong.

*(3) la station de Mbalmayo* qui représente le cours amont du bassin du Nyong avant la confluence avec le So'o. Le Nyong amont s'écoule lentement sur une pente très faible, ce qui induit des zones inondables et de captures (Olivry, 1986).

*(4) la station d'Olama* qui représente l'exutoire du bassin amont du Nyong après la confluence avec le So'o est à 30 km en aval de la station de Mbalmayo. Malgré l'absence des zones inondables, le relief reste faible ici, avec une pente moyenne de 0,15‰.

Les principales caractéristiques physiques de ces stations (coordonnées géographiques, altitude, superficie, longueur du drain, pente moyenne et ordre) sont présentées dans le tableau III.1.

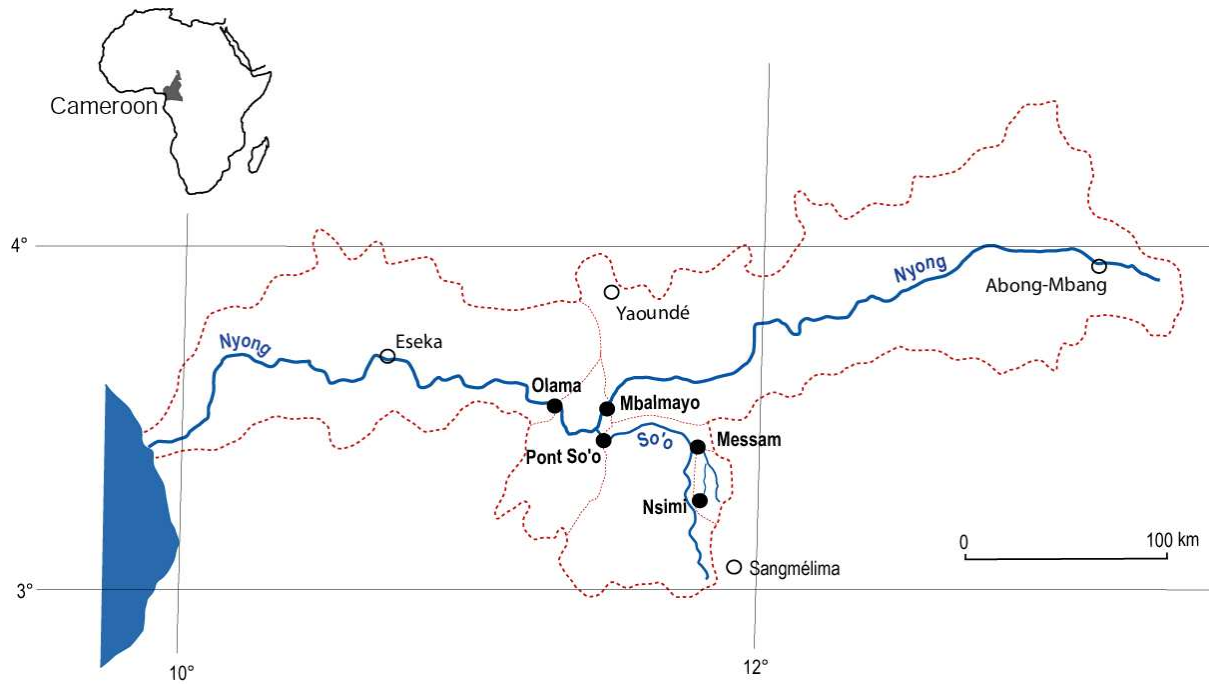


Figure III.1 : Localisation des stations suivies dans le bassin versant du Nyong (les stations sont indiquées en noir et les limites des sous-bassins emboîtés en pointillés rouges).

Tableau III.1 : Caractéristiques physiques du BVE du Mengong et des stations suivies du réseau du Nyong.

| <i>Cours d'eau</i>                 | <i>Mengong</i> | <i>Awout</i>  | <i>So'o</i>      | <i>Nyong</i>    | <i>Nyong</i> |
|------------------------------------|----------------|---------------|------------------|-----------------|--------------|
| <i>Station</i>                     | <i>Nsimi</i>   | <i>Messam</i> | <i>Pont So'o</i> | <i>Mbalmayo</i> | <i>Olama</i> |
| <i>Longitude</i>                   | 11° 50' E      | 11°47'E       | 11° 29' E        | 11° 30' E       | 11° 17' E    |
| <i>Latitude</i>                    | 3° 10' N       | 3° 17' N      | 3° 19' N         | 3° 31'N         | 3° 26' N     |
| <i>Altitude (m)</i>                | 669            | 647           | 634              | 634             | 628          |
| <i>Superficie (km<sup>2</sup>)</i> | 0,60           | 206           | 3120             | 13555           | 18510        |
| <i>Longueur (km)</i>               | 0,75           | 30            | 107              | 360             | 419          |
| <i>Pente (‰)</i>                   | 1,3            | 1,2           | 1,1              | 0,16            | 0,15         |
| <i>Ordre</i>                       | 1              | 3             | 4                | 5               | 5            |

### *I-1-2 – Le BVE du Mengong*

Le BVE du Mengong, qui est la plus petite entité des stations du bassin versant du Nyong, est situé dans le village Nsimi à 120 km au SSE de Yaoundé. Il est drainé par le ruisseau Mengong sur une longueur de 0,75 km, et s'écoulant dans une zone marécageuse qui représente environ 20 % de sa surface. Ce petit bassin versant monolithologique sur roche mère granitique fait l'objet de suivis météorologique, hydrologique, et hydrogéochimique. C'est l'un des rares sites expérimentaux suivis depuis plus d'une décennie dans la zone intertropicale, et étudiés en terme de flux entrant/sortant. Les études menées dans ce bassin depuis 1994 à travers des projets franco-camerounais tel que le programme DYLAT (DYnamique des couvertures LATéritique des régions tropicales humides) de l'IRD et le programme PROSE/PEGI (Programme Sol Erosion/Programme Environnement Géosphère Intertropicale) de l'INSU/CNRS/IRD ont permis de mettre en évidence l'organisation et le fonctionnement des différents réservoirs du bassin, les bilans de transferts et les processus d'altération-érosion en milieu tropical forestier humide. En 2003, le BVE du Mengong est labellisé « Observatoire de Recherches en Environnement » (ORE-BVET). Les actions d'observatoire visent à mesurer les flux de matières minérales et organiques, tant dissoutes que particulaires et à estimer le bilan de l'érosion chimique et mécanique à l'échelle locale sur le BVE, et à l'échelle régionale, sur le bassin du Nyong. Elles sont basées sur des chroniques hydroclimatiques et hydrogéochimiques.

### ***I - 2 -Équipement des stations et acquisition des données hydroclimatiques***

#### *I-2-1 – Dans le réseau du Nyong*

Toutes les stations hydrométriques du réseau du Nyong sont équipées d'échelles limnimétriques pour la mesure des hauteurs d'eau. Les relevés de hauteurs d'eau sont effectués trois fois par jour (8h, 12h et 18h) par des observateurs locaux. Ce dispositif est complété par des codeurs limnimétriques automatiques de type Thalimède – OTT. Les hauteurs d'eau sont converties en débits grâce à des courbes de tarage. Celles-ci ont été établies par l'exploration des champs de vitesse, à partir de jaugeages au moulinet effectués en différentes saisons sur les sections transversales des cours d'eau, à l'endroit où sont installées les échelles limnimétriques. Le débit mesuré pour chacune des stations est le produit de la vitesse d'écoulement par la surface de la section.

$$Q = S * V \quad (9)$$

Q en  $m^3.s^{-1}$  avec  $S = h * l$  en  $m^2$  et  $V$  en  $m.s^{-1}$

Q : débit ; V : vitesse ; S : surface ; h : hauteur de la section ; l : largeur de la section ; t : temps.

Des fichiers de débits journaliers sont ainsi établis à partir de l'intégration dans le temps des débits instantanés, à l'aide du logiciel de traitement des données hydrométriques de l'IRD (HYDROM).

Les données pluviométriques sont acquises grâce aux réseaux de stations météorologiques (Yaoundé, Sangmélina, Abong-Mbang, Mbalmayo) suivies par le Service National de Météorologie.

### I-2-2 – Dans le BVE du Mengong

Dans le cadre des travaux de l'ORE, le BVE du Mengong est équipé pour la mesure des paramètres climatiques et hydrologiques. La figure III.2 présente les équipements du BVE du Mengong.

La mesure en continu des paramètres climatiques tel que la pluie (avec l'acquisition événementielle des hauteurs d'eau précipitées), le rayonnement global, la température de l'air, l'humidité relative, et la vitesse du vent est assurée par une station micrométéorologique.

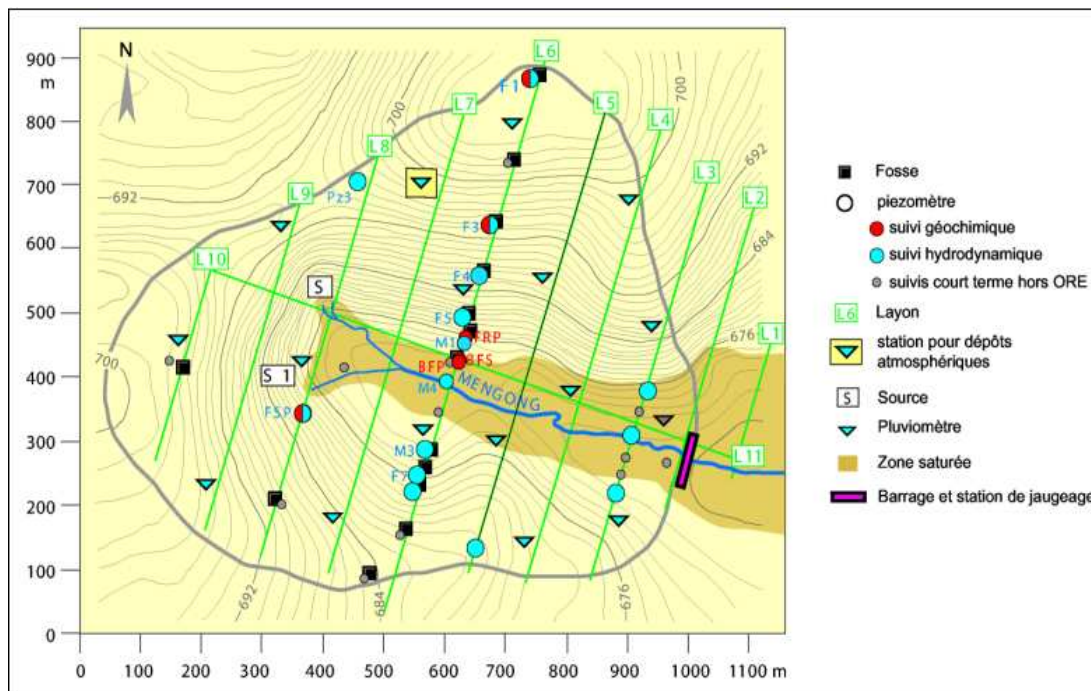


Figure III.2 : Equipements du BVE du Mengong (source : site web ORE-BVET)

Les débits à l'exutoire du BVE sont mesurés en continu par un codeur limnimétrique automatique de type Thalimèdes – OTT. Un limnigraphe et une échelle limnimétrique y sont également installés pour des lectures directes, en vue de pallier à un éventuel disfonctionnement du codeur limnimétrique. Des suivis hydrologiques sont également menés en zones saturée et non saturée (Orphimèdes, sondes).

Le prélèvement des nappes d'eau souterraine se fait à partir de 4 pièges à eau situés sur le layon L6. Deux sont installés dans la zone marécageuse, respectivement à 0,40 m et 1,60 m de profondeur pour BFS (bas fond superficiel) et BFP (bas fond profond). Les deux autres pièges sont installés en 2 points du versant nord (F3 à mi-pente vers 6 m de profondeur, FRP à 2 m de profondeur au niveau de la rupture de pente entre versant et bas-fond).

## ***II - PRÉLÈVEMENT ET CONDITIONNEMENT DES ÉCHANTILLONS***

Nos efforts sur le terrain ont essentiellement été consacrés au prélèvement des échantillons en vue de l'analyse de l'alcalinité, des différentes composantes du carbone de l'eau (COD, CID et COP), du carbone organique total du sols (COT) et de l'azote totale du sol (NT) ainsi que de leurs signatures isotopiques ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ ,  $\delta^{13}\text{C}_{\text{COD}}$ ,  $\delta^{13}\text{C}_{\text{COP}}$ ,  $\delta^{13}\text{C}_{\text{COT}}$ ,  $\delta^{15}\text{N}_{\text{NT}}$ ).

Etant donné que notre problématique est associée avec la thématique développée dans le cadre de l'ORE-BVET, nos travaux sur le terrain ont été menés en parallèle. Ainsi, j'ai eu la charge pendant ma campagne de terrain, du prélèvement des échantillons destinés à l'analyse chimique de la phase dissoute après filtration à 0,2  $\mu\text{m}$  (cations et anions majeurs, silice) et à la mesure des concentrations des matières en suspension. Au cours des prélèvements des échantillons d'eau, ont été systématiquement mesurés la température, le pH et la conductivité électrique des eaux. Nous avons par ailleurs effectué une quantification des flux de litière au sol.

### ***II - 1 – Prélèvement des échantillons d'eau et des MES***

Les prélèvements que j'ai réalisés dans le cadre de cette thèse ont été effectués au cours du cycle hydrologique 2005/2006. Cependant, nous avons également travaillé sur le cycle 1999/2000 que j'ai analysé, et sur le cycle 1998/1999 qui a fait l'objet d'une partie de la thèse de Brunet (2004). Ces deux derniers cycles ont été prélevés dans le cadre du projet CAMPUS/CORUS par J.-L. Boeglin en collaboration avec les partenaires camerounais du Centre de Recherche Hydrologique et de l'Université de Yaoundé I.



### II-1-1 – Préparation du matériel

Nous utilisons trois types de contenant pour le stockage des échantillons d'eau: (a) des tubes pyrex pour le COD, (b) des flacons de verre fumé pour le  $\delta^{13}\text{C}_{\text{COD}}$ , et (c) des flacons en polypropylène haute densité (HDPP) pour l'alcalinité, le  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ , les cations et anions majeurs ainsi que la silice.

► Les tubes pyrex et les flacons de verre fumés sont trempés dans du  $\text{HNO}_3$  15N pendant une nuit, puis soigneusement lavés avec la même solution et rincés 3 fois avec de l'eau Milli-Q. Ils sont ensuite pyrolysés pendant au moins 6 heures dans un four à moufle à  $580^\circ\text{C}$ .

► Les flacons en HDPP sont remplis avec du  $\text{HCl}$  1N et stockés pendant une nuit, puis rincés 3 fois avec de l'eau Milli-Q.

La filtration des échantillons d'eau se fait à travers des filtres en fibres de verre de type Whatman GFF d'une porosité de  $0,7\ \mu\text{m}$  pour le COD et le COP, et à travers des filtres en acétate de cellulose de  $0,22\ \mu\text{m}$  pour l'analyse des phases minérales dissoutes et la quantification des MES. Avant leur utilisation, les filtres en fibres de verre sont pyrolysés pendant au moins 2 heures dans un four à moufle à  $580^\circ\text{C}$ , puis pesés et conservés dans des boîtes de Pétri.

### II-1-2 - Echantillonnage

Sur le Nyong, le So'ou et l'Awout, les prélèvements sont effectués vers le milieu du cours d'eau, à partir de ponts et à l'aide d'un seau manœuvré avec une corde. Ce dernier est plongé en profondeur pour éviter de prélever des eaux immédiatement en contact avec l'atmosphère.

Dans le BVE du Mengong, le ruisseau est échantillonné directement en immergeant la bouteille dans l'eau. Le prélèvement à la source s'effectue au niveau de la résurgence où les eaux sont canalisées par un tuyau PVC. Les nappes sont échantillonnées par pompage de l'eau récupérée dans les pièges à eau (flacons perforés emballés dans du géotextile, avec tubule permettant le pompage, enterrés au sein de la zone saturée).

Le tableau III.2 présente les fréquences de prélèvement en ces différents points. Les échantillons ainsi prélevés sont filtrés sur le terrain, ou alors en laboratoire, immédiatement à notre retour du terrain. Ces filtrations se font à l'aide d'unités de filtration et de pompes manuelles ou électriques. Les unités de filtration sont préalablement rincées avec de l'eau Milli-Q. Une fois le filtre mis en place, nous rinçons le haut de l'unité de filtration avec de l'eau d'échantillonnage. La première eau de filtration n'est pas récupérée et sert à rincer le filtre et le bas de l'unité de filtration.

Tableau III.2. Fréquence mensuelle de prélèvement des échantillons d'eau et de sédiments

| Eléments analysés →      | $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ | $\delta^{13}\text{C}_{\text{COD}}$ | COD | Alc | Cations | Anions | COP et $\delta^{13}\text{C}_{\text{COP}}$ | MES |
|--------------------------|------------------------------------|------------------------------------|-----|-----|---------|--------|---|-----|
| Points de prélèvements ↓ |                                    |                                    |     |     |         |        |   |     |
| Olama                    | 2                                  | 2                                  | 2   | 2   | 2       | 2      | 1   | 2   |
| Mbalmayo                 | 1                                  | 2                                  | 2   | 1   | 2       | 2      | 1   | 2   |
| So'o                     | 1                                  | 2                                  | 2   | 1   | 2       | 2      | 1   | 2   |
| Awout                    | 1                                  | 2                                  | 2   | 1   | 2       | 2      | 1   | 2   |
| Exutoire                 | 2                                  | 2                                  | 2   | 2   | 2       | 2      | 1   | 2   |
| Source                   | 1                                  | 2                                  | 2   | 1   | 2       | 2      | -   | -   |
| BFP                      | 1                                  | -                                  | 1   | 1   | 1       | 1      | -   | -   |
| BFS                      | 1                                  | -                                  | 1   | 1   | 1       | 1      | -   | -   |
| FSP                      | 1/2                                | -                                  | 1/2 | 1/2 | 1/2     | 1/2    | -   | -   |
| FRP                      | 1/2                                | -                                  | 1/2 | 1/2 | 1/2     | 1/2    | -   | -   |
| F1                       | 1/2                                | -                                  | 1/2 | 1/2 | 1/2     | 1/2    | -   | -   |
| F3                       | 1/2                                | -                                  | 1/2 | 1/2 | 1/2     | 1/2    | -   | -   |

### II-1-3 -Traitement et conditionnement des échantillons

Certains échantillons sont directement traités et conditionnés sur le terrain, d'autres en laboratoire, suivant leur destination.

Sur le terrain, ce sont les échantillons qui serviront aux analyses isotopiques ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$  et  $\delta^{13}\text{C}_{\text{COD}}$ ) et au dosage de l'alcalinité :

\* pour l'analyse du  $\delta^{13}\text{C}_{\text{COD}}$ , l'eau est filtrée à travers des filtres de 0,7 $\mu\text{m}$  en fibres de verre, puis introduite dans des flacons de 75 ml en verre fumé, avec addition de 3 gouttes de  $\text{HgCl}_2$  pour prévenir d'éventuelles transformations par l'activité bactérienne. Les tubes sont soigneusement scellés à l'aide des bouchons à vis garnis d'un septum en téflon ;

\* une aliquote du filtrat précédent est introduite dans les flacons en polypropylène de 125 ml pour la titration de l'alcalinité ;

\* pour l'analyse du  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ , l'eau est filtrée à travers des membranes en acétate de cellulose d'une porosité de 0,22 $\mu\text{m}$ , puis versée dans des flacons en polypropylène de 500 ml avec addition de 3 gouttes de  $\text{HgCl}_2$  pour empêcher toute transformation liée à une activité bactérienne.

\* une aliquote de ce filtrat est introduite dans les flacons en polypropylène de 30 ml pour l'analyse des anions et de la silice dissoute, et de 60 ml (avec ajout de 4 gouttes de  $\text{HNO}_3$  bi-distillé) pour l'analyse des cations.

En laboratoire, sont conditionnés les échantillons destinés aux analyses de COD, COP et  $\delta^{13}\text{C}_{\text{COP}}$  et à la quantification des MES. On filtre 1000 ml d'eau à travers des membranes de  $0,7\mu\text{m}$  en fibres de verre préalablement pyrolysées ( $580^\circ\text{C}$  pendant 6 heures) pour éliminer toute trace de matière organique. Le filtrat est introduit dans les tubes pyrex de 60 ml pyrolysés, et additionné de 3 gouttes de  $\text{HgCl}_2$  pour stopper toute activité bactérienne qui ferait évoluer les concentrations en COD par dégradation. D'après Brunet (2004), ce mode de traitement est le mieux adapté pour le conditionnement des nos échantillons. Les tubes sont soigneusement scellés à l'aide des bouchons à vis garnis d'un septum en téflon, pour éviter tout contact avec la bakélite qui constitue le bouchon.

Le filtre de  $0,7\mu\text{m}$  chargé de matière en suspension est séché à l'étuve à  $50^\circ\text{C}$  pendant 12 heures, puis pesé à l'aide d'une balance Sartorius de précision 1/10 mg. Le volume d'eau filtré est de 0,5 ou 1 litre, suivant que la charge en suspension est forte ou faible. La différence de poids (mg) rapportée au volume filtré (en litre) donne la concentration en MES (mg/l). Suivant cette procédure, Maneux (1998) a calculé une erreur théorique de 5% dans le cas où il y aurait moins de 10 mg/l de MES recueillies, et de 3% pour plus de 10 mg/l. Ces filtres sont ensuite conservés dans des boîtes de Pétri pour les analyses de COP et de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{COP}}$ . Il est à noter que beaucoup de précautions doivent être prises, à la fois dans le traitement et le conditionnement des échantillons, au regard de la multitude des sources potentielles de contaminations organiques possibles (poussières, fumés et gaz d'échappement, vapeurs organiques...) sur le terrain et en laboratoire.

Le tableau III.3 présente les différents types de filtres (matière, porosité) et de contenant avec leur volume, en fonction du type d'analyses à effectuer. Les acides utilisés ( $\text{HNO}_3$  15N bi-distillé,  $\text{HCl}$  bi-distillé) de même que le  $\text{HgCl}_2$  0,02 N sont préparés en laboratoire. Les échantillons d'eau ainsi conditionnés sont soigneusement scellés et conservés au frais entre 0 et  $5^\circ\text{C}$  dans un lieu obscur, en attendant d'être analysés.

## ***II - 2 – Prélèvement et conditionnement des échantillons de sols***

Nous avons réalisé dans cette étude des prélèvements de 58 échantillons de sols, de litières et de termitières en vue d'une analyse du carbone organique (COT) et de l'azote total (NT) ainsi que du  $\delta^{13}\text{C}_{\text{COT}}$  et du  $\delta^{15}\text{N}$  des sols, Ces prélèvements sont effectués dans le BVE du Mengong, tant dans la zone collinaire que dans la zone marécageuse (fig. III.3).

Tableau III.3 : Méthodes de traitement et de conditionnement des échantillons en fonction du type d'analyses

| Type d'analyse                         | Type de filtre                       | contenant utilisé                     | Volume collecté (ml) | Traitement                           |
|--|--------------------------------------|---------------------------------------|----------------------|--------------------------------------|
| Anions                                 | Acétate de cellulose (0.2µm)         | PP                                    | 30                   | sans                                 |
| Cations                                | Acétate de cellulose (0.2µm)         | flacons PP                            | 60                   | HNO <sub>3</sub> bi-distillé         |
| Alcalinité                             | Acétate de cellulose (0.2µm)         | PP                                    | 125                  | sans                                 |
| COD                                    | Fibres de verre Whatman GFF (0,7 µm) | Pyrex                                 | 60                   | HgCl <sub>2</sub> ou HCl bi-distillé |
| Isotope <sup>13</sup> C <sub>CID</sub> | Acétate de cellulose (0.2µm)         | PP                                    | 500                  | HgCl <sub>2</sub>                    |
| Isotope <sup>13</sup> C <sub>COD</sub> | Fibres de verre Whatman GFF (0,7 µm) | Verre fumé<br>TraceClean<br>EPA Vials | 40                   | HgCl <sub>2</sub>                    |
| COP et <sup>13</sup> C <sub>COP</sub>  | Fibres de verre Whatman GFF (0,7 µm) | Boites de Pétri                       | -                    | -                                    |
| MES                                    | Nitrate de cellulose (0,45µm)        | -                                     | -                    | -                                    |

En zone de colline et de versant, deux fosses situées sur le layon L6 ont été retenues : la fosse F1, située au sommet de la pente à l'altitude 710 m, échantillonnée jusqu'à une profondeur de 15,80 m ; la fosse F3, située à mi-pente à l'altitude 694 m, échantillonnée jusqu'à 7,5 m de profondeur. L'échantillonnage, serré sur le mètre supérieur (tous les 20 cm) devient plus lâche en dessous de un mètre de profondeur.

Dans la zone marécageuse, deux petits profils (L6-470, L6-510) ont été échantillonnés le long du layon L6, et un autre à proximité de l'exutoire (BF-EX). Ces prélèvements ont été effectués grâce à une tarière manuelle pour les points L6-470 (profondeur : 1,5 m) et BF-EX (1,1 m) et à travers une fosse pour le point L6-510 (1,0 m). Les intervalles de profondeur entre les prélèvements varient entre 5 et 25 cm. Trois types de termitière ont également été échantillonnés à proximité de la fosse F1, en sommet de colline. Les échantillons ainsi prélevés ont été séchés à l'étuve à 45°C pendant plusieurs jours ; les fragments ont été introduits dans des poches en plastique et étiquetés. Par la suite, ils seront quartés, broyés et conservés dans des piluliers, prêts pour les analyses.

### II-3 – Quantification des flux de litière au sol

La mesure des flux de litière au sol est faite grâce à des pièges à litière (P-L) que nous avons fabriqués et installés en quatre points du bassin. Il s'agit de cadres en bois (base de 1,5 m x 1,5 m, hauteur de 0,15 m) à fond recouvert de grillage en matière plastique à maille fine et surélevé de 50 cm par rapport au sol à l'aide de pieds à chacun des angles. Quatre pièges sont installés dans le BVE du Mengong et leur situation sur le bassin a été choisie en fonction de la distribution spatiale de la végétation (fig. III.3). Ainsi, un piège est installé à proximité de la source (P-L 1), un autre à proximité de l'exutoire (P-L 2), un troisième dans la zone saturée où on retrouve une forêt marécageuse (P-L 3), et le dernier en zone de jachère sur un versant (P-L 4). Les feuilles et débris végétaux divers qui tombent dans les pièges sont récoltés chaque mois (d'octobre 2005 à mars 2006) puis séchés au soleil ou à l'étuve à 50°C. Les feuilles et les divers débris (tiges, branches, brindilles) sont pesés séparément. Le poids ainsi obtenu par piège et par mois sera ramené à la superficie du type de végétation correspondant à ce piège ; un flux de litière mensuel ( $\text{kg.m}^{-2}.\text{mois}^{-1}$ ) pourra ainsi être déterminé pour chacune des zones du bassin étudié.

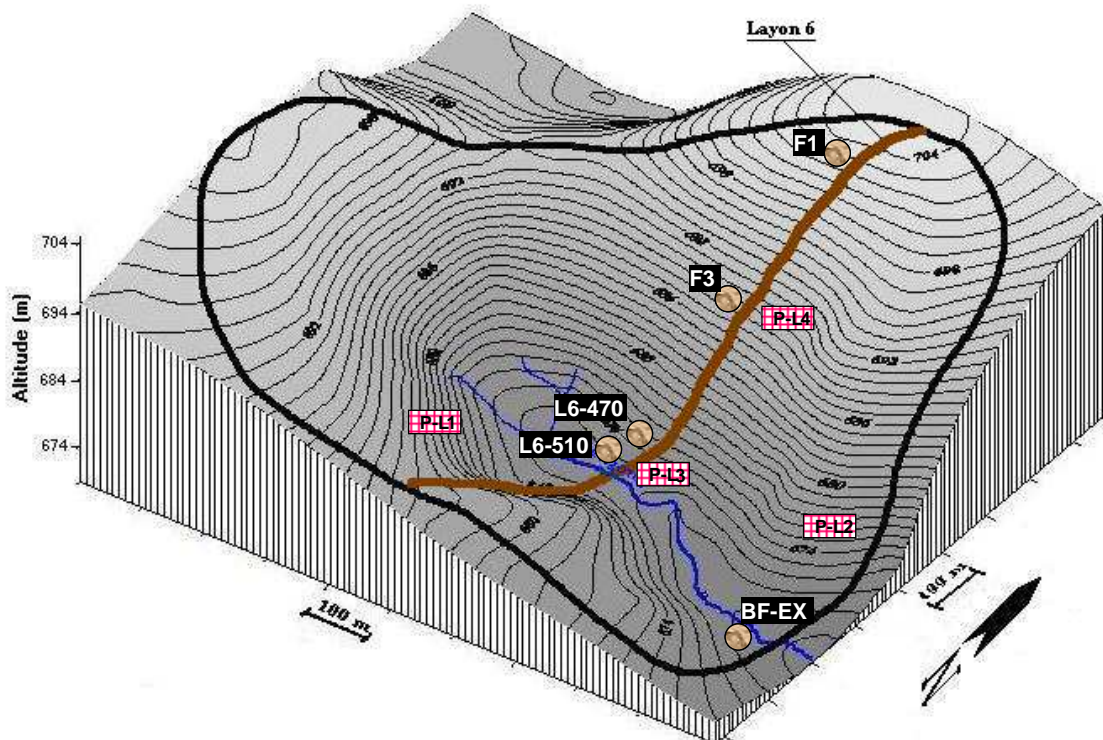


Figure III.3 : Points d'échantillonnage des sols et de quantification des flux de litières au sol (P-L1 à P-L4) replacés dans le bloc diagramme du BVE du Mengong.

### ***III – LES TECHNIQUES ANALYTIQUES***

Le travail de laboratoire de cette étude consiste essentiellement en des analyses élémentaires et des analyses isotopiques. Ces analyses ont été réalisées en collaboration avec de nombreux laboratoires, tous partenaires de cette étude.

Ce sont :

- Le laboratoire du Centre de Recherche Hydrologique de Yaoundé (Cameroun) et le laboratoire de Géologie de l'Ingénieur et d'Altérologie de l'Université de Yaoundé I pour le traitement et le conditionnement des échantillons d'eaux et de sols,
- Le Laboratoire des Mécanismes et Transferts en Géologie (LMTG) de l'UPS de Toulouse pour les analyses élémentaires (cations et anions majeurs, silice dissoute, COD, alcalinité) et les extractions de CO<sub>2</sub> sur les échantillons d'eau du cycle 1999-2000 ;
- Le laboratoire d'Ecologie Fonctionnelle (ECOLAB) de l'INP/ENSAT de Toulouse pour le broyage des échantillons de sols et les extractions de CO<sub>2</sub> sur les échantillons d'eau du cycle 2005-2006;
- Le Centre de Géochimie de la Surface (CGS) de l'ULP de Strasbourg pour les analyses isotopiques du  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$  ;
- Le Centro de Energia Nuclear na Agricultura (CENA-Piracicaba), Université de São Paulo au Brésil, pour les analyses élémentaires du COT, COP, NT et les analyses isotopiques du  $\delta^{13}\text{C}_{\text{COT}}$ ,  $\delta^{13}\text{C}_{\text{COP}}$  et  $\delta^{15}\text{N}$  des sols ;
- Le Département de Géologie de l'Université d'Ottawa (Canada) pour les analyses isotopiques du  $\delta^{13}\text{C}_{\text{COD}}$ .

#### ***III-1 – Les analyses élémentaires***

##### ***III-1 1 - Les anions majeurs***

Les anions majeurs (Cl<sup>-</sup>, SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> et NO<sub>3</sub><sup>-</sup>) sont analysés par chromatographie ionique HPLC (High Performance Liquid Chromatography), sur Dionex DX 300. La précision des mesures est de 5% et les limites de détection et de quantification sont présentés au tableau III.4.

### III-1-2 - Les cations majeurs

L'analyse des cations majeurs ( $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Na}^+$  et  $\text{K}^+$ ) est réalisée par spectrométrie d'absorption atomique sur un spectromètre Perkin Elmer 5100 ZL. Après filtration peu après le prélèvement, l'échantillon est acidifié jusqu'à pH 2 pour éviter d'éventuelles précipitations. On y ajoute 2 goûtes d'oxyde de lanthane III pour éliminer les interférences dues aux autres éléments. La précision de l'analyse est de 5% et les limites de détection et de quantification sont présentées au tableau III.4.

### III-1-3 - La silice dissoute

Elle se fait par colorimétrie à l'aide du « Technicon Autoanalyser II ». Cette méthode d'analyse est basée sur la propriété qu'ont les silicates de former un complexe silicomolybdique ( $(\text{H}_4\text{Si}(\text{Mo}_3\text{O}_{10})_4)$  en présence de molybdate d'ammonium ( $(\text{NH}_4)_2\text{MoO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$ ). Ce complexe est réduit en bleu (bleu de molybdène) par l'acide ascorbique (formule brute  $\text{C}_6\text{H}_8\text{O}_6$ ). L'interférence des phosphates est éliminée par l'addition d'acide oxalique ( $(\text{COOH})_2$ ).

Tableau III.4 : Limites de détection et de quantification des éléments majeurs et de la silice dissoute.

| Elément            | Limite de détection (mg/L) | Limite de quantification (mg/L) |
|--------------------|----------------------------|---------------------------------|
| $\text{Cl}^-$      | 0,02                       | 0,08                            |
| $\text{NO}_3^-$    | 0,05                       | 0,17                            |
| $\text{SO}_4^{2-}$ | 0,04                       | 0,13                            |
| $\text{Na}^+$      | 0,06                       | 0,21                            |
| $\text{K}^+$       | 0,003                      | 0,01                            |
| $\text{Mg}^{2+}$   | 0,01                       | 0,05                            |
| $\text{Ca}^{2+}$   | 0,04                       | 0,14                            |
| Silice             | 0,1                        | 0,1                             |

### III-1-4 L'alcalinité

L'alcalinité est mesurée par titration grâce au titrimètre Titrino 760 DMS. Les bases contenues dans l'échantillon, susceptibles d'accepter les ions  $\text{H}^+$  sont titrées par un acide fort (HCl). Dans un volume initial  $V_o$  de l'échantillon, sont progressivement ajoutées de petits volumes d'acide de titre connu ( $C_a = 0.0005$  pour les eaux du bassin versant du Nyong)

jusqu'à un pH de 3,5. On obtient à la fin du dosage la courbe  $\text{pH} = f(V)$ , et une détermination du volume équivalent  $V_e$ . L'alcalinité est alors calculée à partir de la relation :

$$\text{Alc} = (C_a * V_e) / V_o$$

Le test de reproductibilité de la mesure de l'alcalinité par la méthode de Gran réalisé sur une eau de rivière au LMTG donne pour 30 analyse d'un même échantillon une erreur absolue de 2 % .

### *III-1-5 - Le carbone organique dissous (COD)*

Principe de la méthode : L'analyse du carbone organique dissous (COD) est réalisée par combustion catalytique grâce au Shimadzu TOC-5000. Le carbone organique dissous (COD) correspond au carbone organique non volatil. Il est mesuré en acidifiant l'échantillon au préalable (HCl 1N) et le purgeant (barbotage de l'air de qualité ultra-pure) de façon à éliminer le carbone minéral présent sous forme de composés carbonatés. L'échantillon contenant uniquement des composés carbonylés est introduit dans un tube chauffé à 680°C qui contient un catalyseur (platine) agissant comme oxydant. Le CO<sub>2</sub> formé lors de la combustion est dosé par détection infrarouge, la quantification précise se faisant par comparaison avec une courbe d'étalonnage. En effet, l'absorbance du CO<sub>2</sub> dégagé se traduit par un pic dont l'aire est proportionnelle à la concentration dans l'échantillon analysé.

#### Fiabilité

— *Limite de détection* : La limite de détection calculée pour l'appareil utilisé est de 0,12 mg/l pour une concentration moyenne de 0,64 mg/l . Cette valeur a été arrondie à 0,20 mg/l pour les applications courantes.

— *Limite de quantification* : La limite de quantification du COD a été calculée à 0,40 mg/l C pour une concentration moyenne de 0,64 mg/l.

— *Reproductibilité* : Pour le COD, la *réplicabilité* d'une série de mesures (n = 10) a été de  $\pm 0,12$  mg/l pour une concentration moyenne équivalente à 5,43 mg/l . La *répétitivité* d'une série de mesures (n = 10) a été de  $\pm 0,50$  mgC/l pour une concentration moyenne de 16,8 mg/l, et de  $\pm 0,40$  mg/l pour une concentration moyenne de 4,1 mg/l .

Pour le dosage du COD, les échantillons des cycles 1998/1999 et 1999/2000 ont été traités avec du HgCl<sub>2</sub> et stockés à 5°C pendant 5 ans, tandis que les échantillons du cycle 2005/2006 ont été traités avec du HCl bidistillé (100 µl de HCl concentré par 100 ml) d'échantillon, et leur durée de stockage a été inférieure à 1 an. Les tests effectués par Brunet



(2004) montrent que ces différents traitements sont sans conséquences sur les résultats ; le traitement au  $\text{HgCl}_2$  apparaît bien approprié pour les stockages longs (pluriannuel), et celui au  $\text{HCl}$  bidistillé pour les stockages de plus courte durée (annuel).

### *III-1-6 - Le carbone organique total (COT) et l'azote total (NT)*

Les analyses du carbone organique particulaire (COP), ainsi que du carbone organique et l'azote total du sol ont été effectuées par combustion en voie sèche à l'aide de l'analyseur « CHN Carlo Erba NA 1500 ». Le principe consiste à calciner le filtre ou les poudres ( $\emptyset < 2\mu\text{m}$ ) dans four fermé à  $1030^\circ\text{C}$ . Le  $\text{CO}_2$  formé est dosé par conductivité thermique après détection par spectrométrie infrarouge. Le détecteur IR de l'appareil est réglé sur la bande de longueur d'onde de la fonction  $\text{C}=\text{O}$ , afin de détecter seulement la présence du  $\text{CO}_2$ .

Les oxydes d'azote formés lors de la combustion sont réduits en azote moléculaire gazeux, lequel est dosé par conductivité thermique.

### *III-2 – Les analyses isotopiques*

#### *III-2 1 - Détermination du $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$*

La mesure du  $\delta^{13}\text{C}$  de la fraction inorganique dissoute se fait par spectrométrie de masse. Cette analyse nécessite au préalable l'extraction du carbone inorganique dissous (CID), qui dans l'eau se trouve principalement sous la forme de  $\text{CO}_{2\text{aqueux}}$ , d'ions bicarbonates et d'ions carbonates. Plusieurs méthodes de séparation du CID ont été élaborées, parmi lesquelles deux se sont avérées particulièrement efficaces dans le piégeage du  $\text{CO}_2$  contenu dans l'eau. Ce sont :

- la technique de précipitation de carbonate et
- la technique d'évolution gazeuse.

i)– la technique de précipitation de carbonate

Plusieurs auteurs ont fait usage de cette technique et ont contribué à l'améliorer. On peut citer parmi eux, Gleason et *al.* (1969), Jacobson and Usdowski (1975), Barnes et *al.* (1978), Usdowski et *al.* (1979). Le matériel est facilement transportable sur le terrain, mais nécessite une préparation rigoureuse en laboratoire par la suite. Le principe de cette technique est de précipiter CID sous forme de  $\text{SrCO}_3$ . Pour ce faire, on introduit dans une bouteille en polyéthylène contenant l'échantillon d'eau, du chlorure de strontium ammoniacal ( $\text{NH}_4\text{OH}-\text{SrCl}_2$ ), le bouchon est scellé et la bouteille énergiquement secouée. En laboratoire,

l'échantillon est filtré et le précipité rincé soigneusement à l'eau distillée puis séché. On fait ensuite réagir une masse connue du précipité avec de l'acide phosphorique concentré dans un système fermé sous vide. Le CO<sub>2</sub> qui se dégage est purifié sur une rampe d'extraction de carbonate, piégé et analysé. La composition du réactif, et sa proportion par rapport au volume d'échantillon diffèrent selon les auteurs.

#### ii) – La technique d'évolution gazeuse

Cette méthode a été largement expérimentée par des auteurs tel que Mook (1970), Tan et *al.* (1973), Kroopnick (1974) et Reardon et *al.* (1979). Elle est difficile à mettre en oeuvre sur le terrain, mais assez facilement utilisable en laboratoire. C'est par cette méthode que nous avons réalisé l'extraction du carbone inorganique sur nos échantillons d'eau.

#### - *Le principe*

On fait réagir l'échantillon d'eau avec de l'acide phosphorique concentré en excès dans un système fermé sous vide. Le CO<sub>2</sub> qui se dégage est progressivement purifié à travers des pièges à - 80°C (propanol + azote liquide) de façon à éliminer les vapeurs d'eau, puis piégé en fin de rampe par de l'azote liquide vers -190°C. Les échantillons utilisés doivent être traités avec du chlorure de mercurique (HgCl<sub>2</sub>) pour éviter toute modification du CID par l'activité bactérienne dans le flacon au cours du stockage. Les flacons de prélèvement sont remplis à ras bord et fermés de façon à ne pas piéger de bulles d'air ; cela afin d'éviter une contamination et un équilibrage avec le CO<sub>2</sub> d'origine atmosphérique.

#### - *Matériel et protocole expérimental*

L'extraction du CID par la technique d'évolution gazeuse se fait à l'aide d'une rampe d'extraction de CO<sub>2</sub>. Le dispositif expérimental, dont les pièces sont en verre pyrex, est présenté sur la figure III.4. Ce dispositif a été installé au LMTG par Brunet dans le cadre de ses travaux de thèse. Il est constitué de 4 principales parties (Brunet, 2004).

- Réacteur : c'est une bouteille au sein de laquelle s'effectue le dégazage (réaction entre l'acide et l'échantillon). Elle a un orifice principal qui est connecté au système et un orifice secondaire soigneusement bouché à l'aide d'un bouchon en caoutchouc à travers lequel est injecté l'échantillon. Nous avons utilisé un réacteur de 500 ml, mais dans le cas d'échantillons à plus forte alcalinité, un flacon de volume moindre peut convenir.

- Pièges : ce sont des ampoules successives dans lesquelles s'effectue la purification du CO<sub>2</sub> (piégeage de vapeur d'eau).
- Tube collecteur servant à récupérer le CO<sub>2</sub> après sa purification dans les pièges successifs. Ce CO<sub>2</sub> est piégé au fond du tube, qui est alors scellé à l'aide d'un chalumeau.
- Pompe pour créer et maintenir le vide de l'ordre de 10<sup>-3</sup> mbar dans la rampe. Deux jauges connectées à un manomètre permettent de contrôler ce vide à deux niveaux (au milieu et à la fin) de la rampe. Ces jauges permettent de vérifier la bonne étanchéité de notre système, et donc d'éviter une contamination par le CO<sub>2</sub> atmosphérique ou bien un dégazage de ce dernier vers l'extérieur, et donc un éventuel fractionnement du δ<sup>13</sup>C.

Le nombre de pièges utilisés pour purifier l'échantillon dépend de l'expérimentateur. Dans notre dispositif, nous utilisons quatre pièges à l'issue desquels l'échantillon est suffisamment purifié. Le temps de purification est successivement de 10 mn pour les trois premiers pièges et de 20 mn pour le dernier. D'autres expérimentateurs préfèrent utiliser deux ou trois pièges, mais avec un temps de purification plus long (environ 20 à 30 mn par piège).

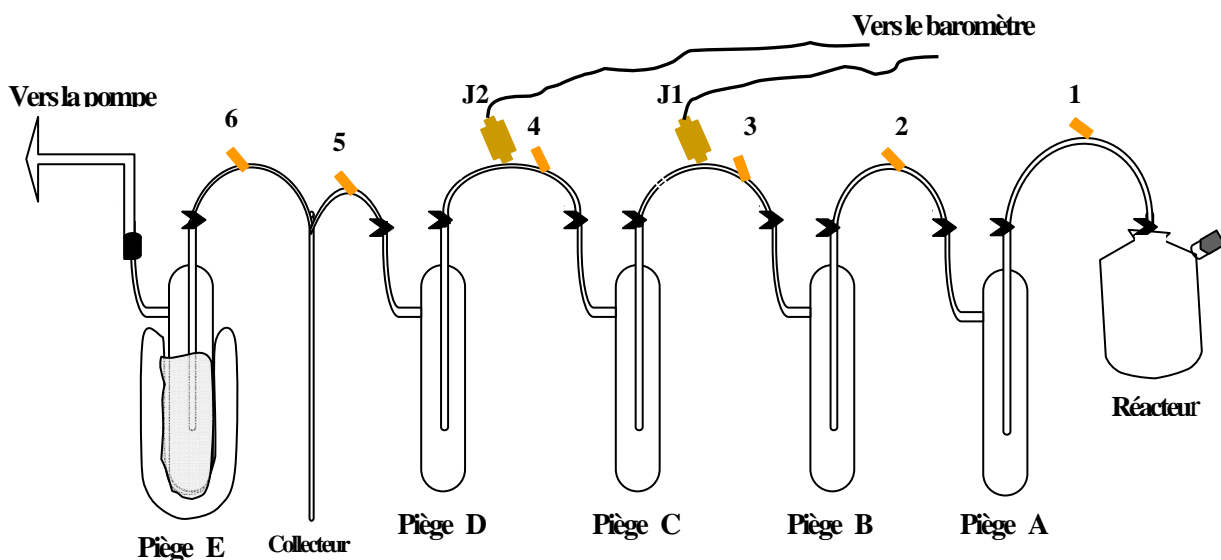


Figure III.4 : Schéma de la rampe d'extraction du CO<sub>2</sub>

Dans cette étude, nous avons adopté le protocole d'extraction du CO<sub>2</sub> décrit par Brunet (2004).

- Mettre 1 ml d'acide ortho-phosphorique (100%) dans le réacteur ainsi qu'un agitateur magnétique.
- Installer le réacteur sur la rampe et faire le vide pour permettre le dégazage de l'acide. Pour faciliter le vide dans la rampe, un cinquième piège (Piège E) est installé après le tube collecteur. Ce dernier reste, pendant toute l'expérimentation, trempé dans l'azote liquide (température de  $-193^{\circ}\text{C}$ ) contenu dans un Dewar.
- Lorsque la jauge J2 affiche un vide de  $6.10^{-2}$  bar, fermer la vanne 1, pour isoler le réacteur, puis injecter l'échantillon d'eau à travers le bouchon en caoutchouc à l'aide d'une seringue et agiter. Après introduction de l'échantillon, 5 minutes sont nécessaires pour que la réaction de dégazage soit complète ; l'agitateur magnétique permet d'accélérer cette réaction.
- Fermer la vanne 2 et placer sous le piège A un Dewar contenant un mélange propanol-azote liquide à une température d'environ  $-80^{\circ}\text{C}$ . Ouvrir la vanne 1 et attendre 5 minutes pour atteindre un équilibre. A cette température et cette faible pression, la vapeur d'eau va se solidifier au fond du piège A, par contre, le  $\text{CO}_2$  va rester sous phase gazeuse.
- Après ce laps de temps, la vanne 3 est fermée et on place sous le piège B un Dewar contenant seulement de l'azote liquide (température de  $-193^{\circ}\text{C}$ ). On ouvre la vanne 2 et on attend 5 minutes. Le Dewar contenant le mélange propanol-azote liquide est maintenu à une température de  $-80^{\circ}\text{C}$  sous le piège A. Dans cette configuration, la vapeur va rester piégée dans le piège 1 et le  $\text{CO}_2$  va se solidifier au fond du piège B.
- La vanne 2 est ensuite fermée et on enlève le Dewar contenant l'azote liquide. Le piège B revient donc à la température ambiante et donc le  $\text{CO}_2$  passe à nouveau sous forme gazeuse.
- Ces opérations sont répétées de proche en proche pour chaque piège. Les temps de piégeages de la vapeur d'eau sont de 10 minutes pour les pièges B et C et de 20 minutes pour le piège D. Les temps de piégeage pour le  $\text{CO}_2$  sont de 5 minutes pour tous les pièges.
- Après avoir piégé le  $\text{CO}_2$  dans le piège 4 pendant 5 minutes, on ouvre la vanne 5, sans enlever le Dewar d'azote liquide sous le piège. Cette opération permet d'évacuer les gaz non condensables de l'échantillon.
- Ensuite, après avoir piégé l'eau pendant 20 minutes au fond du piège D, un Dewar contenant de l'azote liquide est placé sous le tube collecteur (toujours pendant 5 minutes)
- Enfin, la vanne 6 est ouverte et on scelle le tube à l'aide d'un chalumeau tout en le maintenant dans le Dewar d'azote liquide, pour que le  $\text{CO}_2$  reste piégé au fond du tube collecteur.

Le volume d'échantillon nécessaire pour effectuer une extraction de  $\text{CO}_2$  dépend essentiellement de l'alcalinité. Ce volume doit être pris de manière à ce que, en présence d'un

excès d'acide ortho-phosphorique (1 à 1,5 ml), la quantité de gaz récupéré dans le tube collecteur soit suffisante pour faire une mesure de la composition isotopique du CID au spectromètre de masse. Le tableau III.5 indique les volumes d'eau nécessaires à l'obtention d'une quantité suffisante de CO<sub>2</sub> pour l'analyse. L'alcalinité des eaux du bassin du Nyong et du BVE du Mengong est comprise dans une gamme inférieure à 200 µmol/l. Pour ces eaux, nous utilisons 250 ml d'échantillon pour une analyse.

Tableau III.5: Volume d'eau nécessaire pour une mesure du  $\delta^{13}\text{C}$  du CID

| Alcalinité<br>(µmol/l) | Volume d'échantillon<br>nécessaire (ml) | Dépression dans la rampe<br>mbar |
|------------------------|---|----------------------------------|
| < 200                  | 250                                     | 0,2 - 0,8                        |
| 200 - 400              | 200                                     | 0,8 - 1,7                        |
| 400 - 800              | 100 - 150                               | 1,7 - 2,3                        |
| 800 - 2000             | 40 - 100                                | 2,3 - 3,8                        |
| > 2000                 | 5 - 40                                  | 3,8 - 5,2                        |

### iii – Analyse spectrométrique du $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$

Nos analyses de  $\delta^{13}\text{C}$  sont effectuées sur un spectromètre de masse FISONG VG OPTIMA du Laboratoire d'isotopes stables du Centre de Géochimie de la Surface (CGS) de Strasbourg. Cet appareil fonctionne de façon optimale avec des quantités de gaz de l'ordre d'une dizaine de µmoles. Toutefois il est possible d'obtenir des résultats avec des quantités moindres en utilisant un « doigt froid ». Les tests de reproductibilité effectués montrent que la précision absolue des analyses est de  $\pm 0,2\%$ . La calibration journalière de l'appareil se fait par un gaz étalon (*San Andreas*) et l'utilisation d'un standard de CO<sub>2</sub> pur, le M85. Ce même standard est utilisé pour nos analyses de  $\delta^{13}\text{C}$ . Les tubes du CO<sub>2</sub> du S.A. et du M85 sont préparés sur la rampe d'extraction du CO<sub>2</sub> des carbonates à partir de leurs poudres. On fait réagir sous vide, dans un bain-marie, les poudres avec de l'acide ortho-phosphorique. Le CO<sub>2</sub> qui se dégage est purifié sur la ligne d'extraction à carbonate (même principe que l'extraction du CID de l'eau), collecté dans des tubes et scellé.

Nous avons présenté en annexe quelques détails sur le principe de la spectrométrie de masse pour l'analyse des isotopes de carbone (IRMS : Isotope Ratios Mass Spectrometer)

### III-2-2 - Détermination du $\delta^{13}\text{C}_{\text{COT}}$ et du $\delta^{15}\text{N}_{\text{NT}}$ des échantillons de sol et de MES

Les compositions isotopiques  $\delta^{13}\text{C}_{\text{COT}}$  et  $\delta^{15}\text{N}_{\text{NT}}$  des échantillons de sols et de MES ont été mesurées sur le CO<sub>2</sub>, respectivement sur le N<sub>2</sub>O obtenus par combustion à 900°C sous

flux d'oxygène pur. Les chlorures sont piégés dans le four à laine d'argent et la vapeur d'eau piégée avec de la neige carbonique. Les gaz ainsi purifiés ont été analysés à l'aide d'un spectromètre de masse à trois cages de collection et simple admission « modèle Finnigan Mat Delta E ». Les résultats sont exprimés en unité  $\delta$  par référence à des (PDB pour le carbone et  $N_2$  atmosphérique pour l'azote). Les échantillons sont analysés au moins deux fois, la différence maximale de  $\delta$  acceptée entre les répétitions étant égale à 0,4%.

***CHAPITRE IV***

***ÉTUDE DE LA DYNAMIQUE DU CARBONE DANS LES SOLS DU BVE DU  
MENGONG PAR UN TRAÇAGE ISOTOPIQUE AU CARBONE 13***





## **INTRODUCTION**

La dynamique de la matière organique du sol (MOS) fait actuellement l'objet de nombreux travaux, notamment en ce qui est le rôle joué par les sols en tant que source ou puits de carbone. (Post et al., 1982 ; Schlesinger, 1984, 1991 ; Bouwman, 1990 ; Eswaran et al., 1993 ; Bernoux et al., 1998a, 1998b). Plusieurs facteurs concourent au développement de la MOS, parmi lesquels la végétation (apport des résidus, composition des plantes), le climat (température, précipitations, humidité), les propriétés du sol (texture, teneur en argile, minéralogie, acidité). L'influence de ces différents facteurs ainsi que leurs interactions sur l'évolution de la MOS peuvent être mises en évidence par la détermination des compositions isotopiques du carbone ( $\delta^{13}\text{C}$ ) et dans une moindre mesure de l'azote ( $\delta^{15}\text{N}$ ). Les profils de  $\delta^{13}\text{C}$  et de  $\delta^{15}\text{N}$  de la MOS fournissent ainsi des indications précieuses sur la compréhension du cycle du carbone terrestre et les changements paléoécologiques. Dans le sol, la difficulté à établir l'origine de la matière organique est d'autant plus grande que l'on s'éloigne de la surface du sol et que le degré de décomposition de celle-ci augmente.

Le but de ce chapitre est l'étude de la distribution du carbone organique total (COT) dans les profils de sols ferrallitique et hydromorphe du BVE du Mengong. Nous déterminons ainsi, par un traçage isotopique au  $\delta^{13}\text{C}$ , les différents processus qui interviennent dans la transformation et la stabilisation du carbone organique des sols, qui est l'une des principales sources de carbone que l'on retrouve après dans les eaux de surface.

### ***I - DISTRIBUTION DU COT, DU $\delta^{13}\text{C}$ , DE NT ET DU $\delta^{15}\text{N}$ DANS LES SOLS DU BVE DU MENGONG***

Les valeurs moyennes de carbone organique total (COT), d'azote total (NT) et des compositions isotopiques  $\delta^{13}\text{C}$  et  $\delta^{15}\text{N}$  dans les horizons de sols ferrallitique et hydromorphe du BVE du Mengong sont présentées dans le tableau IV.1.

#### ***I-1 – Distribution du carbone organique total (COT)***

Les teneurs en carbone organique des horizons des différents profils de sol sont présentés sur la figure IV.1. Les profils de sol sont rassemblés en deux groupes présentant des types distincts de distribution du carbone et correspondant aux deux principaux types de sol de la région. Il s'agit des profils de deux fosses F1 en sommet de pente et F3 en mi-pente pour les sols ferrallitiques et de trois profils, L6-470 à la transition marécage/versant, L6-510 dans le bas fond et BF-EX à proximité de l'exutoire pour les sols hydromorphes.

Tableau IV.1 : Valeurs moyennes de COT, NT,  $\delta^{13}C$  et  $\delta^{15}N$  dans les sols ferrallitiques et hydromorphes du BVE du Mengong.

| Type de sol                               | Profondeur (cm)  | Horizon               | % COT                           | $\delta^{13}C$ (‰) | % NT  | $\delta^{15}N$ (‰) |     |
|---|--|-----------------------|---------------------------------|--------------------|-------|--------------------|-----|
| Sols ferrallitiques de la zone de versant | Fosse F1<br>(sommets de versant)<br>Altitude 710 m               | 0                     | Litières                        | 26.0               | -21.1 | 1.9                | 5.1 |
|   |  | 0-5                   | Humifère                        | 7.7                | -30.8 | -                  | -   |
|   |  | 5-45                  | Organo-minéral                  | 1.1                | -25.3 | -                  | -   |
|   |  | 45-100                | Argileux meuble (1)             | 0.8                | -26.2 | -                  | -   |
|   |  | 100-440               | Argileux meuble (2)             | 0.4                | -25.2 | -                  | -   |
|   |  | 440-560               | Cuirasse ferrugineuse           | 6,1                | -25,7 | -                  | -   |
|   |  | 560-910               | Carapace massive                | 11,3               | -20,5 | -                  | -   |
|   |  | 910-1500              | Argileux bariolé                | 0,2                | -28,4 | -                  | -   |
|   | > 1500   | Saprolite             | 0,07                            | -29,3              | -     | -                  |     |
|   | Fosse F3<br>(mi-pente)<br>Altitude 694 m                         | 0                     | Litières                        | 16.7               | -19.8 | 1.1                | 5.1 |
|   |  | 0-5                   | Humifère                        | 6.3                | -28.4 | -                  | -   |
|   |  | 5-25                  | Organo-minéral                  | 1.5                | -26.6 | -                  | -   |
|   |  | 25-90                 | Argileux meuble (1)             | 0,8                | -25,9 | -                  | -   |
|   |  | 90-100                | Argileux meuble (2)             | 0.5                | -25.4 | -                  | -   |
| 100-300                                   |  | Cuirasse ferrugineuse | 5,55                            | -24,9              | -     | -                  |     |
| 300-550                                   |  | Carapace massive      | 8,9                             | -21,6              | -     | -                  |     |
| > 550                                     |  | Argileux bariolé      | 0,2                             | -27,2              | -     | -                  |     |
| Sols hydromorphes de la zone marécageuse  | Profil L6-470<br>(transition marécage/versant)<br>Altitude 674 m | 0                     | Litières                        | 24.9               | -31.0 | 0.7                | 8.0 |
|   |  | 0-5                   | Humifère                        | 14.6               | -25.9 | -                  | -   |
|   |  | 5-20                  | Argileux humique                | 8,9                | -20,5 | -                  | -   |
|   |  | 20-60                 | Sablo-Argileux                  | 0.7                | -28.7 | -                  | -   |
|   |  | > 60                  | Sableux                         | 0.3                | -28.1 | -                  | -   |
|   | Profil L6-510<br>(bas fond marécageux)<br>Altitude 672 m         | 0                     | Litières                        | 22.5               | -31.1 | 2.4                | 3.6 |
|   |  | 0-10                  | Humifère                        | 12.2               | -26.2 | 1.2                | 7.2 |
|   |  | 10-60                 | Argileux humique                | 9.8                | -18.4 | 0.5                | 6.7 |
|   |  | 60-90                 | Organo-minéral (argilo-sableux) | 4.1                | -25.3 | 0.1                | 6.3 |
|   |  | > 90                  | Sableux                         | 0.07               | -28.4 | -                  | -   |
|   | Profils BF-EX<br>(bas fond exutoire)<br>Altitude 668 m           | 0                     | Litières                        | 23,5               | -30,7 | 3,1                | 3,6 |
|   |  | 0-5                   | Humifère                        | 16,2               | -25,6 | 1,9                | 3,5 |
|   |  | 5-10                  | Argileux humique                | 4,2                | -25,5 | 0,3                | 3,6 |
|   |  | 40-50                 | Sablo-argileux                  | 3,1                | -28,9 | -                  | -   |
|   |  | > 90                  | Argilo-sableux                  | 1,3                | -29,8 | -                  | -   |
|   | Termites   | T1                    | *                               | *                  | 2,26  | -27,3              | 1,4 |
| T2  |  | *                     | *                               | 2,53               | -26,7 | 1,2                | 5,7 |

(-) Inférieure au seuil de détection

► Le premier groupe est celui des sols latéritiques des versants et des collines, représenté par les profils de la fosse F1 et de la fosse F3. On observe à la surface entre 0 et 5 cm, des teneurs en carbone organique total (COT) variant entre 6,32% et 7,65%. Le taux de carbone organique diminue rapidement avec la profondeur pour atteindre une teneur inférieure de 1,5% à 0,45 m et 0,25 m de profondeur respectivement en F1 et F3. Cette teneur en carbone organique devient inférieure à 0,50% à la base de l'horizon argileux meuble, respectivement à 4,40 m et 1 m aux fosses F1 et F3. A partir de ces profondeurs, on observe une importante augmentation de la teneur en carbone organique sur une épaisseur d'environ 5 m (entre 1 m et 6 m de profondeur pour F3 et entre 4,40 m et 9,10 m de profondeur pour F1) au niveau des matériaux indurés et nodulaires. Cette brusque augmentation porte le taux de carbone organique jusqu'à une teneur de 12,2%. Ce taux rechute ensuite brusquement pour atteindre les teneurs de 0,2% dans les argiles bariolés et un minimum de 0,07% dans les matériaux saprolitique.

► Le second groupe est constitué par les sols hydromorphes des zones de bas fonds marécageux et correspond aux profils L6-470, L6-510 et BF-EX. Ces sols présentent en surface, des teneurs en carbone organique élevées et relativement constantes, comprises entre 12,2% (L6-510) et 16,2% (BF-EX). Cette teneur décroît avec la profondeur. Cette décroissance est rapide dans le profil L6-470 (où le teneur en carbone organique chute à 0,80% vers 0,4 m de profondeur) et graduelle dans les fosses L6-510 et BF-EX (où la teneur en carbone organique est encore supérieure à 3% vers 0,6 m de profondeur).

La teneur en TOC des termitières T1 et T2 (à proximité F1) est en moyenne de 2,4% et légèrement supérieure à celle mesurée dans l'horizon organo-minéral des sols de versant.

### ***I-2 – Distribution de la composition isotopique $\delta^{13}C$***

La distribution du  $\delta^{13}C$  est assez variable dans les sols du BVE du Mengong. Les profils de  $\delta^{13}C$  peuvent être classés en deux groupes (fig. IV.2), suivant le type de sol, à l'instar des profils des teneurs en carbone organique décrits dans le paragraphe précédent.

- Le groupe A est composé des sols de la zone de versant (F1 et F3) situés dans des zones de jachère, où quelques graminées (plantes C4) poussent à côté d'une végétation essentiellement arborée (plantes C3). En surface, les valeurs de  $\delta^{13}C$  des litières sont comprises entre -21,1‰ et -19,8‰ dans les zones de jachères et entre -30,8‰ et -28,4‰ dans l'horizon humifère sous-jacent, ce qui indique une faible influence de l'évolution récente de la végétation sur les profils de  $\delta^{13}C$ . Ces derniers présentent trois tranches d'évolution en profondeur.

- Entre 0 et 4,40 m de profondeur pour F1 et de 0 à 1 m pour F3, le  $\delta^{13}C$  montre un léger enrichissement qui le fait passer de -26,6‰ à -24,9‰.

- Entre les profondeurs 4,40 m et 10,80 m pour F1 et 1 m et 6 m pour F3, on observe un important enrichissement isotopique, faisant varier le  $\delta^{13}C$  entre de -25 ‰ et -20 ‰. Cet enrichissement est brutal et peut atteindre 5 à 6 unités  $\delta$  sur 1,5 m d'épaisseur.

- Au-delà de 10,80 m pour F1 et de 6 m pour F3, les valeurs de  $\delta^{13}C$  deviennent plus négatives avec la profondeur, et se situent entre -29,4 ‰ et -27,1 ‰.

• Le groupe B rassemble les sols de la zone de bas fonds marécageux (L6-470, L6-510 et BF-EX). Le type de végétation varie ici en fonction du degré d'hydromorphie. Les points L6-470 et BF-EX, plus éloignés du drain principal, sont situés sous une végétation de forêt climacique touffue (plantes C3) ; le point L6-510, plus proche du ruisseau, est situé sous une végétation de forêt marécageuse constituée essentiellement de plantes semi-aquatiques et de raphiales (plantes essentiellement en C3).

La valeur de  $\delta^{13}C$  des litières du bas fond est en moyenne de -31,0 ‰. Juste sous cette litière, à la surface des sols, les valeurs de  $\delta^{13}C$  sont de -23,7 ‰ en L6-510, de -25,6 ‰ en BF-EX et de -20,5 ‰ en L6-470.

Dans les profils BF-EX et L6-470, ces valeurs montrent une diminution rapide de  $\delta^{13}C$ , respectivement de l'ordre de 5 et 8 unités sur seulement 35 cm (entre 0,05 m et environ 0,4 m de profondeur). Au delà de 0,40 m, le  $\delta^{13}C$  varie très peu, avec une diminution qui ne dépasse guère 1 unité pour une augmentation de profondeur de 1 m.

A la fosse L6-510, contrairement aux deux points précédents, on observe un enrichissement en isotope lourd de carbone assez prononcé (environ 6 ‰) dans le premier décimètre du profil. Le maximum d'enrichissement est atteint à 0,40 m avec un  $\delta^{13}C$  de l'ordre de -17,9 ‰. La partie inférieure du profil est caractérisée par une inversion de l'évolution, avec une diminution rapide de  $\delta^{13}C$  jusqu'à une valeur inférieure à celle de la surface (de -28,4 ‰ vers 1 m de profondeur).

Les termitières ont une composition isotopique  $\delta^{13}C$  moyenne de -27 ‰, qui est plus proche de celle de l'horizon organo-minéral (-26 ‰ en moyenne) que de celle de l'horizon humifère (-29,5 ‰ en moyenne).

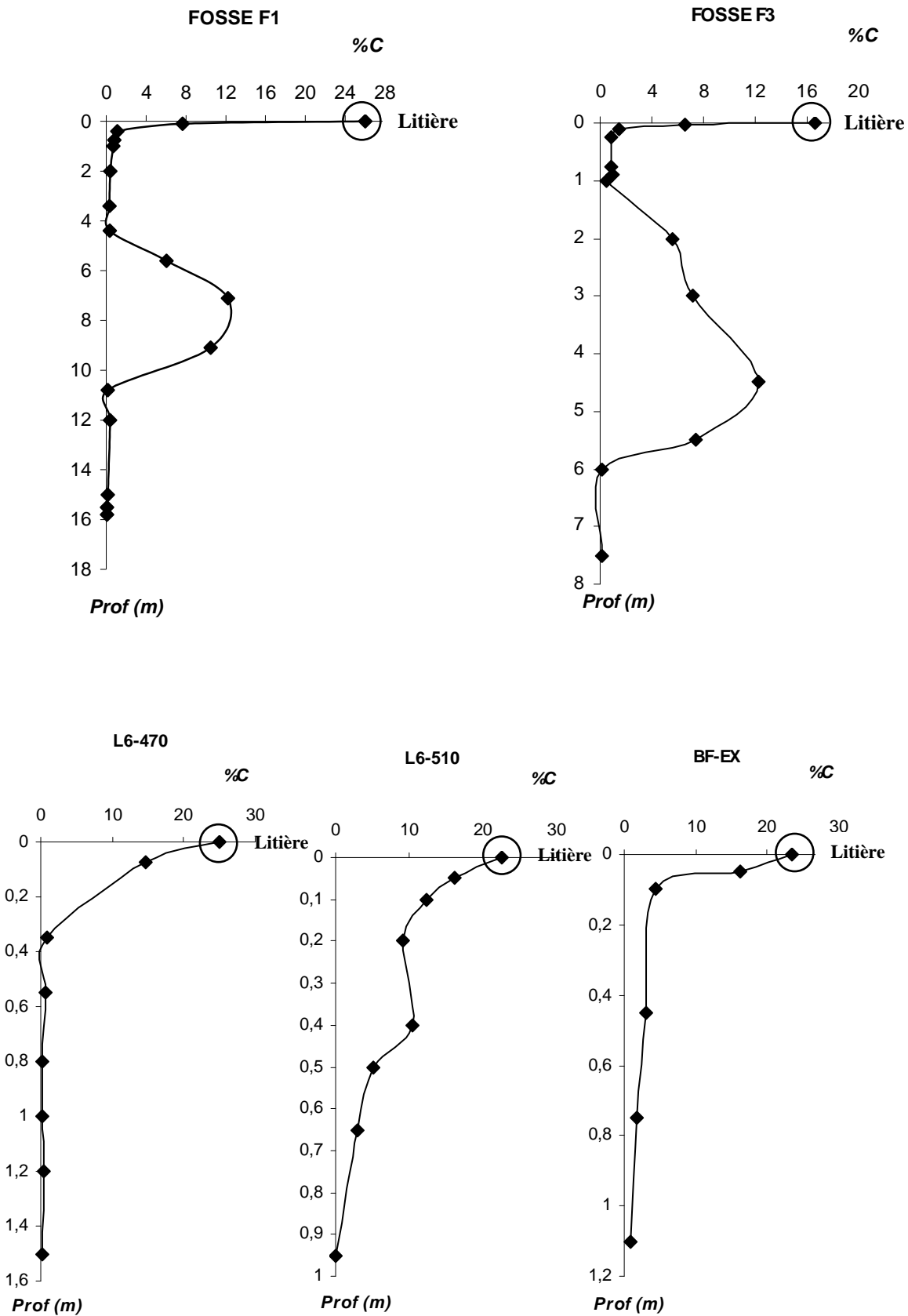


Figure IV.1 : Distribution du carbone total (TOC) en fonction de la profondeur dans les sols ferrallitiques des versants (fosses F1 et F3) et hydromorphes des zones de bas fonds marécageux (L6-470, L6-510 et BF-EX) du BVE du Mengong.

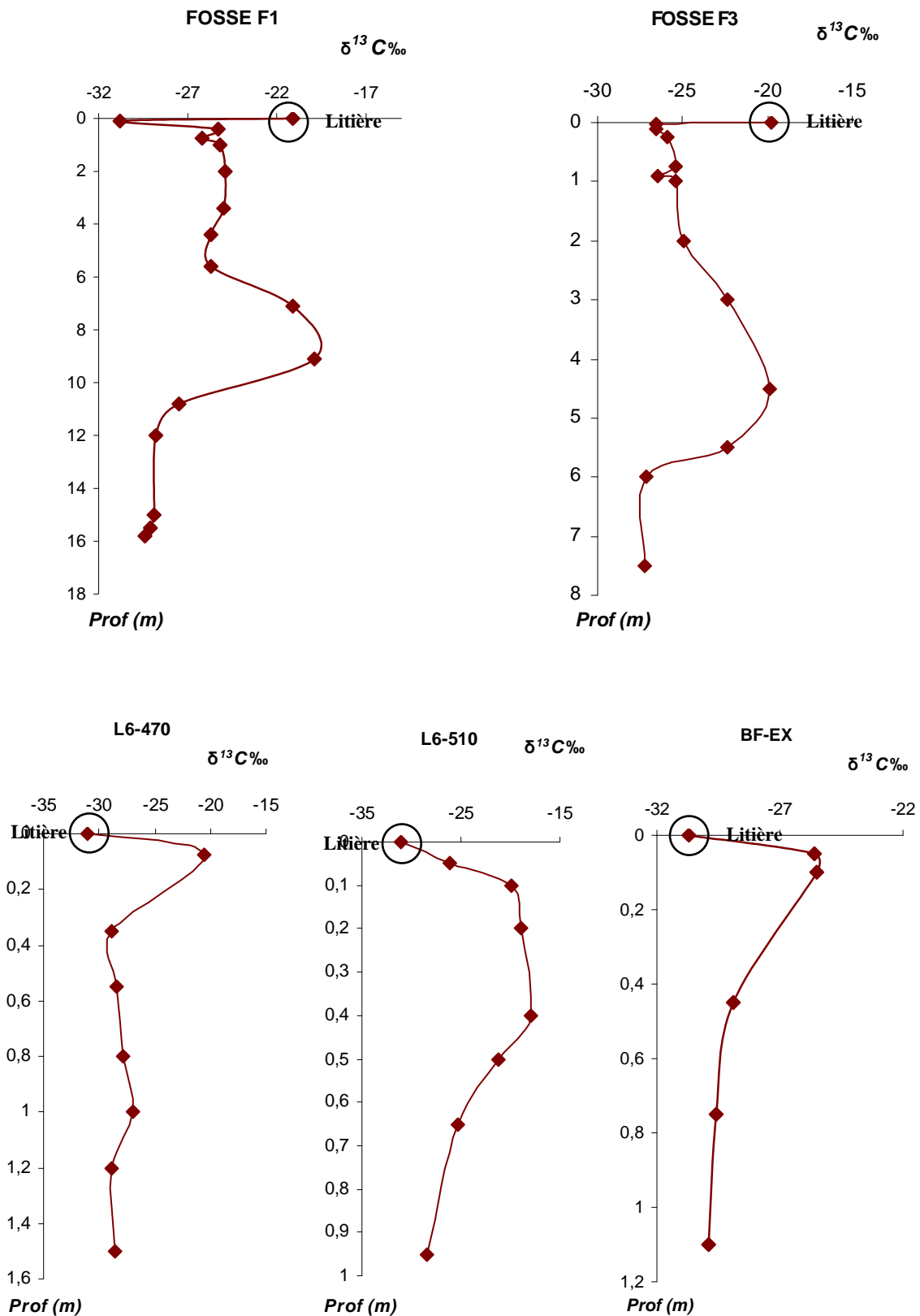


Figure IV.2 : Distribution du  $\delta^{13}C$  en fonction de la profondeur dans les sols ferrallitiques des versants (fosses F1 et F3) et hydromorphes des zones de bas fonds marécageux (L6-470, L6-510, BF-EX) du BVE du Mengong

**I-3 – Distribution de l’azote total (NT) et de la composition isotopique  $\delta^{15}N$**

- Les litières prélevées à la surface des sols des zones de colline présentent des teneurs en azote total (NT) comprises entre 1 et 2%, avec une composition isotopique  $\delta^{15}N$  de 5,1‰. Ces valeurs sont du même ordre de grandeur que celles mesurées sur les termitières T1 et T2, soient respectivement 1,19% et 1,42% et entre 5,6‰ et 5,7‰ pour NT et  $\delta^{15}N$ . Les sols quant à eux renferment très peu d’azote, avec des teneurs inférieures au seuil de détection (0,05 %). En conséquence, il n’a pas été possible de déterminer les compositions isotopiques en  $^{15}N$  de ces sols.

- Dans les sols des zones de bas fonds marécageux, les teneurs en NT des litières prélevées au sol augmentent à mesure qu’on se rapproche du drain et que l’hydromorphie devient importante. Ces teneurs sont comprises entre 0,73% au point L6-470 situé à la rupture de pente et 3,14% au point L6-540 situé près du drain. A la limite marécage versant (L6-470), les sols sous la litière présentent une teneur en NT quasiment nulle en relation avec une faible concentration de matière organique. Seuls les horizons riches en matière organique (profils L6-510 et L6-540) présentent des teneurs notables en NT, qui sont de l’ordre de 1,5% en surface et baissent progressivement avec la profondeur, comme l’indique la figure 3.

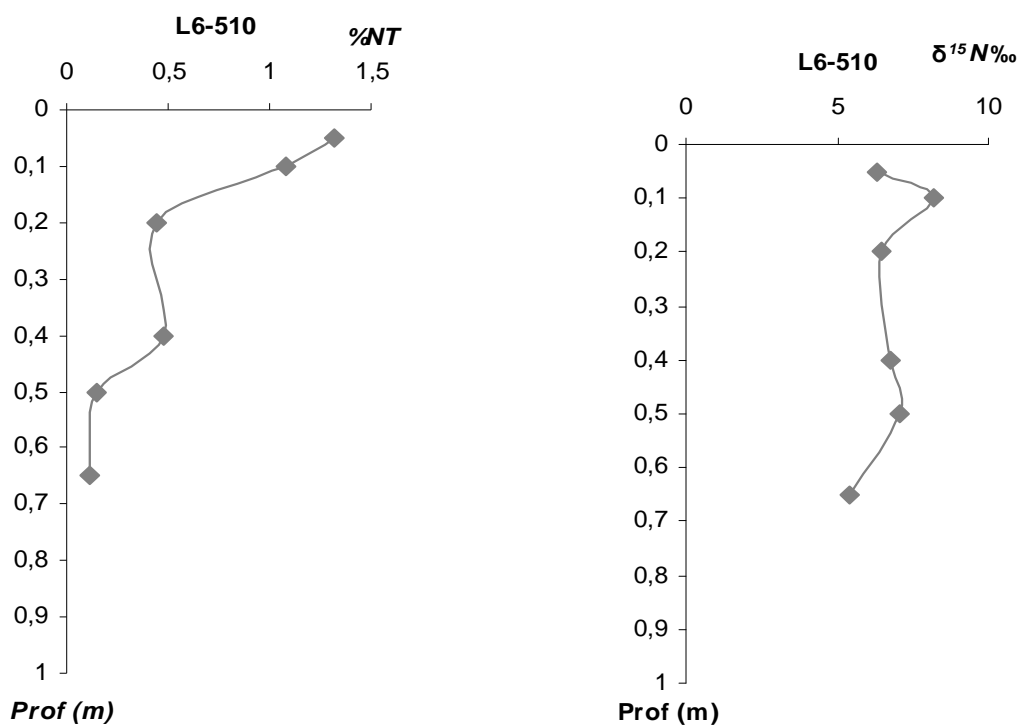


Figure IV.3 : Variation de l’azote total (NT) et du  $\delta^{15}N$  en fonction de la profondeur dans un profil de sols hydromorphes des zones de bas fonds marécageux du BVE du Mengong.

Les valeurs de  $\delta^{15}\text{N}$  dans les sols de bas fonds marécageux varient en fonction du type de matière organique de la végétation. Ainsi, les  $\delta^{15}\text{N}$  compris entre 5,4‰ et 8,2‰ sont enregistrés dans des zones à dominance de plantes semi aquatiques, tandis que sous les raphiales, on note des  $\delta^{15}\text{N}$  compris entre 3,5‰ et 5,4‰. Ces valeurs de  $\delta^{15}\text{N}$  évoluent peu avec la profondeur (fig. IV.3).

## ***II – LES FACTEURS DE CONTRÔLE DE LA DISTRIBUTION DU COT ET DU $\delta^{13}\text{C}$ DANS LES SOLS DU BVE DU MENGONG***

### ***II-1 – La topographie***

Le plateau du Sud Cameroun est essentiellement formé d'un relief mollement ondulé, caractérisé par des collines en demi-orange séparées par des vallées marécageuses à fonds plats (Bilong *et al.*, 1992). Cette morphologie favorise le développement de deux types de sols ci-dessus décrits (fig. IV.4), à savoir les sols ferrallitiques sur les collines et leurs versants et les sols hydromorphes des dépressions marécageuses.

La distribution du carbone organique total est nettement distincte dans ces deux types de sol. L'horizon organique superficiel riche en carbone est très peu marqué dans les sols ferrallitiques, mais bien développé dans les sols hydromorphes. Cette distribution du carbone total à la surface des sols du BVE du Mengong ne saurait s'expliquer par l'érosion mécanique des sols, étant donné que ceux-ci sont protégés par la végétation et une importante couverture de litière. En effet, on n'observe pas sur les versants, même en période de crue, d'écoulement superficiel susceptible de mobiliser les matériaux vers les bas fonds marécageux (Ndam Ngoupayou, 1997 ; Nkoue Ndong, 2002). L'accumulation de matière organique dans les sols hydromorphes, la structure tourbeuse et l'absence de termitière seraient essentiellement liées aux conditions d'hydromorphie (déficit en oxygène, réduction de l'activité des microorganismes, diminution de la porosité du sol...) qui sont autant de facteurs limitants pour la minéralisation de la matière organique. Inversement, dans les sols ferrallitiques des versants, la décomposition de matière organique est très rapide, comme en témoigne l'épaisseur très réduite de l'horizon organo-minéral superficiel. Sa structure microagrégée et l'importance des termitières sont en parties le résultat d'une intense activité des organismes du sol (termites, vers de terre...).

La différenciation de l'horizon cuirassé dans lequel on observe des valeurs enrichies de  $\delta^{13}\text{C}$  est également influencée par la topographie. Bien développé tout au long des versants, cet horizon se démantèle au niveau de l'inflexion qui matérialise la limite marécage-versant.



Dans la zone marécageuse des bas fonds, les conditions d'hydromorphie favorisent la solubilisation du Fe (Oliva *et al.*, 1999), et donc la dégradation de l'hématite et de la goethite. La distribution du  $\delta^{13}\text{C}$  dans les profils des deux types de sol ne semble pas être contrôlée par leurs caractéristiques physiques et pédologiques. On observe la même tendance dans l'évolution verticale du  $\delta^{13}\text{C}$  pour les deux types de sol. Les valeurs de  $\delta^{13}\text{C}$  les plus enrichies de l'horizon cuirassé des sols de versant sont également observées dans les sols de bas fond à une profondeur comprise entre 20 cm et 40 cm. En fait, les profils de  $\delta^{13}\text{C}$  de ces deux types de sol présentent une certaine analogie due à l'évolution géomorphologique ayant abouti à la topographie actuelle de ces écosystèmes. Selon Nyeck *et al.* (1993), la morphologie actuelle de la région serait le fait d'une érosion ravinante sous un couvert végétal peu dense du genre savane, d'une séquence initiale unique portée par un relief originel pénéplané. Ce qui a abouti à un morcellement du modelé en deux unités distinctes, dérivant du relief initial. Les profils de  $\delta^{13}\text{C}$  dans les bas-fonds correspondraient donc à la base de ceux des zones collinaires, la partie superficielle étant tronquée au cours de l'évolution géomorphologique.

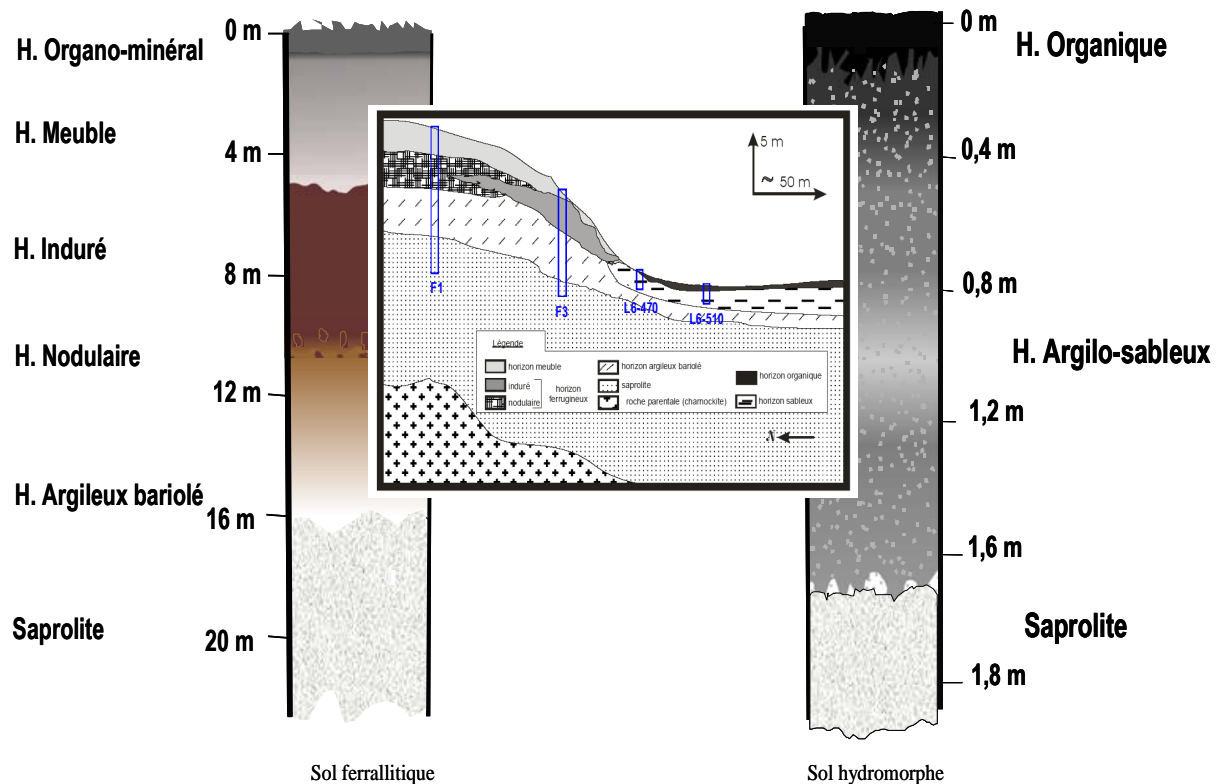


Figure IV.4 : Profils-types des sols ferrallitiques et hydromorphes prélevés dans le BVE du Mengong.

## II-2 – La végétation actuelle

Les valeurs de  $\delta^{13}\text{C}$  mesurées dans les litières à différents points sur le bassin du Mengong sont présentées au tableau IV.2. On observe sur les versants, dans les zones où la forêt est encore conservée, des valeurs de  $\delta^{13}\text{C}$  appauvries de l'ordre de -31‰. Dans les zones sous jachère, les valeurs de  $\delta^{13}\text{C}$  sont plus enrichies, comprises entre -21,1‰ et -19,8‰. Ces dernières reflètent celles des litières résultant d'un mélange de plante C3 et C4 (Schwartz, 1991 ; Balesdent 1991 ; Desjardins *et al.*, 1991). En effet, la pratique dans la région étudiée d'une agriculture tournante sur brûlis favorise le développement simultané des arbustes (plantes C3) et des graminées (plantes C4) dans ces zones de jachère. Pour les sols sous litière de ces jachères, on observe dans l'horizon humifère des valeurs de  $\delta^{13}\text{C}$  comprises entre -30,8‰ et -28,4‰ ; cela indique que ces sols ont été longtemps en équilibre avec une végétation C3. Les  $\delta^{13}\text{C}$  enrichis des zones de jachère ne représentant qu'une perturbation anthropique très récente.

Le  $\delta^{13}\text{C}$  des litières prélevées sur les sols des zones de bas fonds marécageux sont en moyenne de -31‰, ce qui indique que ces sols sont également en équilibre avec une végétation en C3. Ces observations montrent qu'il existe une forte relation entre le  $\delta^{13}\text{C}$  de la matière organique fraîche accumulée à la surface des sols et le  $\delta^{13}\text{C}$  de la matière organique des horizons superficielles de sol. Ainsi, la composition isotopique des MOS est très proche de celle de la végétation en équilibre sur les sols (Martin *et al.*, 1990 ; Balesdent *et al.*, 1993), bien que l'on observe un léger enrichissement de quelques pour mille avec la profondeur.

Tableau IV.2 : Valeurs de  $\delta^{13}\text{C}$  dans les litières du BVE du Mengong.

| Point de prélèvement      | Types de végétation | $\delta^{13}\text{C}_{\text{Litière}}$ |
|---------------------------|---------------------|--|
| <b>Zones de versants</b>  |                     |  |
| Proximité Fosse F1        | Jachère             | -21,1‰                                 |
| Proximité Fosse F3        | Jachère             | -19,8‰                                 |
| Proximité Exutoire        | Forêt               | -31,0‰                                 |
| <b>Zones de bas fonds</b> |                     |  |
| L6-470                    | Forêt               | -31,0‰                                 |
| L6- 550                   | Forêt à raphias     | -31,1‰                                 |
| BF-EX                     | Forêt et graminées  | -23,7‰                                 |

### II-3 – La décomposition de la matière organique du sol

La diminution rapide du COT avec la profondeur, observée dans les horizons superficiels des sols de colline du BVE du Mengong, s'accompagne d'un enrichissement isotopique du  $\delta^{13}\text{C}$  et d'une forte minéralisation de l'azote (N). L'enrichissement isotopique du  $\delta^{13}\text{C}$  d'environ 5,5‰ mis en évidence entre la litière et les horizons superficiels du sol n'est pas continu. Il intervient au sein d'un intervalle de profondeur relativement restreint (0 et 40 cm), où le pédoclimat, la texture du sol, la quantité et la qualité de la MO favorisent une importante activité des microorganismes du sol. De telles observations ont été faites par de nombreux auteurs dans des sols restés longtemps sous le même type de végétation (Desjardins, 1991 ; Schwartz *et al.*, 1992 ; Mariotti et Peterschmitt, 1994; Roscoe *et al.*, 2001 ; Krull et Skjemstad, 2002). Au sein du BVE du Mengong, un tel enrichissement sur la partie supérieure du profil peut s'expliquer par deux principaux mécanismes :

\* Un fractionnement isotopique accompagnant la dégradation des MOS par les microorganismes et les processus d'humification. En effet, la valeur moyenne de  $\delta^{13}\text{C}$  de -26,6 ‰ observée vers 20 cm de profondeur dans le BVE du Mengong est du même ordre de grandeur que celle mesurée pour les termitières (-27‰ en moyenne). Ceci montre l'importance du rôle des organismes du sol et en particulier des termites dans l'acquisition de la composition isotopique du carbone de ces sols. Ces organismes consomment des matières organiques fraîches, puis produisent par ce qui peut être considéré comme la respiration du sol, un  $\text{CO}_2$  en général appauvri en  $^{13}\text{C}$  de quelques unités  $\delta$  par rapport aux composés initiaux (Blair *et al.*, 1985 ; Santruckova *et al.*, 2000). Ainsi, les valeurs de  $\delta^{13}\text{C}$  des matières organiques du sol non consommées par ces microorganismes, ainsi que des produits synthétisés par ces microorganismes, tendent à augmenter.

\* La minéralisation différentielle des MOS abouti à un enrichissement isotopique en profondeur. Plusieurs études sur les rapports isotopiques des plantes ont démontré que les racines sont généralement plus enrichies en  $\delta^{13}\text{C}$  que les parties aériennes de la plante, comme les feuilles (Wendin *et al.*, 1995 ; Schweizer *et al.*, 1999 ; Brugnoli et Farquhar, 2000). La décomposition préférentielle des feuilles à la surface des sols favorise un enrichissement résiduel en profondeur des fractions racinaires riches en isotope  $^{13}\text{C}$ . En général, si dans le sol certains composés appauvris en  $^{13}\text{C}$  par rapport à la moyenne des MOS se décomposent plus rapidement que les autres, le résidu va globalement s'enrichir en  $^{13}\text{C}$ .

La comparaison dans un profil de sol, des variations de compositions isotopiques et de teneurs en carbone fournit certaines informations sur l'importance des deux phénomènes

décrits ci-dessus. D'après Mariotti (1991), si la composition isotopique est linéairement corrélée à l'inverse de la concentration en carbone, on est dans une figure de minéralisation différentielle de deux stocks, l'un labile, l'autre stable ; par contre, si la composition isotopique est corrélée au logarithme de la concentration en carbone, on peut évoquer des fractionnements isotopiques, accompagnant la dégradation des MOS et/ou les processus de l'humification. La figure IV.5 est une illustration de cette observation pour ce qui est des centimètres supérieurs de sol de versant dans le BVE du Mengong. On observe une bonne corrélation linéaire tant pour la relation -  $\delta^{13}\text{C}-\log C$  ( $R = 0,89$ ) - que pour la relation -  $\delta^{13}\text{C}-I/C$  ( $R = 0,79$ ) -, ce qui indique qu'aucun de ces deux phénomènes n'est dominant dans cet écosystème, mais qu'ils sont plutôt concurrentiels.

L'absence d'azote dans les sols de collines et de versants (teneurs inférieures au seuil de détection) ne met pas en cause l'importance de l'activité des organismes du sol dans les processus d'humification de la matière organique, mais est plutôt liée aux faibles teneurs en matière organique dans ces sols. Dans les termitières, la teneur moyenne mesurée en N est de 1,30%. Le rapport C/N moyen y est de 2,13, tandis que le rapport isotopique  $\delta^{15}\text{N}$  moyen est de 5,6‰ ; ces valeurs indiquent que cet azote est essentiellement sous forme minérale ( $\text{NH}_4^+$ ,  $\text{NO}_3^-$ ). Il est libéré par la décomposition microbienne des matières organiques lors des processus d'humifications (Templer *et al.*, 2003 ; Krull *et al.*, 2006).

Dans les zones de bas fonds marécageux, l'horizon d'accumulation organique s'épaissit à mesure qu'on se rapproche du drain et que le degré d'hydromorphie devient plus important. Les concentrations en COT et en NT apparaissent très bien corrélées au sein des profils (fig. IV.6a), avec une diminution nette des teneurs de la surface vers la profondeur ; ce fait, particulièrement bien marqué dans la fosse L6-510, indique un taux d'humification relativement faible. Le rapport C/N est de l'ordre de 10 dans les premiers 10 cm. En-dessous, ce rapport devient supérieur à 20 et atteint jusqu'à 34 vers 50 cm (fig. IV.6b). Ceci montre que la MOS à la surface du profil est plus dégradée que celle présente en profondeur. La composition isotopique  $\delta^{15}\text{N}$  mesurée dans ces sols est relativement constante autour d'une moyenne de 6,7‰, avec un maximum de 8,2‰ vers la surface et un minimum de 5,4‰ en profondeur dans la fosse L6-510. Ces valeurs ont tendance à diminuer quand on se rapproche de l'axe du drain (L6-540 et BF-EX), la moyenne étant alors de 3,6‰.

Bien que l'on observe une certaine corrélation entre  $\delta^{13}\text{C}$  et  $\delta^{15}\text{N}$  dans ces sols de bas-fonds (fig. IV.7), l'évolution du  $\delta^{13}\text{C}$  dans les zones marécageuses ne peut pas s'expliquer seulement par la minéralisation de la MOS, qui est elle-même limitée par les conditions d'hydromorphie.

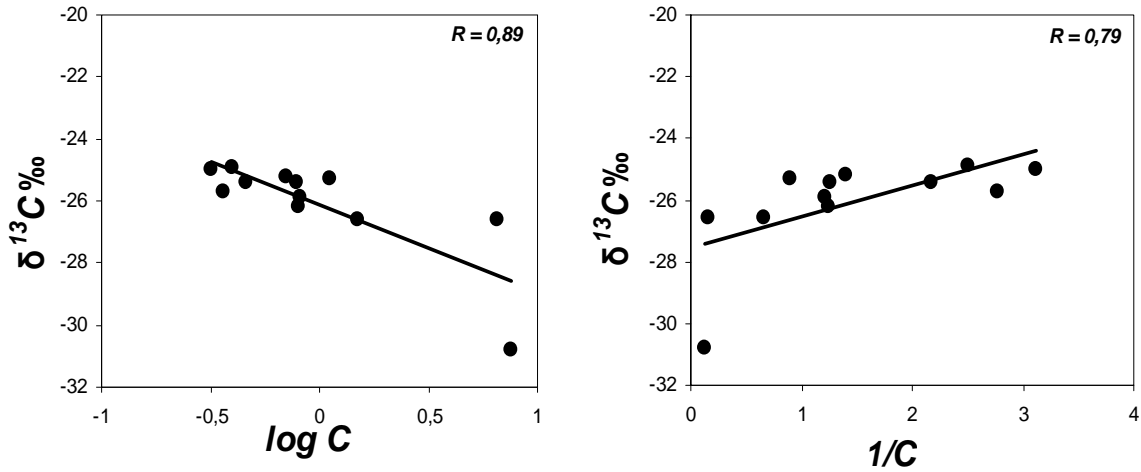


Figure IV.5 : Diagramme des relations  $\delta^{13}\text{C}-\log C$  et  $\delta^{13}\text{C}-1/C$  pour les sols de versant du BVE du Mengong.

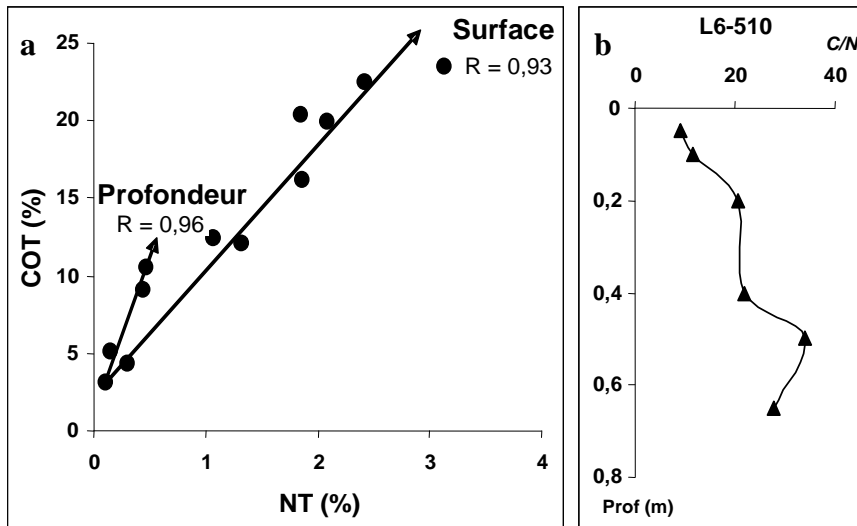


Figure IV.6 : Relation entre carbone et azote dans les sols marécageux du bassin versant du Mengong (a) corrélation entre COT et NT en surface et en profondeur, (b) variation du rapport C/N en fonction de la profondeur.

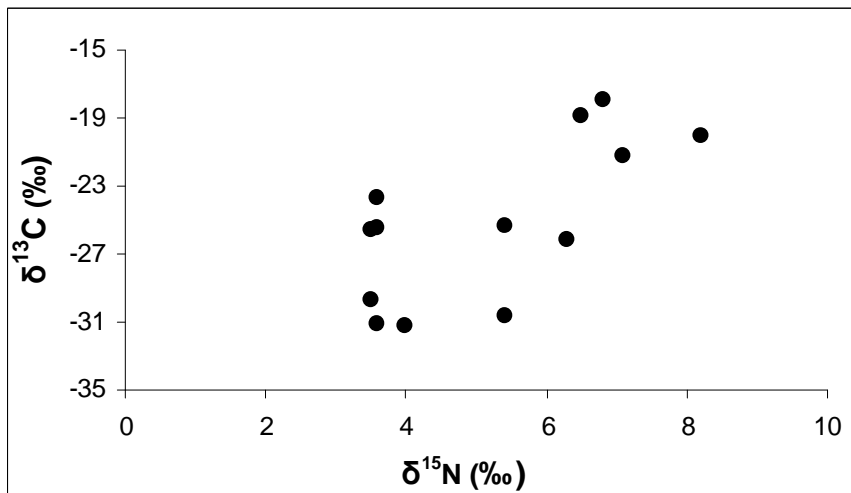


Figure IV.7 : Relation entre  $\delta^{13}\text{C}$  et  $\delta^{15}\text{N}$  dans les sols marécageux du BVE du Mengong.

L'important enrichissement isotopique observé vers la surface (de l'ordre de 8,4‰), les forts rapports C/N en profondeur, ainsi que la variation du  $\delta^{15}\text{N}$  dans ces sols seraient plutôt dus à un changement dans la composition et l'abondance des composés organiques de la MOS.

#### ***II-4 - Les végétations antérieures***

Les variations fortes de  $\delta^{13}\text{C}$  observées entre la surface et la profondeur, aussi bien dans les sols ferrallitiques des zones de colline que dans les sols hydromorphes des zones marécageuses du BVE du Mengong, ne peuvent être expliquées uniquement par les processus d'humification. Les valeurs les plus enrichies de  $\delta^{13}\text{C}$  sont de -19,9‰ dans les horizons cuirassés des zones collinaires (contre -26‰ dans la partie supérieure), et peuvent atteindre -17,9‰ dans les horizons humifères des zones marécageuses. Ces valeurs de  $\delta^{13}\text{C}$  s'expliquent par la présence dans ces sols de fractions stables d'humus issues d'une végétation antérieure dont la composition isotopique était en moyenne plus enrichie en  $\delta^{13}\text{C}$  que celle du couvert forestier actuel. Cette hypothèse est en conformité avec des études faites par de nombreux auteurs, sur les principaux changements de climat et de végétation au cours du Quaternaire, en particulier sur le plateau du Sud Cameroun.

D'après Maley et Brenac (1998), la fragmentation des forêts associée aux périodes de glaciation et l'extension maximale des forêts correspondent à des optimums thermiques fournit un modèle de fluctuations extrêmes du bloc forestier de l'Africain équatoriale, pouvant être appliqué aux périodes antérieures du Quaternaire, ou tout au moins aux derniers 800000 ans (Pléistocène supérieur). Toutefois, des études polliniques (Hooghiemstra et Agwu, 1988 ; Bengo et Maley, 1991 ; Fredoux, 1994 ) effectuées sur des carottes marines prélevées dans le Golfe de Guinée montrent que les grandes fluctuations de la végétation forestière n'auraient débuté qu'à partir de 250000 ans environ. Dechamps et *al.* (1988) reconnaissent sur la base d'études paléobotaniques menées au Sud-Congo une succession de trois grands épisodes climatiques au Quaternaire récent (humide de 40 000 à 30 000 ans BP, sec de 30 000 à 12 000 ans BP, puis humide de 12 000 ans BP à l'actuel). De nombreux autres travaux réalisés en Afrique équatoriale et tropicale permettent de préciser, voire de modifier la chronologie ci-dessus. Pour ce qui est du Cameroun, l'évolution paléoclimatique et paléovégétale est beaucoup mieux connue pour les derniers 28000 ans, grâce aux estimations de paléoniveaux du Lac Tchad à partir des diatomées (Servant et Servant-Vildary, 1980), aux études sur les pollens et sur les variations de  $\delta^{13}\text{C}$  effectuées à partir des sédiments prélevés dans le lac Barombi Mbo au Sud-Ouest du Cameroun (Giresse *et al.*, 1994 ; Maley et Brenac, 1998) et à l'évolution du niveau du lac Ossa depuis 5 000 ans BP d'après les populations de

diatomées (Nguetsop et al., 1996). Les résultats de ces travaux présentent de nombreuses similitudes avec ceux obtenus au Congo (plateau Batéké, Lac Sinnda), au Ghana (Lac Bosumtwi) ou sur les lacs est-africains. Ils permettent de proposer quatre principales phases dans l'évolution de la végétation au Sud-Ouest du Cameroun. Deux phases d'extension forestière, l'une entre 28000 ans BP et 20000 ans BP, l'autre entre 13000 ans BP et 3000 ans BP ont été caractérisées par des valeurs de  $\delta^{13}\text{C}$  comprises entre -32‰ et -25‰ et se rattachent à un climat frais et humide. La phase entre 20000 ans BP et 13000 ans BP a été marquée par des valeurs de  $\delta^{13}\text{C}$  entre -28‰ et -23‰, liées à la régression de la forêt, donnant lieu à une végétation constituée des espèces savanicoles (C4) et de refuges forestiers (C3). La phase entre 2500 ans BP et 2000 ans BP a été marquée par une nouvelle ouverture de la forêt, mais sans fluctuation importante du  $\delta^{13}\text{C}$ . Ces deux dernières phases se rattachent à un climat chaud, relativement sec, lié à une importante saisonnalité et combiné à une érosion sévère (Maley et Brenac, 1998). La forêt s'est développée à nouveau pendant les deux derniers millénaire, avec des valeurs de  $\delta^{13}\text{C}$  de -32‰. Pour les dernières décennies, les variations de la végétation dans le plateau du Sud-Cameroun sont connues avec précision grâce à de nombreux travaux. D'après des études des formations latéritiques et de la phytogéographie, Kamgang Kabeyene (1998) arrive à la conclusion que, dans les conditions actuelles, la forêt est en pleine progression sur la savane. Cette transgression est par ailleurs confirmée par la composition isotopique du carbone ainsi que par les proportions des dérivés de la lignine dans les sols de ce secteur (Guillet et al., 1996). Elle a pu localement être quantifiée par Youta Happi et al., (1996), à partir de l'examen de photographies aériennes réalisées depuis 1950 (avancée des lisières, densification du couvert ligneux...).

Les forts enrichissements isotopiques observés dans les sols du BVE du Mengong (fig. IV.3) pourraient bien se rattacher à une des phases plus arides de régression forestière en Afrique centrale. Cependant, d'après Maley (2001), aucune phase d'aridité extrême qui aurait complètement éradiqué les biotopes forestiers ne s'est produite. La valeur maximale de  $\delta^{13}\text{C}$  dans ces sols obtenue lors de cette étude (-18‰) corrobore cette observation, indiquant qu'au cours des fluctuations climatiques, la végétation était constituée d'une association de plantes en C3 et en C4. Il est également à noter qu'à l'exception des horizons de surface, les fortes teneurs en carbone organique total sont associées aux plus hautes valeurs de  $\delta^{13}\text{C}$  (fig. IV.8). Une telle distribution indiquerait que les phases arides correspondantes ont été caractérisées par une importante production de MOS et/ou un faible taux de minéralisation de la MOS. On observe à la base des profils une convergence de  $\delta^{13}\text{C}$  vers les valeurs plus négatives (entre 29‰ et 31‰) et du même ordre que les valeurs de  $\delta^{13}\text{C}$  observées en surface. Ce qui

indiquerait que la végétation originelle dans cet écosystème serait une forêt, semblable à celle qui se développe actuellement.

Pour simplifier l'étude de la paléovégétation, le fractionnement isotopique observé lors de la décomposition de la MOS est généralement négligé. On peut tenter de calculer la contribution relative des fractions de végétation C3 et C4 suivant l'équation suivante proposée par Mariotti (1991) :

$$\% F_{C4} = 100 * \frac{\delta^{13}C_{COS} - \delta^{13}C_{C3}}{\delta^{13}C_{C4} - \delta^{13}C_{C3}} \quad (11)$$

$F_{C4}$  est la contribution de la fraction de plantes en C4,  $\delta^{13}C_{COS}$ ,  $\delta^{13}C_{C4}$ , et  $\delta^{13}C_{C3}$  sont les compositions isotopiques respectives du carbone organique du sol, et les valeurs moyennes des biomasses C4 (-13‰) et C3 (-26‰).

On obtient ainsi, à partir des données relatives aux horizons indurés ferrugineux des profils du versant, une contribution  $F_{C4}$  de 44%, indiquant que l'enrichissement isotopique observé en profondeur dans ces sols a été marqué par une végétation constituée d'un mélange presque équilibré en plantes C3 et C4, consécutivement à une dégradation de la forêt originelle et à un développement de la savane.

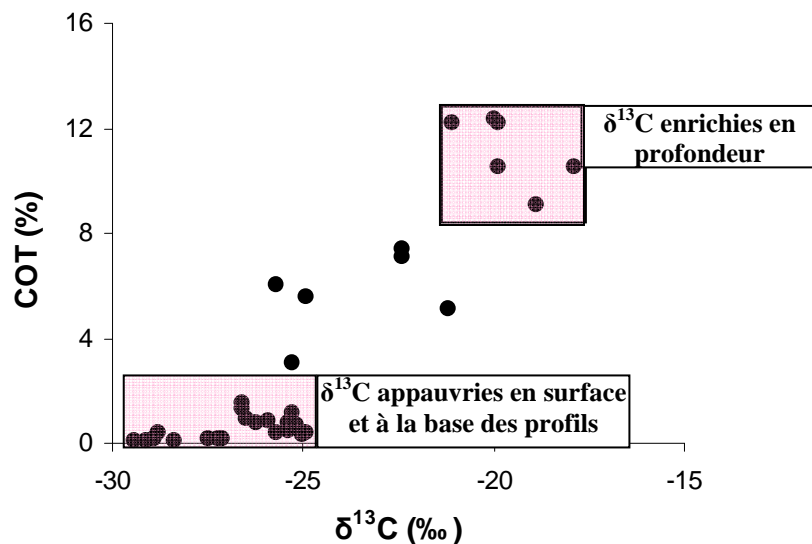


Figure IV.8 : Relation entre  $\delta^{13}C$  et COT dans les sols du BVE du Mengong

### II-5 – La minéralogie des sols

Nous avons évoqué dans le paragraphe précédent le lien entre les phases d'aridité passées ayant favorisé le développement des plantes en C4 d'une part, et l'enrichissement



isotopique  $\delta^{13}\text{C}$  observé dans les sols du BVE du Mengong d'autre part. Dans les sols ferrallitiques des zones collinaires, ces valeurs enrichies de  $\delta^{13}\text{C}$  ainsi que les fortes teneurs du COT en profondeur sont exclusivement observées au niveau de la cuirasse latéritique. Beauvais et Colin (1993) met en évidence, grâce aux âges  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , une grande période éocène à effet de serre d'ampleur globale ; cet épisode aurait été propice à la formation des cuirasses latéritiques ferrugineuses et manganifères en Afrique centrale. On peut donc établir une relation d'ordre génétique entre le cuirassement latéritique, les fortes teneurs en COT et l'enrichissement isotopique  $\delta^{13}\text{C}$  d'une part, et les phases relativement sèches à climat contrasté d'autre part. Des études visant à déterminer les compositions isotopiques  $\delta^{13}\text{C}$  des gibbsite et goethites pédogéniques dans certains oxisols forestiers de moyenne latitude développés sur des roches granitiques en Amérique du Nord (Schroeder et Melear, 1999 ; Yapp, 2004), mettent en évidence une séquestration du carbone organique dans les minéraux authigéniques du sol. Cette préservation de carbone organique dans la fraction minérale coïncide avec l'optimum climatique du début de l'Eocène (~ 52 Ma). La composition isotopique  $\delta^{13}\text{C}$  de la composante  $\text{Fe}(\text{CO}_3)\text{OH}$  des goethites pédogéniques, comprise entre -14‰ et -22‰ est plus enrichie par rapport à la matière organique originelle. De tels processus géochimiques auraient accompagné la formation des cuirasses ferrallitiques des sols tropicaux humides sous forêt, comme en témoignent les fortes teneurs en carbone ainsi que les compositions isotopiques associées. En effet, ces cuirasses latéritiques sont caractérisées par de fortes teneurs en kaolinite, en hématite, et dans une moindre mesure en gibbsite et en goethite. Une deshydroxylation de la goethite ou de la gibbsite au cours du réchauffement global aurait entraîné la formation de  $\text{Fe}(\text{CO}_3)\text{OH}$  et de  $\text{Al}(\text{CO}_3)\text{OH}$  lors du développement de la cuirasse, avec pour conséquence la séquestration de carbone organique dans les minéraux authigéniques du sol et un enrichissement en isotope  $^{13}\text{C}$ .

### **III – LES STOCKS DE CARBONE ORGANIQUE DANS LES SOLS DU BVE DU MENGONG**

L'estimation des stocks de carbone organique des sols est d'une importance considérable, notamment en raison de leur rôle en tant que source ou puits de carbone vis-à-vis de l'atmosphère (Bernoux et *al.*, 1998). Le stock de carbone organique est fortement dépendant du type de couverture végétale et son évolution dans les sols résulte de l'équilibre entre les apports et la vitesse de minéralisation. La détermination des stocks de carbone organique dans le BVE du Mengong est faite sur la base de l'analyse du COT sur 35 échantillons prélevés dans trois profils de sol de versant le long de la toposéquence L6 (F1 au

sommet de la pente, F3 en mi-pente et L6-470 en bas de pente), et sur 15 échantillons provenant de trois profils de sols dans la zone marécageuse. Si la profondeur des profils atteint 15 mètres sur les collines, celle-ci ne dépasse pas un mètre dans le bas-fond. L'estimation des stocks de carbone dans les sols est complexe. Cette complexité relève du fait que les données sont issues de mesures ponctuelles de la teneur en carbone (délivrées en % de carbone dans une masse de sol). Ces données sont converties en masse par une densité apparente (rapport entre la teneur en carbone exprimée dans une masse et un volume donné). Classiquement, les stocks de carbone par unité de surface  $P_i$  (kg.m<sup>-2</sup>) sont obtenus pour chaque horizon en effectuant le produit de la densité apparente  $Da_i$  (kg.m<sup>-3</sup>) par la concentration moyenne en carbone  $C_i$  (%), et par l'épaisseur moyenne  $e_i$  (m) de l'horizon. Le stock  $P$  (kg.m<sup>-2</sup>) de carbone dans l'ensemble de la couverture pédologique est le résultat de l'addition des stocks contenus dans ses différents horizons.

$$P_i = Da_i \times C_i \times e_i$$

$$P = \sum_1^i P_i = \sum_1^i (Da_i \times C_i \times e_i)$$

Le tableau IV.3 présente les valeurs des stocks de carbone organique dans le BVE du Mengong ainsi que les paramètres utilisés pour leurs estimations. Les sols ferrallitiques de colline qui représentent environ 80% de la surface du bassin ont un stock de carbone organique estimé à 30,7. 10<sup>4</sup> t, ce qui représente en moyenne 633 kg C. m<sup>-2</sup>. Quant aux sols hydromorphes (20% de la surface du bassin), leur stock de carbone organique est de 4,7.10<sup>3</sup> t, soit 39 kg C. m<sup>-2</sup>. Pour l'ensemble du bassin, ce stock est de 31,2. 10<sup>4</sup> t. Il est détenu à 98,5% par les sols ferrallitiques et seulement à 1,5% par les sols hydromorphes, même si les teneurs en carbone les plus importantes sont observées dans les horizons superficiels de ces derniers. L'important stock de carbone organique dans les sols ferrallitiques est lié non seulement à leur épaisseur élevée (jusqu'à 40 m), mais aussi à leur grande extension à l'échelle du bassin de Nsimi (80%) et surtout aux très fortes teneurs en carbone organique dans l'horizon cuirassé (8,7% en moyenne). Le stock de carbone de cet horizon à lui seul est de 2,8. 10<sup>4</sup> t, soit 578 kg C. m<sup>-2</sup>, ce qui représente 89% du stock de carbone organique du BVE du Mengong. On observe que, malgré de fortes teneurs (7,7%), les stocks de carbone organique des horizons de surface des versants restent faibles en raison de leurs épaisseurs limitées et de leurs faibles densités apparentes. En profondeur, l'épaisseur des horizons de sol et leurs fortes densités apparentes compensent les faibles teneurs en carbone organique, d'où les stocks importants observés dans ceux-ci (fig. IV.9). Dans l'ensemble, les teneurs en carbone organique obtenues

dans les différents horizons de sol sont généralement supérieures à celles mesurées dans ces sols par Boeglin *et al.* (2005) par la méthode de Anne. Par contre, elles restent du même ordre de grandeur que celles mesurées par Humbel *et al.* (1977) dans les sols ferrallitiques du Cameroun. A l'exception de l'horizon cuirassé, où nous avons mis en évidence des teneurs très importantes par rapport aux études antérieures. Ces concentrations exceptionnelles pourraient éventuellement être imputées (a) à l'interférence d'autres éléments constitutifs de la cuirasse avec le carbone lors de la détection infrarouge (mais les éléments « majeurs » présents dans la cuirasse se limitent à Fe, Si, Al, O et H) ou (b) à la présence dans la cuirasse d'une forme de carbone autre que le carbone organique, les échantillons n'ayant pas fait l'objet d'un traitement préalable à l'analyse du COT (mais l'existence de teneurs notables de minéraux carbonatés dans les cuirasses -qui plus est sur substratum granitique- semble incompatible avec le mode de formation des latérites).

Dans les sols hydromorphes, le stock de carbone organique le plus important est observé dans l'horizon superficiel organo-minéral tourbeux en raison de sa forte teneur en carbone organique (12,5%), et bien que l'épaisseur de ce dernier soit relativement faible (20 cm). En profondeur, les stocks de carbone organique baissent progressivement dans l'horizon organo-minéral sableux et l'horizon colluvial.

Les formes de stabilisation du carbone organique dans les horizons profonds sont mal connues dans ces écosystèmes. Dans les horizons de surface, la matière organique qui est composée à environ 58% de carbone organique (Schlesinger et Melack, 1981) est essentiellement sous forme d'humus ; deux principaux types d'humus sont identifiés dans les sols du Sud Cameroun, à savoir les mull et les moder.

Au regard des fortes teneurs en carbone observé dans les horizons de sol profonds de ces sols, il nous a semblé essentiel de comparer les stocks de carbone mesurés dans l'ensemble de la couverture pédologique aux stocks de carbone dans le premier mètre supérieur de ces sols. Le tableau IV.4 présente les stocks de carbone dans ce premier mètre de sols ferrallitique. On observe ainsi un stock de carbone organique dans le premier mètre supérieur estimé à  $11,6 \cdot 10^3$  t pour l'ensemble du bassin,  $7,6 \cdot 10^3$  t pour les sols ferrallitique et  $3,9 \cdot 10^3$  t, pour les sols hydromorphes. Ces stocks représentent 3,7%, 2,5% et 84,3% des stocks calculés respectivement pour l'ensemble du bassin, les sols ferrallitiques et les sols hydromorphes.

En effet, dans la plupart des études du cycle du carbone, le stock global dans les sols est donné pour 1 m. Cette comparaison permet ainsi de montrer que, dans les sols latéritiques, si les fortes teneurs en carbone organique sont souvent observées en surface, les horizons

profond de sols peuvent en stocker de grandes quantités en raison de leurs fortes épaisseurs et de leurs densités apparentes élevées. D'où la nécessité de les prendre en compte dans l'étude du cycle du carbone. Ces horizons profonds constituent ainsi d'importants réservoirs de carbone sur le long terme, contrairement aux horizons de surfaces d'où est issu l'essentiel du carbone organique mobilisé dans les rivières.

Tableau IV. 3 : Teneurs en carbone organique et stockages dans les différents horizons des sols du BVE du Mengong

| Type de sol              | Horizons                | S (%) | e (m) | Da (g.cm <sup>-3</sup> ) | C (%) | P (kg.m <sup>-2</sup> ) | S <sub>T</sub> (t) |
|--------------------------|-------------------------|-------|-------|--------------------------|-------|-------------------------|--------------------|
| Sols Ferrallitiques      | Humifère                | 80    | 0,05  | 1,22                     | 7,65  | 4,67                    | 2241,60            |
|                          | Organo-minéral          | 80    | 0,20  | 1,30                     | 1,32  | 3,432                   | 1647,36            |
|                          | Argileux meuble (1)     | 80    | 1,0   | 1,28                     | 0,81  | 10,368                  | 4976,64            |
|                          | Argileux meuble (2)     | 80    | 1,75  | 1,28                     | 0,40  | 8,96                    | 4300,80            |
|                          | Induré/Nodulaire        | 80    | 4,0   | 1,66                     | 8,71  | 578,344                 | 277605,12          |
|                          | Argileux bariolé        | 99    | 4,5   | 1,29                     | 0,16  | 9,29                    | 5517,07            |
|                          | Saprolite               | 99    | 17    | 1,50                     | 0,07  | 17,85                   | 10602,90           |
|                          | <b>Total</b>            | —     | —     | —                        | —     | 632,91                  | <b>306891,49</b>   |
| Sols hydromorphes        | Organo-minéral-tourbeux | 15    | 0,20  | 0,98                     | 12,47 | 24,44                   | 2199,71            |
|                          | Organo-minéral-sableux  | 15    | 0,30  | 1,44                     | 3,50  | 15,12                   | 1360,80            |
|                          | Colluvial               | 15    | 1,50  | 1,62                     | 0,5   | 12,15                   | 1093,50            |
|                          | <b>Total</b>            | —     | —     | —                        | —     | 51,71                   | <b>4654,01</b>     |
| <b>Total BVE Mengong</b> |                         |       |       |                          |       | <b>684,62</b>           | <b>311545,50</b>   |

S% est le pourcentage de la surface du bassin (0,60 km<sup>2</sup>) ; e est l'épaisseur moyenne l'horizon de; Da est la densité apparente de l'horizon ; C% est le pourcentage de la teneur en carbone ; P est la teneur en carbone organique par unité de surface et S<sub>T</sub> est le stock de carbone organique (en tonne).

Tableau IV.4 : Stock de carbone organique dans le premier mètre de sol du BVE du Mengong.

| Type de sol              | Horizons                | S (%) | e (m) | Da (g.cm <sup>-3</sup> ) | C (%) | P (kg.m <sup>-2</sup> ) | S <sub>T</sub> (t) |
|--------------------------|-------------------------|-------|-------|--------------------------|-------|-------------------------|--------------------|
| Sols Ferrallitiques      | Humifère                | 80    | 0,05  | 1,22                     | 7,65  | 4,67                    | 2241,60            |
|                          | Organo-minéral          | 80    | 0,20  | 1,30                     | 1,32  | 3,43                    | 1647,36            |
|                          | Argileux meuble (1)     | 80    | 0,75  | 1,28                     | 0,81  | 7,78                    | 3734,40            |
|                          | <b>Total</b>            | —     | —     | —                        | —     | <b>15,88</b>            | <b>7623,36</b>     |
| Sols hydromorphes        | Organo-minéral-tourbeux | 15    | 0,20  | 0,98                     | 12,47 | 24,44                   | 2199,71            |
|                          | Organo-minéral-sableux  | 15    | 0,30  | 1,44                     | 3,50  | 15,12                   | 1360,80            |
|                          | Colluvial               | 15    | 0,50  | 1,62                     | 0,5   | 4,05                    | 364,50             |
|                          | <b>Total</b>            | —     | —     | —                        | —     | <b>43,61</b>            | <b>3925,01</b>     |
| <b>Total BVE Mengong</b> |                         |       |       |                          |       |                         | <b>11548,37</b>    |

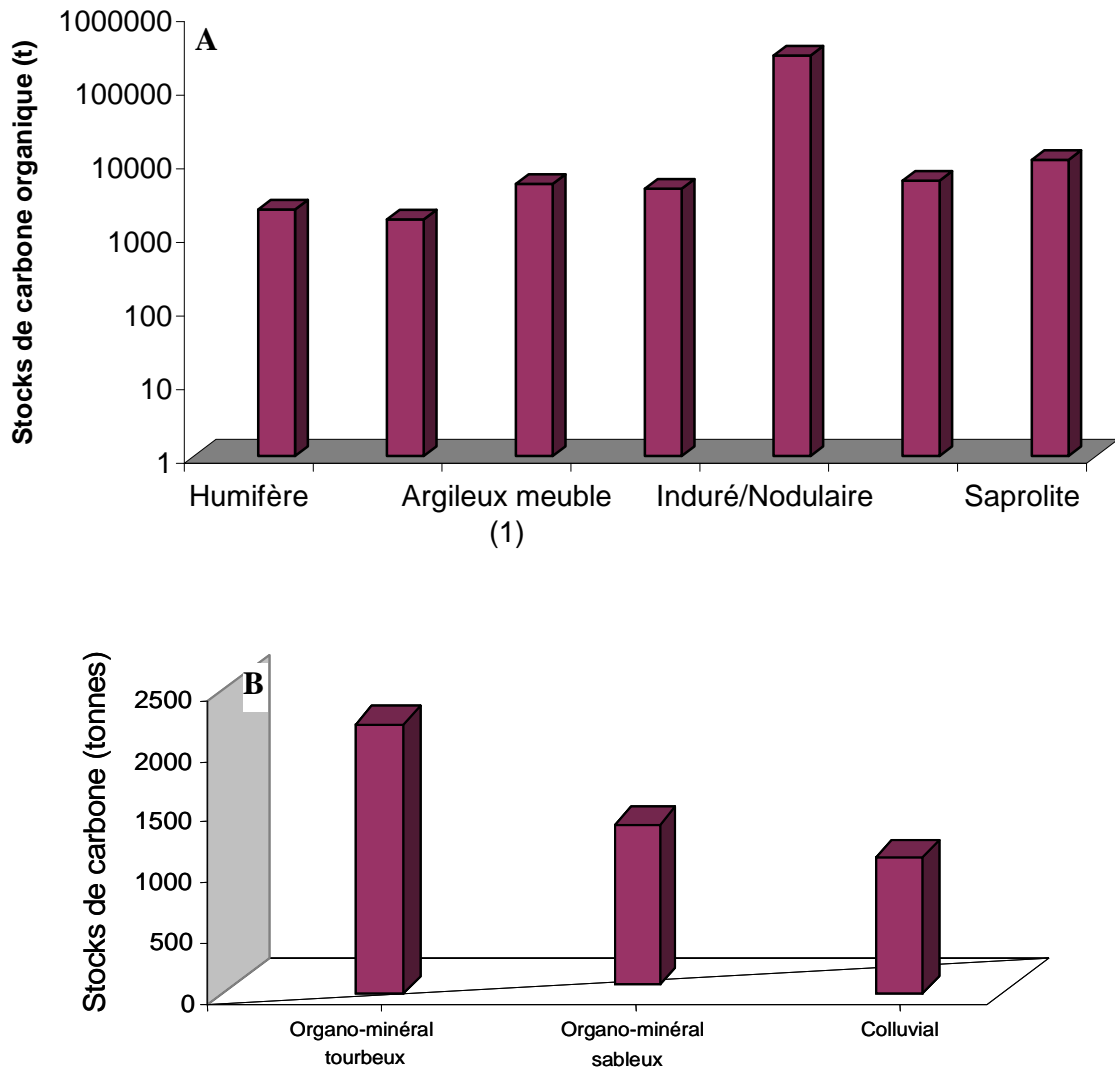


Figure IV.9 : Les stocks de carbone organique dans les horizons de sols ferrallitiques (A) et hydromorphe (B) du BVE du Mengong.

#### IV - CONCLUSION

L'analyse de la composition isotopique  $\delta^{13}\text{C}$  du carbone organique des sols du BVE du Mengong permet de mettre en évidence les relations existant entre la distribution des matières organiques dans le profil, l'organisation des horizons au sein de la couverture pédologique, et les changements du climat et de la végétation lors du Quaternaire. La variation verticale et la distribution du COT et du  $\delta^{13}\text{C}$  à la surface de ces sols s'expliquent par l'évolution géomorphologique régionale, les processus de décomposition de la matière organique par les organismes du sol, l'évolution de la végétation actuelle. Les anomalies de  $\delta^{13}\text{C}$  et de COT observées en profondeur dans l'horizon cuirassé marque une phase de l'évolution passée de la végétation, au cours de laquelle des plantes C3 et C4 ont évoluées simultanément. On pourrait également évoquer ici une séquestration du carbone organique dans les minéraux

authigeniques du sol, certains processus géochimiques comme la déhydroxylation de la goethite ou de la gibbsite qui ont pu intervenir lors de la formation de la cuirasse au cours de l'optimum climatique au début de l'Eocène. L'accumulation de la matière organique à la surface des sols hydromorphes s'explique par une faible vitesse de minéralisation de la MOS à cause de la saturation permanente en eau.

L'analyse des stocks en carbone organique dans ces sols met en évidence des quantités élevées dans les sols ferrallitiques en raison de leurs grandes extensions, de leurs densités apparentes fortes en profondeur et surtout des teneurs élevées dans l'horizon cuirassé. Le stock de ce dernier représente 89% des stocks de l'ensemble du bassin. Cependant, ce stock exceptionnel jamais décrit au préalable dans l'horizon cuirassé soulève des questions importantes sur les formes de carbone mises en cause, leur nature et le mode de stabilisation dans la fraction minérale du sol. Il apparaît donc nécessaire dans les travaux ultérieurs d'élucider ces interrogations afin de mieux apprécier certains résultats présentés dans cette partie du travail. On observe à la surface des sols hydromorphes les teneurs en carbone organique les plus élevées et donc les plus mobilisables dans le cycle du carbone. Ces fortes teneurs des sols hydromorphes, notamment dans l'horizon organique superficiel, soulèvent des questions du rôle des sols hydromorphes en tant que source ou puit de carbone.

*CHAPITRE V*

*VARIABILITE TEMPORELLE ET SPATIALE DU CARBONE ET PARAMÈTRES DE  
CONTRÔLE DU  $\delta^{13}C_{CD}$  DANS LE BASSIN VERSANT DU NYONG*





## **INTRODUCTION**

Les systèmes fluviaux constituent le principal lien entre la biosphère terrestre et les océans, ces derniers reconnus comme les deux principaux réservoirs de carbone capable d'influencer le cycle global du carbone à l'échelle humaine. Les rivières jouent ainsi un rôle significatif dans la redistribution du carbone entre les sources et puits atmosphérique, terrestre et océanique. Par ailleurs, le transport par les fleuves et les rivières contribue à la transformation de cet élément, et au dégazage d'une partie du  $\text{CO}_2$  vers l'atmosphère. Dans les cours d'eau, l'évolution des concentrations de carbone de même que leurs signatures isotopiques  $\delta^{13}\text{C}$  peuvent varier considérablement à des échelles de temps différentes (événements pluvieux, cycles saisonniers ...). Ainsi, la compréhension du régime du  $\text{CO}_2$  dans les systèmes fluviaux participe de la prédiction des effets des changements climatiques sur l'environnement et permet d'envisager une meilleure gestion des écosystèmes fluviaux. Le but de ce chapitre est de déterminer les fluctuations saisonnières et interannuelles de carbone au sein du bassin du Nyong, ainsi que celle du rapport isotopique  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ , afin de déterminer les processus biogéochimiques qui accompagnent les transformations et les échanges de carbone entre les différents réservoirs (sols, nappes profondes et superficielles, rivières) et au cours du transfert dans les cours d'eau.

Dans ce bassin versant monolithologique constitué exclusivement de roche silicaté, le carbone se trouve sous trois différentes formes : carbone organique dissous (COD), carbone organique particulaire (COP) et carbone inorganique dissous (CID). Le suivi spatio-temporel de ces différentes formes de carbone et de leur signature isotopique  $\delta^{13}\text{C}$  s'est fait à deux échelles : une échelle locale représenté par le Bassin Versant Élémentaire (BVE) du Mengong et une échelle régionale représenté par le réseau du Nyong.

### ***I – VARIATIONS SPATIO-TEMPORELLES A L'ÉCHELLE LOCALE : LE BVE DU MENGONG***

L'étude de la variabilité temporelle des éléments dissous et particuliers par l'approche de bassins versants élémentaires permet d'intégrer différents paramètres et processus, essentiellement liés aux conditions hydrologiques et aux caractéristiques naturelles et/ou anthropiques du bassin. Elle fournit ainsi des informations primordiales sur les sources et/ou les mécanismes régissant les transferts d'éléments dissous et particuliers.

Dans le cadre de cette section sur la variabilité temporelle dans le BVE du Mengong, les concentrations de COD, COP, CID et leurs signatures isotopiques  $\delta^{13}\text{C}$  sont présentés dans un premier temps pour le cycle hydrologique 2005/2006 dans les eaux de nappes (source, nappe de versant et nappe profonde de bas fond marécageux) et dans les eaux de surface (nappe superficielle de bas fond marécageux et rivière Mengong). Par la suite, nous présentons une évolution pluriannuelle de COD, CID et  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$  sur trois cycles hydrologiques (1998/1999, 1999/2000 et 2005/2006) à la source et à l'exutoire de la rivière Mengong. Le cycle 1998/1999 qui a déjà fait l'objet d'une partie de la thèse de Brunet (2004) à été analysé avec une fréquence hebdomadaire. Après un traitement des données de ce cycle, nous avons mis en évidence qu'une fréquence d'échantillonnage bimensuelle pour l'exutoire du BVE et mensuelle pour les eaux de nappe est bien adaptée à l'étude de la variabilité temporelle de ces paramètres. Néanmoins, par soucis d'harmonisation avec les autres points, nous avons calculé la valeur moyenne mensuelle à l'exutoire du BVE des différents paramètres étudiés. Le facteur « débit » semble être le mieux adapté pour la caractérisation de la variabilité de ces paramètres dans les rivières et les fleuves. En effet, des corrélations entre les concentrations en éléments dissous et particulaires et les fluctuations de débits ont déjà été observées dans ces systèmes fluviaux (Sigha-Nkamdjou, 1994 ; Ndam Ngoupayou, 1997).

Les résultats des analyses isotopiques du carbone au sein du BVE du Mengong mettent en évidence, une différenciation entre les eaux claires des nappes de versant et de bas fond profond marécageux d'une part et d'autre part, les eaux colorées (teinte marron de thé) de la surface marécageuse et de la rivière Mengong. Ces résultats confirment ainsi ceux préalablement obtenus avec les éléments majeurs et traces par Viers et *al.*, (1997), Ndam Ngoupayou (1997) et Oliva et *al.*, (1999).

### ***I-1 - Variations saisonnières du COD, CID et $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ dans les eaux claires du BVE du Mengong au cours du cycle 2005/2006***

Les eaux claires ont été échantillonnées dans la nappe profonde de versant au niveau de la fosse de mi-pente (F3), dans la nappe profonde de la zone marécageuse (BFP) et à la source de la rivière Mengong (S). Le tableau V.1 présente les valeurs mensuelles instantanées de COD, CID et  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$  dans ces eaux.

#### **I-1-1 – Variation du COD**

Les teneurs en COD dans les eaux claires sont très faibles et relativement homogènes dans tous les points de prélèvement. Elles sont en moyenne de  $0,47 \text{ mg.l}^{-1}$  à la source et au

BFP et de  $0,95 \text{ mg.l}^{-1}$  à la F3. Les variations saisonnières de COD mettent en évidence une augmentation brutale des teneurs entre Mars et Avril (fig. V.1). Cette augmentation au cours de laquelle on observe les maximums de COD dans ces eaux (jusqu'à  $4,49 \text{ mg.l}^{-1}$  à la F3) marque le début de la petite saison de pluies, caractérisée par le lessivage des sols et la mise en solution du carbone organique du sol par les eaux de percolation. Par la suite, les teneurs en COD restent en dessous de  $1 \text{ mg.l}^{-1}$  et ne sont marquées que par de très faibles fluctuations, notamment à la F3 et au BFP où l'on observe une légère tendance à la hausse pendant la petite saison sèche (Mai-Août).

#### I-1-2 – Variation du CID

Le CID présente de faibles teneurs dans les eaux claires de nappe du BVE du Mengong, comprises entre  $1 \text{ mg.l}^{-1}$  et  $6,6 \text{ mg.l}^{-1}$ . Les plus faibles teneurs sont observées entre Mars et Août pendant la petite saison de pluies et la petite saison sèche, période pendant laquelle les CID sont relativement stable dans un intervalle compris entre  $1 \text{ mg.l}^{-1}$  et  $2,5 \text{ mg.l}^{-1}$ . Dès le début des grandes pluies en Septembre, on observe une augmentation progressive, marquée par quelques fluctuations, notamment à la source (fig. V.2). Cette augmentation prend de l'importance pendant la grande saison sèche (Décembre-Février) pour atteindre les maximums de CID entre février et Mars. Notons également que le CID est légèrement plus concentré au BFP qu'à la source et la F3.

#### I-1-3 – Variation du $\delta^{13}C_{CID}$

Les eaux claires du BVE du Mengong présentent une signature isotopique  $\delta^{13}C_{CID}$  généralement comprise entre  $-21\text{‰}$  et  $-6\text{‰}$ . Comme pour le CID, les variations saisonnières de cette signature isotopique au cours du cycle 2005/2006 montrent deux principales séquences d'évolutions (fig. V.3). La première, observée entre Mars et Août est marquée par un léger appauvrissement en  $\delta^{13}C_{CID}$ . Cet appauvrissement est plus remarquable à la source où on note quelques fluctuations du  $\delta^{13}C_{CID}$  au cours de la petite saison sèche (Juin-Août). Dans l'ensemble, les valeurs de  $\delta^{13}C_{CID}$  pendant cette période reste dans un intervalle compris entre  $-12\text{‰}$  et  $-6\text{‰}$ . La seconde séquence d'évolution (Septembre-Mars) est marquée par une harmonisation des valeurs de  $\delta^{13}C_{CID}$  dans les trois points et par un appauvrissement, d'abord intense pendant la grande saison de pluies (septembre-Novembre), puis progressif pendant la grande saison sèche. On observe pendant cette période un important appauvrissement du  $\delta^{13}C_{CID}$  ( $\epsilon \approx -10\text{‰}$ ), les valeurs étant passées d'une moyenne de  $-10\text{‰}$  en Septembre à une moyenne de  $-20\text{‰}$  en Mars.

Tableau V.1 : Valeurs moyennes et extrêmes de COD, CID et  $\delta^{13}C_{CID}$  dans les eaux claires du BVE du Mengong pour le cycle 2005/2006.

| Date de prélèvement | Source     |            |                          | BFP        |            |                          | F3         |            |                          |
|---------------------|------------|------------|--------------------------|------------|------------|--------------------------|------------|------------|--------------------------|
|                     | COD (mg/l) | CID (mg/l) | $\delta^{13}C_{CID}$ (‰) | COD (mg/l) | CID (mg/l) | $\delta^{13}C_{CID}$ (‰) | COD (mg/l) | CID (mg/l) | $\delta^{13}C_{CID}$ (‰) |
| 21/03/05            | 0,3        | 1,3        | -8,6                     | 1,2        | 2,2        | -6,6                     | 1,6        | 1,4        |                          |
| 12/04/05            | 1,2        | 1,3        | -10,0                    | 3,0        | 2,2        | -6,9                     | 4,5        | 1,8        |                          |
| 12/05/05            | 0,5        | 1,3        | -11,4                    | 0,7        | 2,2        | -7,2                     | 1,9        | 1,0        |                          |
| 12/06/05            | 0,5        | 1,4        | -12,1                    | 1,5        | 2,3        | -7,6                     | 1,5        | 1,0        | -9,1                     |
| 27/07/05            | 0,4        | 1,3        | -7,4                     | 0,6        | 2,7        | -7,7                     | 1,6        |            | -10,2                    |
| 26/08/05            | 0,4        | 1,6        | -12,4                    | 0,6        | 2,9        | -7,9                     | 1,4        | 2,4        | -11,3                    |
| 13/09/05            | 0,4        | 3,2        | -8,3                     | 0,5        | 3,7        | -11,0                    | 0,7        | 2,2        | -9,9                     |
| 27/10/05            | 0,3        | 4,1        | -16,5                    | 0,6        | 3,6        | -15,5                    | 0,6        |            | -12,9                    |
| 09/11/05            | 0,3        | 2,0        | -17,1                    | 0,5        | 4,1        | -15,9                    | 0,7        | 2,2        | -15,8                    |
| 29/12/05            | 0,3        | 3,2        | -18,7                    | 0,6        | 3,9        | -17,7                    | 0,5        |            | -17,1                    |
| 22/01/06            | 0,5        | 3,4        | -19,9                    | 0,6        | 5,0        | -19,4                    | 0,6        | 2,1        | -18,4                    |
| 16/02/06            | 0,5        | 4,1        | -20,7                    | 1,0        | 6,5        | -18,9                    | 0,4        | 4,1        | -20,4                    |

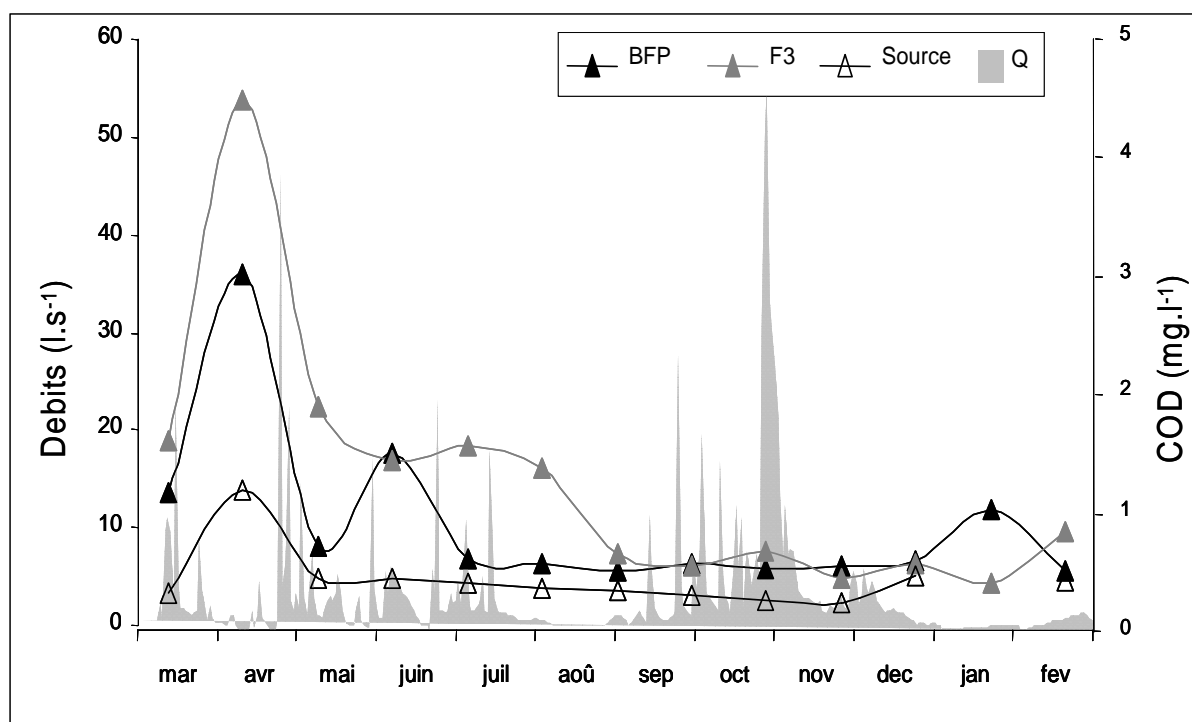


Figure V.1 : Variations saisonnières du COD par rapport aux débits au cours du cycle hydrologique 2005/2006 dans les eaux claires du BVE du Mengong.

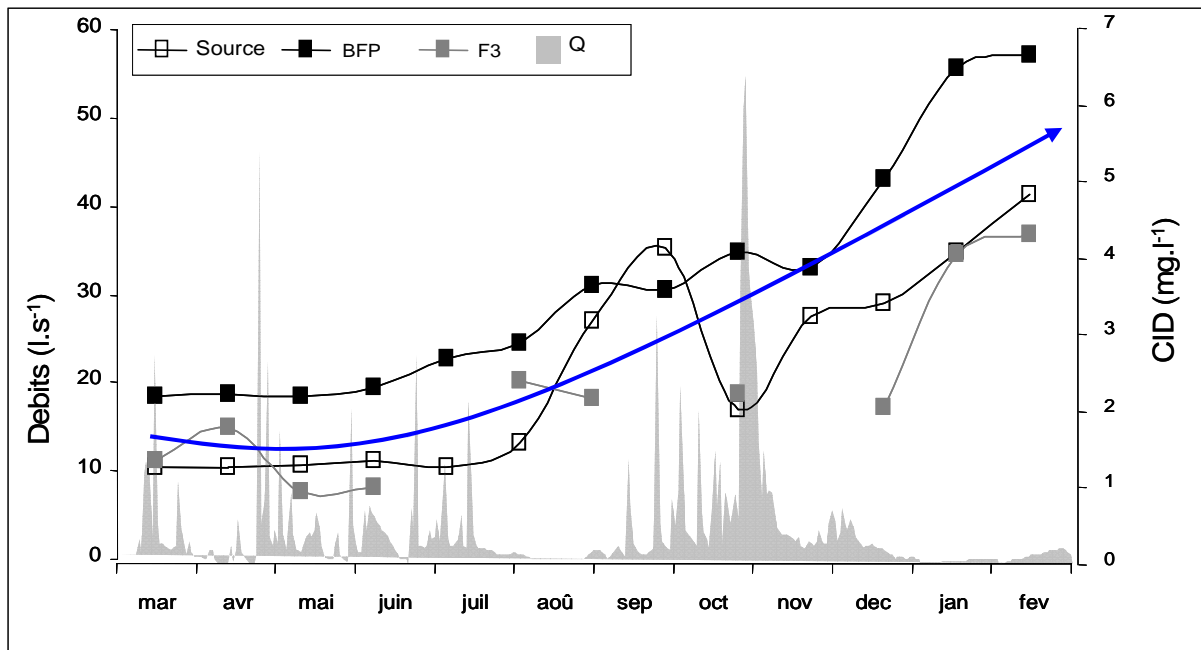


Figure V.2 : Variations saisonnières du CID par rapport aux débits au cours du cycle hydrologique 2005/2006 dans les eaux claires du BVE du Mengong.

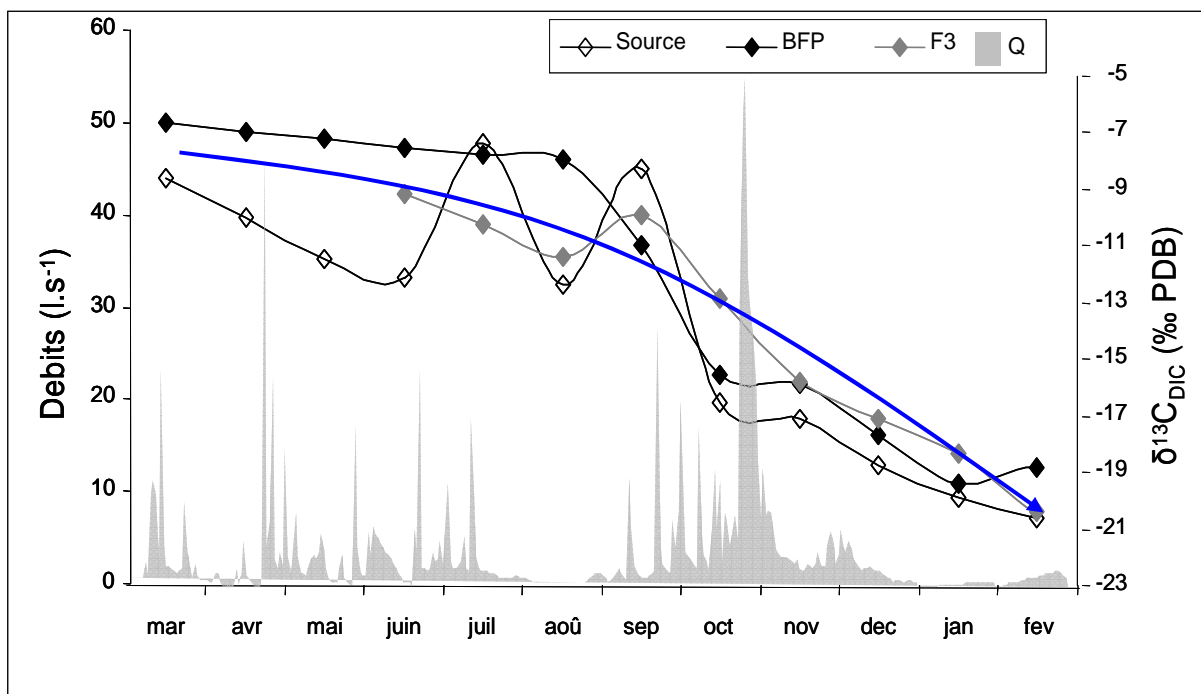


Figure V.3 : Variations saisonnières du  $\delta^{13}C_{DIC}$  par rapport aux débits au cours du cycle hydrologique 2005/2006 dans les eaux claires du BVE du Mengong.

**I-2 - Variation saisonnières du COD, CID, COP,  $\delta^{13}C_{CID}$  et  $\delta^{13}C_{COP}$  dans les eaux colorées du BVE du Mengong au cours du cycle 2005/2006**

Les eaux sombres du BVE du Mengong sont prélevées dans la partie superficielle de la zone marécageuse (BFS) et dans la rivière Mengong. Le tableau V.2 présente les valeurs moyennes mensuelles de COD, CID et  $\delta^{13}C_{CID}$  et les valeurs mensuelles instantanées de COP,  $\delta^{13}C_{COP}$  et  $\delta^{13}C_{COD}$  dans ces eaux. Ces trois derniers paramètres sont exclusivement suivis à l'exutoire du bassin.

Tableau V.2 : Valeurs mensuelles de COD, CID, COP,  $\delta^{13}C_{CID}$ ,  $\delta^{13}C_{COD}$  et  $\delta^{13}C_{COP}$  dans les eaux colorées du BVE du Mengong pour le cycle 2005/2006.

| Date de prélèvement | BFS        |            |                          | rivière Mengong |            |            |                          |                          |                          |
|---------------------|------------|------------|--------------------------|-----------------|------------|------------|--------------------------|--------------------------|--------------------------|
|                     | COD (mg/l) | CID (mg/l) | $\delta^{13}C_{CID}$ (‰) | COD (mg/l)      | COP (mg/l) | CID (mg/l) | $\delta^{13}C_{COD}$ (‰) | $\delta^{13}C_{CID}$ (‰) | $\delta^{13}C_{COP}$ (‰) |
| 21/03/05            | 1,7        | 1,5        | -8,8                     | 22,9            | 0,8        | 3,5        | -29,5                    | -14,2                    | -28,0                    |
| 12/04/05            | 3,6        | 2,0        | -12,4                    | 24,5            | 2,6        | 6,5        | -29,5                    | -18,2                    | -28,0                    |
| 12/05/05            | 3,9        | 2,8        | -13,0                    | 20,4            | 1,0        | 1,8        | -29,5                    | -20,2                    | -29,3                    |
| 12/06/05            | 5,0        | 2,9        | -13,7                    | 18,4            | 1,2        | 1,9        | -29,3                    | -16,4                    | -28,1                    |
| 27/07/05            | 18,2       | 2,8        | -14,2                    | 22,4            | 0,2        | 4,2        | -29,2                    | -18,3                    | -29,2                    |
| 26/08/05            | 2,7        | 4,6        | -14,6                    | 25,9            | 2,1        | 5,3        | -29,5                    | -18,4                    | -28,3                    |
| 13/09/05            | 14,4       | 3,6        | -19,5                    | 27,1            | 2,9        | 12,7       | -29,2                    | -22,5                    | -29,0                    |
| 27/10/05            | 13,5       | 3,5        | -20,4                    | 30,5            | 0,1        | 6,1        | -29,1                    | -23,0                    | -28,3                    |
| 09/11/05            | 17,9       | 4,6        | -19,5                    | 26,6            | 1,6        | 8,3        | -29,0                    | -22,6                    | -29,4                    |
| 29/12/05            | 2,0        | 3,5        | -17,6                    | 18,6            | 2,0        | 7,5        | -29,4                    | -21,3                    | -29,9                    |
| 22/01/06            | 6,4        | 2,9        | -14,9                    | 14,6            | 4,8        | 7,0        | -29,3                    | -20,6                    | -29,8                    |
| 16/02/06            | 6,5        | 2,9        | -20,6                    | 19,2            | 2,1        | 7,2        | -29,2                    | -21,6                    | -29,9                    |

**I-2-1 – Variation du COD, du COP et du  $\delta^{13}C_{COD}$  et du  $\delta^{13}C_{COP}$**

Les eaux colorées du BVE du Mengong sont très riches en COD. Les teneurs enregistrées à l'exutoire au cours du cycle 2005/2006 sont comprises entre 12,7 mg.l<sup>-1</sup> et 29,6 mg.l<sup>-1</sup>. On note au niveau du BFS des teneurs moins élevées et très hétérogènes comprises entre 1,7 mg.l<sup>-1</sup> et 18,2 mg.l<sup>-1</sup>. Le COD présente d'importantes variations saisonnières (fig. V.4) notamment marquées par une augmentation des teneurs pendant les saisons humides et une baisse pendant les saisons sèches. Les pics de concentration de COD sont atteints au début des saisons de pluies et les minima pendant les saisons sèches. Dans le BFS, les plus faibles concentrations de COD sont proches de celle des eaux claires et sont enregistrées pendant les saisons sèches. Les plus fortes concentrations quant à elles sont essentiellement observées pendant la grande saison de pluies et sont plus proches de celle des eaux de drainage de la rivière Mengong. Les multiples pics observés à ce point témoignent de l'influence de l'hydrologie des zones marécageuses sur les variations du COD.

Les teneurs en COP quant à elles sont faibles dans les eaux de la rivière Mengong. La moyenne annuelle pour le cycle 2005/2006 est de  $1,79 \text{ mg.l}^{-1}$ , mais la teneur en COP des MES est élevée (24,8% en moyenne). Le COP varie entre  $0,1 \text{ mg.l}^{-1}$  et  $4,76 \text{ mg.l}^{-1}$  et présente d'importantes fluctuations saisonnières (fig, V.5). On note au début de chaque saison de pluies un pic de COP dont l'amplitude dépend de l'importance de la saison ( $3 \text{ mg.l}^{-1}$  au début de la grande saison de pluies). Le COP diminue ensuite pendant la petite saison sèche (Juillet-Août) et est très dilué au cours de la période des hautes eaux. Le principal pic de COP est observé au milieu de la grande saison sèche,

La signature isotopique  $\delta^{13}C$  du COD est stable à  $-29,4\%$  en moyenne et ne présente pas de variation au cours du cycle hydrologique. Celle du COP est comprise entre  $-30\%$  et  $-28\%$ . Ces signatures isotopiques sont typiques de celle des plantes C3. Les  $\delta^{13}C_{COP}$  les plus négatifs sont observées pendant la grande saison sèche ( $\delta^{13}C_{COP} < -29\%$ ) lorsque la chute de matière organique fraîche est importante. Pendant le reste de l'année, le  $\delta^{13}C_{COP}$  oscille dans un intervalle compris entre  $-28\%$  et  $-29\%$ .

### *I-2-3 – Variation du CID et du $\delta^{13}C_{CID}$*

Les teneurs en CID sont faibles au BFS et comparables à celle observées dans les eaux claires. Le CID y est relativement stable autour de  $3 \text{ mg.l}^{-1}$  au cours du cycle annuel (fig V.6). On observe néanmoins une légère tendance à la hausse pendant la grande saison de pluies, Dans la rivière Mengong, ces teneurs sont relativement importantes, en moyenne de  $6,4 \text{ mg.l}^{-1}$  et montre des fluctuations saisonnières au cours du cycle. Un pic de CID est observé au début de chaque saison de pluie, le plus important intervenant entre septembre et octobre au début de la grande saison des pluies. Les teneurs en CID baissent ensuite pendant les saisons sèches.

Les eaux colorées présentent les  $\delta^{13}C_{CID}$  les plus appauvris dans le BVE du Mengong. Les valeurs de  $\delta^{13}C_{CID}$  varient entre  $-8,8\%$  et  $-22,2\%$  pendant le cycle 2005/2006 au BFS où elles sont enrichies en moyenne de  $-4\%$  par rapport à l'exutoire. L'évolution saisonnière du  $\delta^{13}C_{CID}$  dans ces eaux est marquée par un appauvrissement de ce dernier pendant les saisons de pluies et un enrichissement pendant les saisons sèches (fig, V.7). On note une baisse rapide des valeurs de  $\delta^{13}C_{CID}$  dès le début de la petite saison de pluies (Mars- Mai), suivie d'une légère hausse entre juin et Août pendant la petite saison sèche. Il s'en suit une nouvelle baisse plus importante pendant la grande saison de pluies (Septembre-Novembre), baisse au cours de laquelle on observe les valeurs de  $\delta^{13}C_{CID}$  les plus négatives à l'exutoire. La grande saison sèche est plutôt caractérisée par une tendance à la hausse des valeurs de  $\delta^{13}C_{CID}$ .

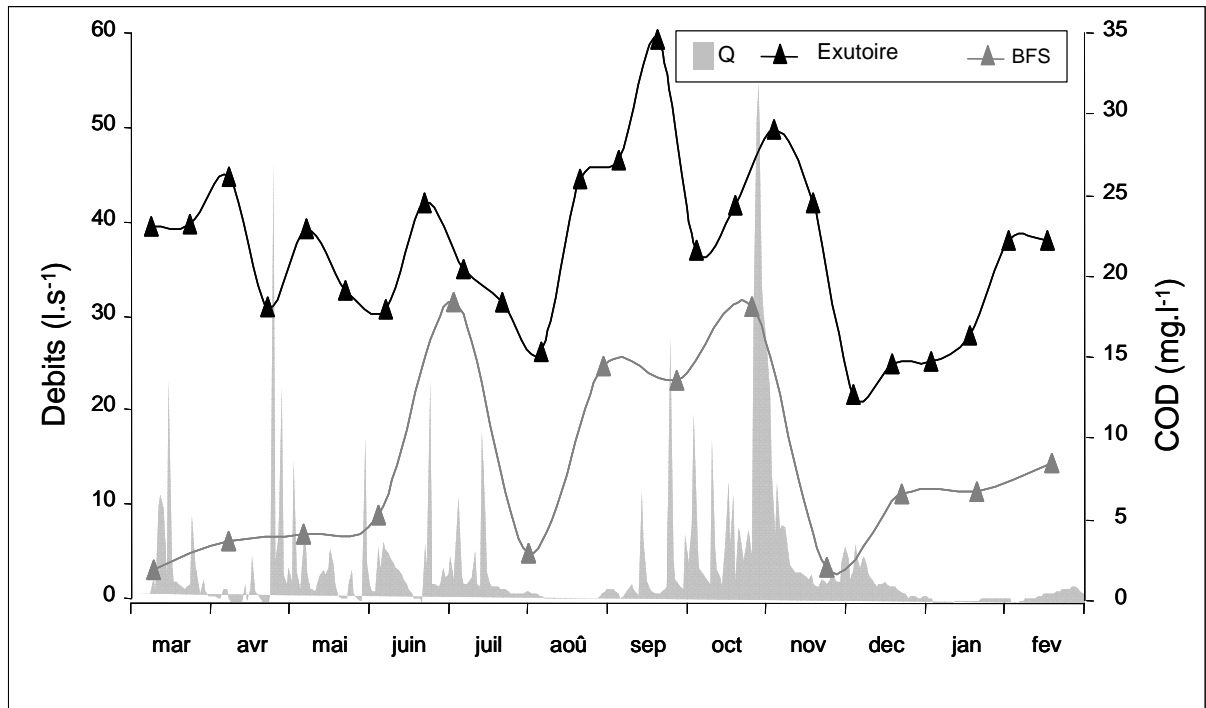


Figure V.4 : Variations saisonnières du COD par rapport aux débits au cours du cycle hydrologique 2005/2006 dans les eaux colorées du BVE du Mengong.

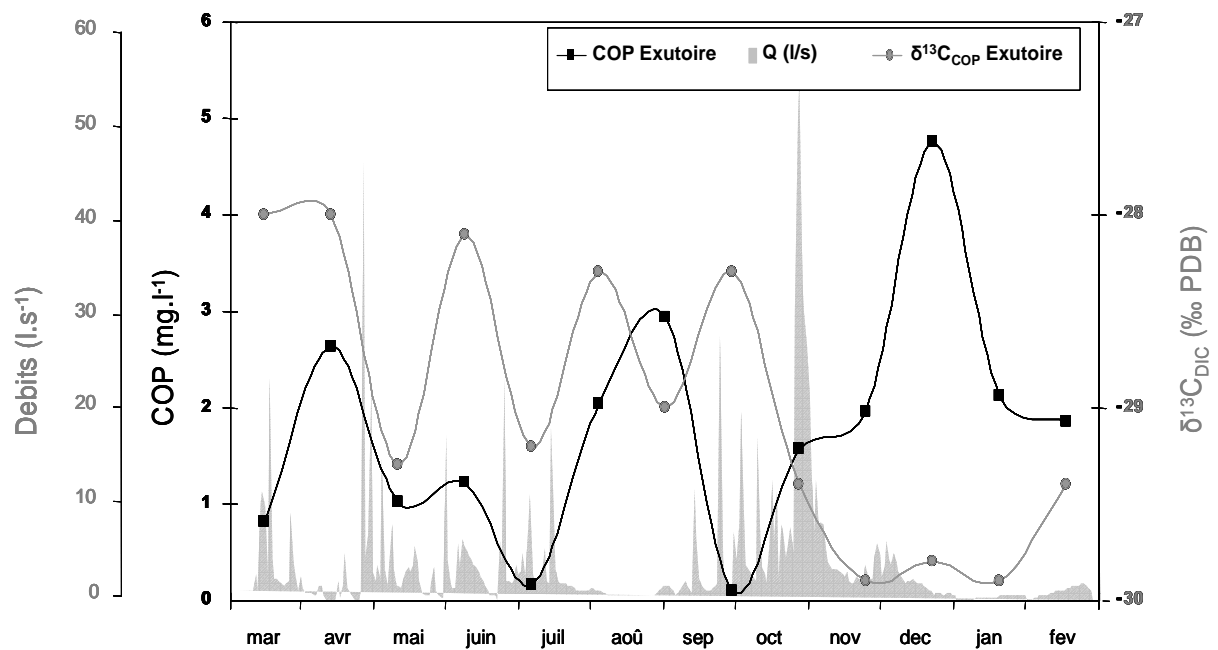




Figure V.5 : Variations saisonnières du COP et du  $\delta^{13}\text{C}_{\text{COP}}$  par rapport aux débits au cours du cycle hydrologiques 2005/2006 dans les eaux de la rivière Mengong.

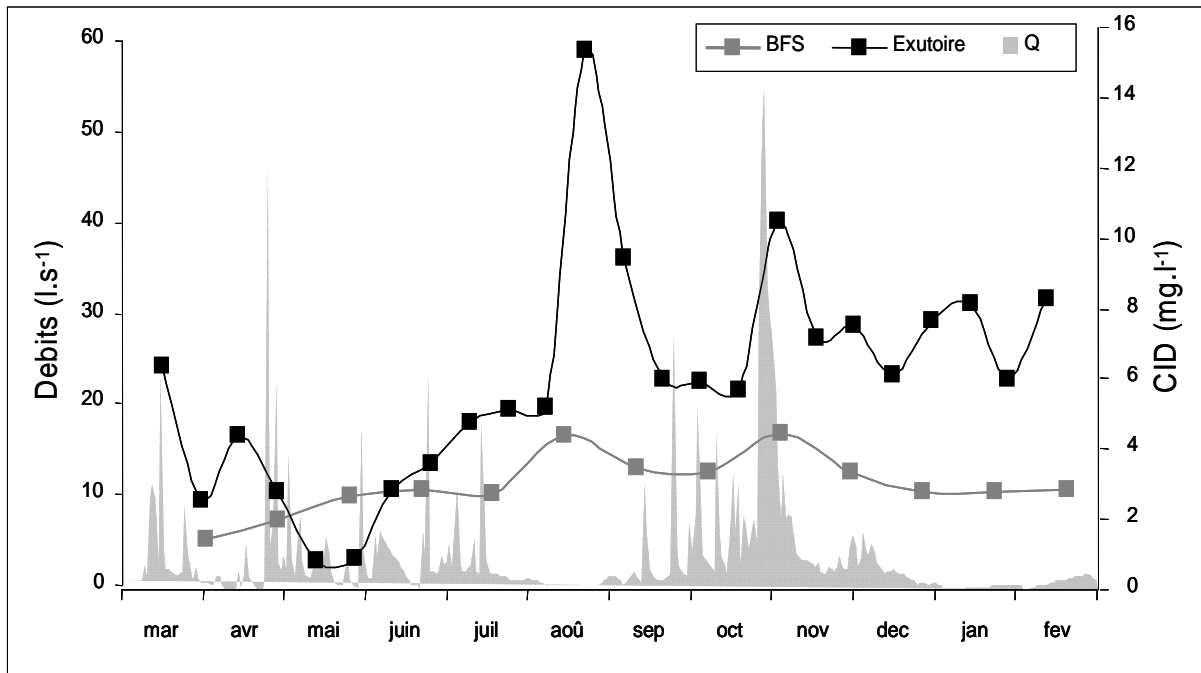


Figure V.6 : Variations saisonnières du CID par rapport aux débits au cours du cycle hydrologiques 2005/2006 dans les eaux colorées du BVE du Mengong.

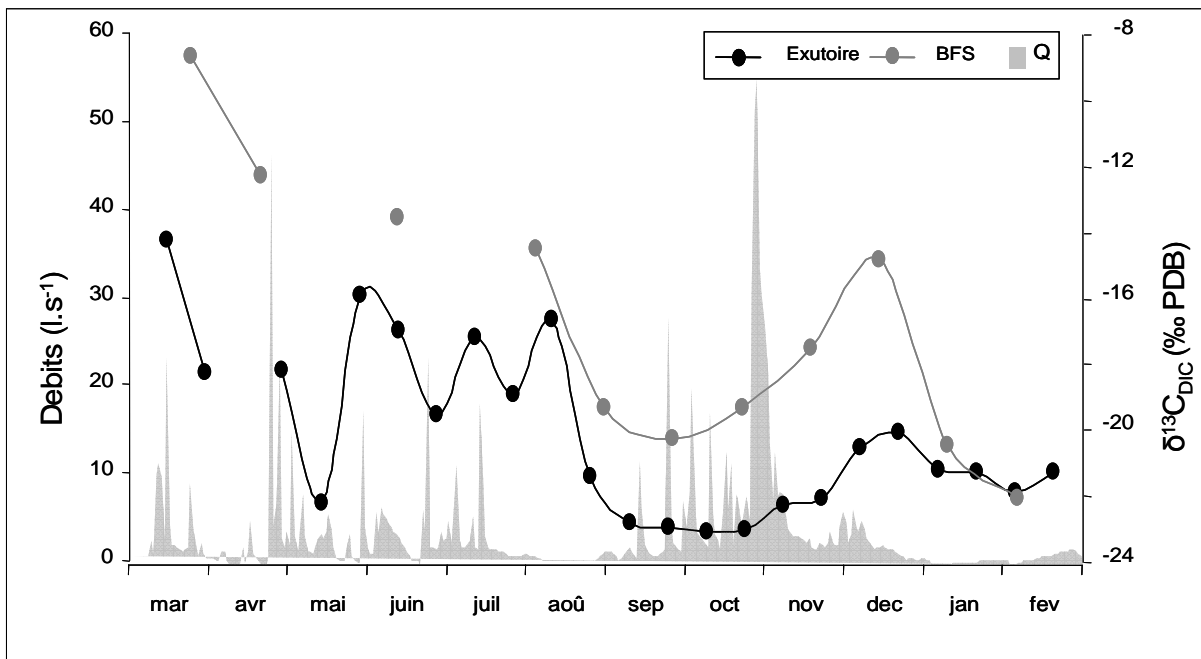


Figure V.7 : Variations saisonnières du  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$  par rapport aux débits au cours du cycle hydrologiques 2005/2006 dans les eaux colorées du BVE du Mengong.

### ***I-3 – Evolution pluriannuelle de COD, CID et $\delta^{13}C_{CID}$ à l'exutoire du Mengong***

Les variations du COD, CID et  $\delta^{13}C_{CID}$  dans la rivière Mengong pour les cycles 1998/1999, 1999/2000 et 2005/2006 sont présentées sur la figure V.8. Les teneurs en COD et CID sont plus élevées et les  $\delta^{13}C_{CID}$  plus appauvris au cours du cycle 2005/2006 qui est considéré comme un cycle sec par rapport aux cycles 1998/1999 et 1999/2000 (Tableau V.3). Le COD est l'élément le plus sensible aux variations annuelles des paramètres hydrologiques (pluies et débits). Cette sensibilité du COD est plus liée au phénomène de concentration/dilution qu'au processus d'érosion. A titre d'exemple, entre le cycle 1999/1998 et le cycle 2005/2006, on observe en moyenne une baisse de débit de l'ordre de 52,0 %, ce qui a pour effet une hausse de concentration moyenne de COD de 56,5 %. L'évolution saisonnière de ces paramètres est la même pour ces trois cycles, avec pour le COD et le CID une augmentation des teneurs pendant les saisons des pluies, des faibles teneurs en saisons sèches et inversement pour le  $\delta^{13}C_{CID}$  qui est enrichi en saisons sèches et appauvri en saisons des pluies. Notons cependant que les amplitudes de variations sont plus importantes au cours du cycle sec (2005/2006).

## ***II – DE L'ECHELLE LOCALE A L'ECHELLE REGIONALE : LE BASSIN VERSANT DU NYONG***

A l'échelle du réseau du Nyong, quatre stations (de l'amont vers l'aval: Awout, So'o, Mbalmayo et Olama) contrôlant les bassins emboîtés ont fait l'objet d'un suivi annuel du COD, COP, CID,  $\delta^{13}C_{COD}$ ,  $\delta^{13}C_{COP}$  et  $\delta^{13}C_{CID}$  et pluriannuel pour qui est du COD, CID et  $\delta^{13}C_{CID}$ . L'évolution annuelle de ces paramètres porte sur le cycle 2005/2006 et sera présentée dans la première partie de cette section. Les variations pluriannuelles (cycles hydrologiques 1998/1999, 1999/2000 et 2005/2006) feront l'objet de la seconde partie.

### ***II-1 – Variations annuelles de COD, COP, CID, $\delta^{13}C_{COD}$ , $\delta^{13}C_{COP}$ et $\delta^{13}C_{CID}$***

Les valeurs mensuelles de COD, COP, CID,  $\delta^{13}C_{COD}$ ,  $\delta^{13}C_{COP}$  et  $\delta^{13}C_{CID}$  enregistrées au cours du cycle hydrologique 2005/2006 sont présentées dans le tableau V.4. Pour la station d'Olama, ces valeurs sont des moyennes mensuelles des mesures bimensuelles, tandis que pour les autres stations (Awout, So'o et Mbalmayo) il s'agit des mesures instantanées mensuelles.

Tableau V.3 : Valeurs moyennes et extrêmes de COD, CID et  $\delta^{13}C_{CID}$  dans la rivière Mengong au cours des cycles hydrologiques 1998/1999, 1999/2000 et 2005/2006.

|           |            | <i>COD</i><br>(mg/l) | <i>CID</i><br>(mg/l) | $\delta^{13}C_{CID}$<br>(‰) |
|-----------|------------|----------------------|----------------------|-----------------------------|
| 2005-2006 | <i>max</i> | 29,6                 | 12,1                 | -14,2                       |
|           | <i>moy</i> | <b>21,8</b>          | <b>6,5</b>           | <b>-20,1</b>                |
|           | <i>min</i> | 12,7                 | 1,9                  | -23,1                       |
| 1999-2000 | <i>max</i> | 16,9                 | 3,3                  | -11,6                       |
|           | <i>moy</i> | <b>12,3</b>          | <b>2,6</b>           | <b>-15,9</b>                |
|           | <i>min</i> | 8,4                  | 1,8                  | -17,6                       |
| 1998-1999 | <i>max</i> | 19,2                 | 3,5                  | -11,4                       |
|           | <i>moy</i> | <b>14,5</b>          | <b>2,6</b>           | <b>-15,8</b>                |
|           | <i>min</i> | 9,7                  | 2,0                  | -18,3                       |

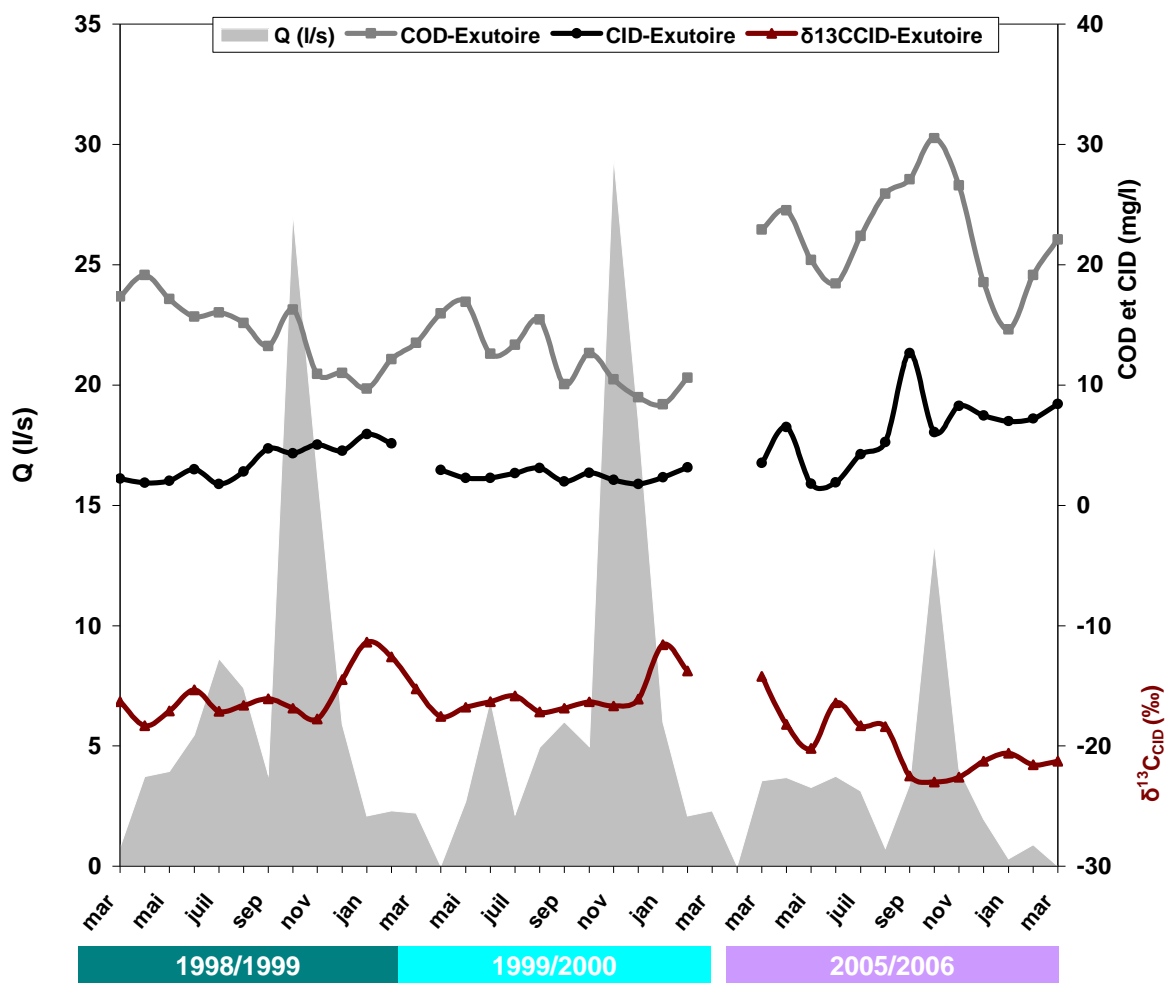


Figure V.8 : Variations pluriannuelles du COD, CID et  $\delta^{13}C_{CID}$  dans la rivière Mengong.

Tableau V.4 : Valeurs mensuelles de COD, COP, CID,  $\delta^{13}C_{COD}$ ,  $\delta^{13}C_{COP}$  et  $\delta^{13}C_{CID}$  dans les eaux colorées du réseau du Nyong (Stations de l'Awout, du So'o, du Nyong à Mbalmayo et Olama) pour le cycle hydrologique 2005/2006.

| Site  | COD<br>(mg/l) | COP<br>(mg/l) | CID<br>(mg/l) | $\delta^{13}C_{COD}$<br>(‰) | $\delta^{13}C_{CID}$<br>(‰) | $\delta^{13}C_{COP}$<br>(‰) | Site     | COD<br>(mg/l) | COP<br>(mg/l) | CID<br>(mg/l) | $\delta^{13}C_{COD}$<br>(‰) | $\delta^{13}C_{CID}$<br>(‰) | $\delta^{13}C_{COP}$<br>(‰) |
|-------|---------------|---------------|---------------|-----------------------------|-----------------------------|-----------------------------|----------|---------------|---------------|---------------|-----------------------------|-----------------------------|-----------------------------|
| Awout | 21/03/05      | 35,2          | 0,7           | 3,3                         | -29,3                       | -23,0                       | Mbalmayo | 14,5          | 1,4           | 2,4           | -28,7                       | -12,5                       | -28,3                       |
|       | 12/04/05      | 35,3          | 0,9           | 2,7                         | -29,4                       | -22,3                       |          | 19,7          | 1,4           | 2,0           | -28,4                       | -13,5                       | -27,9                       |
|       | 12/05/05      | 32,7          | 1,0           | 2,9                         | -29,4                       | -21,6                       |          | 13,8          | 1,2           | 1,5           | -28,7                       | -14,6                       | -27,6                       |
|       | 12/06/05      | 32,5          | 0,6           | 1,7                         | -29,4                       | -21,0                       |          | 17,5          | 2,0           | 1,3           | -28,9                       | -16,2                       | -28,4                       |
|       | 27/07/05      | 33,6          | -             | 2,9                         | -29,2                       | -21,4                       |          | 15,3          | 1,3           | 1,1           | -29,0                       | -15,6                       | -28,2                       |
|       | 26/08/05      | 31,5          | -             | 1,1                         | -29,0                       | -21,0                       |          | 14,0          | 0,7           | 1,1           | -28,8                       | -19,6                       | -27,3                       |
|       | 13/09/05      | 34,7          | 2,0           | 4,2                         | -28,7                       | -17,5                       |          | 21,1          | 3,0           | 2,8           | -28,5                       | -17,3                       | -28,7                       |
|       | 27/10/05      | 33,6          | 1,2           | 4,8                         | -28,8                       | -24,9                       |          | 25,9          | 1,5           | 3,7           | -28,7                       | -19,9                       | -28,8                       |
|       | 09/11/05      | 31,5          | 1,9           | 6,3                         | -29,2                       | -23,6                       |          | 21,2          | 1,9           | 2,3           | -29,1                       | -20,5                       | -29,1                       |
|       | 29/12/05      | 37,8          | 2,0           | 5,2                         | -29,4                       | -24,6                       |          | 19,4          | 1,8           | 2,9           | -29,0                       | -20,4                       | -30,2                       |
|       | 22/01/06      | 33,4          | 4,8           | 6,9                         | -29,1                       | -20,2                       |          | 11,5          | 1,1           | 3,7           | -28,8                       | -15,3                       | -29,4                       |
|       | 16/02/06      | 38,7          | 1,6           | 7,9                         | -29,3                       | -24,1                       |          | 17,1          | 1,6           | 3,9           | -28,4                       | -18,3                       | -30,0                       |
|       | 21/03/05      | 31,9          | 1,4           | 7,1                         | -29,3                       | -23,9                       |          | 16,5          | 1,3           | 3,0           | -28,7                       | -16,0                       | -29,3                       |
| So'o  | 21/03/05      | 14,6          | 0,9           | 2,4                         | -28,7                       | -17,9                       | Olama    | 12,0          | 1,5           | 2,5           | -28,4                       | -10,7                       | -29,6                       |
|       | 12/04/05      | 17,6          | 1,7           | 2,2                         | -29,0                       | -19,2                       |          | 17,2          | 2,0           | 2,2           | -28,5                       | -12,4                       | -28,2                       |
|       | 12/05/05      | 18,5          | 1,9           | 2,4                         | -29,1                       | -20,5                       |          | 16,7          | 2,3           | 2,1           | -28,8                       | -16,4                       | -28,5                       |
|       | 12/06/05      | 20,4          | 1,9           | 1,6                         | -29,2                       | -20,3                       |          | <b>15,7</b>   | 1,7           | 1,6           | -28,8                       | -15,1                       | -28,2                       |
|       | 27/07/05      | 15,8          | 2,2           | 1,6                         | -29,3                       | -12,4                       |          | 17,4          | 1,6           | 1,4           | -28,9                       | -16,5                       | -28,4                       |
|       | 26/08/05      | 18,4          | -             | 2,5                         | -29,2                       | -18,1                       |          | 15,3          | 1,2           | 1,1           | -29,0                       | -17,6                       | -28,2                       |
|       | 13/09/05      | 22,5          | 1,5           | 2,9                         | -28,9                       | -18,1                       |          | 22,5          | 3,1           | 2,3           | -28,6                       | -18,3                       | -28,4                       |
|       | 27/10/05      | 30,7          | 1,7           | 5,5                         | -28,9                       | -23,5                       |          | <b>21,1</b>   | 1,7           | 3,6           | -28,5                       | -21,2                       | -28,4                       |
|       | 09/11/05      | 25,0          | 1,8           | 4,2                         | -29,3                       | -21,2                       |          | <b>16,6</b>   | 2,1           | 3,4           | -29,0                       | -22,1                       | -28,7                       |
|       | 29/12/05      | 25,9          | 2,3           | 6,9                         | -29,2                       | -20,1                       |          | 16,2          | 1,4           | 3,2           | -29,1                       | -20,5                       | -29,3                       |
|       | 22/01/06      | 10,2          | 1,5           | 5,0                         | -29,2                       | -16,4                       |          | 11,2          | 1,3           | 3,6           | -28,9                       | -19,2                       | -29,0                       |
|       | 16/02/06      | 13,5          | 1,4           | 4,9                         | -29,1                       | -18,6                       |          | <b>13,7</b>   | 1,7           | 4,1           | -28,8                       | -17,5                       | -29,5                       |
|       | 21/03/05      | 24,6          | 1,6           | 4,1                         | -29,2                       | -20,9                       |          | 22,5          | 1,6           | 4,6           | -28,5                       | -19,3                       | -28,9                       |

### II-1-1 - Variations du COD

Les eaux d'écoulement du bassin du Nyong sont très riches en COD, avec des teneurs comprises entre 10,2 mg.l<sup>-1</sup> et 38,7 mg.l<sup>-1</sup> pendant le cycle 2005/2006 (fig. V.9). Les teneurs en COD les plus élevées sont observées au niveau de la petite rivière Awout où les moyennes annuelles sont de 34,1 mg.l<sup>-1</sup> au cours de ce même cycle. Dans les rivières So'o, Nyong à Mbalmayo et Olama, on enregistre respectivement les valeurs moyennes annuelles de COD de 19,8 mg.l<sup>-1</sup>, 17,5 mg.l<sup>-1</sup> et 16,8 mg.l<sup>-1</sup>. Les teneurs en COD suivent les mêmes variations saisonnières, notamment aux stations de So'o, Mbalmayo et Olama, avec des amplitudes de variation relativement proches (fig. V.9). On note pour ces rivières une hausse de COD pendant les périodes humides et une baisse pendant les périodes sèches. Un pic des teneurs en COD est généralement observé en début de saison des pluies (mars et septembre), suivi d'une dilution, notamment pendant la période de forts débits. Les plus faibles valeurs de COD sont observées au cours de la grande saison sèche.

### II-1-2 Variations du COP et du $\delta^{13}C_{COP}$

Les teneurs en COP exprimées en poids par unité de volume dans les eaux du bassin versant du Nyong restent faibles et comparable à celle observées dans le drain du BVE du Mengong. Les valeurs de COP au cours du cycle 2005/2006 sont comprises entre de 0,7 mg.l<sup>-1</sup> et 4,8 mg.l<sup>-1</sup> dans l'ensemble du bassin. Les valeurs maximales de COP sont observées dans la rivière Awout (4,8 mg.l<sup>-1</sup>) tandis que dans les autres stations, elles dépassent à peine 3 mg.l<sup>-1</sup>. Ces valeurs de COP sont dans le même ordre de grandeur que celles mesurées dans le même bassin par Ndam Ngoupayou (1997) (1,3 à 4,5 mg.l<sup>-1</sup>), ou dans le bassin de la Ngoko au sud du bassin du Nyong (2,4 à 5,6 mg.l<sup>-1</sup>) (Sigha-Nkamdjou, 1994). Dans le but de comparer les concentrations de COP du bassin avec d'autres fleuves du monde, nous avons calculé pour le cycle hydrologique étudié la moyenne ( $\bar{C}$ ) de COP pondérée par les débits suivant la relation:

$$\bar{C} = \frac{\sum Q_i C_i}{\sum Q_i} \quad (12)$$

avec  $C_i$  qui est la concentration du COP en mg.l<sup>-1</sup> dans l'échantillon  $i$  et  $Q_i$  le débit instantané mesuré lors du prélèvement de l'échantillon  $i$ .

Les valeurs obtenues sont portées dans le tableau V.5. On observe dans le bassin que l'importance de ces moyennes pondérées est fonction de la taille du cours d'eau, les plus faibles valeurs étant calculées pour les petites rivières. La concentration moyenne pondérée de COP obtenue à l'exutoire du bassin du Nyong à Olama (1,9 mg.l<sup>-1</sup>) est dans le même ordre de

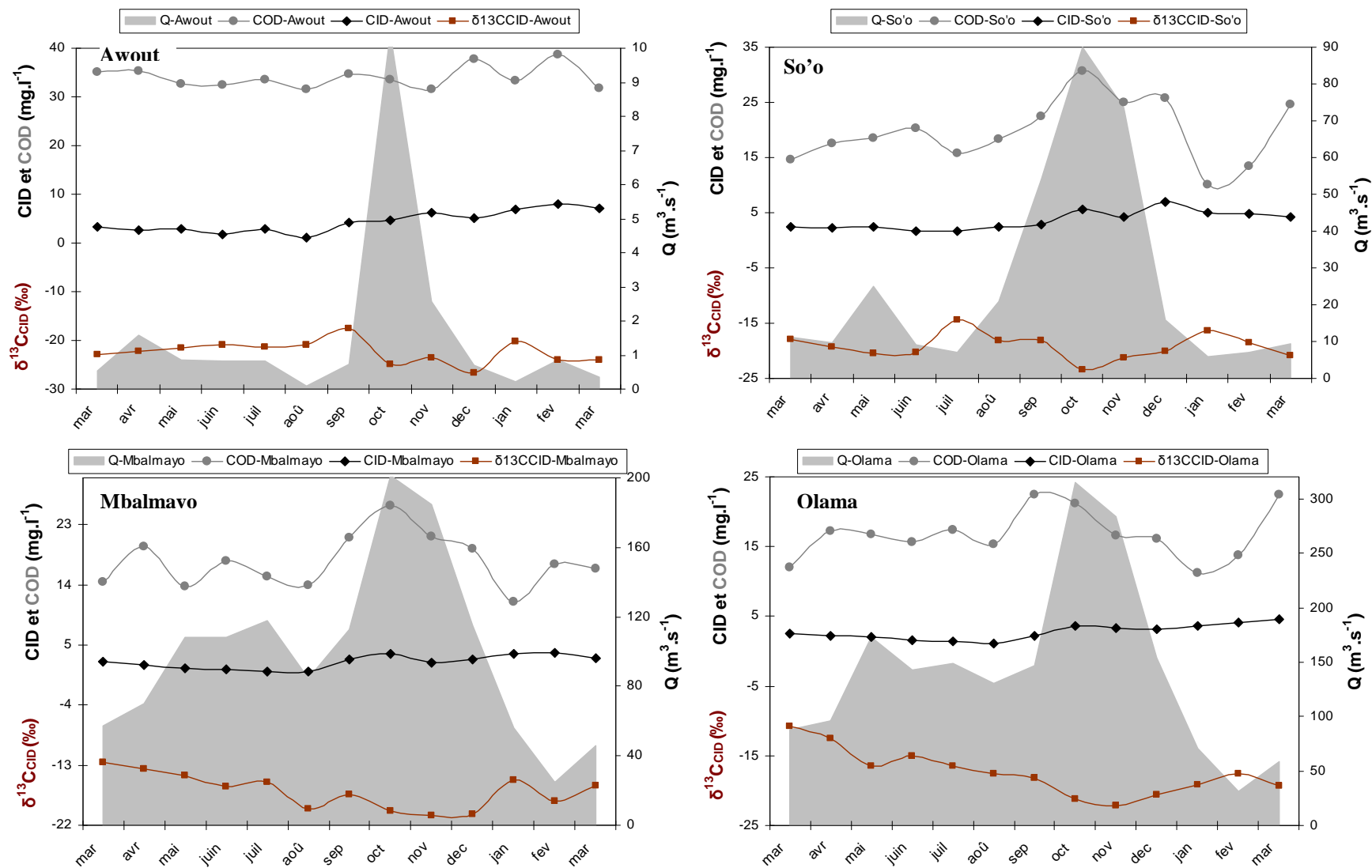


Figure V.9: Variations saisonnières du COD, CID et  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$  comparées aux variations de débits (Q) au cours du cycle hydrologique 2005/2006 dans le réseau du Nyong.

grandeur que celles mesurées dans d'autres rivières équatoriales (Amazone, 2,8 mg.l<sup>-1</sup> d'après Seyler et *al.*, 2005; Congo, 2,1 mg.l<sup>-1</sup> d'après Nkounkou et Probst, 1987; Ngoko-Sangha, 2,3 mg.l<sup>-1</sup> d'après Sigha Nkamdjou et *al.*, 1997), légèrement supérieure à celles mesurées en zone de savane tropicale (Mbam à Ebebda, 1,5 mg.l<sup>-1</sup> d'après Ndam Ngoupayou (1997) ; Oubangui, 1,6 mg.l<sup>-1</sup> d'après Seyler et Elbaz-Poulichet, 1996); Sénégal, 1,5 mg.l<sup>-1</sup> d'après Gac et Kane (1986) ; Gambie, 1,1 mg.l<sup>-1</sup> d'après Meybeck et *al.*, (1987) et inférieures à celles mesurées dans les fleuves en domaines tropical sec et tempéré (Niger 2,8-4,61 mg.l<sup>-1</sup> d'après Martins et Probst, 1991 ; Nivelles, 4,45 mg.l<sup>-1</sup> ; Brazos, 4,3 mg.l<sup>-1</sup> ; Nile, 3,9 mg.l<sup>-1</sup> d'après Coynel 2005).

#### i.- Relation MES – COP

Les proportions en carbone organique particulaire (COP %) dans les MES (tableau V.5) sont en moyenne de 19,3% dans l'ensemble du bassin et varient entre 10 et 41,5% au cours du cycle 2005/2006. Les proportions les plus élevées sont observées dans le BVE du Mengong en décembre au début de la grande saison sèche et les plus faibles à Awout et So'ou pendant l'étiage principal de la fin de la grande saison sèche entre février-mars. La figure V.10 présente la relation entre les COP exprimés en pourcentage et les concentrations en MES. Bien que cette relation présente un faible coefficient de corrélation, elle montre que les proportions de COP évoluent en sens inverse des concentrations des MES. Cette décroissance hyperbolique du COP (%) avec l'augmentation des MES (mg/l) est une relation typique, observé dans d'autres cours d'eau du monde (Meybeck, 1982 ; Humbel, 1988 ; Orange, 1990 ; Martins et Probst, 1991 ; Sigha-Nkamdjou, 1993 ; Munson et Carey, 2004 ; Coynel, 2005). D'après Ittekkot et Laane (1991), une telle relation peut être due à un changement des sources de MO au cours du cycle hydrologique. Probst (1992) montre sur la Garonne que les forts pourcentages de COP correspondent à une production phytoplanctonique en période de basses eaux et que les faibles pourcentages % de COP correspondent aux apports de COP d'origine allochtone provenant de l'érosion des sols lors des périodes à forts débits. Par ailleurs, la relation COP (mg/l) et MES (mg/l) présenté à la figure V.11 montre une bonne corrélation positive entre ces deux paramètres, indiquant que les teneurs en COP varient dans le même sens que celle des MES. Cette interception positive rencontrée dans plusieurs cours d'eau (Tipping et *al.*, 1997 ; Munson et Carey, 2004) reflète le fait que les proportions de COP sont élevées dans les particules lorsque les concentrations de MES sont faibles. Ainsi, on observe dans le bassin du Nyong que les plus faibles teneurs en MES enregistré vers décembre-janvier renferment les proportions de COP les plus importantes.

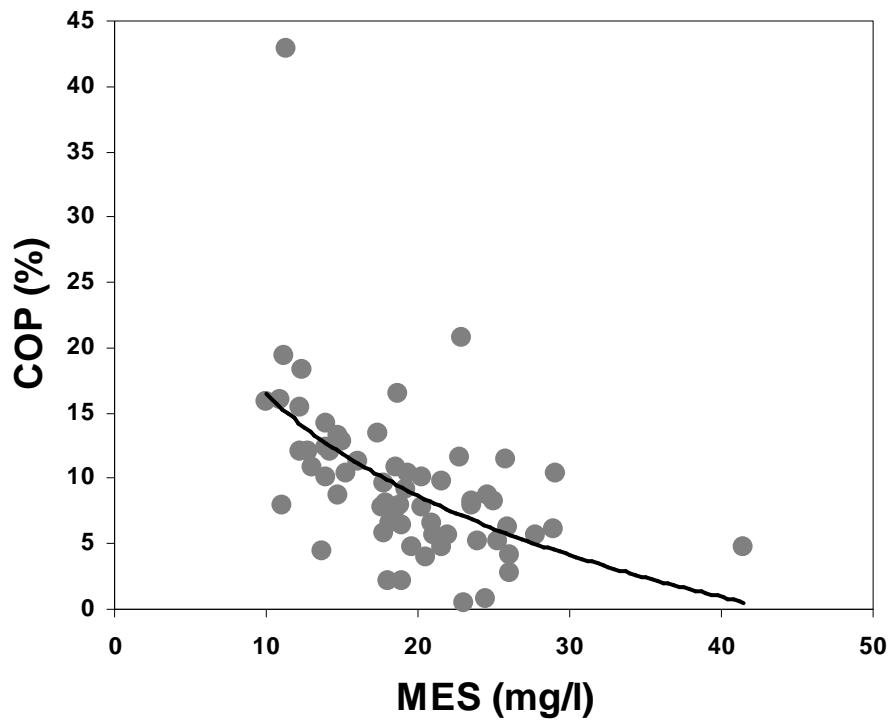


Figure V.10 : Relation entre le COP (%) et les MES (mg/l) dans le bassin du Nyong.

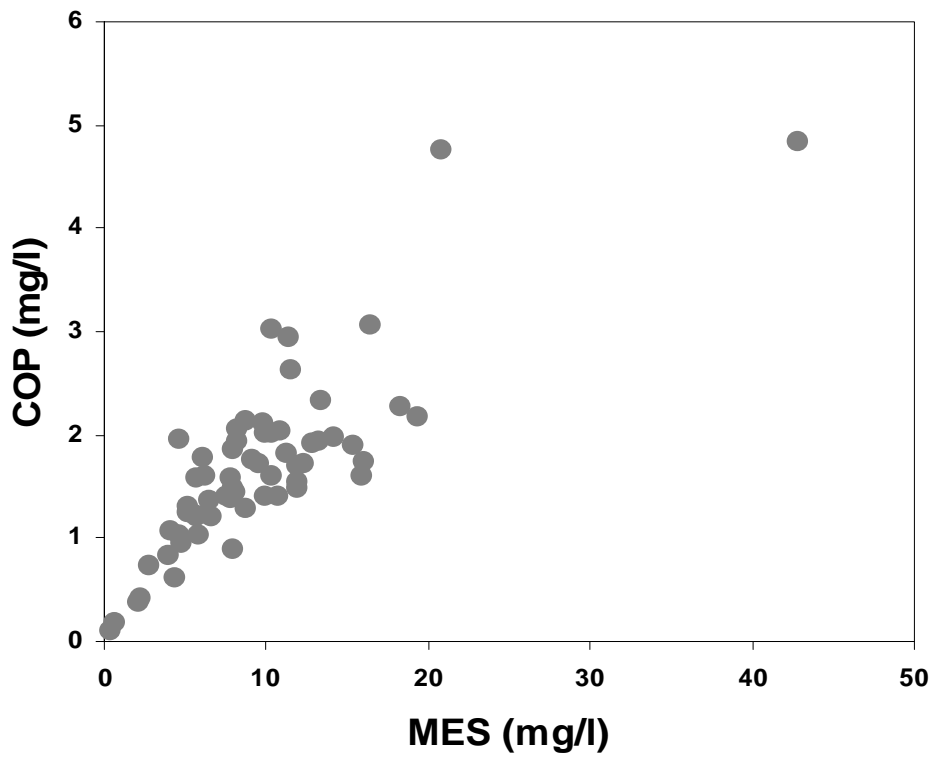


Figure V.11 : Relation entre le COP (mg/l) et les MES (mg/l) dans le bassin du Nyong.



Tableau V.5: Evolution mensuelle des matières et éléments en suspension (MES), du carbone organique particulaire (COP) et la signature isotopique  $\delta^{13}C$  du COP au cours du cycle hydrologique 2005/2006 dans le Nyong et ses affluents.

| Date      | <i>Mengong</i> |             |               |                             | <i>Awout</i>  |             |               |                             | <i>So'ò</i>   |             |               |                             | <i>Mbalmayo</i> |             |               |                             | <i>Olama</i>  |             |               |                             |
|-----------|----------------|-------------|---------------|-----------------------------|---------------|-------------|---------------|-----------------------------|---------------|-------------|---------------|-----------------------------|-----------------|-------------|---------------|-----------------------------|---------------|-------------|---------------|-----------------------------|
|           | MES<br>(mg/l)  | COP<br>(%)  | COP<br>(mg/l) | $\delta^{13}C_{COP}$<br>(‰) | MES<br>(mg/l) | COP<br>(%)  | COP<br>(mg/l) | $\delta^{13}C_{COP}$<br>(‰) | MES<br>(mg/l) | COP<br>(%)  | COP<br>(mg/l) | $\delta^{13}C_{COP}$<br>(‰) | MES<br>(mg/l)   | COP<br>(%)  | COP<br>(mg/l) | $\delta^{13}C_{COP}$<br>(‰) | MES<br>(mg/l) | COP<br>(%)  | COP<br>(mg/l) | $\delta^{13}C_{COP}$<br>(‰) |
| 21/03/05  | 4,0            | 20,5        | 0,82          | -28,0                       | 2,1           | 18,0        | 0,38          | -27,9                       | 8,0           | 11,0        | 0,88          | -28,6                       | 7,8             | 17,6        | 1,37          | -28,3                       | 7,9           | 18,8        | 1,49          | -29,6                       |
| 12/04/05  | 11,6           | 22,7        | 2,63          | -28,0                       | 4,8           | 19,6        | 0,94          | -27,8                       | 16,0          | 10,9        | 1,74          | -28,7                       | 10,8            | 13,0        | 1,40          | -27,9                       | 10,4          | 19,3        | 2,01          | -28,2                       |
| 12/05/05  | 4,7            | 21,6        | 1,02          | -29,3                       | 5,8           | 17,8        | 1,03          | -28,5                       | 12,8          | 15,0        | 1,92          | -28,6                       | 6,6             | 18,1        | 1,19          | -27,6                       | 13,4          | 17,4        | 2,33          | -28,5                       |
| 12/06/05  | 5,6            | 22,0        | 1,23          | -28,1                       | 4,4           | 13,7        | 0,60          | -28,1                       | 15,4          | 12,3        | 1,89          | -28,7                       | 10,0            | 20,2        | 2,02          | -28,4                       | 12,0          | 14,2        | 1,70          | -28,2                       |
| 27/07/05  | 0,7            | 24,5        | 0,17          | -29,2                       | -             | -           | -             | -                           | 19,4          | 11,2        | 2,17          | -28,8                       | 5,2             | 24,0        | 1,25          | -28,2                       | 7,8           | 20,3        | 1,58          | -28,4                       |
| 26/08/05  | 8,2            | 25,0        | 2,05          | -28,3                       | -             | -           | -             | -                           | -             | -           | -             | -                           | 2,8             | 26,0        | 0,73          | -27,3                       | 6,4           | 19,0        | 1,22          | -28,2                       |
| 13/09/05  | 11,4           | 25,8        | 2,94          | -29,0                       | 10,9          | 18,6        | 2,03          | -28,8                       | 12,0          | 12,8        | 1,54          | -29,5                       | 10,4            | 29,1        | 3,03          | -28,7                       | 16,4          | 18,7        | 3,07          | -28,4                       |
| 27/10/05  | 0,4            | 23,0        | 0,09          | -28,3                       | 5,7           | 21,1        | 1,20          | -28,3                       | 12,3          | 14,0        | 1,72          | -29,0                       | 8,1             | 17,9        | 1,45          | -28,8                       | 9,6           | 17,8        | 1,71          | -28,4                       |
| 09/11/05  | 5,7            | 27,7        | 1,58          | -29,4                       | 13,2          | 14,7        | 1,94          | -29,2                       | 11,3          | 16,0        | 1,81          | -28,9                       | 8,2             | 23,6        | 1,94          | -29,1                       | 8,7           | 24,6        | 2,14          | -28,7                       |
| 29/12/05  | 4,7            | 41,5        | 1,95          | -29,9                       | 14,2          | 13,9        | 1,97          | -29,9                       | 18,3          | 12,4        | 2,27          | -29,6                       | 6,1             | 29,0        | 1,77          | -30,2                       | 7,6           | 18,5        | 1,41          | -29,0                       |
| 22/01/06  | 20,8           | 22,9        | 4,76          | -29,8                       | 42,8          | 11,3        | 4,84          | -30,0                       | 12,0          | 12,3        | 1,48          | -29,5                       | 4,1             | 26,1        | 1,07          | -29,4                       | 5,2           | 25,2        | 1,31          | -29,3                       |
| 16/02/06  | 9,8            | 21,6        | 2,12          | -29,9                       | 2,2           | 19,0        | 0,42          | -28,4                       | 10,0          | 14,0        | 1,40          | -29,3                       | 6,2             | 25,9        | 1,61          | -30,0                       | 9,1           | 19,2        | 1,75          | -29,5                       |
| 15/03/06  | 7,9            | 23,5        | 1,86          | -29,4                       | 6,5           | 20,9        | 1,36          | -29,6                       | 15,9          | 10,0        | 1,59          | -29,6                       | 8,7             | 14,7        | 1,28          | -29,3                       | 10,4          | 15,3        | 1,59          | -28,9                       |
| $\bar{C}$ | <b>4,5</b>     | <b>24,3</b> | <b>1,12</b>   | <b>-29,1</b>                | <b>6,9</b>    | <b>14,8</b> | <b>1,23</b>   | <b>-29,2</b>                | <b>11,8</b>   | <b>12,5</b> | <b>1,62</b>   | <b>-29,1</b>                | <b>7,5</b>      | <b>21,2</b> | <b>1,62</b>   | <b>-28,8</b>                | <b>9,8</b>    | <b>18,7</b> | <b>1,86</b>   | <b>28,7</b>                 |

$\bar{C}$  = valeur moyenne pondérée par les débits pour COP (mg/l) et MES, par les MES pour COP (%) et par les teneurs en COP pour  $\delta^{13}C_{COP}$ .

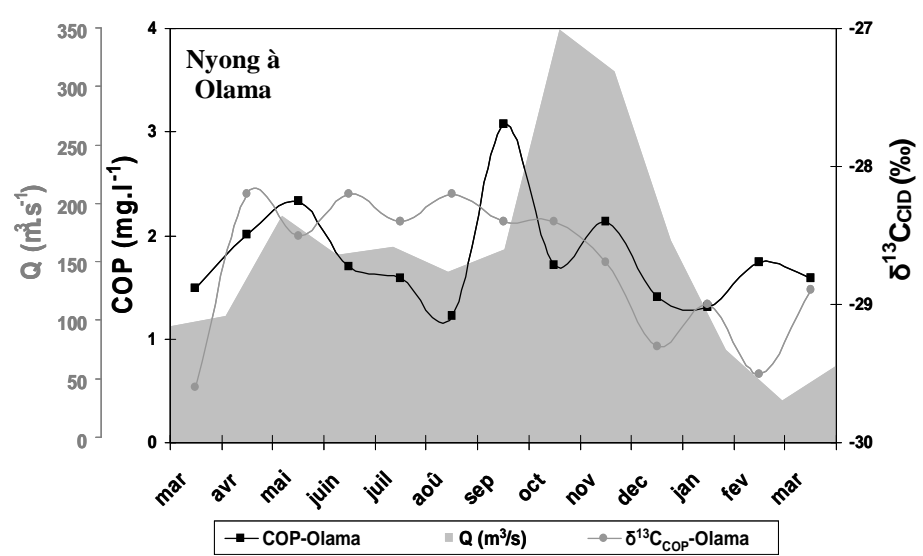
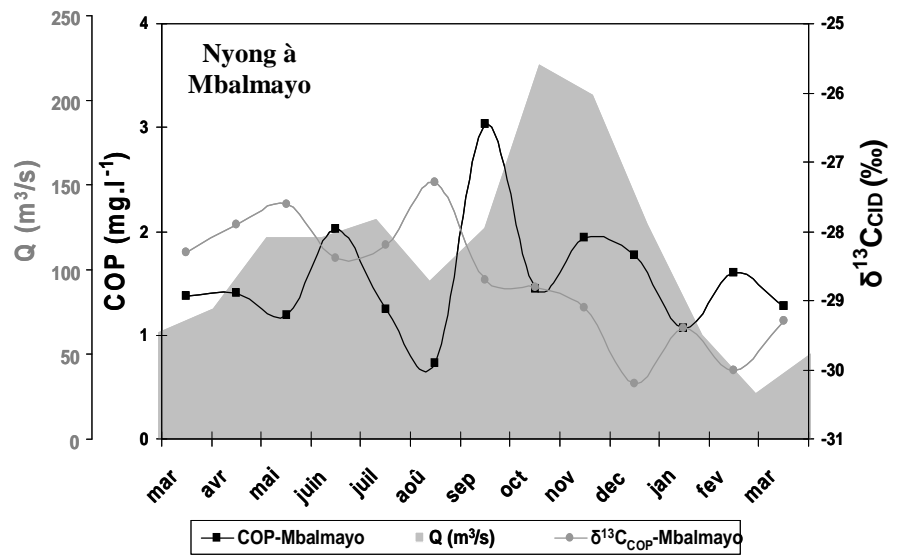
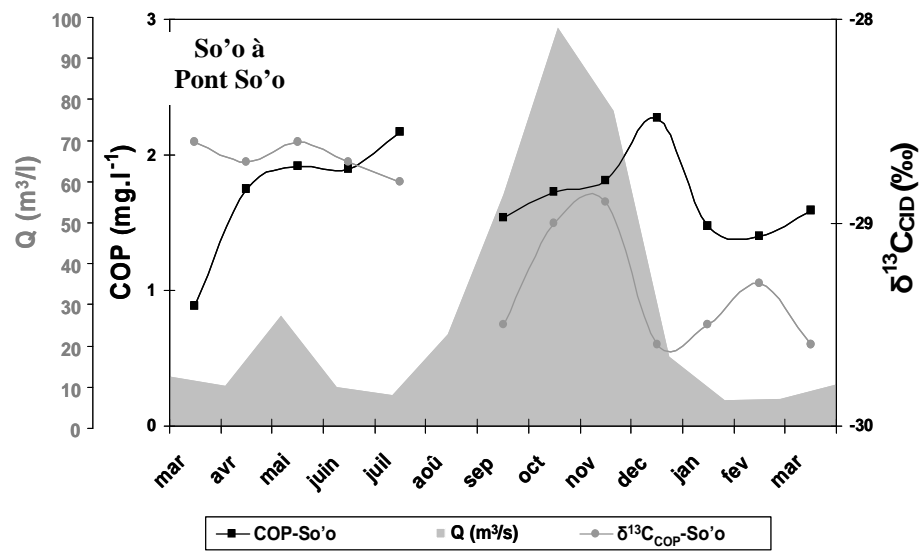
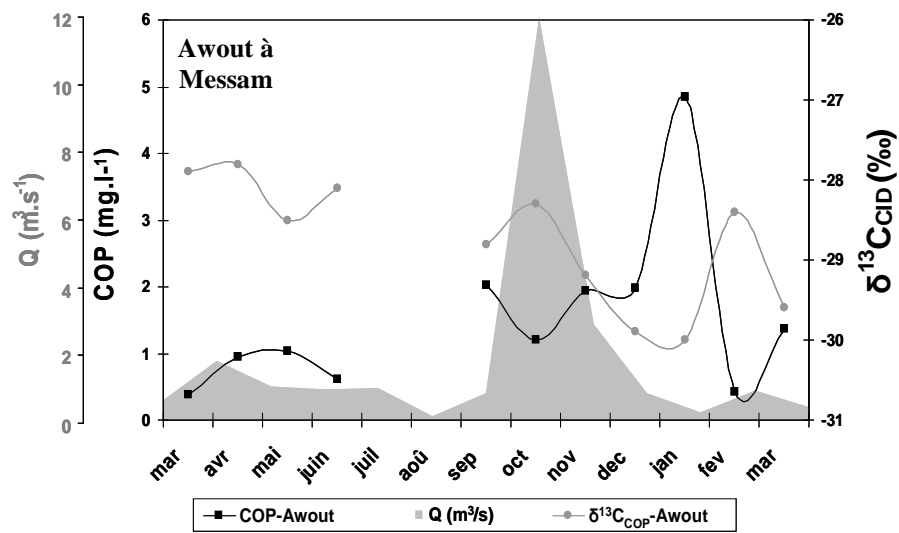


Figure V.12 : Variations saisonnières du COP et du δ<sup>13</sup>C<sub>COP</sub> par rapport aux débits au cours du cycle hydrologique 2005/2006 dans le réseau du Nyong.

## ii.- Variations temporelles du COP et du $\delta^{13}C_{COP}$

La figure V.12 présente les variations annuelles de COP dans les quatre stations étudiées. On observe une hausse des teneurs en COP en début de saison des pluies (Mars et Septembre), période au cours de laquelle les pics de COP sont atteints dans le Nyong (Mbalmayo et Olama).

La petite saison sèche (Juillet-Août) est marquée par une baisse générale des teneurs dans tout le bassin. Le COP est essentiellement dilué au cours des hautes eaux entre Octobre-Novembre.

A l'échelle du bassin de l'Awout et du So'o qui sont des cours d'eaux de petite et moyenne taille, la principal pic de COP est observé entre Décembre et Janvier au milieu de la grande saison sèche. On observe une importante réduction de ce pic dans le fleuve Nyong aux stations de Mbalmayo et Olama où les teneurs en COP restent faibles pendant la grande saison sèche.

Les valeurs de  $\delta^{13}C_{COP}$ , comprises entre -27 et -30‰ sont celle des plantes C3. Ces signatures isotopiques présentent également quelques fluctuations saisonnières inversement corrélées à celles du COP (fig. V.12). Les signatures les plus négatives sont observées pendant la grande saison sèche ( $\delta^{13}C_{COP} < -29‰$ ) lorsque la chute de matière organique fraîche est importante. Pendant le reste de l'année, le  $\delta^{13}C_{COP}$  oscille dans un intervalle compris entre -27‰ et -29‰.

### ***II-1-3 -Les variations saisonnières du CID et du $\delta^{13}C_{CID}$***

Les concentrations en CID sont faibles dans le Nyong et ses affluents, avec des valeurs comprises entre 1,1 mg.l<sup>-1</sup> et 7,9 mg.l<sup>-1</sup> au cours du cycle 2005/2006 (tableau V.6). Les plus fortes teneurs sont observées au niveau de la petite rivière Awout tandis que les plus faibles sont observées dans le Nyong à Mbalmayo et Olama. On observe une augmentation des teneurs en CID au début, des saisons de pluie et une diminution pendant les saisons sèches. Le CID est légèrement dilué pendant les périodes de hautes eaux, notamment dans le So'o et le Nyong, les principaux pics étant généralement observés au début et/ou à la fin de la grande saison de pluies (fig. V.9). Les plus faibles valeurs de CID sont enregistrées au cours des saisons sèches.

La signature isotopique  $\delta^{13}C$  du CID évolue considérablement dans le bassin du Nyong au cours du cycle 2005/2006. Les  $\delta^{13}C_{CID}$  sont plus appauvries au niveau du petit bassin versant de l'Awout où ils varient de -24,9 ‰ à -17,5 ‰. Dans le reste des stations étudiées, les  $\delta^{13}C_{CID}$  sont relativement plus enrichis, avec des valeurs qui varient de -23,5 ‰ à

-12,4‰ ; -20,5 ‰ à -12,5 ‰ et -22,1‰ à -10,7‰ respectivement pour le So'o, le Nyong à Mbalmayo et le Nyong à Olama. Le fait que la rivière So'o dans la partie Sud du bassin soit plus appauvri en  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$  confère aux eaux du Nyong à Olama, une signature isotopique moyenne plus négative (-17,9 ‰) par rapport à celle observée dans le Nyong à Mbalmayo (-16,4‰). Les signatures isotopiques  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$  (fig. V.9) présente les mêmes variations et son dans une certaine mesure, synchrones pour toutes les stations étudiées. On observe ainsi les valeurs les plus négatives pendant les forts débits puis un enrichissement du signal pendant la saison sèche. Les valeurs les plus négatives de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$  sont plus proches de celles mesurées dans les horizons superficiels des sols. Notons qu'à la station d'Awout, la chute de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$  n'intervient qu'au début de la grande saison des pluies, ceci en raison de l'extrême faiblesse des débits au début du cycle en mars. Le  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$  à cette station est relativement stable pendant la petite saison de pluies et la petite saison sèche entre mars et août.

## ***II-2 – Evolution pluriannuelle du COD, CID et $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$***

Dans le bassin versant du Nyong les teneurs en COD, CID et  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$  peuvent considérablement évoluer au cours des différents cycles hydrologiques. Ces teneurs sont variables d'une année à une autre, selon que le cycle est humide ou sec. En effet, le cycle 2005/2006 au cours duquel on enregistre les débits les plus faibles est caractérisé par des concentrations en COD et CID relativement plus fortes et des  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$  plus appauvris par rapport aux cycles 1998/1999 et 1999/2000 qui sont caractérisés par des débits moyens à forts (tableau V.6). Cette évolution est plus marquée dans les rivières de petites tailles tel que l'Awout, où la différence entre les moyennes de composition isotopique  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$  et de teneur en COD enregistrées entre les cycles humides (1998/1999 et 1999/2000) et le cycle sec (2005/2006), est respectivement de l'ordre de 5 et 16 unités. Les variations saisonnières de COD, CID et  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$  sont comparables au cours des trois cycles étudiées, bien que les amplitudes de variations soient différentes. Notons cependant que pour les cycles humides en période de hautes eaux (Octobre Novembre), on observe une légère dilution du COD et du CID ainsi qu'un léger enrichissement isotopique du  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ . Les pics de COD au cours de ces deux cycles sont déphasés par rapport aux pics de débits et apparaissent après ces derniers, Ceci n'est pas le cas pour le cycle 2005/2006, plus sec au cours duquel les pics de COD et les valeurs les plus négatives de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$  coïncident généralement avec les pics de débits, notamment dans les grandes rivières (So'o, Olama et Mbalmayo) (fig. V.13a,b,c).

Tableau V.6 : Valeurs moyennes et extrêmes de COD, CID, COP,  $\delta^{13}C_{COD}$  et  $\delta^{13}C_{COP}$  dans les eaux colorées du BVE du Mengong pour les trois cycles d'étude.

|           |     | Awout      |            |                          | So'o       |            |                          | Mbalmayo   |            |                          | Olama      |            |                          |
|-----------|-----|------------|------------|--------------------------|------------|------------|--------------------------|------------|------------|--------------------------|------------|------------|--------------------------|
|           |     | COD (mg/l) | CID (mg/l) | $\delta^{13}C_{COD}$ (‰) | COD (mg/l) | CID (mg/l) | $\delta^{13}C_{COD}$ (‰) | COD (mg/l) | CID (mg/l) | $\delta^{13}C_{COD}$ (‰) | COD (mg/l) | COD (mg/l) | $\delta^{13}C_{COD}$ (‰) |
| 2005/2006 | moy | 34,0       | 4,4        | -22,4                    | 19,8       | 3,6        | -19,2                    | 17,5       | 2,4        | -16,9                    | 16,9       | 2,7        | -17,5                    |
|           | max | 38,7       | 7,9        | -17,5                    | 30,7       | 6,9        | -14,4                    | 25,9       | 3,9        | -12,5                    | 22,5       | 4,6        | -10,8                    |
|           | min | 31,6       | 1,5        | -26,7                    | 10,2       | 1,6        | -23,5                    | 11,5       | 2,0        | -20,5                    | 11,2       | 1,9        | -22,1                    |
| 1999/2000 | moy | 18,1       | 4,0        | -17,4                    | 14,1       | 3,2        | -15,6                    | 15,6       | 2,9        | -15,4                    | 15,2       | 2,7        | -15,4                    |
|           | max | 25,5       | 5,7        | -15,8                    | 19,2       | 4,0        | -8,1                     | 17,8       | 3,5        | -8,8                     | 20,1       | 3,1        | -8,2                     |
|           | min | 13,1       | 2,7        | -19,4                    | 9,6        | 2,6        | -20,6                    | 12,6       | 2,4        | -17,2                    | 12,9       | 2,3        | -17,9                    |
| 1998/1999 | moy | 22,8       | 4,0        | -18,6                    | 15,5       | 2,9        | -16,7                    | 15,9       | 2,9        | -13,4                    | 15,1       | 2,6        | -14,0                    |
|           | max | 32,4       | 6,2        | -16,2                    | 18,5       | 5,5        | -13,2                    | 23,9       | 4,7        | -7,0                     | 22,3       | 3,5        | -7,4                     |
|           | min | 16,5       | 2,1        | -21,8                    | 9,5        | 1,6        | -20,5                    | 8,7        | 2,0        | -17,6                    | 10,1       | 2,0        | -17,1                    |

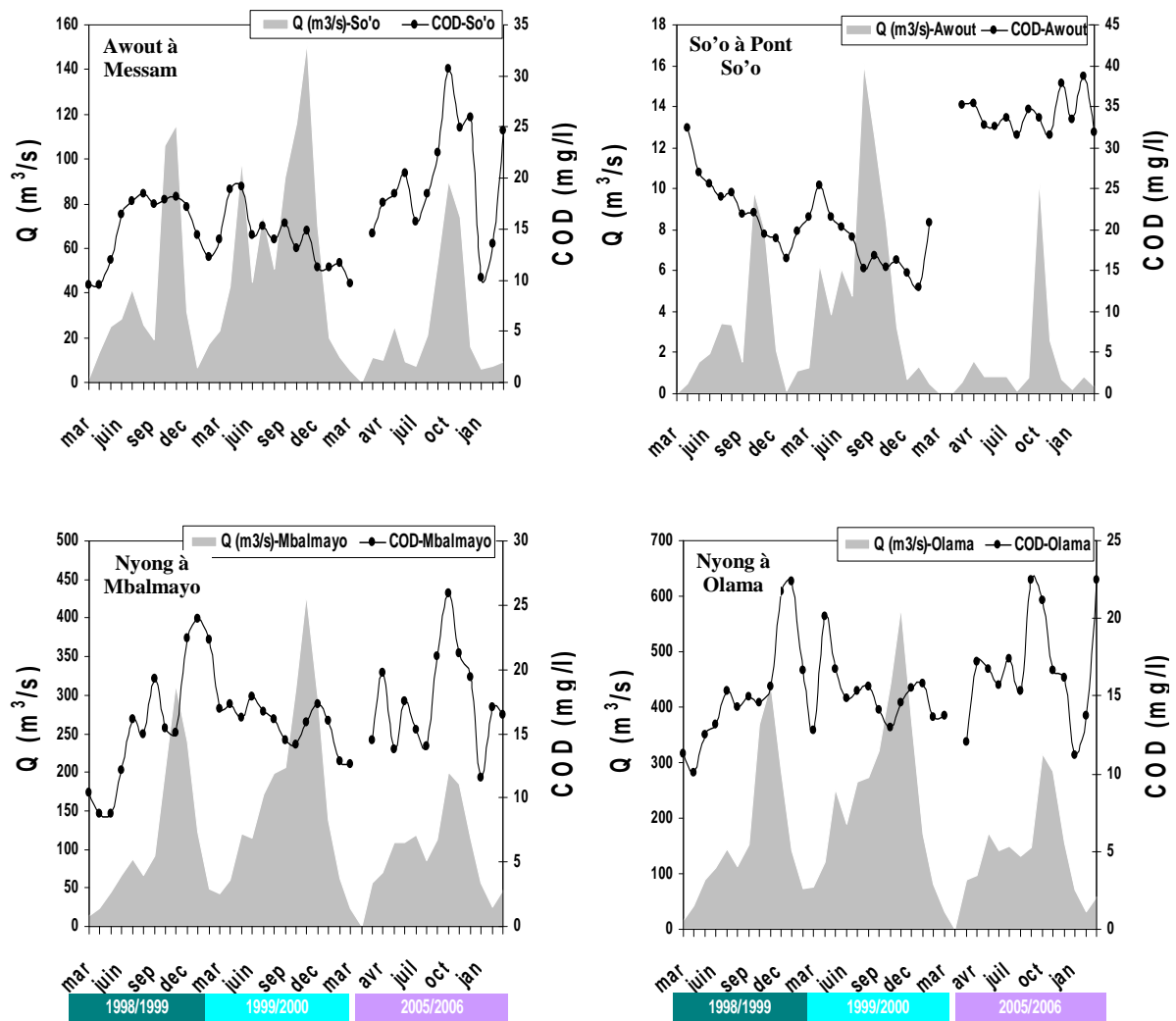


Figure V.13-a : Variations saisonnières du COD par rapport aux débits au cours des cycles hydrologiques 1998/1999, 1999/2000 et 2005/2006 dans le réseau du Nyong.

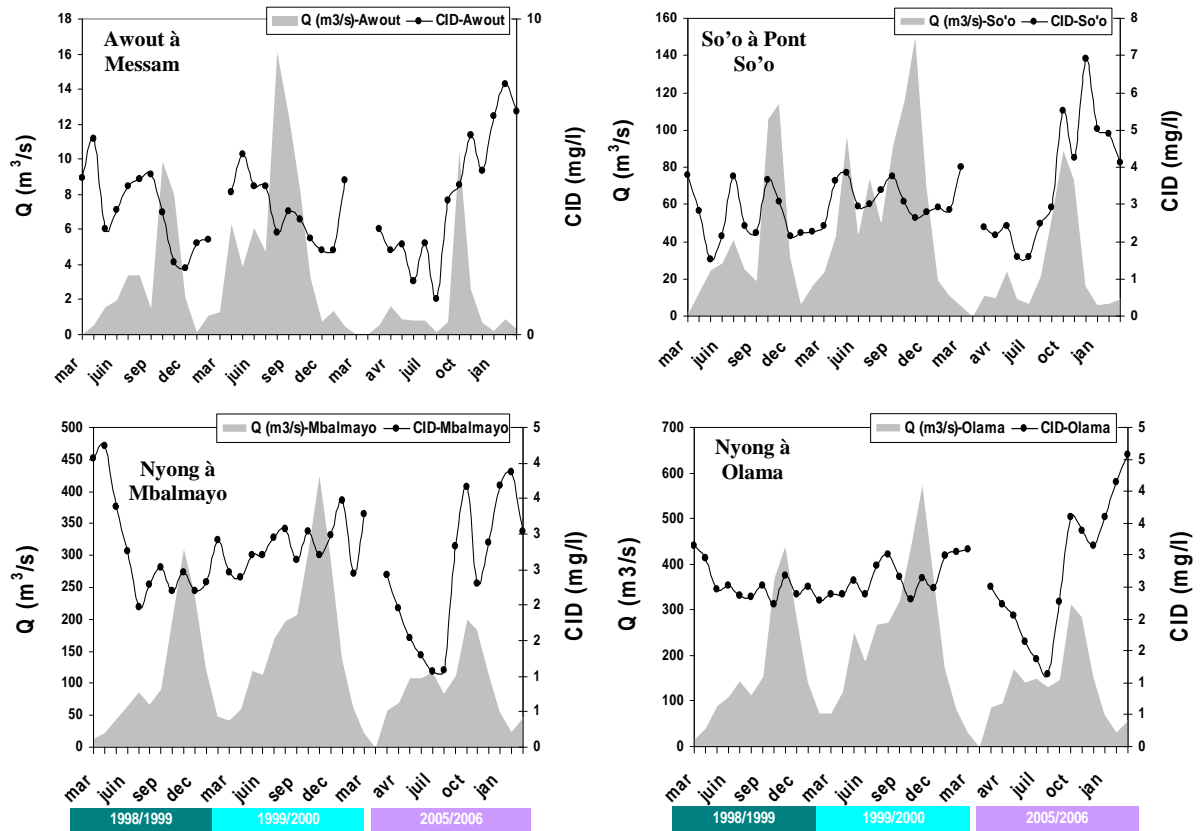


Figure V.13-b : Variations saisonnières du CID par rapport aux débits au cours des cycles hydrologiques 1998/1999, 1999/2000 et 2005/2006 dans le réseau du Nyong.

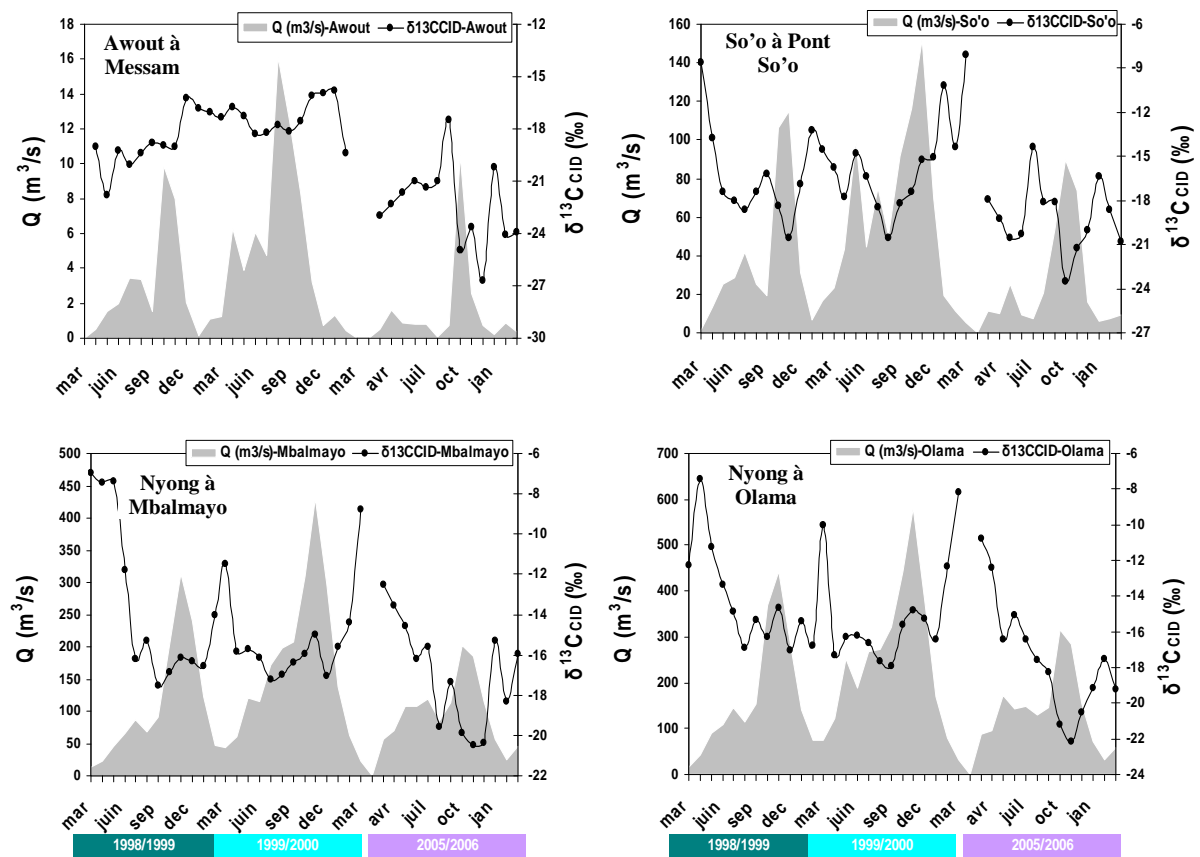


Figure V.13-c : Variations saisonnières du  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$  par rapport aux débits au cours des cycles hydrologiques 1998/1999, 1999/2000 et 2005/2006 dans le réseau du Nyong.

### III – DISCUSSION : LES PARAMÈTRES DE CONTRÔLE DU CID et du $\delta^{13}C_{CID}$

Nous avons présenté dans les deux premières parties de ce chapitre, la distribution spatiale dans le système hydrologique du bassin du Nyong, des compositions élémentaire et isotopique des formes particulières et dissoutes, organique et inorganique du carbone. Il en ressort que, les rivières drainant des bassins versants de taille réduite (à l'instar du BVE du Mengong ou du bassin versant de l'Awout) présentent des concentrations en carbone dissous (COD et CID) relativement plus élevés et des signatures isotopiques  $\delta^{13}C$  du CID un peu plus appauvries que les cours d'eau qui drainent les bassins versants de plus grandes tailles (So'o, Nyong à Mbalmayo et Nyong à Olama). Cette observation a déjà été faite par de nombreux auteurs dans d'autres bassins versants (Tipping et *al.*, 1997 ; Telmer et Veizer, 1999). Cependant, on note que dans cet écosystème naturel et peu anthropisé, quelque soit la taille du bassin versant, les variations temporelles de ces différents paramètres évoluent essentiellement en fonctions des débits et des cycles saisonniers et dépendent de cinq principaux processus :

- (1) les processus hydrologique: contribution des différents réservoirs (sol, nappe...)
- (2) les processus d'humification des matières organiques du sol (production du  $CO_2$  du sol),
- (3) la minéralisation du carbone organique fluvial (respiration et dégradation de la matière organique dans les colonnes d'eau),
- (4) les échanges avec le  $CO_2$  atmosphérique (évaporation du  $CO_2$  de l'eau vers l'atmosphère)
- (5) la photosynthèse (par les plantes aquatiques).

Les trois premiers processus produisent du  $CO_2$  et font augmenter la  $pCO_2$  de l'eau tandis que les deux derniers font chuter la  $pCO_2$  de l'eau (Barth et Veizer, 1999 ; Richey, 2004). La réponse du bassin versant du Nyong à l'influence de ces différents processus varie d'amont vers l'aval, ce qui explique les différences observées dans la distribution élémentaire et isotopique du carbone entre l'échelle locale et l'échelle régionale.

Nous examinerons dans cette partie du chapitre pour l'ensemble du bassin du Nyong, grâce à l'outil isotopique, l'influence relative de ces différents processus, en tenant compte des facteurs qui interviennent avec le changement d'échelle spatiale. Un point sera fait sur le traçage isotopique des processus d'altération chimique, en vue de préciser l'influence de la matière organique sur la dissolution des minéraux silicatés.

#### III-1 – Influence des facteurs hydrologiques

L'existence au sein du bassin versant de réservoirs aux caractéristiques pédologiques, hydrodynamique, topographiques, et de végétation distinctes influe considérablement sur le comportement hydrologique et géochimique du cours d'eau à l'exutoire (Idir et *al.*, 1999).

Ainsi, d'un réservoir à un autre, la réponse hydrologique et géochimique du cours d'eau est différente. La contribution des ces différents réservoirs à l'écoulement est variable dans le temps en fonctions des conditions climatiques. Considérés comme des zones hydrologiquement actives leurs études permettent de comprendre l'évolution de la composition en éléments dissous et particuliers du cours d'eau.

La contribution de ces différents réservoirs peut être mise en évidence par l'utilisation de traceurs physico-chimique ou isotopique (Etchanchu et Probst, 1986 ; McDonnell et Kendall, 1992 ; Probst, 1992 ; Idir *et al.*, 1999 ; Gaillardet *et al.* 1999 ; Mortatti et Probst, 2003). Au sein du bassin versant du Mengong, les analyses isotopiques et élémentaires de carbone des eaux de surface et de nappe nous permettent de distinguer deux principaux compartiments fonctionnels que sont les zones marécageuses saturées et les zones collinaires.

Les zones marécageuses sont un enjeu important dans l'étude du cycle du carbone en domaine tropical humide. Leurs proximités avec le drain ainsi que les fortes accumulations de MO rencontré dans les sols font de ces zones les principales sources de COD et de COP des cours d'eau. Les analyses de COD réalisées dans le BFP (1,6 m) et dans le BFS (0,4 m) dans le BVE du Mengong montrent que la contribution de ces zones marécageuses à l'écoulement de la rivière intervient essentiellement en périodes de crue. En effet les teneurs en COD sont très faibles dans le BFP (0,92 mg.l<sup>-1</sup> en moyenne) et ne varient pas au cours du cycle hydrologique. Dans le BFS, ces teneurs présentent un écart important entre les périodes sèches où elles sont en moyenne de 1 mg.l<sup>-1</sup>, valeurs comparables à celles observé dans le BFP, et les périodes de crue où elles sont de 18 mg.l<sup>-1</sup> en moyenne, valeurs proches de celles observées dans le drain (22 mg.l<sup>-1</sup> en moyenne). En saison des pluies, les surfaces des zones saturées s'agrandissent, la nappe devient affleurante et les concentrations de COD à la surface de ces zones atteignent jusqu'à 30 mg.l<sup>-1</sup>. Les débits du cours d'eau ainsi que le transfert des matières pendant ces périodes sont alors principalement contrôlés par les processus actifs sur les surfaces saturées en eau, connectées au réseau de drainage. Dans l'ensemble, la réponse hydrologique et géochimique de ces zones marécageuses consécutive aux événements pluvieux est rapide. Deux principaux mécanismes de transfert des flux d'eau et de matières peuvent s'opérer selon le contexte hydro-climatique, à savoir l'effet piston ou l'intumescence de nappe (Ladouche *et al.*, 2001 ; Ndam Ngoupayou *et al.*, 2005a).

\* Pendant la petite saison de pluies qui est généralement caractérisée par des faibles averses, la saturation de la zone marécageuse est rapidement atteinte tandis que les sols des zones de colline sont encore secs. Le volume d'eau qui précipite sur la surface saturée en eau au cours des averses orageuses de faibles ampleurs contribue à déplacer par « effet piston »,



un volume d'eau équivalent de nappe superficielle, auquel s'ajoute également un ruissellement de surface de faible ampleur. Ceci permet d'observer dès le début du cycle, les plus fortes concentrations de COD et des  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$  très appauvries dans les petits bassins, lorsque les débits sont encore bas, tandis que le CID reste relativement faible (fig. V.14). Dans le fleuve Nyong, les répercussions de ces hausses de teneur ne s'observent qu'à partir d'Avril en raison du temps de transfert des flux d'eau de l'amont vers l'aval du bassin. L'évolution du COD et du CID ici restent faibles tandis que le  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$  s'appauvrit considérablement.

\* L'importance des épisodes pluvieux au début de la grande saison de pluies favorise au niveau des zones collinaires des écoulements de subsurface. La réponse hydrologique des bas de versants se manifeste par l'élévation du niveau de la nappe libre, liée à l'importance des flux hydrique. Cette intumescence de la nappe superficielle de bas fond peut être attribuée à la transformation de la zone sous tension en zone libre au niveau de la frange capillaire de nappe ou à l'infiltration rapide d'une importante quantité d'eau de pluie, via des écoulements diffus. Dans l'un ou l'autre des cas, on assiste à un lessivage de la MO des horizons superficiels des sols et de la partie superficielle de la zone marécageuse. L'intensité des précipitations au cours de la grande saison des pluies entraîne l'élévation du niveau de la nappe, ce qui provoque une augmentation du gradient de charge de l'aquifère. Ceci expliquerait la dilution généralisé du COD et dans une moindre mesure du CID, ainsi que le faible enrichissement du  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$  observé à l'échelle du bassin versant du Nyong pendant la période de hautes eaux, dilution consécutive à la forte contribution de l'eau des aquifères, pauvre en carbone organique, à laquelle s'ajoutent les précipitations directes sur le drain. Au cours des cycles hydrologiques secs, cette dilution coïncide avec le maximum des crues, les fortes teneurs de COD et CID étant observées entre septembre et octobre pendant la montée des eaux. Pour les cycles humides, la dilution intervient dès le début de la montée des eaux en septembre, les plus fortes concentrations de COD et CID dans le fleuve Nyong sont alors observées au cours de la décrue entre novembre et janvier en même temps que le  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$  à tendance à s'appauvrir. Ces teneurs élevées de carbone à cette période sont dues à la baisse de la contribution des aquifères aux débits des cours d'eaux, ces derniers étant essentiellement alimentés par de l'eau stockée au cours de la grande saison de pluies dans les nappes superficielles de bas fond, riches en carbone organique et en CID issus de la minéralisation.

Cette analyse révèle que l'écoulement superficiel de saturation est essentiellement assuré par le flux d'eau ancienne enrichie en MO dissoute qui s'exfiltre de la nappe superficielle libre affleurante. Le lessivage des zones marécageuses provoqué par

l'écoulement superficiel de saturation constitue l'une des principales sources de COP dans les drains. La réponse des cours d'eau à ce lessivage des zones saturées est une augmentation des teneurs en COP avec les débits au début des saisons de pluies. La relation débits-COP est peu marquée pour les petits bassins à l'échelle annuelle. Ceci est dû au fait que la réponse de ces bassins aux variations de débits est quasi-instantanée et plus perceptible à l'échelle journalière, voir à l'échelle d'une averse (Nkoue Ndong, 2002). Cette relation est bien perceptible dans le fleuve Nyong où l'on observe une légère hausse de COP pendant la petite saison de pluies et les maximums de teneurs en COP en septembre (fig. V.15). Cette augmentation des teneurs en COP est consistante avec la mobilisation des particules en suspension (MES), due essentiellement aux processus d'érosion des bassins versants, mais probablement aussi à l'entraînement des matières particulaires accumulées dans le lit des cours d'eau tout au long des périodes de faibles débits. Deux principaux processus permettent d'expliquer l'évolution annuelle du COP en rapport avec les MES dans le bassin du Nyong.

- Durant la principale période d'étiage, les zones marécageuses se réduisent et les cours d'eau sont alors essentiellement approvisionnés par les eaux de nappes de versant. En conséquence, très peu de MES d'origine terrigène sont transportées par les rivières en raison d'un drainage très limité. De ce fait, l'essentiel de la charge organique des cours d'eau est d'origine autochtone, due au phytoplancton (Meybeck, et *al.*, 1988 ; Ittekkot, 1988 ; Probst 1992 ; Ludwig et *al.*, 1996b). Ceci explique bien les pics de concentration de COP, de même que les signatures isotopiques  $\delta^{13}\text{C}_{\text{COP}}$  appauvries de -29 et -30‰ observés en janvier, notamment dans les rivières de tailles réduites (Mengong, Awout et So'o). En effet, la faible turbidité de ces eaux en période d'étiage serait favorable au développement du phytoplancton, ce dernier étant caractérisé par une signature isotopique très négative. Ce développement du phytoplancton serait très limité dans le temps, ce qui explique la chute brutale du COP entre février et mars. Les débits extrêmement faible (presque nul) observé à cette période serait peu favorable à la production du phytoplancton, d'où ces faibles teneurs en COP.

- Au début des hautes eaux (Août-Septembre), les fractions abondantes de vase et d'argile d'origine terrigène provenant de l'érosion des zones marécageuses et des rives deviennent dominantes. Simultanément, la production primaire aquatique est inhibée par de fortes turbidités, ce qui minimise la teneur des eaux en MO d'origine autochtone (Meybeck, 1982) au profit du carbone organique allochtone. Les faibles concentrations de COP observé durant les hautes eaux sont quant à elles dues à la dilution du COP par les flux croissant des eaux de nappe dans les drains.

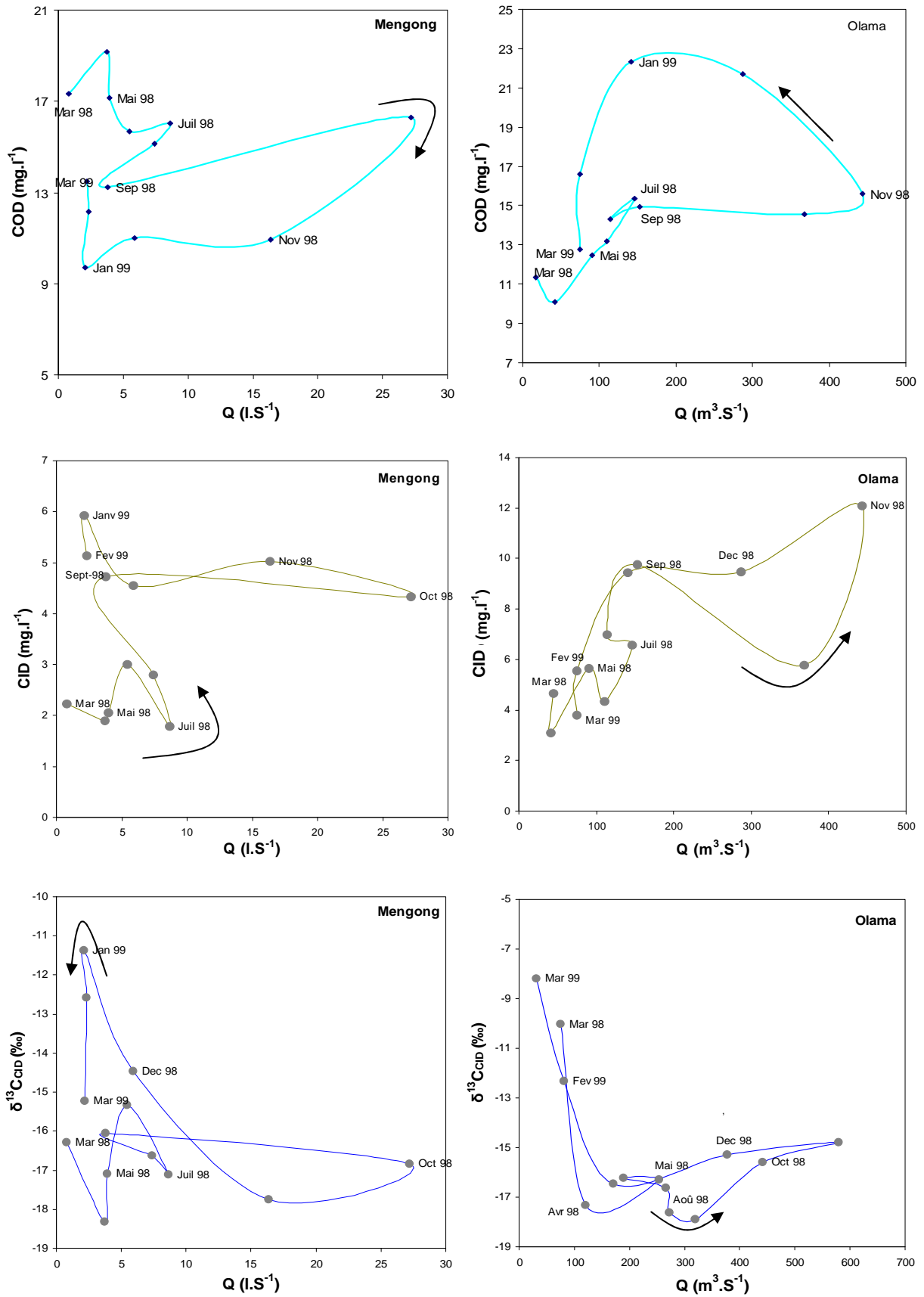


Figure V.14 : Relation entre le COD le CID, le  $\delta^{13}C_{COD}$  et les débits aux exutoires du BVE du Mengong et du grand bassin versant du Nyong à Olama pour le cycle 1998-1999.

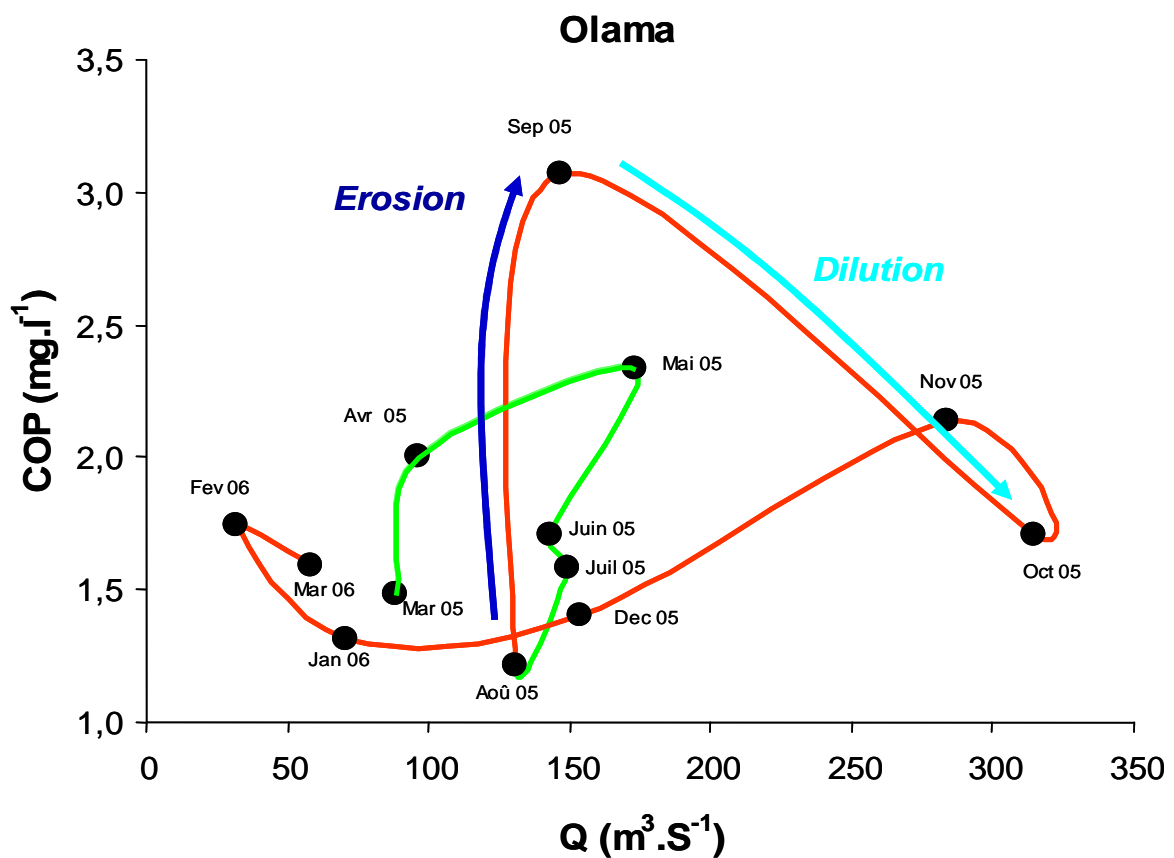
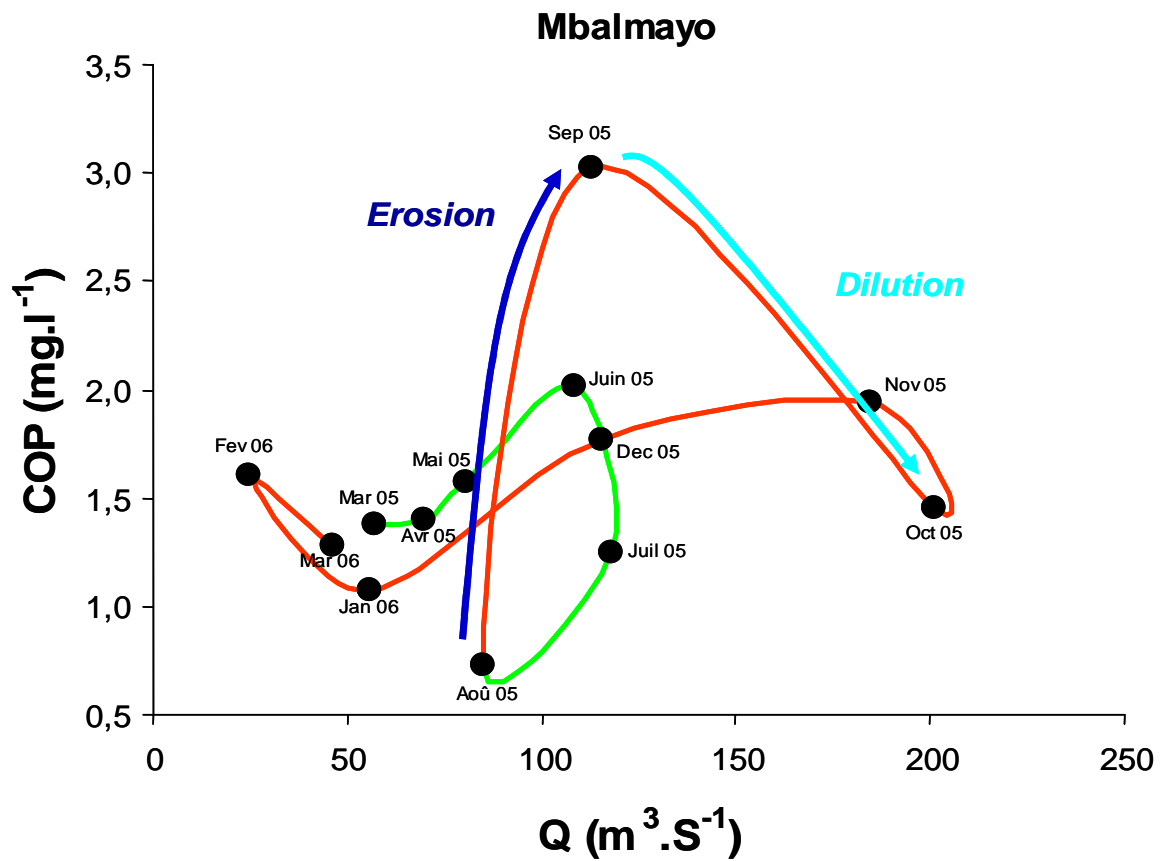


Figure V.15: Relation entre le COP et les débits dans le Nyong à Mbalmayo et Olama pour le cycle 1998-1999.

Notons par ailleurs que les mois de janvier et février correspondent à la période de l'année où la chute des feuilles d'arbres est très importante dans ces écosystèmes. Ainsi, la chute de MO fraîche directement dans les drains pourrait contribuer à accroître la concentration en COP dans les petits bassins et à appauvrir la signature isotopique du  $\delta^{13}\text{C}_{\text{COP}}$ .

### III-2 – Les processus d'humification de la matière organique (MO) du sol

Les teneurs en carbone organique (COD et COP) dans les eaux de surface du bassin versant du Nyong sont associées à des signatures isotopiques  $\delta^{13}\text{C}_{\text{COD}}$  et  $\delta^{13}\text{C}_{\text{COP}}$  moyennes de -29‰ (tableau V.7). Ces signatures isotopiques varient peu ( $\Delta < 2\text{‰}$ ) au cours du cycle hydrologique. Cette observation permet de considérer pour le carbone organique dans ces eaux, une seule source homogène, isotopiquement identique à tous les points de prélèvement. Les signatures isotopiques de carbone organique observées dans le bassin du Nyong sont typiques de celles des plantes C3 et sont en équilibre avec la composition isotopique mesurée dans les horizons superficiels des sols et notamment ceux de la zone marécageuse du BVE du Mengong, (entre -29‰ et -31‰). Les variations saisonnières de COD dans ces eaux peuvent s'expliquer par l'action simultanée de l'humification de la MO du sol et de l'hydrologie. Cette action est essentiellement contrôlée par l'intensité du drainage, la topographie du bassin et la quantité de carbone organique dans les sols (Ludwig et al., 1996b).

Tableau V.7: Variation des teneurs en COD et COP et de leurs signatures isotopiques ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{COD}}$  et  $\delta^{13}\text{C}_{\text{COP}}$ ) dans les eaux de surface du bassin du Nyong.

| Site     |     | COD<br>(mg/l) | $\delta^{13}\text{C}_{\text{COD}}$<br>(‰) | COP<br>(mg/l) | $\delta^{13}\text{C}_{\text{COP}}$<br>(‰) |
|----------|-----|---------------|---|---------------|---|
| BFS      | moy | 8,0           | -29,7                                     |               |   |
|          | min | 1,7           | -30,2                                     |               |   |
|          | max | 18,2          | -29,6                                     |               |   |
| Mengong  | moy | 16,7          | -29,3                                     | 1,8           | -29,0                                     |
|          | min | 8,4           | -29,5                                     | 0,1           | -29,9                                     |
|          | max | 30,5          | -29,0                                     | 4,8           | -28,0                                     |
| Awout    | moy | 25,1          | -29,2                                     | 1,5           | -28,8                                     |
|          | min | 13,0          | -29,4                                     | 0,4           | -30,0                                     |
|          | max | 38,8          | -28,6                                     | 4,8           | -27,8                                     |
| So'o     | moy | 19,8          | -29,1                                     | 1,7           | -29,1                                     |
|          | min | 10,2          | -29,3                                     | 0,9           | -29,6                                     |
|          | max | 30,7          | -28,7                                     | 2,3           | -28,6                                     |
| Mbalmayo | moy | 17,5          | -28,7                                     | 1,5           | -28,7                                     |
|          | min | 11,5          | -29,1                                     | 0,7           | -30,2                                     |
|          | max | 25,9          | -28,3                                     | 3,0           | -27,3                                     |
| Olama    | moy | 16,8          | -28,8                                     | 1,8           | -28,7                                     |
|          | min | 11,2          | -29,1                                     | 1,2           | -29,6                                     |
|          | max | 22,5          | -28,4                                     | 3,1           | -28,2                                     |

En effet, le pédoclimat des horizons superficiels de sols des écosystèmes forestiers est favorable à la décomposition de la MO par activité des microorganismes du sol (Christ et David, 1996 ; Hongve, 1999). Cette activité est intense au niveau des zones marécageuses où l'humidité des sols est élevée. Les sols des zones marécageuses présentes en surface des accumulations très nettes de MO transformée, avec une très faible proportion de débris végétaux. L'horizon humifère atteint jusqu'à 60 cm d'épaisseur et est caractérisé par de faibles teneurs en argile et des teneurs en MO élevées, atteignant plus de 20%. Cette accumulation de MO très décomposée est un important réservoir potentiel de COD et de COP. En effet, les conditions d'hydromorphie saisonnière ne permettent pas une stabilisation de la MO par la fraction minérale, ce qui rend cette dernière suffisamment soluble et mobilisable sous forme colloïdale. Ce rôle des zones marécageuses dans le fonctionnement hydrologique et hydrochimique des écosystèmes du Sud Cameroun a été mis en évidence par de nombreux travaux (Ndam Ngoupayou, 1997 ; Viers et *al.*, 1997 ; Oliva et *al.*, 1999 ; Ndam Ngoupayou et *al.*, 2005b). L'hydromorphie observée dans ces zones en saison des pluies favorise la mise en solution de la MO accumulée dans l'épais horizon organique. Le carbone organique (COD et COP) est alors transféré dans la rivière par le drainage ou le lessivage de ces zones. A l'inverse, dans les sols ferrallitiques des zones collinaires, on observe une accumulation de MO fraîches (litières) en surface et un horizon humifère très réduit. La MO est plus stable dans ces sols, notamment dans les horizons profonds. Trois processus pourraient expliquer cette stabilité de la MO ; (1) la présence de MO réfractaire, résistante à la dégradation (stabilisation chimique), (2) la protection de MO par adsorption sur la fraction minérale (stabilisation physico-chimique) et (3) la protection de MO par occlusion dans des agrégats (stabilisation physique). Les eaux de percolation qui traverse ces sols se chargent de COD par dissolution de la fraction hydrosoluble de la MO au niveau de l'horizon humifère. Lors du transfert de ces eaux dans les nappes de versant, le COD est adsorbé par la fraction minérale dans les horizons profonds. Par conséquent, les eaux des nappes de versant et des sources sont très pauvres en COD. Lorsque les sols sont saturés en saison de pluies, les écoulements hypodermiques deviennent importants. La proportion des eaux de drainage qui s'écoulent à travers les horizons de surface riche en MO s'accroît. Ces eaux se chargent alors en COD et sont transférées dans les rivières, très souvent en transitant par les zones marécageuse.

### ***III-3 – La minéralisation de la matière organique fluviale***

Nous avons décrit dans un paragraphe précédant les principaux processus hydrologiques qui contrôlent l'évolution saisonnière du carbone organique (COP et COD)

dans les cours d'eau du bassin versant du Nyong. L'analyse de la variabilité temporelle et spatiale des fractions dissoutes de carbone, en rapport avec la composition isotopique  $\delta^{13}C$  du CID dans le bassin du Nyong soulève la question de la transformation de cet élément au cours de son transfert dans les eaux de surface. Dans ce paragraphe, nous traitons de la discrimination des sources de  $CO_2$  de l'eau en rapport avec la minéralisation du carbone organique.

### III-3-1 – Relation $pCO_2$ – COD et COP

Les  $pCO_2$  calculées pour les eaux de surface et les eaux de nappes du bassin versant du Nyong sont comprises entre  $10^{-3,08}$  et  $10^{-1,55}$  atm et restent comparables à la valeur moyenne de  $pCO_2$  observées dans les cours d'eaux ( $10^{-2,5}$  atm). Les  $pCO_2$  sont plus fortes dans les eaux d'écoulement (en moyenne entre  $10^{-2,76}$  et  $10^{-1,55}$  atm) que dans les autres compartiments du bassin (tableau V.8). Dans tous les points de mesure, on note des variations saisonnières de  $pCO_2$ , essentiellement marquées par de fortes  $pCO_2$  en saison sèche et des  $pCO_2$  relativement faibles en saison des pluies sèches (fig. V.16). Les cycles hydrologiques sec sont caractérisés par de forte  $pCO_2$  tandis que les  $pCO_2$  calculées pour les cycles humides sont relativement plus faibles.

La figure V.17 montre la relation entre la  $pCO_2$  et le COD dans les eaux de nappes et de surface du bassin versant du Nyong. Les faibles teneurs en COD observées dans les eaux de nappe de versant et de nappe profonde de bas fonds marécageux ne permettent pas d'apprécier cette relation à ces points de mesure. Cependant, on observe une divergence des points de corrélation (orientation vers deux pôles opposés) de part et d'autre d'une valeur de  $pCO_2$  proche de celle de l'atmosphère ( $10^{-2,5}$  atm). Dans les eaux de surface où les concentrations en COD sont fortes, ces deux paramètres sont intimement liés et présentent une corrélation positive ( $R^2 = 0,6$ ). En effet, les fortes  $pCO_2$  sont observées pour des concentrations en COD élevées. Cette corrélation est également observée avec le COP (fig. V.18), bien que le nuage de points soit plus dispersé ( $R^2 = 0,6$ ). Ces relations reflètent les processus d'oxydation des matières organiques dans les eaux de surface. Le COD est constitué pour une large part de substances humiques complexes issues de la dégradation des plantes terrestres dans les sols (Malcolm, 1990). De ce fait, le COD a souvent été considéré comme réfractaire, et transporté de manière quasiment conservative jusqu'à l'océan (Mantoura et Woodward, 1983 ; Ittekkot, 1988). Pourtant, des travaux récents montrent qu'il existe dans les cours d'eau un COD constitué en partie de MO labile et relativement jeune, pouvant se dégrader sélectivement, sur un temps relativement court, tandis que le COD vieux et réfractaire est exporté à l'océan (Raymond et Bauer, 2001). Ainsi, comme le COP, le COD

est constitué d'une part labile et d'une part réfractaire, cette dernière étant majoritaire dans le COP.

Plusieurs processus peuvent se prêter à la production du CO<sub>2</sub> par minéralisation du carbone organique dans l'eau. Ceux habituellement évoqués sont la dégradation photochimique qui est une photooxydation en milieu acide sous l'effet de rayonnement solaire ultra violet (UV-A et UV-B) et l'oxydation biologique par les microorganismes (Granéli et al., 1998 ; Anesio et Granéli, 2003;)

Tableau V.8 : Variation de la température (T°C) du pH, des espèces carbonatés (H<sub>2</sub>CO<sub>3</sub> et HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>), de la pCO<sub>2</sub>, du CID et de sa signature isotopique δ<sup>13</sup>C<sub>CID</sub> dans les eaux de nappe et de surface du bassin versant du Nyong sur les trois cycles annuels étudiés.

| Site     |            | <i>T</i><br>(°C) | <i>pH</i> | <i>H</i> <sub>2</sub> <i>C</i> <sub>3</sub><br>(μmol/l) | <i>HCO</i> <sub>3</sub> <sup>-</sup><br>(μmol/l) | <i>log pCO</i> <sub>2</sub><br>(atm) | <i>CID</i><br>(mg/l) | <i>δ</i> <sup>13</sup> <i>C</i> <sub>CID</sub><br>(‰) |
|----------|------------|------------------|-----------|---|--|--------------------------------------|----------------------|---|
| Source   | <i>moy</i> | 23,8             | 4,6       | 109,8   | 59,7   | -2,5                                 | 2,5                  | -14,1   |
|          | <i>min</i> | 22,3             | 4,0       | 36,9  | 35,5   | -2,9                                 | 1,2                  | -20,9   |
|          | <i>max</i> | 26,5             | 5,3       | 335,9   | 77,4   | -2,0                                 | 4,9                  | -7,4  |
| Fosse 3  | <i>moy</i> | 23,5             | 4,8       | 137,6   | 48,9   | -2,5                                 | 2,2                  | -14,6   |
|          | <i>min</i> | 22,2             | 4,2       | 39,3  | 33,7   | -3,1                                 | 1,0                  | -20,4   |
|          | <i>max</i> | 26,2             | 6,5       | 309,4   | 81,1   | -2,1                                 | 4,3                  | -9,1  |
| BFP      | <i>moy</i> | 23,6             | 5,2       | 151,5   | 155,3  | -2,5                                 | 3,7                  | -12,5   |
|          | <i>min</i> | 22,3             | 4,8       | 44,9  | 133,8  | -2,9                                 | 2,2                  | -19,6   |
|          | <i>max</i> | 26,3             | 6,5       | 394,0   | 168,5  | -1,9                                 | 6,6                  | -6,6  |
| BFS      | <i>moy</i> | 24,2             | 5,3       | 139,0   | 122,0  | -2,4                                 | 3,1                  | -16,2   |
|          | <i>min</i> | 21,9             | 4,6       | 43,0  | 48,9   | -2,5                                 | 1,5                  | -22,2   |
|          | <i>max</i> | 26,3             | 6,6       | 280,1   | 215,6  | -2,1                                 | 4,6                  | -8,8  |
| Mengong  | <i>moy</i> | 24,2             | 5,2       | 196,3   | 78,0   | -2,1                                 | 4,2                  | -17,3   |
|          | <i>min</i> | 21,2             | 4,3       | 61,5  | 23,1   | -2,7                                 | 1,8                  | -23,0   |
|          | <i>max</i> | 27,5             | 5,8       | 396,9   | 139,6  | -1,6                                 | 12,7                 | -11,4   |
| Awout    | <i>moy</i> | 23,2             | 4,8       | 290,9   | 58,5   | -2,0                                 | 4,1                  | -22,2   |
|          | <i>min</i> | 21,2             | 3,8       | 57,4  | 19,0   | -2,5                                 | 2,1                  | -24,9   |
|          | <i>max</i> | 26,8             | 6,0       | 584,2   | 93,2   | -1,7                                 | 6,6                  | -17,5   |
| So'o     | <i>moy</i> | 24,4             | 5,5       | 180,3   | 99,4   | -2,2                                 | 3,2                  | -17,3   |
|          | <i>min</i> | 21,0             | 4,1       | 49,8  | 40,2   | -2,6                                 | 1,9                  | -23,5   |
|          | <i>max</i> | 28,4             | 6,2       | 475,7   | 191,4  | -1,6                                 | 5,5                  | -8,1  |
| Mbalmayo | <i>moy</i> | 26,0             | 5,7       | 225,6   | 95,4   | -2,3                                 | 2,8                  | -16,9   |
|          | <i>min</i> | 23,7             | 3,8       | 85,2  | 36,3   | -2,6                                 | 2,1                  | -20,5   |
|          | <i>max</i> | 30,8             | 6,6       | 803,6   | 163,3  | -1,7                                 | 4,0                  | -12,5   |
| Olama    | <i>moy</i> | 26,2             | 5,7       | 95,7  | 126,8  | -2,3                                 | 2,6                  | -17,4   |
|          | <i>min</i> | 23,0             | 4,0       | 37,4  | 43,2   | -2,8                                 | 2,0                  | -22,1   |
|          | <i>max</i> | 30,1             | 6,7       | 164,0   | 241,0  | -1,9                                 | 3,7                  | -10,8   |



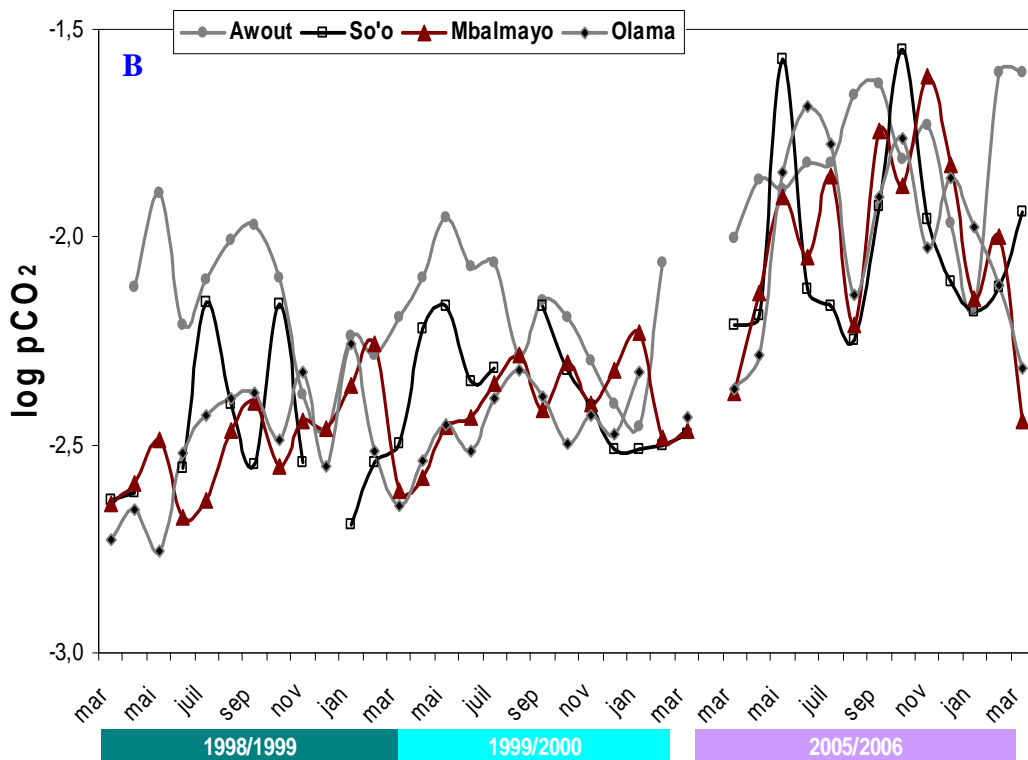
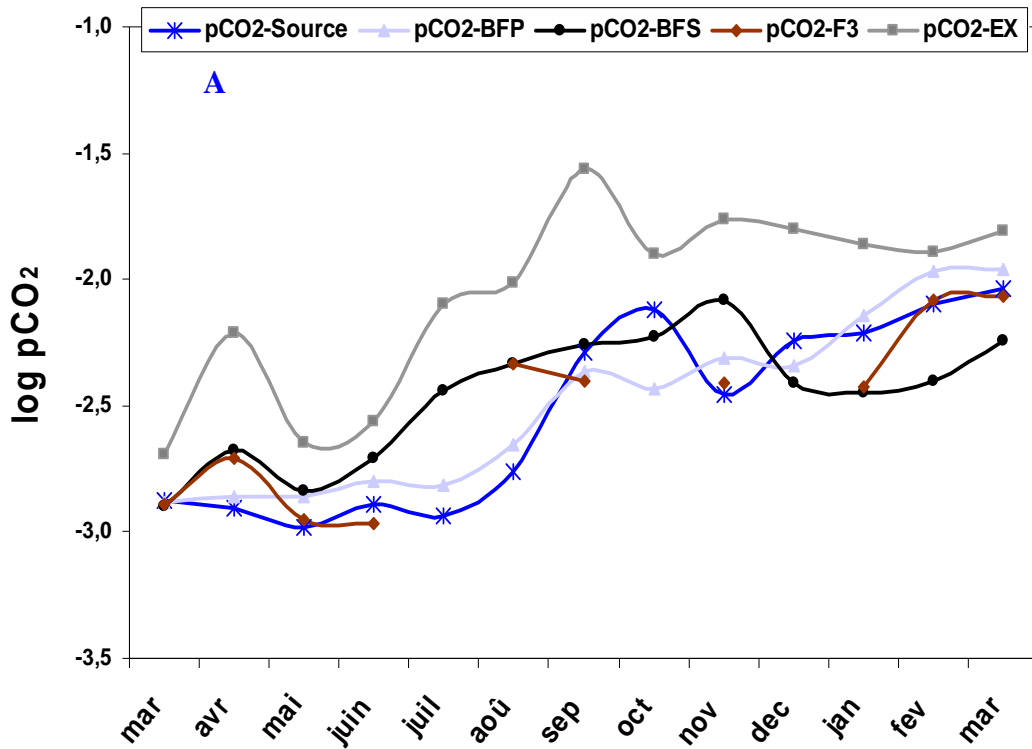


Figure V.16: Variation saisonnière de la  $pCO_2$  des eaux de nappe et de drainage dans le BVE du Mengong (A) pour le cycle 2005-2006 et dans le Nyong et ses affluents (B) pour les cycles 1998-1999, 1999-2000 et 2005-2006.

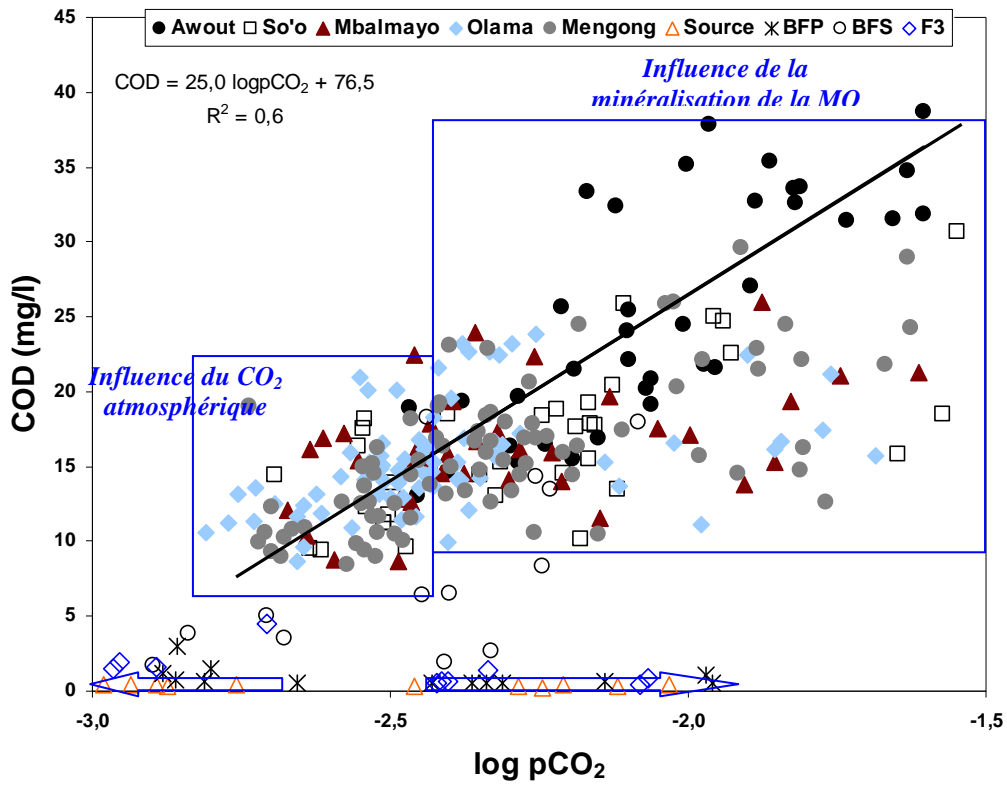


Figure V.17 : Relation entre la pression partielle du CO<sub>2</sub> (pCO<sub>2</sub>) et le carbone organique dissous (COD).

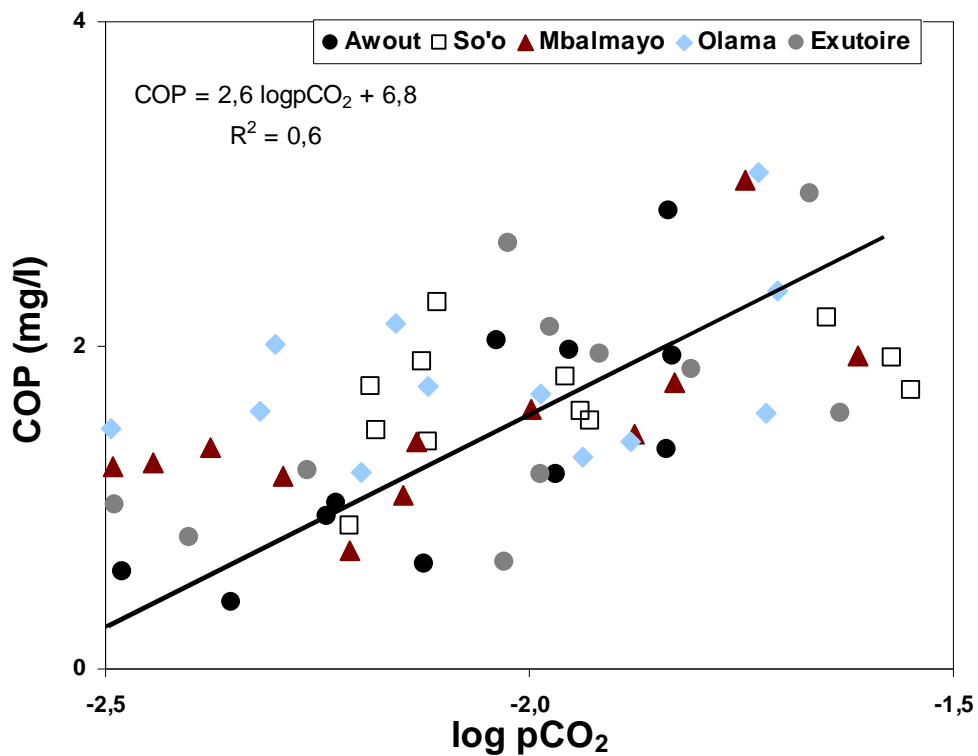


Figure V.18 : Relation entre la pression partielle du CO<sub>2</sub> (pCO<sub>2</sub>) et le carbone organique particulaire (COP).

En effet, le COD est une source d'alimentation pour les bactéries et rehausse leur respiration, ce qui a pour conséquence, d'augmenter la  $pCO_2$  dans le système aquatique. La respiration est également influencée par le COP, une autre source d'alimentation pour les bactéries. La photominéralisation et la biominéralisation sont donc deux processus concurrentiels susceptibles de diminuer la teneur en COD d'environ 25% dans les systèmes hydrologiques (Reche et Pace, 2002). La photodégradabilité potentielle du COD, mesurée en terme de photoproduction du CID et des acides organiques peut varier selon les saisons. Elle est plus élevée pendant les saisons humides tandis que le COD semble moins photoréactif après une longue exposition aux rayonnements solaires pendant les saisons plus chaudes (Lindell et al., 2000). D'après cet auteur, le taux de production de CID et d'acides organiques est plus élevé dans les eaux humiques colorées, probablement dû à l'apport élevé de COD allochtone et aux rapports plus élevés de l'absorbance du COD qui en résultent dans le système humique. Ce schéma semble bien correspondre aux eaux de surface du bassin versant du Nyong dans lesquelles la forte teneur en substances humiques photo et biodégradables seraient à l'origine de la coloration sombre (Thé brun). Ainsi, les variations saisonnières du CID marquées par des faibles teneurs en saisons sèches et des teneurs plus importantes en saisons humides, de même que les fortes  $pCO_2$  observées pour des teneurs élevées en COD trouvent ici leurs explications.

### III-3-2 – Relation $\delta^{13}C_{CID}$ – COD

La relation entre le COD et le  $\delta^{13}C_{CID}$  présenté à la figure V.19 confirme l'hypothèse de la production de CID dans les eaux de surface du bassin du Nyong, dû à un apport important de COD allochtone pendant les saisons de pluie. Cette relation montre une corrélation négative, indiquant un appauvrissement isotopique du  $\delta^{13}C_{CID}$  avec l'augmentation des teneurs en COD ( $\delta^{13}C_{CID} = -6,8 \ln(COD) + 2,1$  avec  $R^2 = 0,7$ ). En effet, les fortes teneurs en COD observées dans ces cours d'eau pendant les saisons de pluies sont essentiellement d'origines terrigènes, issues du lessivage des sols. Ce COD serait « jeune », riche en MO labiles photo et biodégradable, comme l'indiquent les signatures isotopiques  $\delta^{13}C$  très négatives (en moyenne  $-29,2\text{‰}$ ) et proches de celles mesurées pour les MO fraîches (litières) des sols ( $-29,5\text{‰}$ ). La minéralisation de ces matières organiques labiles produit un CID caractérisé par une signature isotopique bien appauvrie en  $^{13}C$ . Inversement, pendant les saisons sèches, le faible taux d'érosion des bassins versants est un facteur limitant pour les apports en carbone dans les drains. En conséquence, les concentrations en COD sont moins importantes et ce dernier est essentiellement constitué de MO réfractaires et très faiblement photoréactif.

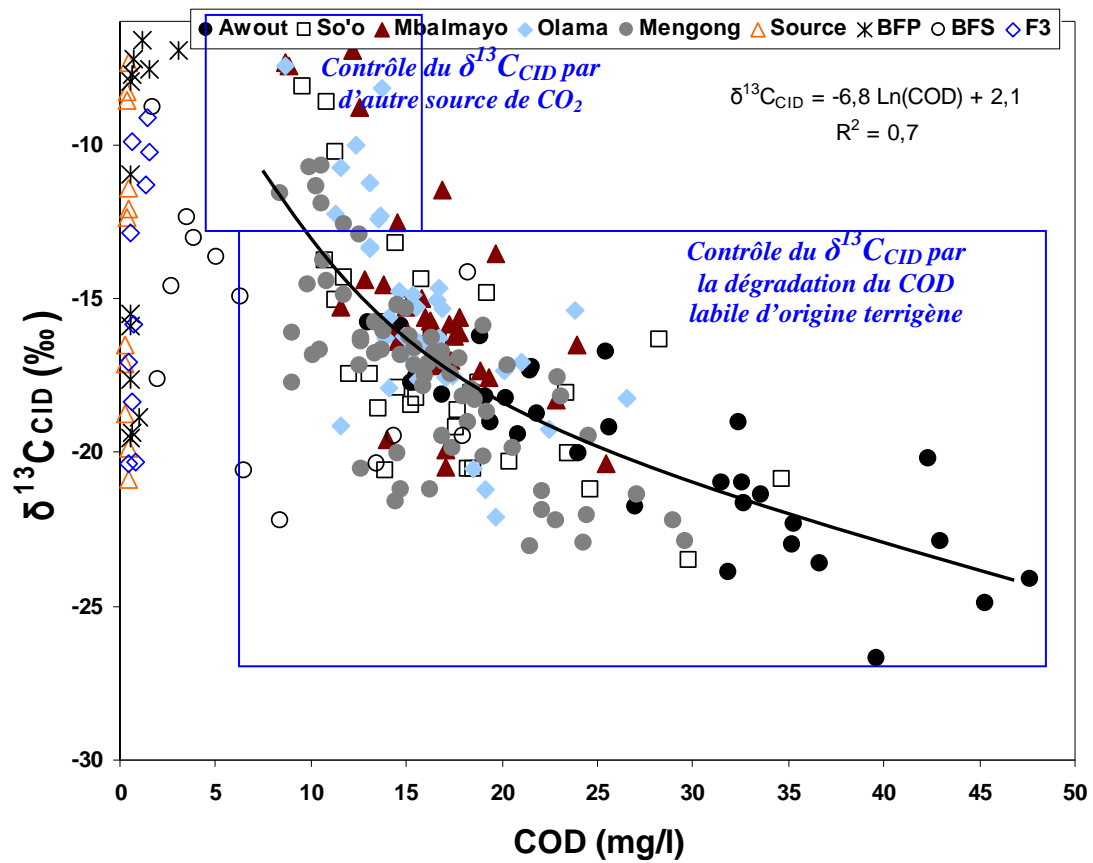


Figure V.19 : Relation entre la signature isotopique  $\delta^{13}C_{CID}$  et le carbone organique dissous (COD).

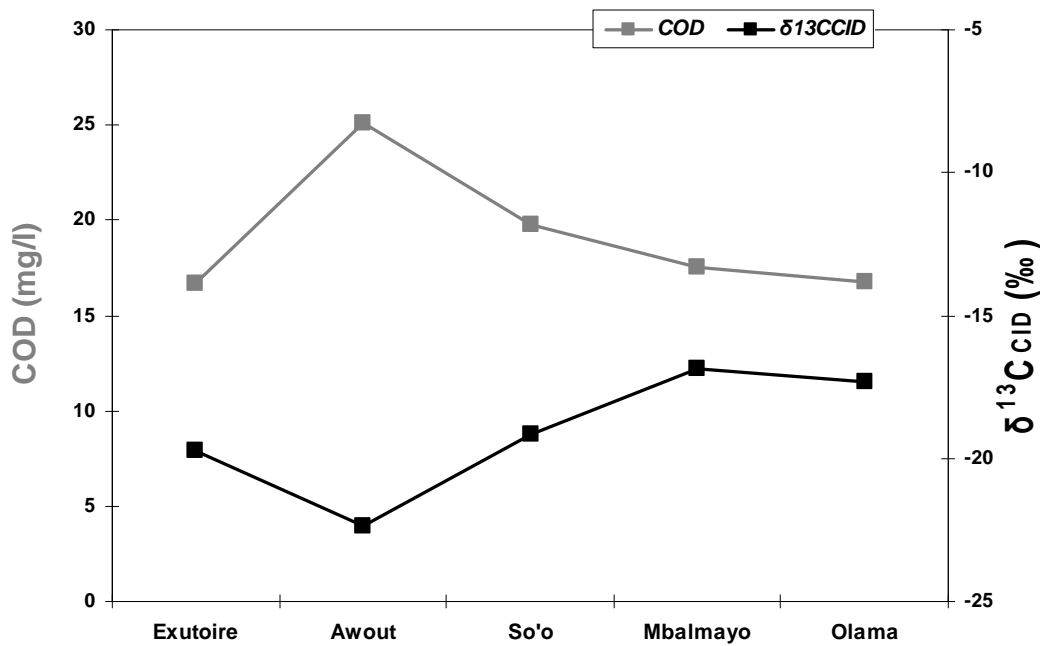


Figure V.20 : Evolution des teneurs moyennes de COD et de  $\delta^{13}C_{CID}$  avec le changement d'échelle de bassin versant.

Un tel COD serait enrichi en  $\delta^{13}C$  d'au moins 4‰ par rapport à celui mesuré pour la fraction labile. Il en résulte une faible productivité de CID pendant les saisons sèches et des  $\delta^{13}C_{CID}$  plus enrichis, indiquant le contrôle du  $CO_2$  des cours d'eau par d'autres sources que nous évoquerons par la suite. La minéralisation du COD est plus importante dans les petites rivières où les teneurs en MO sont plus importantes en raison de leurs proximités avec les zones de productions (zones marécageuses). La fraction labile du COD diminue au cours du transfert vers les grandes rivières, ce qui contrôle en partie l'enrichissement isotopique du  $\delta^{13}C_{CID}$  observé de l'amont vers l'aval (fig. V.20).

#### III-4 – Les échanges de $CO_2$ atmosphérique

Les échanges de  $CO_2$  avec l'atmosphère sont l'une des principales causes de l'évolution du CID des cours d'eau. L'importance de ces échanges de même que les facteurs de contrôle de leurs variations spatiotemporelles peuvent être identifiés grâce à l'utilisation du rapport isotopique  $^{13}C/^{12}C$  (Atekwana et Krishnsmurthy, 1998 ; Telmer et Veizer, 1999 ; Amiotte-Suchet et al., 1999 ; Hélie et al., 2002). Dans le but de comprendre la contribution du  $CO_2$  atmosphérique à l'évolution du CID dans le bassin du Nyong, nous avons représenté la relation entre la composition isotopique  $\delta^{13}C_{CID}$  et la pression partielle du  $CO_2$  ( $pCO_2$ ) d'une part et d'autre part, la relation entre le  $\delta^{13}C_{CID}$  et le rapport  $CO_2$ /alcalinité.

##### III-4-1 – La relation entre le $\delta^{13}C_{CID}$ et la $pCO_2$

La relation entre le  $\delta^{13}C_{CID}$  et la  $pCO_2$  présentée à la figure V.21 permet d'observer une bonne corrélation linéaire négative ( $R^2 = 0,8$ ) entre ces deux paramètres. Les plus fortes  $pCO_2$  sont corrélées aux signatures isotopiques les plus négatives et inversement. Le nuage de point s'étale entre deux pôles qui représentent les deux principales sources de CID dans le bassin. Il s'agit:

- ▶ d'un pôle atmosphérique, caractérisé par des signatures isotopiques  $\delta^{13}C_{CID}$  proches de -7‰ et des  $pCO_2$  proches de la valeur atmosphérique ( $10^{-3,5}$  atm) ; les points correspondants aux eaux claires et pauvres en COD des nappes et de la source sont plus proche de ce pôle,
- ▶ d'un pôle sol, caractérisé par des signatures isotopiques  $\delta^{13}C_{CID}$  proches de celle de la MO dégradé du sol (-25‰) et des  $pCO_2$  proches de celles des horizons superficiels des sols ( $10^{-1,5}$  atm).

De ces observations, l'on peut déduire que le CID dans les eaux d'écoulement du bassin versant du Nyong provient de la minéralisation de la MO dans les zones marécageuses et dans les drains.

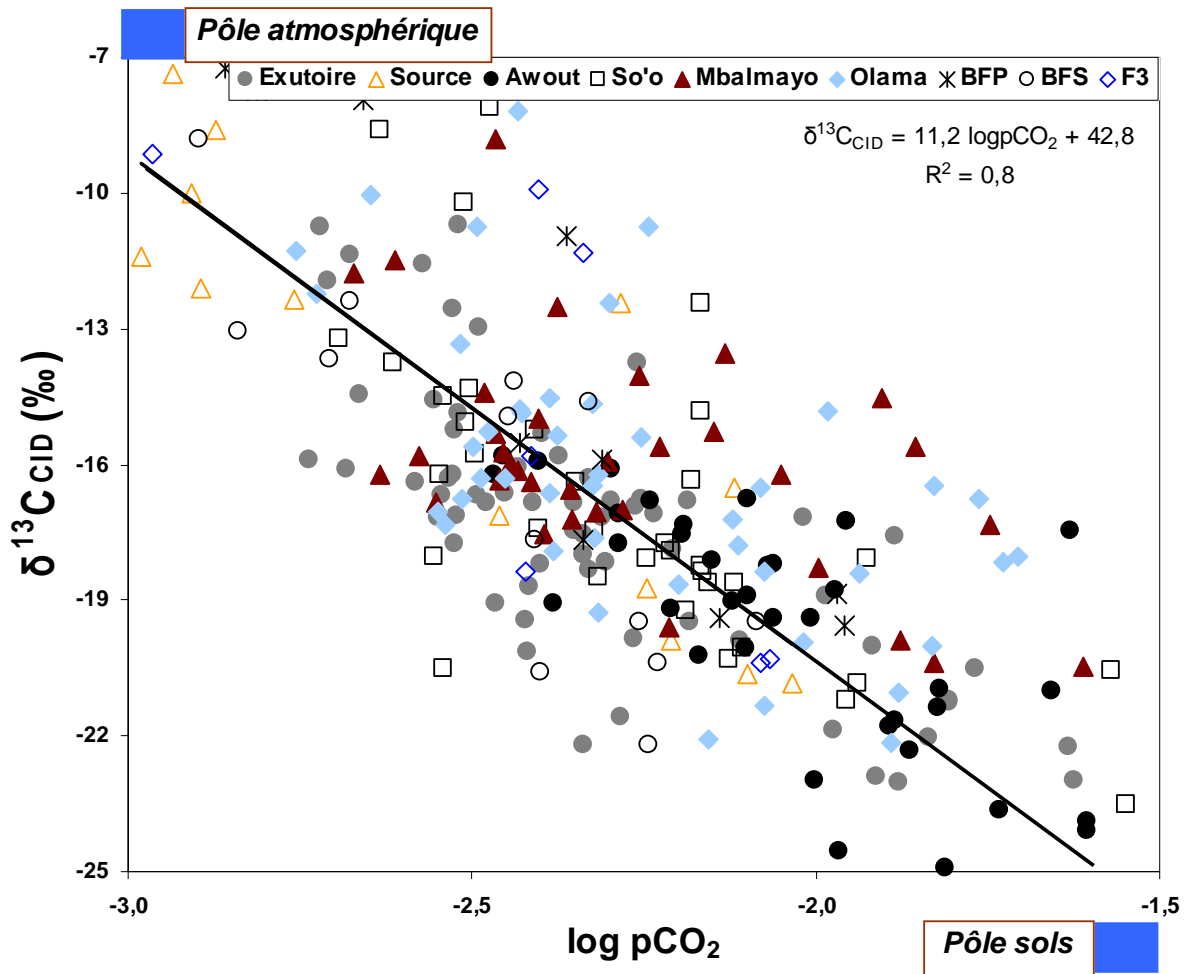


Figure V.21 : Relation entre le  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$  et la  $p\text{CO}_2$  dans les eaux de surface du Nyong et de ses affluents ainsi que dans les eaux de nappe du BVE du Mengong.

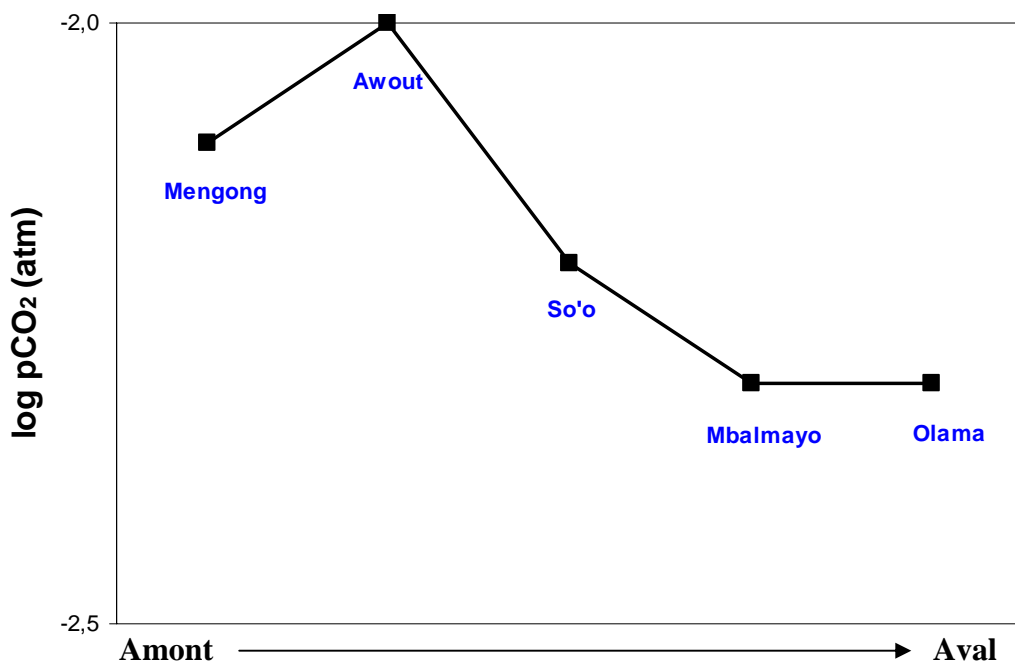


Figure V.22 : Evolution des moyennes de  $p\text{CO}_2$  en fonction du changement d'échelle de bassin versant.

Les signatures isotopiques  $\delta^{13}C_{CID}$  qui en résultent sont d'autant plus négatives que la production de CID est importante, notamment en saison de pluies (jusqu'à -25‰) lorsque le lessivage des horizons superficiels des sols et des zones marécageuses est intense. Ceci est le résultat des fortes concentrations de  $H_2CO_3$ , en équilibre isotopique avec le  $CO_2$  du sol par rapport aux ions  $HCO_3^-$ . Par contre, la faiblesse des débits en saisons sèches rend le temps de résidence de l'eau dans les drains plus long, ce qui est favorable au dégazage de  $CO_2$  des cours d'eau vers l'atmosphère. Cette évaporation du  $CO_2$  à l'interface eau-atmosphère tend à faire diminuer la  $pCO_2$  des cours d'eau, de même qu'il s'accompagne d'un fractionnement isotopique avec le départ préférentiel des isotopes légers ( $^{12}C$ ), ce qui fait augmenter le  $\delta^{13}C_{CID}$  des cours d'eau (Deuser et Degens, 1967 ; Telmer et Veizer, 1999 ; Brunet 2004). Le dégazage du  $CO_2$  est d'autant plus important que la taille du cours d'eau est grande. La baisse de la moyenne des  $pCO_2$  en fonction du changement d'échelle de bassin (fig. V.22) illustre cette observation. Les cours d'eau de grandes tailles offrent une plus grande interface d'échange, ce qui augmente le taux d'évasion du  $CO_2$  et fait baisser la  $pCO_2$ .

### III-4-2 – La relation entre le $\delta^{13}C_{CID}$ et le rapport $CO_2$ /alcalinité

Les concentrations des espèces carbonatées ( $H_2CO_3$ ,  $HCO_3^-$ ,  $CO_3^{2-}$ ) ainsi que la pression partielle de  $CO_2$  sont calculées à partir des constantes d'équilibre (tableau V.9) dont l'expression en fonction de la température est donnée par Stumm et Morgan (1981). Le CID est la somme des concentrations en ions bicarbonate, carbonate et en acide carbonique dissous.

Tableau V.9 : Constantes d'équilibre des espèces carbonatées d'après Stumm et Morgan (1981).

| Réactions                   | Expression des constantes en fonction de la température (T en ° K)               |
|-----------------------------|--|
| $H_2O = H^+ + OH^-$         | $\log Kw = - 4470,99/T + 6,0875 - 0,01706T$                                      |
| $H_2O + CO_2 = H_2CO_3$     | $\log Kh = 108,3865 + 0,01985076T - 6919,53/T - 40,45154\log T - 669365/T^2$     |
| $H_2CO_3 = HCO_3^- + H^+$   | $\log K1 = - 356,3094 - 0,06091964T + 21834,37/T + 126,8339\log T - 1684915/T^2$ |
| $HCO_3^- = H^+ + CO_3^{2-}$ | $\log K2 = - 107,8871 - 0,03252849T + 5151,79/T + 38,92561\log T - 563713,9/T^2$ |

La formation des ions carbonates ( $CO_3^{2-}$ ) est presque nulle dans les eaux du bassin versant du Nyong en raison de leur acidité ( $pH < 6,7$ ). Le  $\delta^{13}C$  du CID dans ces eaux peut donc s'exprimer en fonction du  $CO_2$  aqueux ( $H_2CO_3^*$ ) et des ions bicarbonates ( $HCO_3^-$ ) en rapport avec les valeurs respectives de leurs  $\delta^{13}C$  ( $\delta^{13}C_{H_2CO_3^*}$  et  $\delta^{13}C_{HCO_3^-}$ ) :

$$[\text{CID}] \delta^{13}\text{C}_{\text{CID}} = [\text{H}_2\text{CO}_3^*] \delta^{13}\text{C}_{\text{H}_2\text{CO}_3^*} + [\text{HCO}_3^-] \delta^{13}\text{C}_{\text{HCO}_3^-} \quad (13)$$

En considérant que le  $\delta^{13}\text{C}_{\text{H}_2\text{CO}_3^*}$  et le  $\delta^{13}\text{C}_{\text{HCO}_3^-}$  des cours d'eau sont en équilibre avec la signature isotopique du  $\text{CO}_2$  gazeux ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2\text{g}}$ ) des principales sources de  $\text{CO}_2$  du bassin ( $\text{CO}_2$  du sol et  $\text{CO}_2$  atmosphérique), ces deux paramètres peuvent alors s'exprimer en fonction de ce dernier et de leurs facteurs d'enrichissement isotopique ( $\epsilon$ ) (tableau V.10).

$$\delta^{13}\text{C}_{\text{H}_2\text{CO}_3^*} = \delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2\text{g}} + \epsilon_1 \quad \text{et} \quad \delta^{13}\text{C}_{\text{HCO}_3^-} = \delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2\text{g}} + \epsilon_2 \quad (14)$$

avec  $\epsilon_1 = \epsilon_{\text{CO}_2\text{g}}(\text{H}_2\text{CO}_3^*)$  et  $\epsilon_2 = \epsilon_{\text{CO}_2\text{g}}(\text{HCO}_3^-)$

La signature isotopique  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$  peut alors s'exprimer en fonction du  $\text{CO}_2$  gazeux et des facteurs d'enrichissement isotopique des espèces carbonatées en présence :

$$\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}} = \delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2\text{g}} + \frac{\epsilon_1}{1 + \frac{[\text{HCO}_3^-]}{[\text{H}_2\text{CO}_3^*]}} + \epsilon_2 \left(1 + \frac{[\text{H}_2\text{CO}_3^*]}{[\text{HCO}_3^-]}\right) \quad (15)$$

On peut constater d'après cette équation que les variations de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$  sont essentiellement contrôlées par les proportions de  $\text{H}_2\text{CO}_3^*$  et de  $\text{HCO}_3^-$  (rapport  $\text{H}_2\text{CO}_3^*/\text{HCO}_3^-$ ) dans les solutions (Amiotte-Suchet *et al.*, 1999 ; Brunet *et al.*, 2005).

Tableau V.10 : Facteurs d'enrichissement isotopique ( $\epsilon$ ) des espèces carbonatées dissoutes ( $\text{H}_2\text{CO}_3^*$ ,  $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{CO}_3^{2-}$ ) en fonction de la température (T) (Zhang *et al.*, 1995).

| Relations entre les facteurs d'enrichissement isotopique ( $\epsilon$ , en ‰) et la température (T, en °C) | $\epsilon$ en ‰ |        |
|--|-----------------|--------|
|  | à 5°C           | à 25°C |
| $\epsilon_{\text{CO}_2\text{g}}(\text{H}_2\text{CO}_3^*) = (0,0049 \times T) - 1,31$                       | -1,29           | -1,19  |
| $\epsilon_{\text{CO}_2\text{g}}(\text{HCO}_3^-) = (-0,1141 \times T) + 10,78$                              | +10,21          | +7,93  |
| $\epsilon_{\text{CO}_2\text{g}}(\text{CO}_3^{2-}) = (0,052 \times T) + 7,22$                               | +6,96           | +5,92  |

Les valeurs moyennes du rapport  $\text{H}_2\text{CO}_3^*/\text{HCO}_3^-$  sont présentées dans le tableau V.11, de même que la figure V.23 présente la relation entre le  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$  et le rapport  $\text{H}_2\text{CO}_3^*/\text{HCO}_3^-$  pour les eaux de surface et de nappe du bassin versant du Nyong. Les courbes en pointillés correspondent aux évolutions théoriques du  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$  en équilibre avec différentes valeurs possibles du  $\delta^{13}\text{C}$  du  $\text{CO}_2$  dans la gamme comprise entre le  $\delta^{13}\text{C}$  du  $\text{CO}_2$  atmosphérique et le  $\delta^{13}\text{C}$  du  $\text{CO}_2$  analysé dans les sols. La distribution des points dans le graphique pour les trois cycles étudiés est en accord avec les observations faites par Brunet (2004) pour le cycle hydrologique 1998/1999. Deux principaux groupes de points se distinguent.



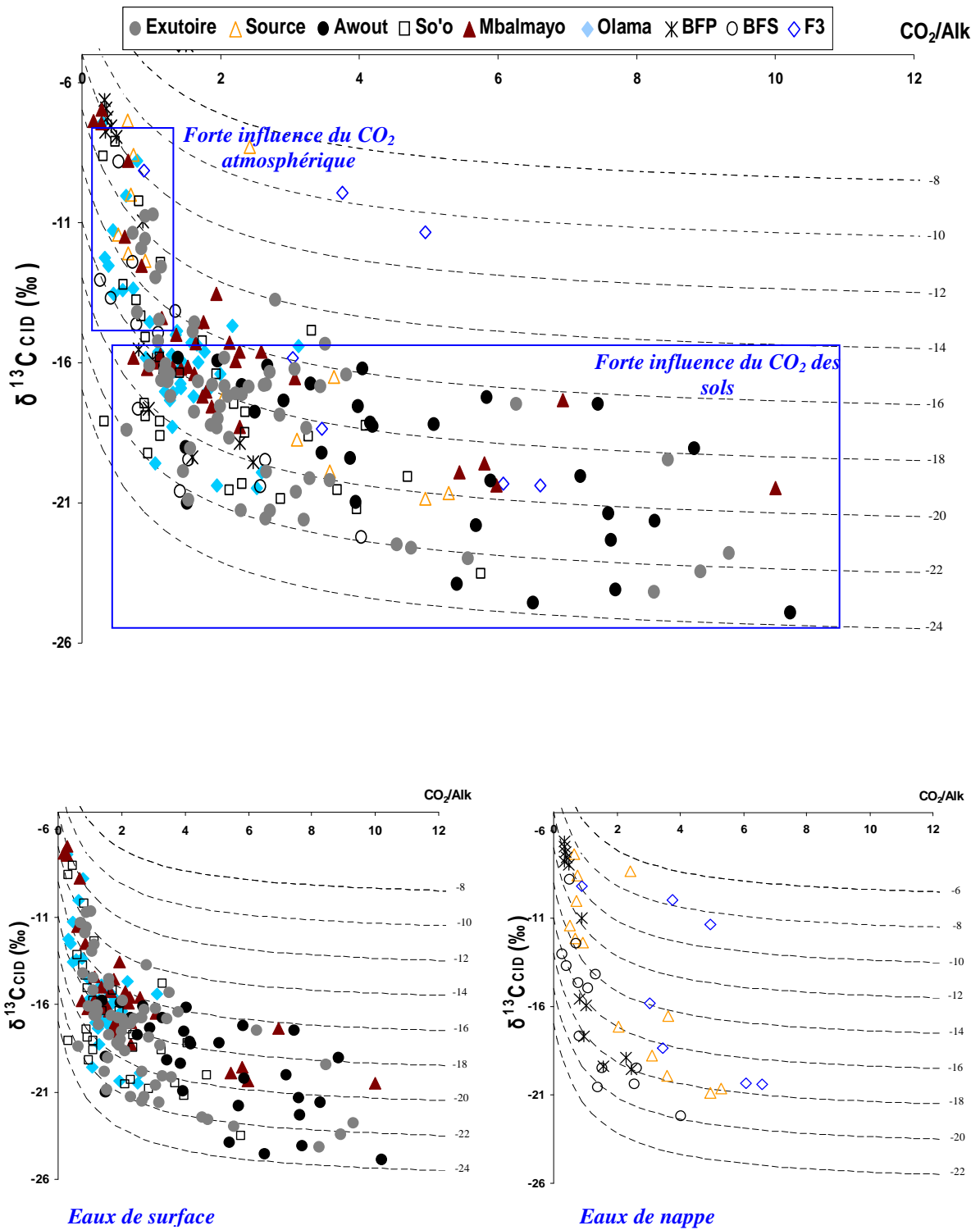


Figure V.23 : Relation entre le  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$  et le rapport  $\text{CO}_2/\text{alcalinité}$  dans les eaux de surface et de nappe du bassin versant du Nyong et de ses affluents. Les courbes en pointillés indiquent l'évolution du  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$  en équilibre avec différentes valeurs de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ .

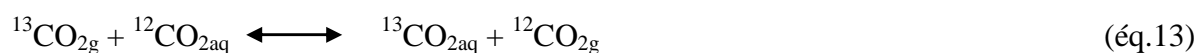
Tableau V.11 : Valeurs moyenne et extrêmes du rapport CO<sub>2</sub>/Alk dans les eaux du bassin versant du Nyong.

| Site   |     | Source | Fosse 3 | BFP | BFS | Mengong | Awout | So'o | Mbalmayo | Olama |
|--|-----|--------|---------|-----|-----|---------|-------|------|----------|-------|
| H <sub>2</sub> CO <sub>3</sub> <sup>*</sup> /HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> | moy | 2,2    | 3,1     | 0,9 | 1,4 | 2,2     | 4,9   | 1,9  | 2,3      | 1,3   |
|  | min | 0,5    | 0,6     | 0,3 | 0,3 | 0,6     | 1,4   | 0,3  | 0,2      | 0,3   |
|  | max | 5,3    | 6,6     | 2,5 | 4,0 | 8,9     | 10,2  | 5,8  | 10,0     | 3,1   |

- Le premier groupe de points présente des rapports H<sub>2</sub>CO<sub>3</sub><sup>\*</sup>/HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> ≤ 1 et des valeurs de δ<sup>13</sup>C<sub>CID</sub> plus enrichies (entre -13,7‰ et -6,6‰). Ces points entrecoupent plusieurs courbes d'équilibres de δ<sup>13</sup>C<sub>CO<sub>2</sub></sub>, dont les valeurs extrêmes sont comprises entre -12‰ et -19‰, ce qui indique que le δ<sup>13</sup>C<sub>CID</sub> de ce groupe de point n'est pas en équilibre avec le δ<sup>13</sup>C du CO<sub>2</sub> des sols (-26‰). On peut cependant évoquer ici une forte influence du CO<sub>2</sub> atmosphérique, consécutive à une phase de dégazage importante et à un faible taux de minéralisation du carbone organique des cours d'eau. Ce groupe de point est essentiellement constitué des eaux de nappe, et des échantillons prélevés en saisons sèches.
- Le second groupe de points à des rapports H<sub>2</sub>CO<sub>3</sub><sup>\*</sup>/HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> > 1 (pouvant atteindre jusqu'à 10) et des signatures isotopiques δ<sup>13</sup>C<sub>CID</sub> appauvries (entre -25‰ et -14‰). Ces points suivent l'évolution des courbes théoriques et se rangent notamment entre les valeurs extrêmes comprises entre -17‰ et -25‰, ce qui indique un forte influence du CO<sub>2</sub> des sols. Cette influence est croissante à mesure que le rapport H<sub>2</sub>CO<sub>3</sub><sup>\*</sup>/HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> devient important, ceci en raison d'une minéralisation du carbone organique dans les drains et les sols et d'un faible taux de dégazage du CO<sub>2</sub> dans les cours d'eaux. On retrouve également dans ce groupe de points une bonne proportion des échantillons d'eau de nappe, bien que pauvre en carbone organique. Ce qui est dû non seulement à la respiration racinaire, mais aussi à la diffusion et/ou au transport du CID issue de la dégradation de la MO dans les horizons de surface par les eaux de percolation.

#### i.- Influence des eaux de pluies

Dans cette étude, le δ<sup>13</sup>C<sub>CID</sub> des eaux de pluies n'ont pas été analysé. Cependant, en admettant que les eaux de pluies sont complètement en équilibre avec le CO<sub>2</sub> atmosphérique, le δ<sup>13</sup>C<sub>CID</sub> de ces eaux sera donc fonction du δ<sup>13</sup>C de l'atmosphère et du fractionnement isotopique entre le CO<sub>2</sub> atmosphérique et les espèces carbonatées de l'eau, comme l'indique l'équation suivante.



Le facteur de fractionnement isotopique entre le  $\text{CO}_2$  atmosphérique et les espèces carbonatées de l'eau a été suffisamment exploré par de nombreux auteurs (Vogel *et al.*, 1970, Mook *et al.*, 1974; Faure, 1986 ; Zhang *et al.*, 1995 ; Szaran, 1998). Ce fractionnement isotopique est une fonction linéaire de la température (tableau 8). La valeur de  $\delta^{13}\text{C}$  du  $\text{CO}_2$  atmosphérique est de -6 à -8‰, avec une moyenne estimée à -7‰ (Faure, 1986 ; Cerling *et al.*, 1991).

La température moyenne mesurée dans les eaux de pluie (Dépôts humides) du BVE du Mengong est de 24°C et les pH sont compris entre 4,17 et 5,65 (Ndam Ngoupayou, 1997). A cette gamme de pH, les espèces carbonatées sont essentiellement dominées par l'acide carbonique ( $\text{H}_2\text{CO}_3$ ) et dans une certaine mesure les bicarbonates ( $\text{HCO}_3^-$ ) (Stumm et Morgan, 1996). Ainsi, le facteur d'enrichissement isotopique ( $\epsilon$ ) qui résulte de la formation des ions  $\text{HCO}_3^-$  dans ces eaux de pluie doit se situer autour de +8‰ (Deuser et Degens, 1967). Théoriquement, le  $\delta^{13}\text{C}$  du CID de ces eaux de pluie devrait varier entre 0 et 2‰ avec une  $\text{pCO}_2$  de  $10^{-3,6}$  atm. On peut au regard de cette signature isotopique et des faibles teneurs en carbone organique de ces eaux de pluies (0,61 mg/l en moyenne d'après Ndam Ngoupayou, 1997) minimiser l'influence des précipitations directes sur l'évolution du CID des cours d'eau.

#### ii.- Influence des eaux de nappe

Les signatures isotopiques  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$  plus enrichies, ainsi que les faibles  $\text{pCO}_2$  observées dans les eaux de nappe du bassin du Nyong contrastent avec les observations faites dans d'autres bassins versants. D'après Finlay (2003) l'atmosphère du sol est considérablement riche en  $\text{CO}_2$  par rapport à l'atmosphère proprement dite, ceci en raison de la respiration des racines, de l'oxydation de la MO et de la respiration des bactéries. En conséquence, les eaux de nappe en équilibre avec cette atmosphère du sol sont elle aussi chargée en CID et présente une signature isotopique plus appauvrie (Amiotte-Suchet *et al.*, 1999 ; Telmer et Veizer, 1999),

En effet, la dynamique de la  $\text{pCO}_2$  dans les eaux de surface est relativement proche de celle des sols du bassin versant drainé (Hope *et al.*, 1996). Lorsque les sols sont humidifiés par les précipitations, en combinaison avec des températures chaudes et un temps de rétention de l'eau du sol assez élevé, la production du  $\text{CO}_2$  par l'activité bactérienne devient significative, d'où un fort enrichissement en  $\text{CO}_2$  et un appauvrissement de la signature isotopique  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ . La dissolution du  $\text{CO}_2$  du sol et le transport subséquent dans les rivières contribuent à augmenter la  $\text{pCO}_2$  des cours d'eau. Pendant les saisons sèches, les surfaces des

zones marécageuses riches en carbone organique se réduisent. L'écoulement des cours d'eaux est alors assuré essentiellement par les eaux de nappes profondes. Ces dernières baignent des horizons très pauvres en carbone organique, avec une faible activité bactérienne, d'où une  $p\text{CO}_2$  relativement faible et une signature isotopique  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$  plus enrichie. L'importance du dégazage du  $\text{CO}_2$  des sols lorsque ces derniers sont bien aérés en saisons sèches tend à créer un équilibre entre la  $p\text{CO}_2$  des sols et leurs signatures isotopiques  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ . L'apport de ces eaux de nappes profondes à l'écoulement de surface contribue à baisser la  $p\text{CO}_2$  des cours d'eau et à les enrichir en  $^{13}\text{C}$ .

### ***III-5 - la photosynthèse aquatique***

La photosynthèse aquatique peut considérablement affecter l'évolution saisonnière du CID des cours d'eau, de même que sa signature isotopique  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ . Elle est essentiellement assurée dans les eaux de surface par deux communautés de plante aquatique que sont les macrophytes et le phytoplancton. L'activité des plantes aquatiques dans les rivières est essentiellement contrôlée par le changement saisonnier et spatial de température, la turbulence et la vitesse d'écoulement de l'eau (Barth et Veizer, 1999). Les changements de source de COP sont souvent liés à l'activité du phytoplancton et peuvent être mis en évidence par les mesures du rapport C/N qui reflète l'origine de la MO (Etcheber, 1986 ; Balakrishna et Probst, 2005). Les mesures du rapport C/N n'ont pas été faites dans cette étude en raison des faibles charges de MES sur les filtres collecteurs. Cependant la relation inverse observée entre les MES et la COP(%) peut s'expliquer en partie par une photosynthèse aquatique limitée (faible production du phytoplancton), par manque de lumière en raison de la forte turbidité et de la coloration sombre des eaux de surface (Ittekkot, 1988). La photosynthèse dans les eaux du bassin du Nyong serait donc assurée en majorité par les macrophytes qui envahissent les lits des cours d'eaux, comme l'indique la photo de la figure V.24. En général, les plantes aquatiques fixent le  $\text{CO}_2$  aqueux, ce qui fait baisser la  $p\text{CO}_2$  de l'eau. Les processus courant d'assimilation du carbone par les macrophytes sont la diffusion et/ou le transfert du carbone inorganique ( $\text{CO}_2$  et/ou  $\text{HCO}_3^-$ ) dans les feuilles (mésophiles et cytosol), la diffusion et/ou le pompage du  $\text{CO}_2$  dans les chloroplastes (processus photosynthétique de type C4), les interconversions entre le  $\text{CO}_2$  et le  $\text{HCO}_3^-$  dans les cellules et la réduction du cycle photosynthétique du carbone dans les chloroplastes (photosynthèse de type C4 par un  $\text{CO}_2$  enrichie en  $^{13}\text{C}$ ) (Sand-Jensen, 1983). Les signatures isotopiques  $\delta^{13}\text{C}$  des plantes aquatiques, comprises entre  $-5,8\text{‰}$  et  $-20,4\text{‰}$  (Hemminga et Mateo, 1996), sont plus proches de celle des plantes C4. Ce qui serait lié à la capacité de ces plantes à utiliser les bicarbonates comme

source de carbone pour leurs photosynthèse (Beer et Rehnberg, 1996), car cette source est enrichie en  $^{13}C$  d'environ 9‰ par rapport au  $CO_2$  dissous (Lepoint et *al.*, 2003). Ainsi, les variations inter et intra spécifiques de  $\delta^{13}C$  des plantes aquatiques, elles même conditionnées par la variabilité des facteurs environnementaux (irradiation, hydrodynamique, température, etc.) et le taux de production primaire (Grice et al., 1996 ; Barth et Veizer, 1999 ; Vizzini et *al.*, 2005) pourraient influencer l'évolution de la composition isotopique  $\delta^{13}C_{CID}$  et des teneurs en CID des cours d'eau.



Figure V.24 : Photographie montrant l'invasion du lit du Nyong par les macrophytes à la station d'Olama (Image prise par Jean Riotte)

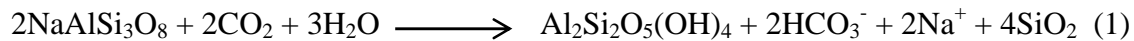
#### ***IV- TRAÇAGE ISOTOPIQUE DE L'ALTERATION CHIMIQUE DES MINÉRAUX***

##### ***IV-1 – Influence de la matière organique***

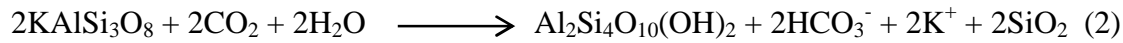
De nombreuses études mettent en évidence la participation du  $CO_2$  des solutions altérantes de sol à la dissolution des minéraux (Meybeck, 1983 ; Probst, 1992 ; Amiotte-Suchet et Probst, 1993a ; Ludwig et *al.*, 1998). En conditions naturelles, les minéraux du sol et des roches s'altèrent principalement sous l'effet de l'acide carbonique. Cet acide est abondant dans les solutions de sol et est produit naturellement par l'oxydation de la matière organique du sol. Dans un bassin versant comme celui du Nyong, constitué exclusivement de

roches silicatées, l'altération chimique des minéraux peut être illustrée par les réactions d'hydrolyse suivantes (Garrels et Mackenzie, 1971) :

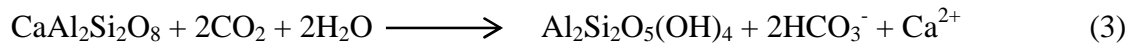
**Albite en kaolinite :**



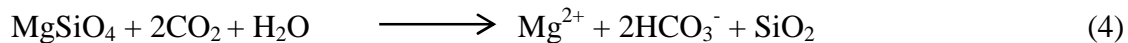
**Orthose en montmorillonite :**



**Anorthite en kaolinite :**



**Altération de l'olivine:**



L'alcalinité produite par l'altération des minéraux silicatés provient donc exclusivement du  $\text{CO}_2$  atmosphérique/biosphérique, à travers la photosynthèse et la minéralisation de la matière organique du sol. Le bilan de consommation de  $\text{CO}_2$  par l'altération chimique peut être caractérisé par le rapport molaire entre les cations majeurs, et l'alcalinité. Le rapport molaire  $[\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}]/[\text{HCO}_3^-]$  est plus adapté pour caractériser l'influence du  $\text{CO}_2$  dissous dans l'altération des minéraux, du fait que dans un bassin exclusivement silicaté, ces ions sont majoritairement issus de l'altération des roches. En effet, la contribution  $\text{Ca} + \text{Mg}$  des précipitations aux concentrations totales des rivières est estimée à l'échelle globale à 12% environ (Meybeck, 1984). Sur le petit bassin versant silicaté du Strengbach dans les Vosges (Nord-Est de la France), cette contribution est de 10% alors que sur les petits bassins versants carbonatés de Gascogne (Sud-Ouest de la France), la contribution des précipitations est seulement de 1% (Perrin et *al.*, 2008). Enfin, sur le bassin versant du Mengong à Nsimi, la contribution estimée à partir des données de Ndam Ngoupayou (1997) est un peu plus élevée mais elle reste inférieure à 20%.

D'après les coefficients stoechiométriques des équations (3) et (4), le rapport  $[\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}]/[\text{HCO}_3^-]$  est égal à 0,5. Dans les eaux de surface du bassin versant du Nyong, ce rapport varie entre 0,5 et 2,2, indiquant un excès d'ions  $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$  ( $\Delta[\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}]$ ) par rapport aux ions bicarbonates ( $\text{HCO}_3^-$ ) dans ces rivières :

$$\Delta[\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}] = [\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}]_{\text{mesuré}} - [\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}]_{\text{théorique}}$$

avec  $[\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}]_{\text{théorique}} = 0,5 [\text{HCO}_3^-]$

Comme on peut le voir sur la figure V.25, les nuages de point sont largement décalés vers le haut autour d'une droite de pente moyenne 1,5 par rapport à la droite théorique dont la pente est de 0,5. Par ailleurs, on observe une corrélation positive entre les teneurs en COD

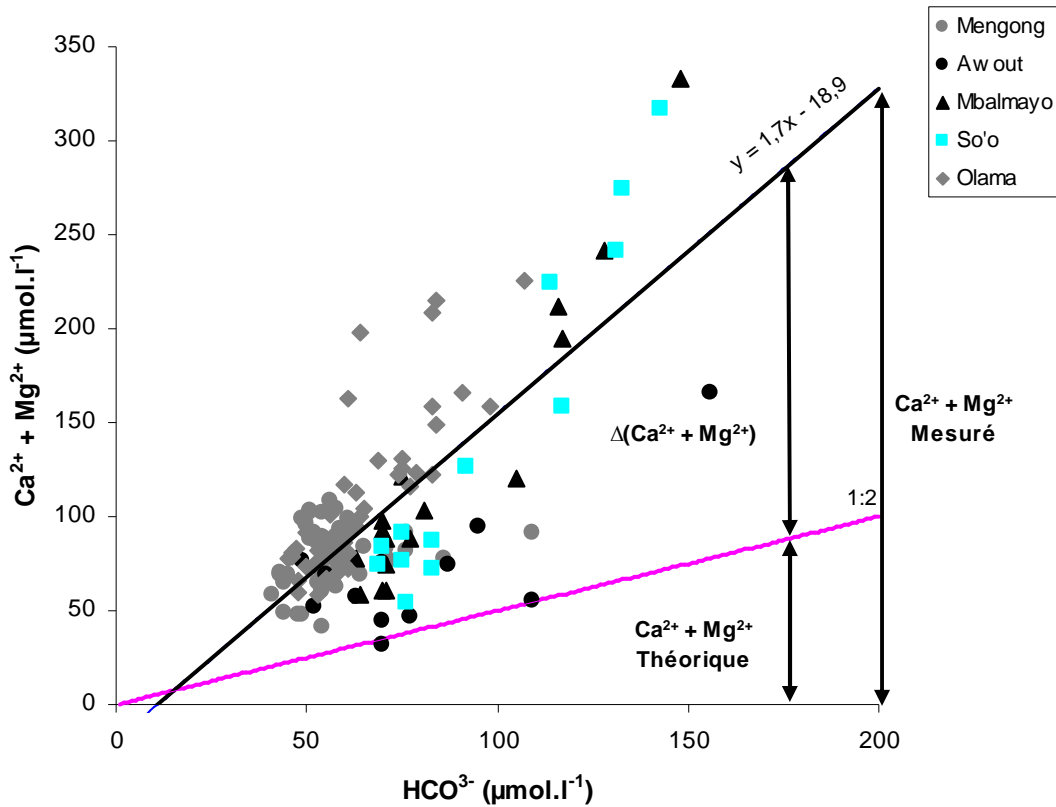


Figure V.25: Relation entre les teneurs en  $(Ca^{2+} + Mg^{2+})$  et l'alcalinité dans les eaux du bassin versant du Nyong.

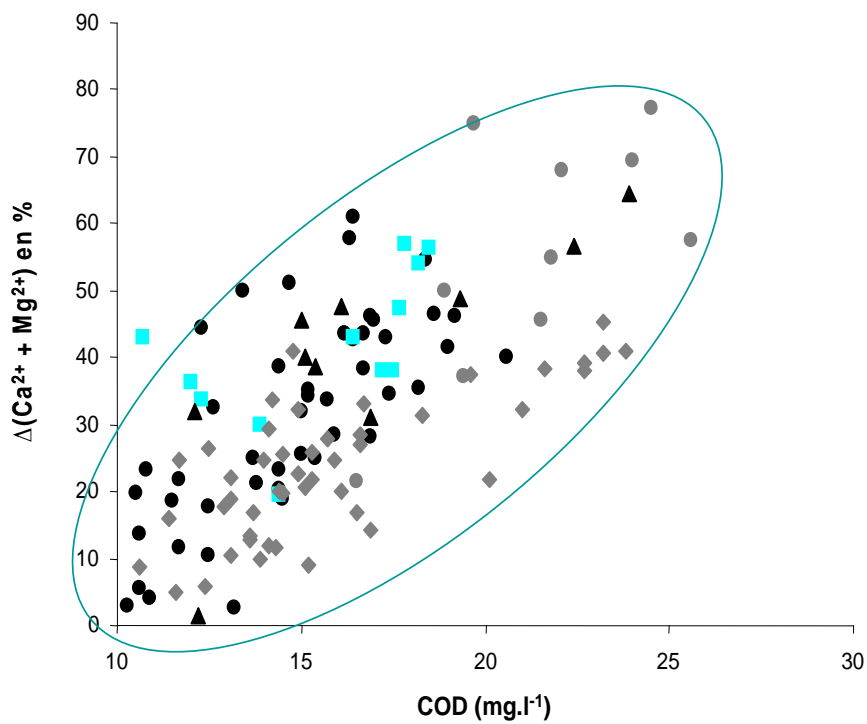


Figure V.26: Relation entre l'exédent de  $[Ca^{2+} + Mg^{2+}]$  et la teneur en COD dans les eaux d'écoulement du bassin du Nyong.

et  $\Delta[\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}]$  (fig. V.26) dans ces eaux, ce qui montre que les acides organiques sont essentiellement responsables de ce surplus d'altération et de libération dans les eaux de surface de Ca+Mg. L'excédent en ions  $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$  par rapport aux ions bicarbonates observé dans ces eaux ne peut s'expliquer que par une sous-estimation de l'alcalinité déterminée par la méthode de Gran (1952) (avec un point de titration à pH=3) qui ne permet pas de prendre en compte les anions organiques présents dans ces eaux car ils restent dissociés même en milieu acide (pH<3) (Fillion-Guigues, 1998).

Par conséquent, lors du titrage d'un échantillon contenant de la matière organique dissoute par un acide fort, une partie seulement des anions organiques est prise en compte, en raison des propriétés acido-basiques de cette matière organique (Fillion-Guigues, 1998). Par conséquent, même à pH 3, une fraction non négligeable des acides organiques est encore sous forme anionique et ne peut donc être titrée. Cette fraction des acides organiques devient très significative dans des eaux riches en COD (jusqu'à 90% du COD d'après Fillion-Guigues, 1998) comme c'est le cas pour le bassin versant du Nyong. Ainsi, l'influence des acides organiques non titrés dans les processus d'altération devient importante, induisant ainsi un déséquilibre dans le rapport molaire  $[\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}]/[\text{HCO}_3^-]$  comme on peut l'observer dans les eaux du bassin versant du Nyong. Sur la figure V.26, on observe que l'excédent de Ca+Mg dû à l'altération par les acides organiques peut représenter jusqu'à 80% du Ca+Mg total.

Même si l'on tient compte du fractionnement isotopique pour passer du  $\text{CO}_2$  gazeux au  $\text{CO}_2$  aqueux (-1,19 à 25°C) ou aux ions bicarbonates (+7.9 à 25°C),  $\delta^{13}\text{C}$  du CID libéré par une altération chimique des minéraux due aux acides organiques sera toujours plus négatif que celui du CID libéré par une altération à l'acide carbonique. Ainsi comme on peut le voir sur la figure V.27 pour le bassin versant du Nyong, le  $\delta^{13}\text{C}$  du CID diminue quand le rapport  $[\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}]/[\text{HCO}_3^-]$  augmente, c'est-à-dire quand l'excès de Ca+Mg produit par l'altération des minéraux par les acides organiques augmente.

Dans les eaux claires de nappe, le rapport  $[\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}]/[\text{HCO}_3^-]$  est inférieur à 0,5 et correspond aux valeurs de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$  les plus enrichies, montrant dans ces eaux une prédominance de l'altération par l'acide carbonique. Les faibles teneurs en matière organique dissoute dans les eaux de nappe seraient à l'origine du taux réduit d'altération des minéraux à l'interface sol-roche, car les eaux de nappe sont moins chargées en éléments minéraux que les eaux de surface.

Dans les eaux colorées de surface des zones marécageuses et dans celles de la rivière Mengong, on observe un appauvrissement isotopique du  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$  ainsi qu'une augmentation



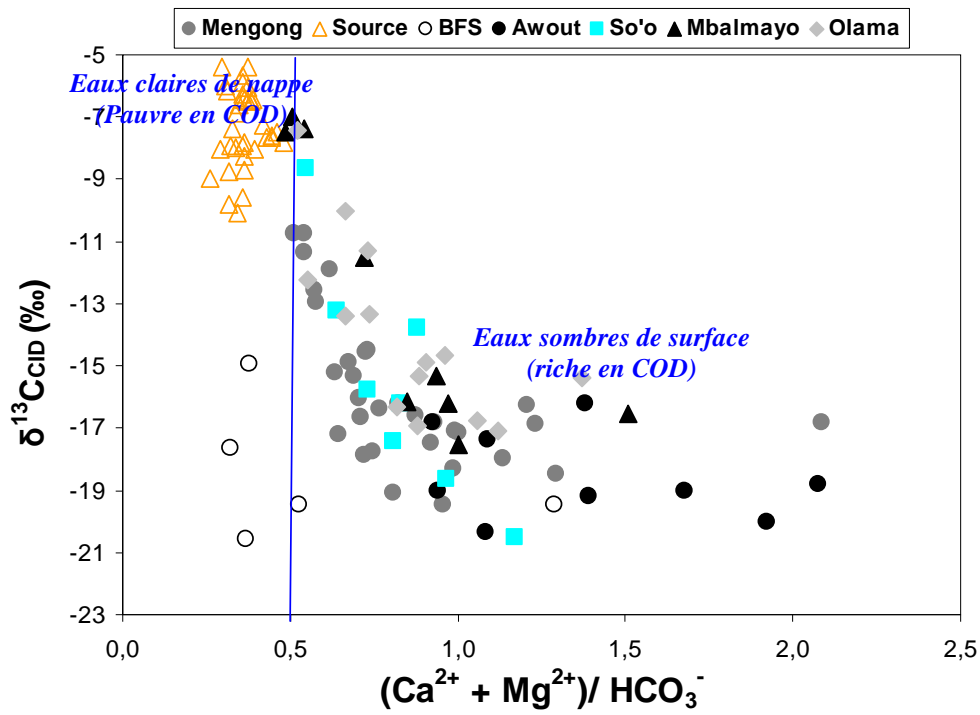


Figure V.27 : Relation entre le  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$  et le rapport  $[\text{Ca}+\text{Mg}]/[\text{HCO}_3^-]$  dans les eaux de nappe et de surface du bassin du Nyong.

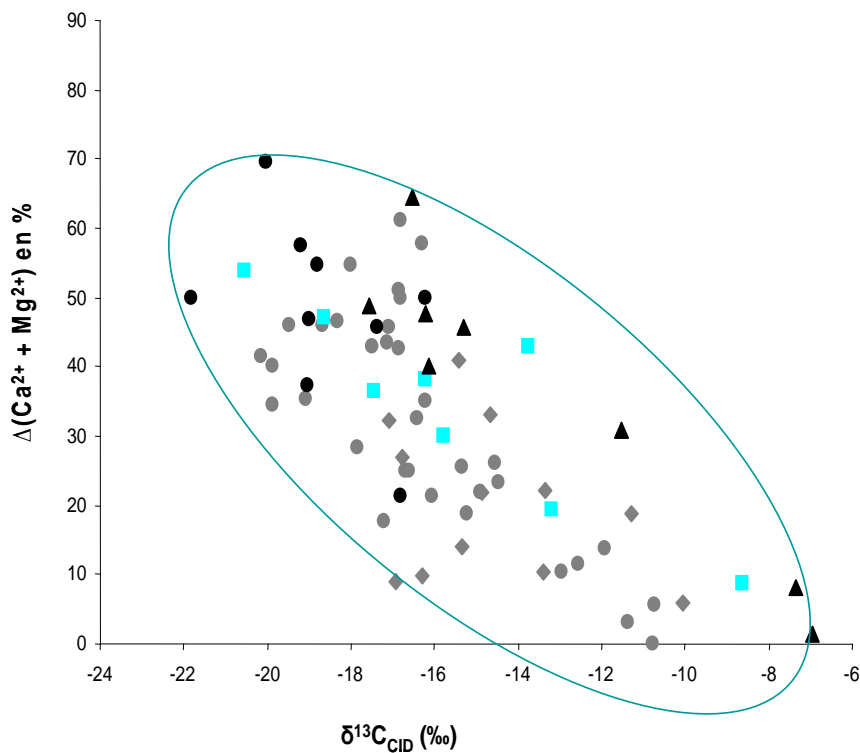


Figure V.28 : Relation entre le  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$  et l'exès de  $[\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}]$  dans les eaux d'écoulement du bassin du Nyong.

du rapport molaire  $[Ca^{2+}+Mg^{2+}]/[HCO_3^-]$ , ce dernier étant dans l'ensemble supérieur à 0,5. Cette corrélation négative s'observe également à l'échelle régionale dans l'ensemble des cours d'eaux du bassin du Nyong. A partir d'une valeur de -21‰, on atteint un palier au delà duquel le  $\delta^{13}C_{CID}$  n'évolue plus avec le rapport  $[Ca^{2+}+Mg^{2+}]/[HCO_3^-]$ . La corrélation négative observée traduit l'influence importante des matières organiques sur l'altération chimique des minéraux dans ces milieux riches en carbone organique dissous. L'observation des compositions chimiques des eaux de surface faites par Oliva et *al.*, (1999) suggère que les sols hydromorphes de la zone marécageuse du bassin du Mengong sont responsables de la quasi-totalité de l'altération chimique dans le bassin. Les fortes teneurs en éléments majeurs et traces (comparé aux eaux de nappe) observées ici sont dues à la dissolution des minéraux par les acides organiques. L'agressivité des solutions altérantes est d'autant plus importante que ces solutions sont riches en matière organique (et corrélativement appauvries en  $\delta^{13}C_{CID}$ ). Par ailleurs, la relation linéaire négative observée entre l'exès de Ca+Mg ( $\Delta[Ca^{2+}+Mg^{2+}]$ ) et le  $\delta^{13}C_{CID}$  (fig. V.28) montre bien que les acides organiques non titrés jouent un rôle majeur sur l'altération, notamment dans les sols hydromorphes de la zone marécageuse, riches en matières organiques.

Tableau V.12a : Variations de la composition chimique des eaux de nappe du bassin versant du Mengong.  $TZ^+$  : somme des cations ;  $TZ^-$  : somme des anions.

| Site    |            | $TZ^+$<br>$\mu eq/l$ | $TZ^-$<br>$\mu eq/l$ | $TZ^+-TZ^-$<br>$\mu eq/l$ | $TZ^+-TZ^-$<br>% | Ca<br>$\mu mol/l$ | Mg<br>$\mu mol/l$ | $\frac{Ca+Mg}{HCO_3^-}$ |
|---------|------------|----------------------|----------------------|---------------------------|------------------|-------------------|-------------------|-------------------------|
| Source  | <i>moy</i> | 78,6                 | 81,2                 | -2,6                      | -3,3             | 9,6               | 12,1              | 0,4                     |
|         | <i>min</i> | 60,5                 | 62,5                 | -9,0                      | -9,8             | 8,0               | 9,0               | 0,3                     |
|         | <i>max</i> | 103,4                | 103,4                | 2,5                       | 2,5              | 12,0              | 15,0              | 0,5                     |
| Fosse 3 | <i>moy</i> | 182,1                | 159,5                | 22,6                      | 9,4              | 36,5              | 27,8              | 0,7                     |
|         | <i>min</i> | 45,1                 | 32,4                 | -7,5                      | -6,7             | 8,1               | 6,2               | 0,4                     |
|         | <i>max</i> | 593,4                | 614,9                | 55,5                      | 12,4             | 119,2             | 90,8              | 1,1                     |
| BFP     | <i>moy</i> | 189,4                | 23,0                 | 169,1                     | 88,5             | 25,6              | 18,5              | 0,29                    |
|         | <i>min</i> | 178,1                | 20,1                 | 157,6                     | 8,7              | 24,3              | 18,0              | 0,26                    |
|         | <i>max</i> | 214,9                | 30,0                 | 190,7                     | 89,3             | 26,8              | 18,9              | 0,33                    |
| BFS     | <i>moy</i> | 154,9                | 20,5                 | 134,4                     | 88,2             | 17,1              | 14,9              | 0,3                     |
|         | <i>min</i> | 136,2                | 16,0                 | 120,1                     | 86,8             | 15,4              | 14,1              | 0,6                     |
|         | <i>max</i> | 204,9                | 39,0                 | 182,8                     | 89,2             | 19,4              | 16,5              | 1,3                     |

Tableau V.12b : Variations de la composition chimique des eaux d'écoulement du bassin versant du Nyong.

| Site     |     | $dc$<br>$\mu eq/mgC$ | $TZ^+$<br>$\mu eq/l$ | $TZ$<br>$\mu eq/l$ | $TZ^+ - TZ$<br>$\mu eq/l$ | $TZ^+ - TZ$<br>% | $Ca$<br>$\mu mol/l$ | $Mg$<br>$\mu mol/l$ | $\Delta[Ca^{2+} + Mg^{2+}]$<br>% | $\frac{Ca+Mg}{HCO_3}$ |
|----------|-----|----------------------|----------------------|--------------------|---------------------------|------------------|---------------------|---------------------|----------------------------------|-----------------------|
| Mengong  | moy | 7,3                  | 176,9                | 86,1               | 90,8                      | 51,1             | 32,8                | 24,1                | 29,3                             | 0,8                   |
|          | min | 5,2                  | 119,8                | 54,6               | 51,5                      | 32,3             | 24,0                | 17,0                | 0,0                              | 0,5                   |
|          | max | 8,3                  | 345,5                | 234,0              | 137,5                     | 64,3             | 57,0                | 52,0                | 61,1                             | 2,1                   |
| Awout    | moy | 7,6                  | 244,6                | 91,8               | 152,8                     | 65,0             | 49,2                | 30,3                | 54,4                             | 1,7                   |
|          | min | 5,8                  | 163,0                | 40,9               | 96,0                      | 43,3             | 30,0                | 19,0                | 21,4                             | 0,9                   |
|          | max | 8,9                  | 495,7                | 256,2              | 239,5                     | 79,1             | 94,0                | 62,0                | 77,1                             | 3,3                   |
| So'o     | moy | 5,9                  | 268,1                | 173,1              | 94,9                      | 39,7             | 51,6                | 35,7                | 35,1                             | 0,8                   |
|          | min | 6,9                  | 188,6                | 74,7               | 61,3                      | 14,3             | 37,0                | 25,0                | 5,5                              | 0,4                   |
|          | max | 8,6                  | 428,2                | 366,8              | 126,7                     | 60,4             | 84,0                | 64,0                | 57,0                             | 1,2                   |
| Mbalmayo | moy | 5,7                  | 304,9                | 203,3              | 101,6                     | 38,6             | 58,3                | 37,6                | 30,8                             | 0,9                   |
|          | min | 5,6                  | 205,7                | 77,4               | 66,0                      | 14,5             | 40,0                | 29,0                | 0,5                              | 0,5                   |
|          | max | 8,4                  | 490,1                | 416,1              | 144,5                     | 64,4             | 87,0                | 57,0                | 64,5                             | 1,5                   |
| Olama    | moy | 5,4                  | 258,4                | 154,6              | 103,8                     | 42,4             | 50,0                | 33,0                | 23,0                             | 0,9                   |
|          | min | 5,7                  | 201,5                | 81,1               | 63,0                      | 15,1             | 39,0                | 26,0                | 2,5                              | 0,5                   |
|          | max | 8,7                  | 417,1                | 354,1              | 137,5                     | 62,8             | 73,0                | 45,0                | 45,3                             | 1,4                   |

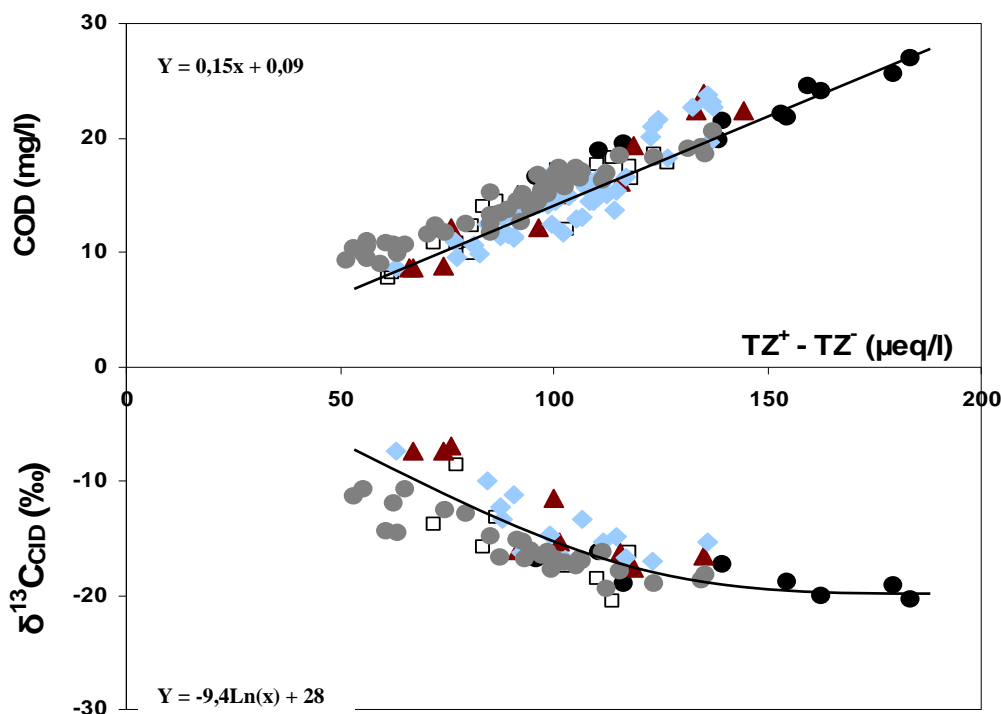


Figure V.29 : Relation entre le déficit ionique ( $TZ^+ - TZ$ ), la teneur en COD et la signature isotopique  $\delta^{13}C$  du CID dans les eaux colorées de surface du bassin du Nyong.

#### ***IV-2 – Relation entre le COD, le déséquilibre ionique et le $\delta^{13}C_{CID}$***

Les eaux colorées de surface du bassin versant du Nyong présentent un déséquilibre de la balance ionique entre la somme des cations majeurs ( $TZ^+$ ) et la somme des anions majeurs ( $TZ^-$ ), dû à un important déficit anionique. Ce déficit, également évoqué par Probst et *al.*, (1992) pour le fleuve Congo, est essentiellement imputable à la richesse en COD de ces eaux. La relation entre le COD et le déficit de charge anionique permet de calculer la densité de charges négative ( $d_c$ ) du carbone organique. Elle est estimée ici à  $6,7 \mu\text{eq}/\text{mg C}$  en moyenne (entre  $5,2 \mu\text{eq}/\text{mg C}$  et  $8,9 \mu\text{eq}/\text{mg C}$ ) pour l'ensemble des eaux d'écoulement du bassin versant du Nyong. Le déficit anionique atteint en moyenne 44 à 80% de la  $TZ^+$  (Boeglin et *al.*, 2005) en fonction des stations (tableau V.12b). Ce déséquilibre ionique est essentiellement due aux anions organiques qui ne sont pas prises en compte dans la mesure de l'alcalinité (Fillion Guigues et *al.*, 1999). Le cycle biogéochimique du carbone est dans ce bassin versant le processus dominant des réactions acido-basique, comme c'est le cas dans la plupart des eaux naturelles de surface riches en carbone (Drever, 1988). Il joue ainsi un rôle important dans le comportement de plusieurs espèces chimiques dissoutes.

La bonne corrélation ( $R = 0,93$ ) entre le déficit ionique ( $TZ^+ - TZ^-$ ) et le COD pour les eaux colorées de surface du bassin versant du Nyong en est une bonne illustration. Les anions organiques ainsi mis en cause dans la balance ionique sont issus de la minéralisation de la matière organique, dans les drains. Une bonne corrélation ( $R = 0,75$ ) est aussi observée entre la signature isotopique  $\delta^{13}C$  du CID et le déficit ionique (fig V.29), ce qui indique une forte influence de la minéralisation de la MO sur la composition chimique de ces cours d'eau et sur le transfert des produit de l'altération.

#### ***V – CONCLUSION***

L'analyse de la variabilité spatiale et temporelle des compositions élémentaires (COD, COP, CID) et isotopiques ( $\delta^{13}C_{COD}$ ,  $\delta^{13}C_{COP}$ ,  $\delta^{13}C_{CID}$ ) du carbone dans les systèmes aquatiques (eaux de nappe et eaux de surface) du bassin versant du Nyong permet de mettre en évidence, les sources de carbone transporté dans les cours d'eaux, ainsi que les processus de contrôle du cycle biogéochimique de cet élément au cours de son transfert vers l'océan. Dans ces écosystèmes tropicaux humides, la composition chimique des cours d'eaux est largement dominée par leurs teneurs en carbone organique. Le COD représente plus de 65% de la composition en éléments dissous et le COP 25% de la composition en éléments

particulaires. Ces fortes concentrations en carbone organique sont attribuées au lessivage des zones marécageuses riches en matières organiques. Les conditions d'hydromorphie saisonnière favorisent l'accumulation rapide des matières organiques dans ces milieux. Le COD jeune qui en résulte est relativement labile et oxydable dans les colonnes d'eau des rivières pour produire un  $\text{CO}_2$  aqueux appauvri en isotope  $^{13}\text{C}$ . Les variations de la composition en COD et de la signature isotopique  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$  montrent le contrôle de l'oxydation de la matière organique sur la signature isotopique du CID des cours d'eau. Le CID provient essentiellement du  $\text{CO}_2$  issu de la dégradation du carbone organique et de ce fait présente une composition isotopique  $\delta^{13}\text{C}$  très négative. Les valeurs élevées de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$  observées en saisons sèches sont essentiellement dues au dégazage de  $\text{CO}_2$  à l'interface eau-atmosphère. L'intensité de ce dégazage est fonction de l'importance de la surface d'échange, ce qui rend les grands cours d'eau (So'o, Nyong à Mbalmayo et Olama) plus sensible à ce phénomène. L'évolution de la  $\text{pCO}_2$  et de la composition isotopique du  $\text{CO}_2$  de ces cours d'eau suggère que l'évasion de  $\text{CO}_2$  vers l'atmosphère est le processus dominant de ces échanges. Ceci vient conforter l'hypothèse selon laquelle les cours d'eau sont des sources et non des puits de  $\text{CO}_2$  pour l'atmosphère. Les variations saisonnières de ces différents processus sont également contrôlées par l'évolution des débits. La baisse du régime des cours d'eau en saisons sèches favorise l'approvisionnement des rivières par les eaux de nappe, pauvre en carbone organique. Par ailleurs le temps de résidence des flux d'eau durant ces périodes devient plus long, ce qui est favorable aux échanges avec l'atmosphère et à un enrichissement isotopique du  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ . Le signal isotopique causé par la respiration et la photosynthèse dans ces rivières n'est pas évident et n'aurait qu'une influence secondaire au regard des processus précédemment évoqués.

Le rapport  $[\text{Ca}+\text{Mg}]/[\text{HCO}_3^-]$  est bien adapté dans ces milieux pour caractériser le rôle de la matière organique dans l'altération chimique des minéraux. Ce rapport est inférieur à 0,5 dans les eaux de nappe, indiquant la prédominance de l'acide carbonique par rapport aux acides organiques dans les processus d'altération des minéraux silicatés. Dans les eaux de surface, ce rapport atteint jusqu'à 2,2 et présente une corrélation négative avec le  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ . Ce qui indique une forte influence des acides organiques non pris en compte dans le titrage de l'alcalinité dans les processus d'altération. La contribution des acides organiques à l'altération du Ca+Mg peut atteindre jusqu'à 80% du Ca+Mg total. Cette influence est croissante lorsque la teneur en matière organique est importante dans la solution altérante.

Les fortes concentrations en carbone organique dissous des eaux de surface (eaux de surface des zones marécageuses et des rivières) du bassin du Nyong assurent le contrôle du

transport de la quasi-totalité des éléments dissous. La charge spécifique des acides organiques issus de la décomposition de la matière organique est responsable du déficit anionique observé dans ces cours d'eau. En conséquence, ce déficit anionique est fortement corrélé au COD et au  $\delta^{13}\text{C}_{\text{COD}}$ . On observe une décroissance de cette charge spécifique au cours du transfert des petites rivières en amont vers l'exutoire du bassin versant du Nyong en aval, ce qui indique une modification structurale progressive des espèces organiques dissoutes durant le transfert. Cette modification structurale reflète la décroissance de la capacité de complexation et de transport des éléments chimiques dissous par la matière organique.

*CHAPITRE VI*

*BILANS DE TRANSFERT DE CARBONE DANS LE BASSIN VERSANT DU NYONG*





## INTRODUCTION

Ce chapitre traite des apports fluviaux de carbone à l'océan et du bilan des processus biogéochimiques qui contrôlent les entrées et les sorties de carbone au sein du bassin du Nyong. Nous examinons ainsi les flux des différentes formes de carbone transférés à l'océan ainsi que leurs variabilités saisonnières. Les bilans de carbone sont établis sur la base des flux entrant de matière organique (litières et débris végétaux divers), qui constitue le principal apport de carbone dans ces écosystèmes. Les flux sortant de carbone sont essentiellement constitués par (1) l'évasion de CO<sub>2</sub> des sols vers l'atmosphère (respiration des sols) et (2) le dégazage de carbone dans les drains et (3) l'exportation du carbone issu de l'érosion des sols et de l'altération des minéraux (COD, COP et CID). Nous n'avons pas analysé dans cette étude le taux d'évasion de CO<sub>2</sub> des sols, cependant, ce dernier pourra être estimé sur la base des études menées dans d'autres sites en forêt tropicale humide. De même, la différence observée entre les flux de carbone libérés par l'érosion des sols et les flux net arrivant à l'océan permettra d'établir le niveau de transformation de cet élément au cours du transfert et le taux d'échange (dégazage vers l'atmosphère) de CO<sub>2</sub> des cours d'eau avec l'atmosphère. La dernière partie de ce chapitre sera consacrée au traçage isotopique des transformations de carbone en rapport avec les processus biogéochimiques suscités.

### *I – VARIABILITE DES FLUX DE CARBONE*

Nous avons calculé les flux de COD et de CID sur les trois cycles hydrologiques étudiés (1998/1999, 1999/2000 et 2005/2006) et les flux de COP uniquement sur le cycle hydrologique 2005/2006. Les variations annuelles des flux portent sur des valeurs mensuelles, calculées à partir des débits moyens mensuelles et des mesures instantanées de concentration de COD, CID et COP. A l'exutoire du BVE de Mengong et du grand bassin du Nyong à Olama, les concentrations mensuelles utilisées pour l'estimation des flux de COD et CID sont les moyennes des teneurs instantanées hebdomadaires (cycle 1998/1999), bihebdomadaires (cycle 2005/2006) et mensuelles (cycle 1999/2000). Dans les autres stations (Awout, So'o et Mbalmayo), nous avons utilisé les teneurs instantanées mensuelles. Les flux de COP quant à eux sont calculés sur la base des concentrations instantanées mensuelles et des moyennes mensuelles de débit. Des nombreuses méthodes sont utilisées pour calculer les flux de carbone lorsque les valeurs de concentration sont obtenues à partir d'un échantillonnage non continu (Walling et Webb, 1985 ; Hope et *al.*, 1997). Lorsqu'on dispose de mesures en continu de débits comme c'est le cas pour cette étude, la méthode représentée

par l'équation suivante est recommandé pour le calcul des flux dans les rivières (Littlewood, 1992).

$$Flux = \frac{\sum (C_i Q_i)}{\sum Q_i} Q_r \quad (16)$$

avec  $C_i$  la concentration instantanée pour chaque échantillonnage ( $\text{mg.l}^{-1}$ ),  $Q_i$  est la débit instantané mesuré au moment de chaque échantillonnage ( $\text{m}^3.\text{s}^{-1}$ ) et  $Q_r$  est le débit moyen des mesures en continu ( $\text{m}^3.\text{s}^{-1}$ ).

### ***I-1 – Variation des flux mensuels en carbone dissous (COD et CID)***

La figure VI.1 présente les variations mensuelles de flux de COD et CID pour les trois cycles étudiés. On peut observer que, quelque soit la fréquence d'échantillonnage (hebdomadaire, bihebdomadaire ou mensuelle), le schéma de variation reste sensiblement le même. Les flux de COD et CID sont relativement homogènes et comparables d'une année à l'autre en un lieu et à une période donnée. L'importance de ces flux de carbone évolue en fonction de l'ordre du cours d'eau et est essentiellement contrôlée par les variations de débits. Dans toutes les stations, le schéma d'évolution mensuelle des flux de CID et de COD se superpose à la variation saisonnière des débits. Les flux observés pendant les périodes de crue (entre octobre et novembre) sont trois à quatre fois supérieurs à ceux observés pendant le reste de l'année (tableau VI.1). Ceux-ci représentent entre 30 et 64% du flux total annuel de COD et entre 30 et 71% du flux total annuel de CID aux différentes stations du bassin du Nyong. Les saisons sèches sont plutôt caractérisées par des flux relativement faibles. Les flux de CID, bien que six fois moins importants en moyenne par rapport aux flux de COD, présentent la même variation que ces derniers. Si cette observation peut s'expliquer par l'hydrologie qui contrôle étroitement l'évolution des flux, elle permet également de mettre en évidence l'origine commune de ces deux paramètres, notamment la production du CID des rivières par la minéralisation de la matière organique. Pour les cycles hydrologiques humides (1998/1999 et 1999/2000), les maximums de débits coïncident généralement avec les maximums de flux, ce qui n'est pas le cas pour un cycle hydrologique sec (2005/2006). Toutefois, dans les bassins versant de taille réduite (Mengong, Awout, So'o), le flux enregistré lors de ce maximum pour le cycle sec reste comparable à celui enregistré pour les cycles humides. Ceci s'explique par le fait que les déficits hydrologiques sont compensés par des fortes concentrations en COD et CID.

**BILANS DE TRANSFERT DE CARBONE DANS LE BASSIN VERSANT DU NYONG**

Tableau VI.1 : Valeurs mensuelles des flux de COD et CID (exprimés en t/ha/an) dans le bassin versant du Nyong au cours des trois cycles hydrologiques étudiés (1998/1999, 1999/2000 et 2005/2006).

| Mois              | <i>Flux Mengong</i> |             |             |             |             |             | <i>Flux Awout</i> |            |            |              |            |              | <i>Flux So'o</i> |             |             |             |             |             | <i>Flux Nyong-Mbalmayo</i> |              |              |             |             |             | <i>Flux Nyong-Olama</i> |              |              |             |             |             |
|-------------------|---------------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------------|------------|------------|--------------|------------|--------------|------------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|----------------------------|--------------|--------------|-------------|-------------|-------------|-------------------------|--------------|--------------|-------------|-------------|-------------|
|                   | <i>COD</i>          |             |             | <i>CID</i>  |             |             | <i>COD</i>        |            |            | <i>CID</i>   |            |              | <i>COD</i>       |             |             | <i>CID</i>  |             |             | <i>COD</i>                 |              |              | <i>CID</i>  |             |             | <i>COD</i>              |              |              | <i>CID</i>  |             |             |
|                   | 98/99               | 99/00       | 05/06       | 98/99       | 99/00       | 05/06       | 98/99             | 99/00      | 05/06      | 98/99        | 99/00      | 05/06        | 98/99            | 99/00       | 05/06       | 98/99       | 99/00       | 05/06       | 98/99                      | 99/00        | 05/06        | 98/99       | 99/00       | 05/06       | 98/99                   | 99/00        | 05/06        | 98/99       | 99/00       | 05/06       |
| <i>mars</i>       | 0,04                | 0,08        | 0,22        | 0,01        | 0,01        | 0,02        | 43                | 74         | 50         | 6,8          | 10         | 4,7          | 27               | 867         | 441         | 11          | 404         | 73          | 359                        | 1964         | 2230         | 141         | 370         | 373         | 516                     | 2575         | 2853         | 143         | 746         | 593         |
| <i>Avril</i>      | 0,19                | 0,11        | 0,23        | 0,03        | 0,02        | 0,02        | 112               | 218        | 147        | 25,0         | 39         | 11,1         | 321              | 2095        | 441         | 96          | 1026        | 54          | 527                        | 2661         | 3570         | 253         | 871         | 354         | 1082                    | 6305         | 4300         | 317         | 1767        | 555         |
| <i>Mai</i>        | 0,18                | 0,31        | 0,18        | 0,03        | 0,06        | 0,02        | 130               | 362        | 76         | 17,5         | 96         | 6,7          | 807              | 5117        | 1236        | 102         | 342         | 163         | 1042                       | 5223         | 3986         | 404         | 804         | 443         | 3007                    | 11342        | 7770         | 592         | 1170        | 956         |
| <i>Juin</i>       | 0,22                | 0,07        | 0,18        | 0,04        | 0,01        | 0,02        | 219               | 203        | 71         | 34,8         | 47         | 3,7          | 1207             | 1665        | 489         | 158         | 606         | 38          | 2054                       | 5296         | 4924         | 467         | 1356        | 362         | 3764                    | 7276         | 5822         | 717         | 2032        | 606         |
| <i>Juillet</i>    | 0,37                | 0,18        | 0,19        | 0,05        | 0,03        | 0,02        | 222               | 313        | 75         | 42,7         | 77         | 6,4          | 1977             | 3058        | 300         | 420         | 459         | 30          | 3739                       | 7676         | 4844         | 457         | 1622        | 336         | 5999                    | 10929        | 6965         | 925         | 2203        | 548         |
| <i>Août</i>       | 0,30                | 0,25        | 0,05        | 0,05        | 0,05        | 0,00        | 86                | 194        | 9          | 20,1         | 41         | 0,3          | 1264             | 1889        | 1027        | 166         | 887         | 139         | 2692                       | 8542         | 3181         | 411         | 1417        | 245         | 4366                    | 11389        | 5366         | 718         | 2206        | 395         |
| <i>Sept</i>       | 0,13                | 0,13        | 0,24        | 0,02        | 0,03        | 0,04        | 587               | 704        | 67         | 130,8        | 164        | 8,1          | 871              | 3681        | 3154        | 111         | 954         | 410         | 4577                       | 7782         | 6169         | 598         | 2516        | 830         | 5917                    | 11702        | 8568         | 999         | 2719        | 863         |
| <i>Oct</i>        | 1,18                | 1,00        | 1,10        | 0,15        | 0,21        | 0,15        | 402               | 520        | 939        | 82,9         | 122        | 132,7        | 5054             | 4058        | 7388        | 1042        | 1043        | 1330        | 8414                       | 11758        | 13965        | 1204        | 3013        | 1976        | 14366                   | 15313        | 17839        | 2189        | 3972        | 3037        |
| <i>Nov</i>        | 0,46                | 0,50        | 0,28        | 0,07        | 0,10        | 0,05        | 105               | 353        | 210        | 12,3         | 66         | 42,2         | 5425             | 5883        | 4750        | 914         | 521         | 805         | 12251                      | 17636        | 10159        | 1998        | 2358        | 1100        | 17913                   | 21959        | 12208        | 3080        | 2519        | 2484        |
| <i>Dec</i>        | 0,17                | 0,14        | 0,10        | 0,03        | 0,03        | 0,02        | 53                | 127        | 71         | 0,7          | 23         | 9,7          | 1451             | 2098        | 1098        | 180         | 153         | 294         | 14399                      | 13740        | 5992         | 1414        | 1280        | 889         | 16696                   | 15737        | 6686         | 1834        | 1373        | 1303        |
| <i>Janvier</i>    | 0,05                | 0,05        | 0,01        | 0,01        | 0,01        | 0,00        | 5                 | 25         | 18         | 8,6          | 5          | 3,8          | 260              | 586         | 162         | 40          | 77          | 80          | 7810                       | 5899         | 1732         | 761         | 363         | 553         | 8431                    | 7212         | 2120         | 945         | 595         | 684         |
| <i>Février</i>    | 0,07                | 0,06        | 0,04        | 0,01        | 0,02        | 0,01        | 74                | 67         | 80         | 9,3          | 16         | 16,3         | 503              | 318         | 231         | 92          | 58          | 84          | 2573                       | 1908         | 1026         | 337         | 202         | 233         | 2988                    | 2660         | 1045         | 412         | 260         | 315         |
| <b>Moy</b>        | <b>0,28</b>         | <b>0,24</b> | <b>0,24</b> | <b>0,04</b> | <b>0,05</b> | <b>0,03</b> | <b>170</b>        | <b>263</b> | <b>151</b> | <b>32,6</b>  | <b>59</b>  | <b>20,5</b>  | <b>1597</b>      | <b>2610</b> | <b>1726</b> | <b>278</b>  | <b>544</b>  | <b>292</b>  | <b>5036</b>                | <b>7507</b>  | <b>5148</b>  | <b>704</b>  | <b>1348</b> | <b>641</b>  | <b>7087</b>             | <b>10367</b> | <b>6795</b>  | <b>1073</b> | <b>1797</b> | <b>1028</b> |
| <b>Max</b>        | <b>1,18</b>         | <b>1,00</b> | <b>1,10</b> | <b>0,15</b> | <b>0,21</b> | <b>0,15</b> | <b>587</b>        | <b>704</b> | <b>939</b> | <b>130,8</b> | <b>164</b> | <b>132,7</b> | <b>5425</b>      | <b>5883</b> | <b>7388</b> | <b>1042</b> | <b>1043</b> | <b>1330</b> | <b>14399</b>               | <b>17636</b> | <b>13965</b> | <b>1998</b> | <b>3013</b> | <b>1976</b> | <b>17913</b>            | <b>21959</b> | <b>17839</b> | <b>3080</b> | <b>3972</b> | <b>3037</b> |
| <b>Min</b>        | <b>0,04</b>         | <b>0,05</b> | <b>0,01</b> | <b>0,01</b> | <b>0,01</b> | <b>0,00</b> | <b>5</b>          | <b>25</b>  | <b>9</b>   | <b>0,7</b>   | <b>5</b>   | <b>0,3</b>   | <b>27</b>        | <b>318</b>  | <b>162</b>  | <b>11</b>   | <b>58</b>   | <b>30</b>   | <b>359</b>                 | <b>1908</b>  | <b>1026</b>  | <b>141</b>  | <b>202</b>  | <b>233</b>  | <b>516</b>              | <b>2575</b>  | <b>1045</b>  | <b>143</b>  | <b>260</b>  | <b>315</b>  |
| <b>Superficie</b> | <b>0,6</b>          |             |             |             |             |             | <b>206</b>        |            |            |              |            |              | <b>3120</b>      |             |             |             |             |             | <b>13555</b>               |              |              |             |             |             | <b>18510</b>            |              |              |             |             |             |

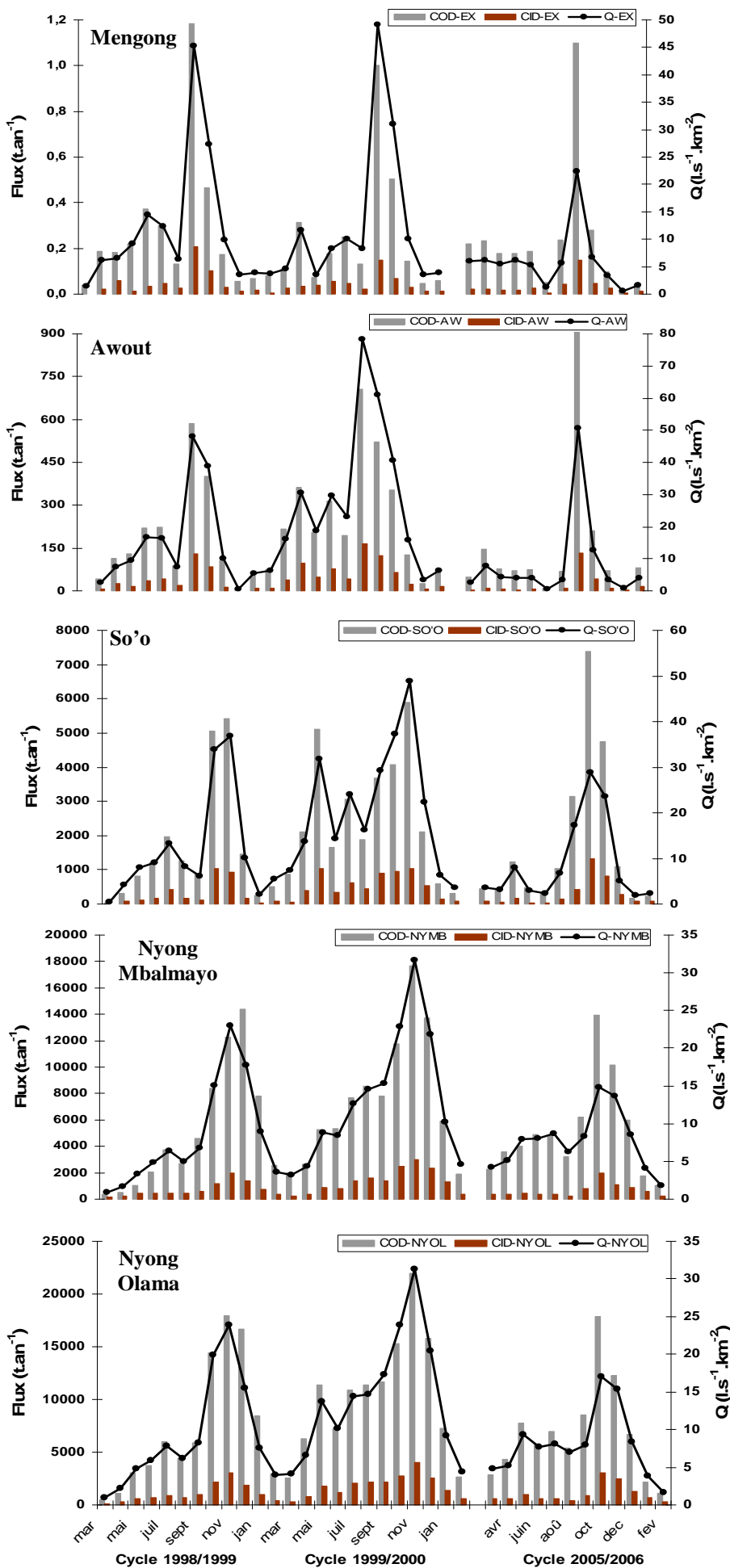


Figure VI.1 : Variations mensuelles de flux de COD et CID en fonction des variations de débits dans le bassin versant du Nyong au cours des cycles hydrologiques 1998-1999, 1999-2000 et 2005-2006.

**I-2 – Variation des flux mensuels de COP et de MES**

Les variations de flux de COP se corrèlent mieux à celles des flux de MES qu’à celles des débits, notamment au niveau du petit bassin du Mengong (fig VI.2). Dans ce dernier, les flux de matières en suspension (COP et MES) sont plus importants lorsque les débits sont faibles et que la surface de la zone marécageuse n’est pas encore saturée. Au cours de la grande période de crue, la surface de la zone marécageuse devient saturée, ce qui facilite les écoulements laminaires peu favorables à la mobilisation des particules. D’où une importante dilution du COP et des MES. Dans les autres stations du bassin du Nyong (Awout, So’o, Mbalmayo et Olama), l’évolution des flux de COP et de MES est relativement corrélée aux variations saisonnières de débits. L’importance de ces flux est fonction de la taille du bassin versant (tableau VI.2). Pour le cycle 2005/2006, les flux de COP représentent entre 11 et 20% des flux de MES.

Tableau VI.2 : Valeurs mensuelles des flux de COP et MES (exprimés en t/ha/an) dans le bassin versant du Nyong au cours des trois cycles hydrologiques étudiés (1998/1999, 1999/2000 et 2005/2006).

| Mois                     | <i>Flux Mengong</i> |             | <i>Flux Awout</i> |            | <i>Flux So’o</i> |             | <i>Flux Nymb</i> |             | <i>Flux Nyol</i> |             |
|--------------------------|---------------------|-------------|-------------------|------------|------------------|-------------|------------------|-------------|------------------|-------------|
|                          | <i>COP</i>          | <i>MES</i>  | <i>COP</i>        | <i>MES</i> | <i>COP</i>       | <i>MES</i>  | <i>COP</i>       | <i>MES</i>  | <i>COP</i>       | <i>MES</i>  |
| <i>mars</i>              | 0,008               | 0,04        | 0,53              | 3          | 27               | 242         | 211              | 1199        | 352              | 1871        |
| <i>Avril</i>             | 0,025               | 0,11        | 3,90              | 20         | 44               | 401         | 254              | 1955        | 501              | 2594        |
| <i>Mai</i>               | 0,009               | 0,04        | 2,41              | 14         | 128              | 856         | 346              | 1911        | 1083             | 6225        |
| <i>Juin</i>              | 0,012               | 0,05        | 1,31              | 10         | 45               | 369         | 567              | 2807        | 631              | 4442        |
| <i>Juillet</i>           | 0,001               | 0,01        | 0,89              | 15         | 41               | 369         | 394              | 1643        | 633              | 3120        |
| <i>Août</i>              | 0,004               | 0,02        | 0,41              | 3          | 30               | 876         | 166              | 637         | 426              | 2240        |
| <i>Sept</i>              | 0,026               | 0,10        | 3,89              | 21         | 215              | 1681        | 887              | 3047        | 1168             | 6248        |
| <i>Oct</i>               | 0,003               | 0,01        | 33,60             | 159        | 415              | 2961        | 781              | 4361        | 1442             | 8101        |
| <i>Nov</i>               | 0,017               | 0,06        | 12,98             | 88         | 344              | 2150        | 926              | 3922        | 1573             | 6395        |
| <i>Dec</i>               | 0,010               | 0,02        | 3,68              | 27         | 96               | 777         | 547              | 1886        | 581              | 3139        |
| <i>Janvier</i>           | 0,004               | 0,02        | 2,67              | 24         | 23               | 190         | 161              | 616         | 249              | 987         |
| <i>Février</i>           | 0,005               | 0,02        | 0,86              | 5          | 24               | 171         | 96               | 372         | 133              | 693         |
| <b><i>Moy</i></b>        | <b>0,010</b>        | <b>0,04</b> | <b>5,59</b>       | <b>32</b>  | <b>119</b>       | <b>920</b>  | <b>445</b>       | <b>2030</b> | <b>731</b>       | <b>3838</b> |
| <b><i>Max</i></b>        | <b>0,026</b>        | <b>0,11</b> | <b>33,60</b>      | <b>159</b> | <b>415</b>       | <b>2961</b> | <b>926</b>       | <b>4361</b> | <b>1573</b>      | <b>8101</b> |
| <b><i>Min</i></b>        | <b>0,001</b>        | <b>0,01</b> | <b>0,41</b>       | <b>3</b>   | <b>23</b>        | <b>171</b>  | <b>96</b>        | <b>372</b>  | <b>133</b>       | <b>693</b>  |
| <b><i>Superficie</i></b> | <b>0,6</b>          |             | <b>206</b>        |            | <b>3120</b>      |             | <b>13555</b>     |             | <b>18510</b>     |             |

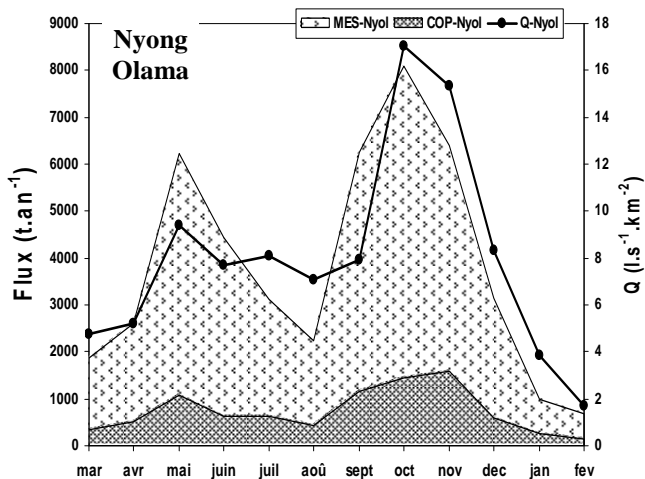
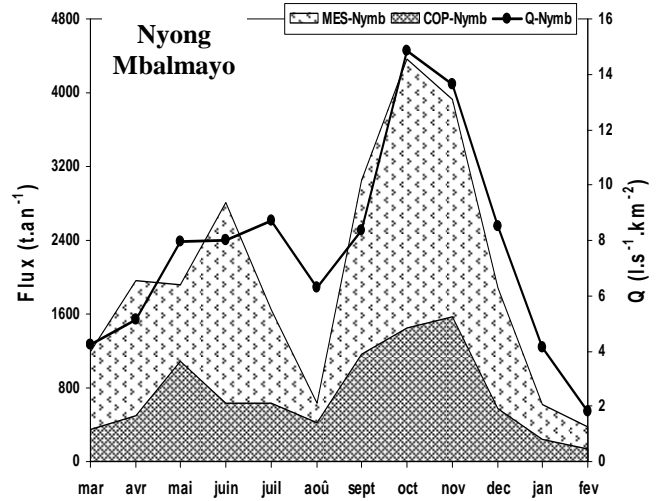
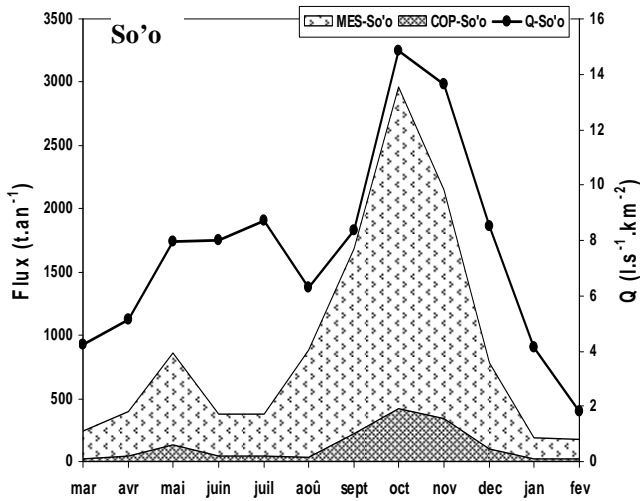
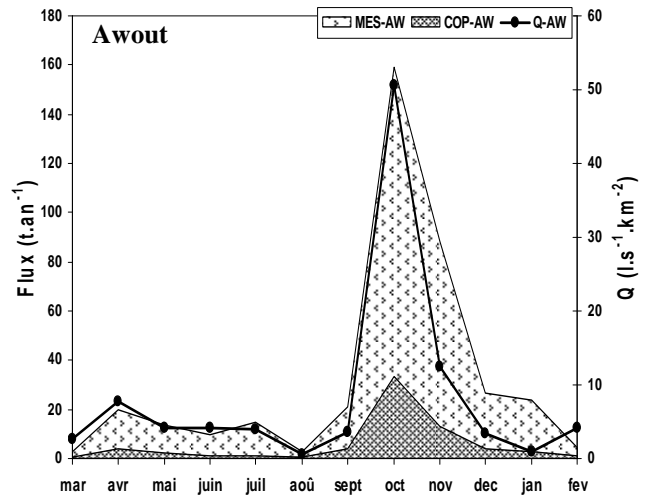
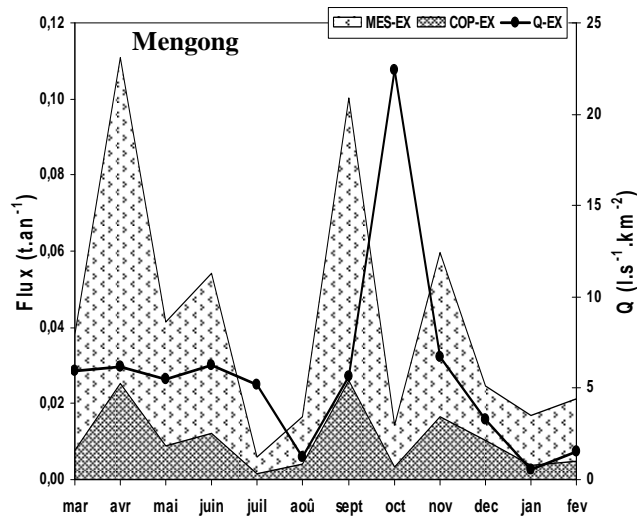


Figure VI.2 : Variations mensuelles de flux de COP et MES en fonction des variations de débits dans le bassin versant du Nyong au cours du cycle hydrologique 2005-2006.

### I-3 – Les flux annuels de carbone

#### I-3-1 Le carbone organique

Les flux annuels de carbone pour les trois cycles étudiés sont présentés dans le tableau VI.3. Les flux spécifiques annuels de COD sont plus faibles dans le Nyong à Mbalmayo et Olama où ils varient entre 4,41 et 6,72 t.km<sup>-2</sup>.an<sup>-1</sup> tandis que les plus fortes valeurs sont enregistrées à Awout (jusqu'à 14,98 t.km<sup>-2</sup>.an<sup>-1</sup>). Dans l'ensemble, les flux observés au cours du cycle 1999-2000 sont plus importants que ceux des cycles 1998-1999 et 2005-2006. Les flux spécifiques interannuels pour ces trois cycles sont de 5,01 t.km<sup>-2</sup>.an<sup>-1</sup> à l'exutoire du BVE du Mengong, 11,22 t.km<sup>-2</sup>.an<sup>-1</sup> à Awout, 7,51 t.km<sup>-2</sup>.an<sup>-1</sup> à So'o, 5,17 t.km<sup>-2</sup>.an<sup>-1</sup> à Mbalmayo et 5,24 t.km<sup>-2</sup>.an<sup>-1</sup> à l'exutoire du Nyong à Olama. Ces valeurs sont supérieures à celles généralement observées dans les fleuves équatoriaux d'Afrique tel que la Congo ou le Ngoko (Nkounkou et Probst, 1987 ; Sigha Nkamdjou, 1993 ; Coynel et al., 2005), du même ordre de grandeur que celles observées dans d'autres grands fleuves tropicaux tels que l'Amazone ou l'Orinoco (Paolini et al., 1987 ; Lewis et Saunders, 1989 ; Richey et al., 1990 ; Seyler et al., 2005) et inférieures à celles observées dans certains fleuves des forêts tropicales humides en Amérique du Sud tel que le Rio Negro ou le Caroni (Richey et al., 1990). La comparaison de ces différents flux est présentée dans le tableau VI.4. La distribution spatiale des flux spécifiques de COD dans le bassin du Nyong est présentée à la figure VI.3. Les flux correspondant à la partie sud du bassin (Awout et So'o) sont plus importants que ceux observés dans la partie amont (à l'Est) du bassin. Cette différence serait plus imputable à l'intensité de drainage dans cette partie Sud, qu'à la végétation et à la couverture du sol (Boeglin et al., 2005). A l'échelle du BVE du Mengong, l'importance de l'hydraulicité des cycles n'a pas d'influence majeure sur les flux de COD qui restent relativement homogènes. Les fortes concentrations de COD observées pendant les cycles à faible hydraulicité compensent les déficits de débit. De même, au cours des cycles hydrologiques plus humides, caractérisés par une importante dilution du COD, les forts débits observés compensent les faibles teneurs de COD. Ceci n'est pas le cas à plus grande échelle où l'hydraulicité du cycle à une grande influence sur les flux de COD. Ces derniers sont plus importants au cours des cycles à forte hydraulicité. Quelque soit les spécificités des différentes parties du bassin, le flux de COD jouent un rôle majeur dans le transfert du carbone organique total (COT). Nous nous sommes donc intéressés au rapport d'abondance des formes organique (COD et COP) et du carbone organique total (fig. VI.4) :

$$R(\%) = COD/COT \quad (17)$$

$$\text{avec } COT = COD + COP \text{ en } mg.l^{-1} \quad (18)$$

Tableau VI.3 : Flux annuels de carbone dans le bassin versant du Nyong au cours des trois cycles hydrologiques étudiés (1998/1999, 1999/2000 et 2005/2006).

| Bassin  |                                | Mengong |       |       | Awout |       |       | So'o  |       |       | Nymb  |        |       | Nyol  |        |        |
|---|--------------------------------|---------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|--------|-------|-------|--------|--------|
|   |                                | 98/99   | 99/00 | 05/06 | 98/99 | 99/00 | 05/06 | 98/99 | 99/00 | 05/06 | 98/99 | 99/00  | 05/06 | 98/99 | 99/00  | 05/06  |
| Flux total (t.an <sup>-1</sup> )                  | COD                            | 2,8     | 3,4   | 2,8   | 2039  | 3086  | 1812  | 19166 | 30448 | 20717 | 60437 | 88122  | 61779 | 85044 | 124401 | 81543  |
|   | COP                            | -       | -     | 0,12  | -     | -     | 67    | -     | -     | 1433  | -     | -      | 5335  | -     | -      | 8771   |
|   | COT                            | -       | -     | 2,9   | -     | -     | 1879  | -     | -     | 22150 | -     | -      | 67114 | -     | -      | 90314  |
|   | R(%)                           | -       | -     | 97    | -     | -     | 96    | -     | -     | 94    | -     | -      | 92    | -     | -      | 90     |
|   | CID                            | 0,50    | 0,57  | 0,38  | 392   | 695   | 246   | 3332  | 6529  | 3499  | 8444  | 16173  | 7693  | 12871 | 21563  | 12340  |
|   | H <sub>2</sub> CO <sub>3</sub> | 0,33    | 0,39  | 0,28  | 347   | 553   | 222   | 2391  | 4467  | 2574  | 4698  | 10065  | 4365  | 7546  | 12708  | 7545   |
|   | HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>  | 0,16    | 0,19  | 0,09  | 45    | 145   | 23    | 941   | 2054  | 925   | 3745  | 6085   | 3328  | 5325  | 8871   | 4795   |
|   | C total                        | 3,37    | 3,90  | 3,28  | 2431  | 3781  | 2125  | 22498 | 30977 | 25649 | 68881 | 104295 | 74807 | 97915 | 145964 | 102654 |
| Flux Spéc (t.km <sup>-2</sup> .an <sup>-1</sup> ) | COD                            | 5,62    | 4,67  | 4,69  | 9,90  | 14,98 | 8,79  | 6,14  | 9,76  | 6,64  | 4,46  | 6,50   | 4,56  | 4,59  | 6,72   | 4,41   |
|   | COP                            | -       | -     | 0,21  | -     | -     | 0,33  | -     | -     | 0,46  | -     | -      | 0,39  | -     | -      | 0,47   |
|   | COT                            | -       | -     | 4,90  | -     | -     | 9,12  | -     | -     | 7,10  | -     | -      | 4,95  | -     | -      | 4,88   |
|   | CID                            | 0,83    | 0,95  | 0,64  | 1,90  | 3,37  | 1,19  | 1,07  | 2,09  | 1,12  | 0,62  | 1,19   | 0,57  | 0,70  | 1,16   | 0,67   |
|   | H <sub>2</sub> CO <sub>3</sub> | 0,55    | 0,65  | 0,47  | 1,68  | 2,68  | 1,08  | 0,77  | 1,43  | 0,82  | 0,35  | 0,74   | 0,32  | 0,41  | 0,69   | 0,41   |
|   | HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>  | 0,27    | 0,31  | 0,15  | 0,22  | 0,70  | 0,11  | 0,30  | 0,66  | 0,30  | 0,28  | 0,45   | 0,25  | 0,29  | 0,48   | 0,26   |
|   | C total                        | 6,45    | 5,62  | 5,54  | 11,80 | 18,35 | 10,31 | 7,21  | 11,85 | 8,22  | 5,08  | 7,69   | 5,52  | 5,29  | 7,88   | 5,55   |
|   | Superficie (km <sup>2</sup> )  | 0,6     |       |       | 206   |       |       | 3120  |       |       | 13555 |        |       | 18510 |        |        |

Tableau VI.4 : Comparaison des flux de carbone dans les eaux continentales entre le bassin du Nyong et d'autres bassins versants du monde.

| Bassin                | Superficies | Flux spécifiques (t.km <sup>-2</sup> .an <sup>-1</sup> ) |     |      |     |           | Flux annuels 10 <sup>6</sup> (t.an <sup>-1</sup> ) | Références |
|-----------------------|-------------|--|-----|------|-----|-----------|--|------------|
|                       |             | COD  | COP | COT  | CID | C total   |  |            |
| <b>SAVANE</b>         |             |  |     |      |     |           |  |            |
| Sanaga                | 133 000     | 1,5  | 4,3 | 5,7  |     |           | Ndam Ngoupayou, 1997                               |            |
| Oubangui              | 489 000     | 1,1  | 0,3 | 1,4  |     | 0,6       | Coynel, 2005 ; Seyler et al, 1993                  |            |
| Niger                 | 1 150 000   | 0,4  | 0,5 | 1,0  |     | 1,2       | Martins, 1983                                      |            |
| <b>FORET HUMIDE</b>   |             |  |     |      |     |           |  |            |
| Nyong                 | 18 510      | 5,3  | 0,5 | 5,7  | 0,8 | 0,1       | Cette étude ; Ndam Ngoupayou, 1997                 |            |
| Ngoko                 | 67 000      | 3,7  | 0,9 | 4,6  |     | 0,3       | Seyler et al., 1993 ; Sigha-Nkamdjou, 1993         |            |
| Rio negro             | 690 000     | 12,0   | 0,6 | 12,6 | 2,3 | 10,3      | Richey et al., 1990                                |            |
| <b>GRANDS BASSINS</b> |             |  |     |      |     |           |  |            |
| Orinoco               | 1 100 000   | 4,9  | 1,8 | 6,7  | 2,2 | 7,7 – 8,8 | Paolini et al., (1983, 1987)                       |            |
| Parana                | 2 600 000   | 2,0  | 0,5 | 2,5  | 1,4 | 10,2      | Depetris et Kempe, 1993 ; Brunet, 2004             |            |
| Congo                 | 3 500 000   | 3,5  | 0,6 | 4,1  | 0,9 | 36,1      | Probst et al., 1993 ; Coynel et al., 2005          |            |
| Amazone               | 6 400 000   | 5,5  | 0,9 | 6,3  | 4,3 | 67,8      | Richey et al., 1990 ; Probst et al., 1993          |            |



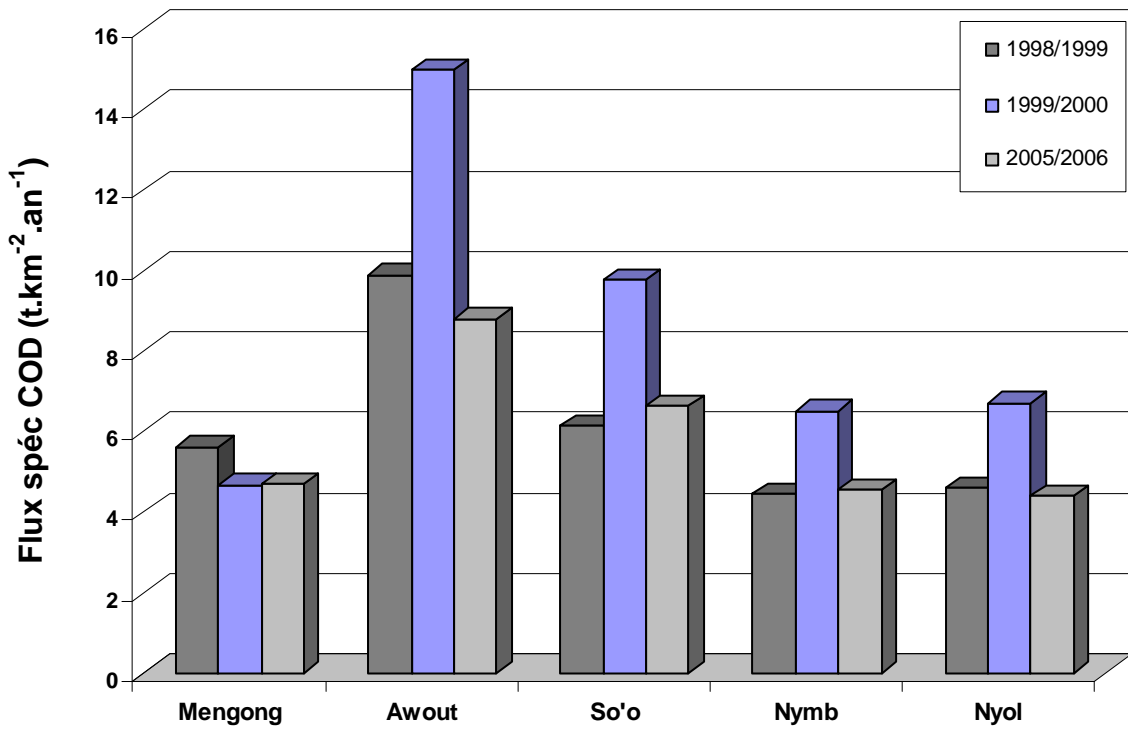


Figure VI.3 : Distribution spatiale de flux spécifiques de COD dans le bassin versant du Nyong au cours des trois cycles hydrologiques étudiés.

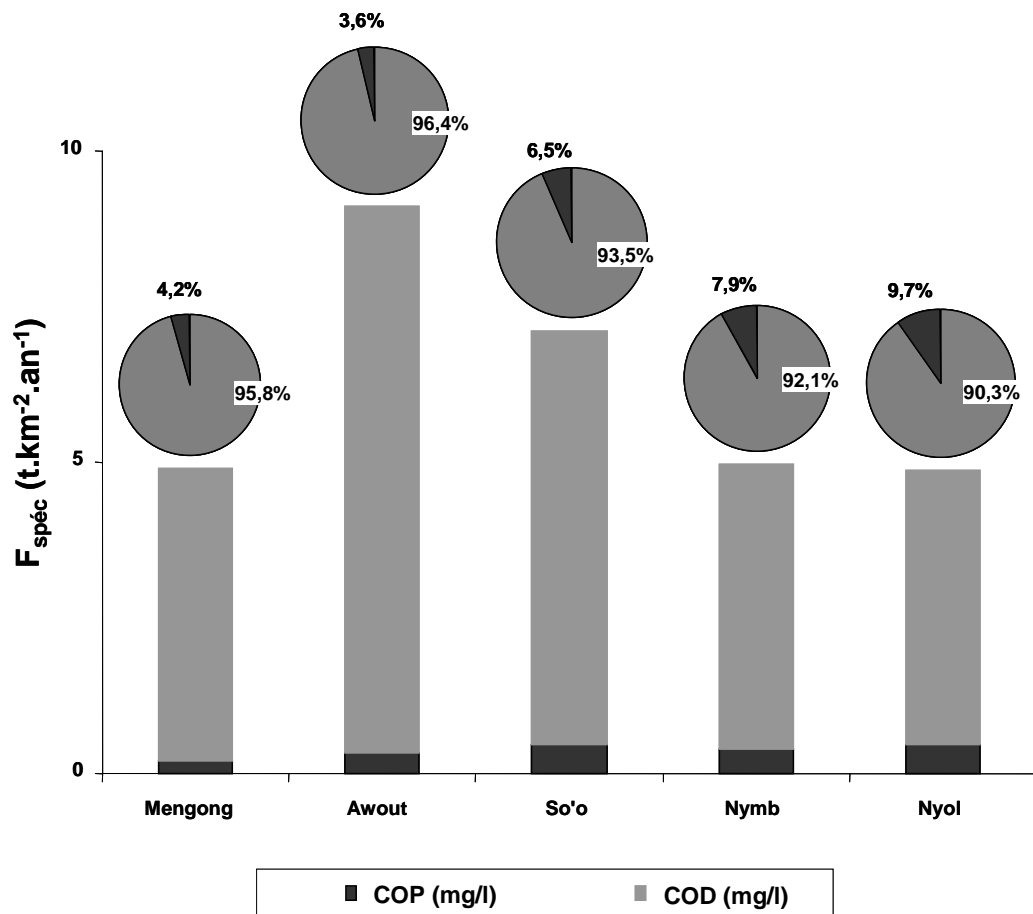


Figure VI.4 : Distribution spatiale des proportions de flux spécifiques de COD et de COP dans la fraction totale de carbone organique dans le bassin versant du Nyong.

Contrairement aux zones tempérées où chaque forme de carbone organique participe environ pour moitié au carbone organique total (Meybeck, 1984), la proportion du flux de COD représente entre 90,3% et 96,4% du COT pour le cycle 2005/2006 dans le bassin versant du Nyong. Les flux de COD connaissent une baisse d'amont vers l'aval, conséquence de la minéralisation de ce dernier au cours de son transfert (fig. VI.5). Les flux spécifique de COP, compris entre 0,21 et 0,47 t.km<sup>-2</sup>.an<sup>-1</sup> représente entre 3,57% et 9,71% du flux de COT. Les flux de COP augmentent d'amont vers l'aval, du fait cette fois ci de l'intensité du drainage. Les rapports R(%) ainsi obtenus pour le cycle 2005/2006 sont supérieures en moyenne de 8% par rapport à ceux calculés pour le cycle 1995/1996 par Ndam Ngoupayou (1997) dans ces mêmes cours d'eaux ou à ceux calculés par Coynel *et al.*, (2005) dans les fleuves du Congo et Ngoko. Cette différence est liée à une baisse considérable du flux de COP qui est passé de 0,9 t.km<sup>-2</sup>.an<sup>-1</sup> à 0,5 t.km<sup>-2</sup>.an<sup>-1</sup> dans le Nyong en 10 ans. La baisse du flux de COP serait due au recul de l'érosion des sols en raison des faibles perturbations de l'écosystème par les actions anthropiques (recul de la pression agricole dans le bassin).

### *I-3-2 Le carbone inorganique*

La figure VI.6 montre la distribution des flux de CID dans le bassin versant du Nyong. Les flux spécifiques de CID sont faibles dans le bassin versant du Nyong. Les valeurs les plus importantes au cours de la période d'étude sont observées durant le cycle 1999/2000 pendant lequel les flux spécifiques de CID varient spatialement entre 0,95 t.km<sup>-2</sup>.an<sup>-1</sup> et 3,37 t.km<sup>-2</sup>.an<sup>-1</sup>. Les cycles 1998/1999 et 2005/2006, relativement sec par rapport au précédent, présentent des valeurs respectives comprises entre 0,62 t.km<sup>-2</sup>.an<sup>-1</sup> et 1,90 t.km<sup>-2</sup>.an<sup>-1</sup> et entre 0,57 t.km<sup>-2</sup>.an<sup>-1</sup> et 1,19 t.km<sup>-2</sup>.an<sup>-1</sup> (tableau. VI.3). La baisse des flux spécifique d'amont en aval observée pour le COD est aussi effective pour le CID. Les flux spécifiques interannuels pour la période d'étude sont de 0,80 t.km<sup>-2</sup>.an<sup>-1</sup> à l'exutoire du BVE du Mengong, 2,16 t.km<sup>-2</sup>.an<sup>-1</sup> à Awout, 1,43 t.km<sup>-2</sup>.an<sup>-1</sup> à So'o, 0,79 t.km<sup>-2</sup>.an<sup>-1</sup> à Mbalmayo et 0,84 t.km<sup>-2</sup>.an<sup>-1</sup> à l'exutoire du Nyong à Olama. Pour le cycle 2005/2006 au cours duquel nous avons analysé toutes les formes de carbone, le flux de CID représente entre 10,28% et 13,64% du flux de carbone total aux différentes stations suivies (fig.VI.7). Le flux de CO<sub>2</sub> dissous (H<sub>2</sub>CO<sub>3</sub>) représente entre 56,75% et 90,53% de ce flux de CID. La principale raison de la faiblesse des flux de HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> est dû au fait que, le bassin versant étant constitué exclusivement de roches silicatés, les pH essentiellement acides favorisent la présence du CID sous forme de CO<sub>2</sub> libre (CO<sub>2</sub> aqueux et H<sub>2</sub>CO<sub>3</sub>) plutôt que de HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> (Hélie *et al.*, 2002 ; Dawson *et al.*, 2002). Par ailleurs, le faible taux d'altération des roches silicates limite la consommation de CO<sub>2</sub> aqueux des sols et donc la formation de bicarbonates.

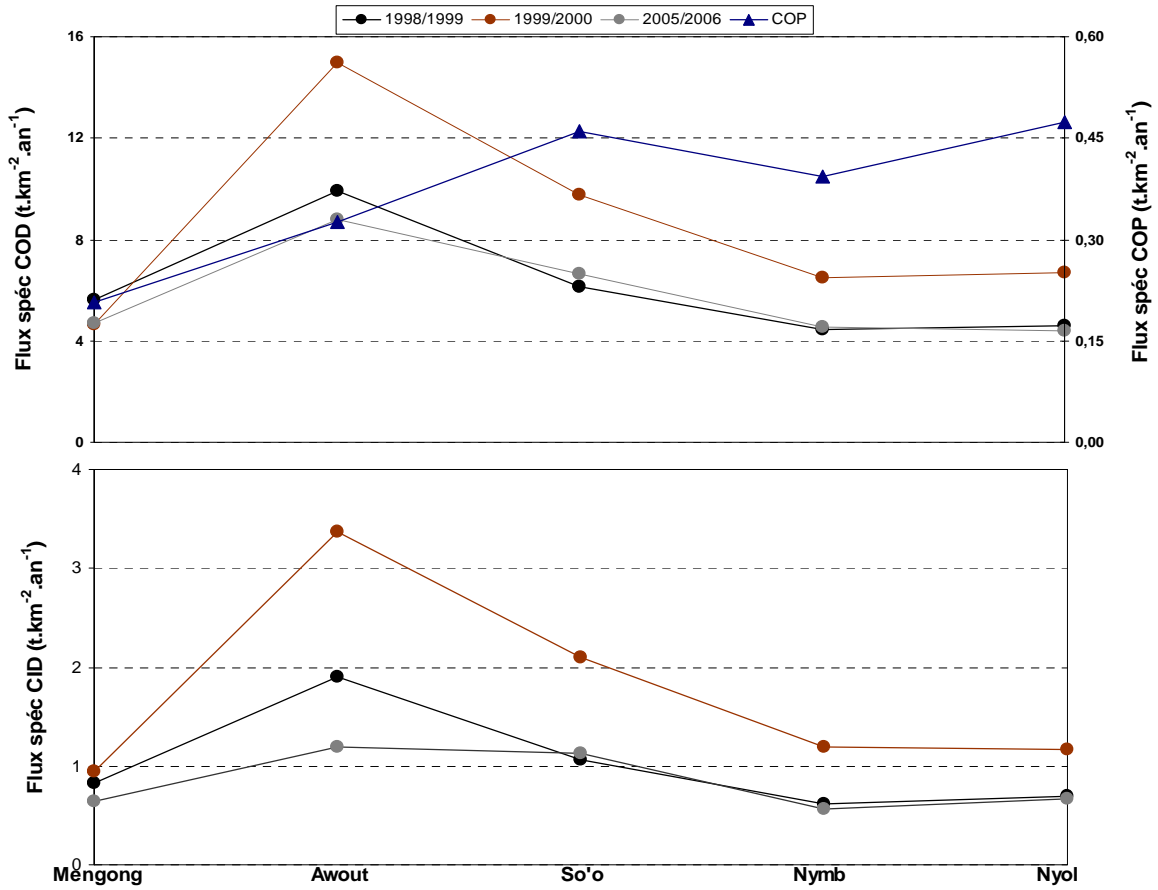


Figure VI.5 : Evolution des flux de COD, COP et CID d'amont vers l'aval dans le bassin versant du Nyong (en dehors du BVE du Mengong, l'on remarque une baisse des flux de COD et CID tandis que le flux de COP connaît une augmentation).

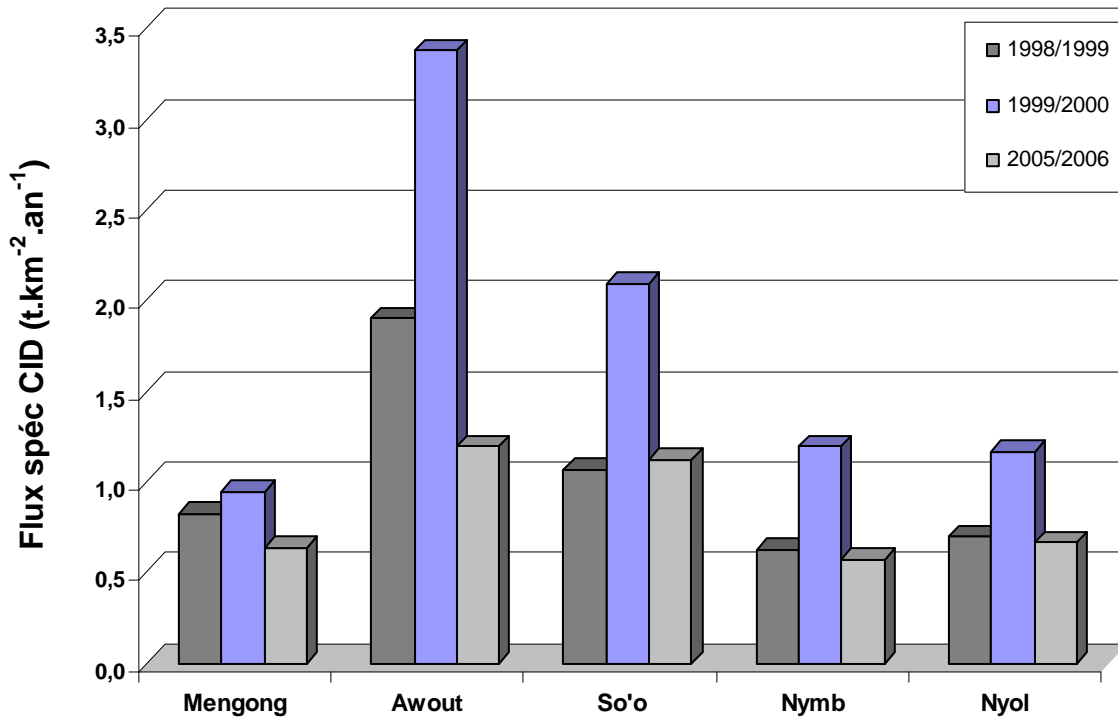


Figure VI.6 : Distribution spatiale de flux spécifiques de CID dans le bassin versant du Nyong au cours des trois cycles hydrologiques étudiés.

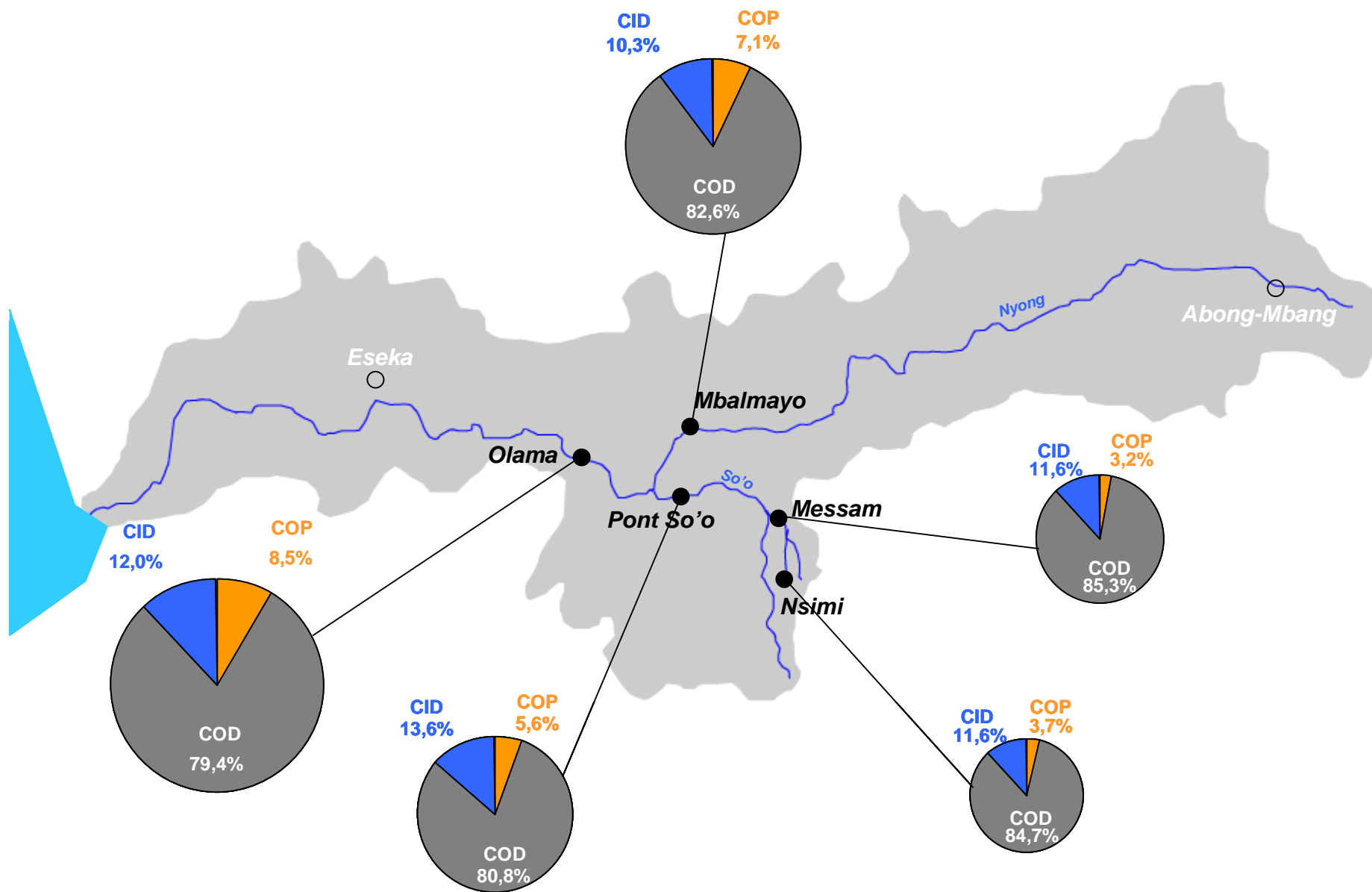


Figure VI.7 : Distribution spatiale des proportions de flux spécifiques de carbone (COD, CID, COP) dans le bassin versant du Nyong.

L'on remarquera par ailleurs que les flux totaux de  $\text{HCO}_3^-$  augmentent d'amont vers l'aval. Cette augmentation est due à une concentration résiduelle du  $\text{HCO}_3^-$  par l'évasion préférentielle du  $\text{CO}_2$  libre vers l'atmosphère. L'enrichissement isotopique du  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ , observé d'amont vers l'aval est une des conséquences de cette évasion, le  $\text{HCO}_3^-$  étant plus enrichi d'environ 8‰ par rapport au  $\text{H}_2\text{CO}_3$  (Zang et al., 1995).

### *I-3-3 – Contributions du bassin versant du Nyong au flux en carbone*

Les flux en carbone calculés à la station d'Olama, considéré comme l'exutoire du bassin versant amont du Nyong, sont supposés être représentatifs des exportations du fleuve Nyong à l'océan atlantique, les affluents en aval de cette station étant tous de moindre importance. Au cours de cette étude, le flux de carbone à l'océan représente une contribution moyenne annuelle de  $0,12 \cdot 10^6$  t. Ce flux est dominé à 79,43% par le COD, le CID et le COP ne représentant respectivement que 12,90% et 6,26%. Cette contribution du bassin versant du Nyong ne représente que 0,02 % du flux global en carbone transporté par les rivières, estimé à  $542 \cdot 10^6$  t/an (Meybeck, 1993). A l'échelle des régions tropicales humides qui contribuent en moyenne pour 46% au flux total de carbone à l'océan, le fleuve Nyong ne représente que 0,05% de cette contribution, les flux les plus importants étant assurés par les plus grands fleuves tropicaux (tableau VI.4). Cependant, en terme de flux spécifique de carbone organique totale (COT), le bassin du Nyong présente un flux non négligeable, avec en moyenne  $5 \text{ t/km}^2/\text{an}$ .

La contribution des deux principales parties du bassin versant amont du Nyong au flux annuel de carbone à l'exutoire d'Olama peut être quantifiée. La différence entre d'une part la somme des flux en carbone de la partie Est du bassin dont l'exutoire est à Mbalmayo et la partie Sud essentiellement représentée par le bassin du So'o, et d'autre part les flux en carbone à Olama, est considérée comme le flux manquant (tableau VI.5). Il apparaît que les apports des deux parties du bassin permettent d'expliquer les flux de carbone à l'exutoire du Nyong à Olama, le flux manquant pour chacun des cycles étudiés étant faibles (fig. VI.8). Ce flux manquant serait dû aux apports en carbone des petits affluents qui se jettent dans le Nyong entre la confluence avec le So'o et la station d'Olama. Ces apports sont très faibles au cours des cycles hydrologiques secs (en moyenne 2,1% du flux total), mais ils peuvent augmenter pour des cycles humides (environ 7% du flux total).

Nous avons également comparé l'évolution des signatures isotopiques  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$  à l'exutoire d'Olama par rapport à l'évolution des signatures isotopiques  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$  et des flux de CID dans les deux parties amont du bassin. De ce fait, nous avons calculé le  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$  moyen pondéré par le flux de CID des deux parties du bassin selon la relation suivante :

$$\bar{\delta} = \frac{\sum_1^{12} (\delta * F + \delta' * F')}{\sum_1^n (F + F')} \quad (18)$$

$\delta$  et  $\delta'$  sont respectivement les signatures isotopiques  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$  à So'o et Mbalmayo et F et F' les flux respectif de CID dans ces mêmes stations.

La comparaison entre les signatures isotopiques ainsi calculées et les signatures isotopiques mesurées à l'exutoire du Nyong à Olama est présentée au tableau VI.6, ainsi que sur la figure VI.9 qui présente leurs variations mensuelles sur les trois cycles. On observe ainsi que les  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$  calculés et les  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$  mesurés sont du même ordre de grandeur et suivent les mêmes variations. Ce résultat vient confirmer la faiblesse des apports latéraux au flux de carbone à Olama. En effet, ces apports latéraux de carbone à l'exutoire du bassin ne sont pas de nature à influencer la composition isotopique  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ , qui est essentiellement marquée par les apports des deux principales parties amont du bassin.

Tableau VI.5 : Apport en carbone total des deux principales parties amont du bassin au flux en carbone à l'exutoire (en t/an): La différence entre la somme de flux des deux parties (1+2) et le flux à l'exutoire (3) représente le flux manquant (4).

| Cycle Hydrologique | Flux So'o (partie Sud)<br>(1) | Flux Nymb (Partie Est)<br>(2) | Flux Nyol (Exutoire)<br>(3) | Flux Manquant<br>(4)* | Pourcentage (%) flux annuel manquant<br>(4)/(3) |
|--------------------|-------------------------------|-------------------------------|-----------------------------|-----------------------|---|
| 1998-1999          | 22498                         | 68881                         | 97915                       | 6536                  | 6,7   |
| 1999-2000          | 30977                         | 104295                        | 145964                      | 10692                 | 7,3   |
| 2005-2006          | 25649                         | 74807                         | 102654                      | 2198                  | 2,1   |

\* avec (4) = (3) - (1+2)

Tableau VI.6 : Comparaison entre les valeurs moyennes de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$  pondérées par les flux de CID des deux parties du bassin ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ -calculés) et les valeurs de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$  mesurés à l'exutoire à Olama ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ -mesurés).

| Cycle Hydrologique |     | $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ -calculés | $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ -mesurés |
|--------------------|-----|--|---|
| 1998-1999          | moy | -14,3  | -14,3                                       |
|                    | max | -7,1   | -7,4  |
|                    | min | -17,6  | -17,1                                       |
| 1999-2000          | moy | -16,2  | -15,0                                       |
|                    | max | 8,4  | -8,2  |
|                    | min | -17,8  | -17,9                                       |
| 2005-2006          | moy | -16,7  | -17,3                                       |
|                    | max | -8,6   | -10,7                                       |
|                    | min | -21,4  | -22,1                                       |

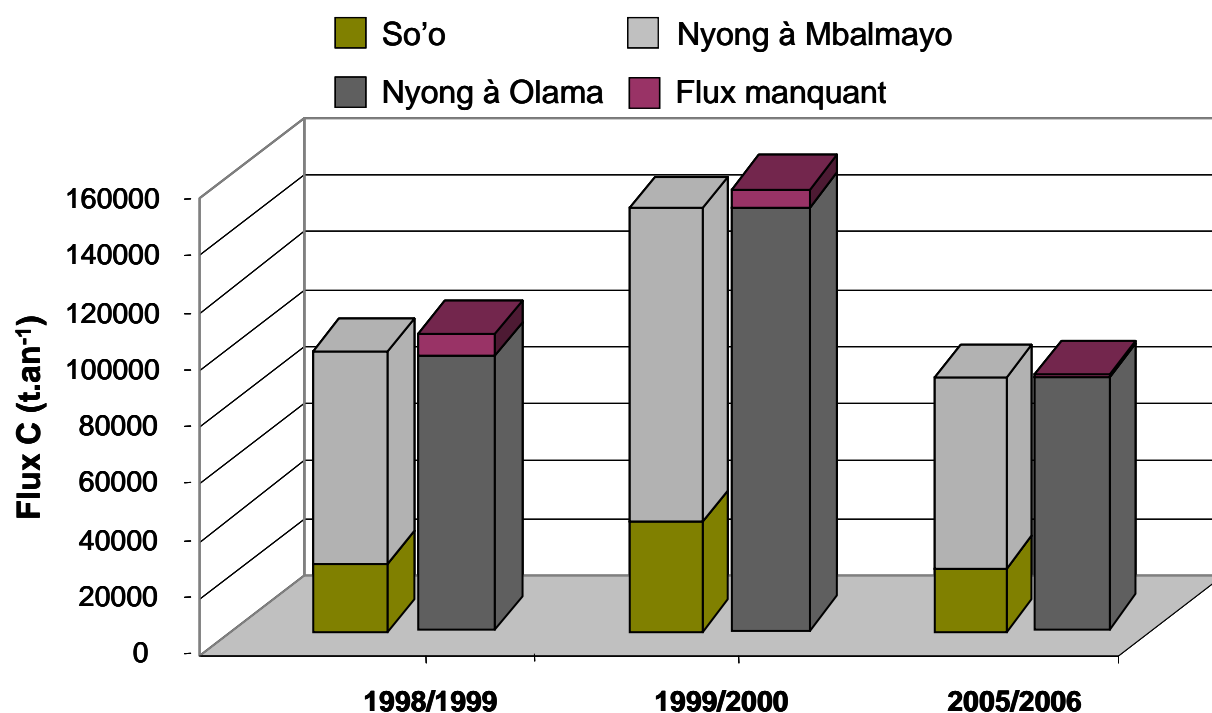


Figure VI.8 : Contribution des deux parties amont du bassin et des apports latéraux au flux total en carbone à l'exutoire à Olama.

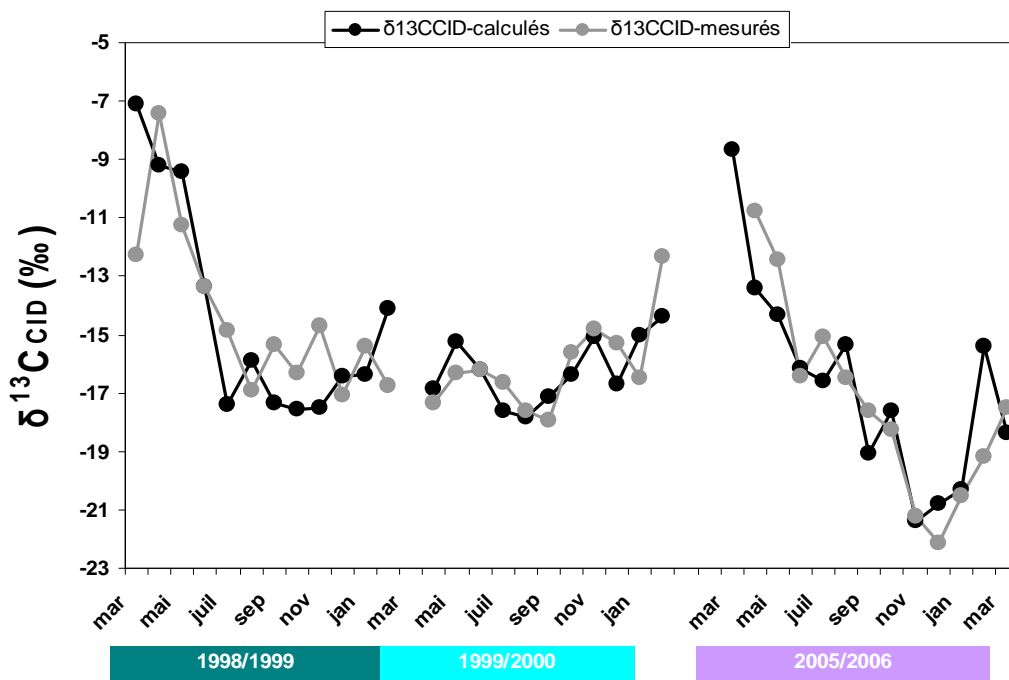


Figure VI.9 : Comparaison des variations mensuelles des  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$  moyennes pondérées par les flux de CID des deux parties du bassin ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ -calculés) et des variations mensuelles de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$  mesurés à l'exutoire à Olama ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ -mesurés)

## II – BILAN DE CARBONE A L'ECHELLE DU BASSIN VERSANT DU NYONG

Dans le but d'établir la balance des flux d'entrées et de sorties de carbone dans le bassin versant du Nyong, il nous importe ici de rappeler les grands traits qui régissent le cycle biogéochimique du carbone dans cet écosystème forestier, essentiellement alimenté en carbone par la production primaire. En effet, une fraction du  $\text{CO}_2$  atmosphérique est fixée par la biomasse végétale et transférée au sol sous forme de matières organiques. Le carbone est transféré dans les sol soit sous forme organique (COP et COD), soit soit forme de  $\text{CO}_2$  dissous ( $\text{H}_2\text{CO}_3$ ) et de bicarbonates ( $\text{HCO}_3^-$ ) produit par la minéralisation bactérienne, la respiration racinaire et l'altération des roches. Le COP et le COD sont ensuite partiellement minéralisés dans le milieu aquatique au cours de leur transfert vers l'océan via les fleuves. La dégradation de la matière organique et la respiration, sont responsables de  $p\text{CO}_2$  plus fortes dans les sols et les cours d'eau par rapport à la  $p\text{CO}_2$  atmosphérique. Il en résulte un dégazage de  $\text{CO}_2$  des sols et des cours d'eau vers l'atmosphère. Ce dégazage de  $\text{CO}_2$  peut être significativement limité par la photosynthèse aquatique qui convertit le  $\text{CO}_2$  présent dans l'eau en matière organique (fig. VI.10). D'après ce schéma sommaire, plusieurs étapes peuvent être considérées dans le calcul du bilan de carbone dans cet écosystème, permettant



ainsi de déterminer le rôle de chaque compartiment en tant que source ou puit de carbone atmosphérique.

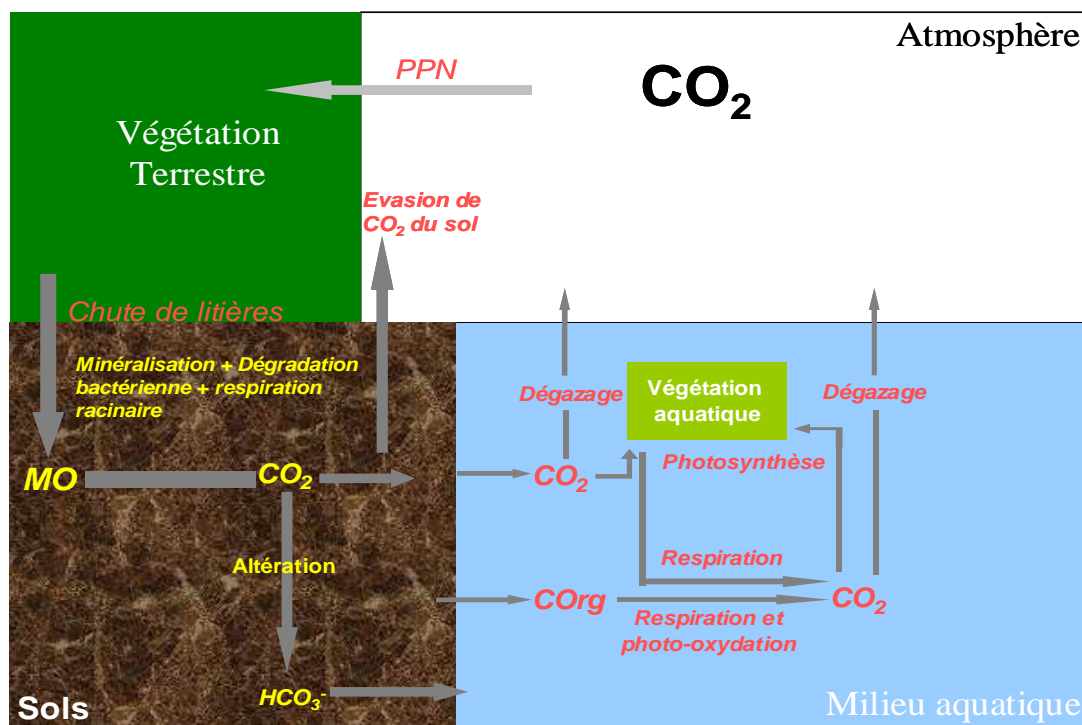


Figure VI.10 : Schéma sommaire du cycle biogéochimique du carbone dans le bassin versant du Nyong.

### II-1 – Production primaire nette et chute de litière

Les forêts sont responsables d'une forte proportion de la production primaire nette (PPN). La quantification de cette dernière est primordiale pour la compréhension du cycle du carbone dans ces écosystèmes. L'accroissement annuel de la biomasse aérienne nette, appelée aussi production primaire nette (PPN) a été estimé dans le BVE du Mengong au moyen de la formule de Webb (1983), basée sur la chute annuelle de litière ( $L_i$ ).

$$\log(PPN) = 0,76 + 0,93 * \log(L_i) \quad (19)$$

avec  $PPN$  et  $L_i$  en  $g/m^2$ .

La chute de petite litière a été mesurée dans le cadre de ce travail dans le BVE du Mengong. Les flux obtenus en fonction des fractions de la végétation locale sont présentés dans le tableau VI.7 en tonne de matière sèche par hectare et par an (t/ha/an). Ces valeurs sont légèrement inférieures à celles observées par Ibrahima et al. (2002) en forêt tropicale humide perturbée du Sud Ouest Cameroun et comparables à celle observées par Ondigui Ahanda (2000) dans le bassin du Nyong.

Tableau VI.7 : Apports des petites litières au sol dans le BVE du Mengong.

| Fractions<br>% Bassin | Forêt de versant<br>25%   | Forêt<br>marécageuse<br>20% | Zones de jachère<br>55% | Bassin entier<br>100% |
|-----------------------|---|-----------------------------|-------------------------|-----------------------|
|                       | <i>Litière constituée de feuilles exclusivement (L<sub>f</sub>)</i> |                             |                         |                       |
| Flux spéc (t/ha/an)   | 3,9   | 4,2                         | 5,5                     | 4,5                   |
| Flux total (t/an)     | 58,7  | 50,7                        | 180,8                   | 290,3                 |
|                       | <i>Litière totale (L<sub>t</sub>) (Feuille + Brindille + Autre)</i> |                             |                         |                       |
| Flux spéc (t/ha/an)   | 7,6   | 9,7                         | 12,6                    | 9,6                   |
| Flux total (t/an)     | 114,0   | 116,2                       | 414,4                   | 644,6                 |

Le tableau VI.8 présente les valeurs de PPN et de production de matières organique au sol, ainsi que le rapport entre ces deux paramètres. Ce rapport permet de comparer le taux de synthèse de M.O. et la perte en M.O. morte des plantes. Il peut ainsi être considéré comme un facteur de caractérisation du rôle de la forêt en tant que puit ou source de carbone. La PPN varie en fonction de la fraction de la végétation et est comprise entre 20 et 28 t/ha/an. Les valeurs PPN des zones de jachère sont les plus importantes. Celles-ci sont supérieures aux valeurs données par la FAO (2003) pour les jachères (12,7 à 17,9 t/ha/an) ayant entre 1 et 10 ans en zone tropicale d'Afrique centrale. Cette étude stipule que la production primaire des jachères augmente avec leur âge. Ceci pourrait justifier les valeurs de PPN élevées calculées pour le BVE du Mengong, car ce dernier n'a pas subi de perturbations majeures depuis sa mise en observation en 1993, certaines jachères datant d'avant cette date. Pour ce qui est des forêts marécageuses et de versant, leur valeur de PPN sont légèrement inférieures à celle de la jachère (20 et 22 t/ha/an respectivement) et sont dans le même ordre de grandeur que celles données par Dommergues (1963) pour les forêts tropicales humides ou semi-humides non aménagées d'Afrique centrale (20 à 25 t/ha/an).

La production primaire nette de biomasse foliaire ainsi calculée est en moyenne 2,4 fois supérieure à la chute de litière dans cet écosystème ( $PPN/L_t$  entre 2,23 et 2,70). Ces chiffres confirment le rôle de la végétation en tant que puit de carbone atmosphérique dans ce milieu. Le tableau VI.9 présente le bilan de consommation du CO<sub>2</sub> atmosphérique par la photosynthèse dans le BVE du Mengong et son extrapolation au bassin du Nyong. On observe que, pour un stock de biomasse végétale aérienne estimé à 541 t/ha (Ibrahima et al., 2002), la consommation du CO<sub>2</sub> atmosphérique (qui correspond à la croissance de la végétation) est de 805 t/an dans le BVE du Mengong, et de  $2,6 \cdot 10^7$  t/an pour l'ensemble du bassin du Nyong. Notons que ce bilan est une approximation et pourrait devenir plus important si l'on tenait compte de la production des branches ou des plantes herbacées.

Inversement, les pertes dues aux feux de brousse entretenus par les pratiques culturales (agriculture itinérante sur brûlis) et à la chute des litières grossières (branches et autres), qui n'ont pas été prises en compte dans cette estimation tendraient à réduire ce bilan.

Tableau VI.8: Production primaire nette de biomasse foliaire et chute de petite litière dans le BVE du Mengong (matière sèche en  $t \cdot ha^{-1} \cdot an^{-1}$ ).

| Fraction végétale | % du bassin | PPN   | $L_t$ | PPN/ $L_t$ |
|-------------------|-------------|-------|-------|------------|
| Forêt de versant  | 25          | 20,50 | 7,60  | 2,70       |
| Forêt marécageuse | 20          | 21,96 | 9,68  | 2,27       |
| Zones de jachère  | 55          | 27,99 | 11,57 | 2,23       |
| Bassin entier     | 100         | 23,50 | 9,59  | 2,45       |

( $L_t$  = chute de litière annuelle (masse sèche en  $t \cdot ha^{-1} \cdot an^{-1}$ ),  $L_i$  = fraction foliaire de  $L_t$ , PPN = production primaire nette de biomasse foliaire ((masse sèche en  $t \cdot ha^{-1} \cdot an^{-1}$ )).

Tableau VI.9: Bilan de consommation du CO<sub>2</sub> atmosphérique par la photosynthèse dans le bassin BVE du Mengong et le bassin versant du Nyong.

| Bassin                           | PPN<br>t/an         | $L_t$<br>t/an       | Balance (t/an)<br>(PPN - $L_t$ ) |
|----------------------------------|---------------------|---------------------|----------------------------------|
| Mengong (60 ha)                  | 1495                | 645                 | +850                             |
| Nyong (1,851.10 <sup>6</sup> ha) | 4,3.10 <sup>7</sup> | 1,8.10 <sup>7</sup> | +2,6.10 <sup>7</sup>             |

(balance = différence entre PPN et  $L_t$ ).

## II-2 - Bilan du carbone des sols

Le bilan de carbone dans les sols dépend des entrées et des sorties de carbone. Ce bilan est difficile à déterminer à cause de la multiplicité des processus qui s'y prêtent et de la complexité de leur mesure. Dans un bassin versant silicaté à l'instar du bassin du Nyong, les sorties de carbone des sols peuvent être assurées par (1) le dégazage de CO<sub>2</sub> du sol (respiration du sol), issu de l'oxydation de la MO (minéralisation de la MO du sol sous l'effet des microorganismes) (2) les exportations de carbone organique (COP et de COD) issus de l'érosion et du lessivage des sols (3) les exportations CID sous forme de HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> issus de l'altération des minéraux et de H<sub>2</sub>CO<sub>3</sub> issus de la mise en solution du CO<sub>2</sub> du sol. Quant aux entrées de carbone dans le sol, elles sont assurées par (1) la chute des litières, (2) la production de fines racines mortes et (3) la respiration et les exsudats racinaires.

Dans le présent bilan, nous n'avons mesuré en terme d'entrées de carbone que les apports en carbone de fractions fines de litière. L'analyse du CO dans les litières du BVE du

Mengong donne une proportion moyenne de 24,2 % de CO par unité de poids de matière sèche. Cette proportion diffère légèrement en fonction de la fraction de la végétation (tableau VI.10). Nous avons estimé la productivité racinaire et la respiration racinaire sur la base des travaux réalisés dans le site de Tapajos National Forest, Para, Brazil en forêt dense amazonienne (Silver et al., 2005). Ce site présente des caractéristiques (sols, climat, température, pluviométrie...) qui se rapprochent de celles du bassin versant du Nyong. Cependant, nous prenons en compte dans ces estimations les particularités liées aux zones marécageuses ou environs 40% du sol entre 0 et 10 cm est constitué de fines racines. Ces auteurs donne une productivité racinaire de 115 gC/m<sup>2</sup>/an et un taux de respiration racinaire de 379 gC/m<sup>2</sup>/an dans les forêts sur sol argileux, valeurs que nous avons adopté pour la forêt de versant et les jachères du BVE du Mengong. Dans la forêt marécageuse, cette production racinaire atteindrait au moins le double de la valeur estimé dans les versant, soit 230 gC/m<sup>2</sup>/an, le taux de respiration des racines étant estimé à 521 gC/m<sup>2</sup>/an dans les sols riches en sable à l'instar des ces derniers. Ces estimations sont consignées dans le tableau VI.11.

Tableau VI.10 : Teneur en carbone organique des litières dans les différentes fractions de la végétation dans le BVE du Mengong.

| Fractions      | Forêt de versant | Forêt marécageuse | Zones de jachère | Bassin entier |
|----------------|------------------|-------------------|------------------|---------------|
| Litière (t/an) | 114,0            | 116,2             | 414,4            | 644,6         |
| % CO           | 24,9 %           | 22,5 %            | 26,0 %           | 24,2 %        |
| CO (t/an)      | 27,6             | 26,1              | 107,8            | 161,5         |

Tableau VI.11 : Valeurs estimées en carbone de la productivité racinaire de la respiration racinaire et de la respiration du sol dans les différentes fractions de la végétation et les sols au sein du BVE du Mengong (60 ha).

| Fractions                    | Forêt de versant | Forêt marécageuse | Zones de jachère | Bassin entier |
|------------------------------|------------------|-------------------|------------------|---------------|
| % bassin                     | 25%              | 20%               | 55%              | 100%          |
| Production racinaire (t/an)  | 17,3             | 27,6              | 38,0             | 82,8          |
| Respiration racinaire (t/an) | 56,9             | 63,0              | 125,1            | 244,9         |
| Respiration du sol (t/an)    | 137,1            | 48,7              | 301,6            | 487,4         |

Le taux d'évasion du CO<sub>2</sub> du sol n'a pas été mesuré dans ce travail pour des raisons techniques. Ce taux est estimé sur la base des travaux réalisés sur d'autres sites. En effet, de nombreuses études réalisées en forêt tropicale humide mettent en évidence des taux de dégazage élevés de CO<sub>2</sub> dans les sols (Davidson et Trombore, 1995 ; Giardina et al., 2004 ; Cleveland et Townsend, 2006 ). Ces auteurs donnent entre 1,5 et 8 μmol CO<sub>2</sub>/m<sup>2</sup>/s pour le flux de CO<sub>2</sub> des sols tropicaux vers l'atmosphère. Ce taux de respiration des sols présente des variations spatiales et temporelles car les facteurs qui affectent ces processus ne sont pas uniformes. Ces facteurs sont entre autres la température du sol (Epron et al., 1999), la teneur en eau des sols (Orchard et Cook, 1983), la biomasse du sol et l'activité biologique (Hanson et al., 2000), la végétation et le climat (Raich et Schlesinger, 1992) et les caractéristiques physiques et chimiques des sols (La Scala et al., 2000). Des mesures de flux de CO<sub>2</sub> ont été effectuées par Silver et al., (2005) dans la forêt mature de Tapajos National Forest, Para, Brazil. Le taux d'évasion moyen de 2,7 μmol/m<sup>2</sup>/s observé pour ce site dans les sols argileux sera retenu comme base du calcul du flux annuel de CO<sub>2</sub> des sols vers l'atmosphère pour les sols ferrallitiques. Dans les sols marécageux, ce taux est moins important en raison de leur hydromorphie permanente (Doff Sotta et al., 2004 ; Epron et al., 2006 ). Ce taux est estimé à 1,2 μmol/m<sup>2</sup>/s en moyenne par Doff Sotta et al., (2004) pour les sols saturés, ce qui est convenable pour les sols hydromorphes du BVE du Mengong. Le tableau VI.12 présente ainsi les différents termes d'entrées et de sorties de carbone suivant nos estimations et les mesures faites sur le terrain dans le BVE du Mengong et le bassin du Nyong.

Tableau VI.12 : Flux entrant et sortant de carbone à l'échelle locale (BVE du Mengong) et régionale (bassin du Nyong).

| Bassin   | Flux Entrant              |                                    |                                   |                            | Flux sortant         |                      |                            | Stock des sols<br>(tonne) |
|--|---------------------------|------------------------------------|-----------------------------------|----------------------------|----------------------|----------------------|----------------------------|---------------------------|
|  | *L <sub>t</sub><br>(t/an) | Respiration<br>racinaire<br>(t/an) | Production<br>racinaire<br>(t/an) | Total<br>entrant<br>(t/an) | Erosion<br>(t/an)    | Evasion<br>(t/an)    | Total<br>sortant<br>(t/an) |                           |
| BVE du<br>Mengong<br>(0,6 km <sup>2</sup> )    | 161,5                     | 244,9                              | 82,8                              | 489                        | 3,52                 | 487,4                | 491                        | 31.10 <sup>4</sup>        |
| Bassin du<br>Nyong<br>(18510 km <sup>2</sup> ) | 5,0.10 <sup>6</sup>       | 7,6.10 <sup>6</sup>                | 2,6.10 <sup>6</sup>               | 15,09.10 <sup>6</sup>      | 0,12.10 <sup>6</sup> | 15,0.10 <sup>6</sup> | 15,14.10 <sup>6</sup>      | 9,6.10 <sup>9</sup>       |

\*L<sub>t</sub> = litières totales,

D'après ce bilan simplifié, la balance entre les flux de carbone des litières au sol et les exportations de carbone du sol par l'érosion est favorable à une accumulation de carbone dans les sols, l'érosion ne représentant que 0,72% des sorties de carbone. Par contre, les flux de CO<sub>2</sub> vers l'atmosphère (99,28% des sorties) ont une plus grande influence sur le stock de

carbone des sols. Cette évaporation de CO<sub>2</sub> à plutôt tendance à équilibrer le CO<sub>2</sub> produit par la respiration racinaire, indiquant que le stock de carbone des sols est actuellement à l'équilibre. Hanson et *al.* (2000) observent que, en l'absence des facteurs limitant, plus la teneur en matières organiques des sols est importante, plus la respiration du sol s'accroît. Cette évolution permet ainsi de préserver un certain équilibre dans le stockage de carbone en milieu forestier tropical humide. La respiration des racines représente ici près de 50% de la respiration du sol. Notons que dans ce bilan, nous n'avons pas tenu compte de la chute des litières grossières (branches et troncs), apports qui pourraient accroître considérablement les entrées de carbone dans le bassin et favoriser une augmentation du stock de carbone des sols.

### ***II-3 – Dégazage du CO<sub>2</sub> dans les drains***

Nous avons précédemment évoqué les échanges de CO<sub>2</sub> des cours d'eau avec l'atmosphère comme l'un des processus majeurs de contrôle de la signature isotopique δ<sup>13</sup>C<sub>CID</sub> et de la pCO<sub>2</sub> dans le bassin versant du Nyong. Ces échanges de carbone sont essentiellement unidirectionnels, dominés par l'évasion de CO<sub>2</sub> vers l'atmosphère, les pCO<sub>2</sub> des cours d'eau étant plus fortes (entre 10<sup>-3,08</sup> et 10<sup>-1,55</sup> atm) que celle de l'atmosphère (10<sup>-3,6</sup> atm). On est donc loin de l'équilibre entre l'atmosphère et l'eau, les cours d'eau étant en moyenne 12 fois plus concentrés en CO<sub>2</sub> que l'atmosphère. Selon Mook (1970), un temps de résidence minimum de 6 mois est nécessaire pour atteindre l'équilibre isotopique entre un réservoir hydrologique et l'atmosphère. Ce temps de résidence dans les cours d'eau dépend de la topographie, de la longueur du cours d'eau et des variations saisonnières des paramètres hydrologiques du bassin versant. Entre sa source et l'exutoire d'Olama, le fleuve Nyong s'étend sur environ 430 km avec une pente moyenne de 0,7‰, traversant des plaines inondables. La vitesse d'écoulement des masses d'eau est donc faible dans cette section du fleuve (entre 10 et 15 km/jour) en raison de cette topographie. Le temps de résidence de l'eau dans le Nyong est donc estimé à environ un mois et légèrement moins pour son principal affluent, le So'o, ce qui justifie l'absence d'un équilibre isotopique entre les deux réservoirs.

Les échanges de CO<sub>2</sub> des cours d'eau avec l'atmosphère suivent une loi théorique de diffusion gazeuse qui s'exprime d'après la formule suivante (Broecker et Peng 1974 ; Sigg et *al.*, 2000):

$$F = K.\Delta C \quad (20)$$

où  $F$  est le flux de gaz (ici le  $\text{CO}_2$ ),  $K$  est le coefficient de transfert en  $\text{cm/s}$  et  $\Delta C$  est la différence de concentration (ici la différence de pression partielle de  $\text{CO}_2$  [ $\text{pCO}_2$ ]) entre les cours d'eau et l'atmosphère.

Le  $\Delta \text{pCO}_2$ , considéré comme le déséquilibre eau-air du  $\text{CO}_2$  indique la direction de l'échange, tandis que  $K$  détermine le taux de transfert eau - air du  $\text{CO}_2$ . Le modèle de calcul du dégazage de  $\text{CO}_2$  ci-dessus cité est donc proportionnel à  $K$  tel que :  $K = D/Z$ .

$D$  est le coefficient de diffusion caractéristique de chaque composé, il varie entre 2 et  $5 \cdot 10^{-5} \text{ cm}^2/\text{s}$ , pour le  $\text{CO}_2$ ,  $D = 1,62 \cdot 10^{-5} \text{ cm}^2/\text{s}$  à  $20^\circ\text{C}$  (Broecker et peng, 1974).  $Z$  est l'épaisseur de la colonne d'eau où se fait l'échange avec l'atmosphère.  $Z$  est influencée par un certain nombre de variables physiques tels que, la vitesse du vent à la surface, la turbulence et l'épaisseur de la microcouche de surface de l'eau, la concentration des matières en suspension et l'impact de la pluie (Broecker et al, 1978 ; Holley, 1977 ; Wanninkhof, 1992 ; Bates et Merlivat, 2001).

La détermination de  $Z$  apparaît donc ici comme la principale incertitude sur le calcul du flux de  $\text{CO}_2$  vers l'atmosphère, car on ne dispose pas de mesure des paramètres dont il dépend. De nombreux auteurs ont utilisé diverses techniques pour mesurer  $Z$ . Emerson (1975) ont mesuré une valeur de  $Z$  de  $400 \mu\text{m}$  par les techniques d'évasion et les mesures de  $^{222}\text{Rn}$ , tandis que Allan et al. (1987) trouve une épaisseur de  $78 \mu\text{m}$  dans l'Amazonie. Broecker et Peng (1983) ont donné une valeur  $30 \mu\text{m}$  au niveau de l'océan, et par le principe de l'équilibre des masses d'oxygène,  $Z$  est évaluée à  $38 \mu\text{m}$ . Par une méthode utilisant du  $^{14}\text{C}$ , du radon, du radium et de l'hélium,  $Z$  a été évaluée à  $200 \mu\text{m}$  pour les eaux douces, et à  $30 \mu\text{m}$  pour les océans (Broecker et al., 1980). Au regard des divergences observées dans ces différentes méthodes, des études récentes expriment le  $K_{600}$  (coefficient  $K$  normalisé pour un nombre de Schmidt de 600, qui correspond aux conditions du  $\text{CO}_2$  dans de l'eau douce à  $20^\circ\text{C}$ ) en fonction de la vitesse du vent (fig VI.11). En milieu forestier tropical humide, l'effet du vent est limité par la présence de la végétation. La vitesse moyenne du vent mesuré à la station micrométéorologique de Nsimi est de  $1,5 \text{ m/s}$ . Ainsi, pour les eaux du Nyong qui sont peu turbulentes, avec une température moyenne de  $23^\circ\text{C}$ , le coefficient de diffusion  $K_{600}$  est estimé en moyenne à  $7,5 \text{ cm/h}$ .

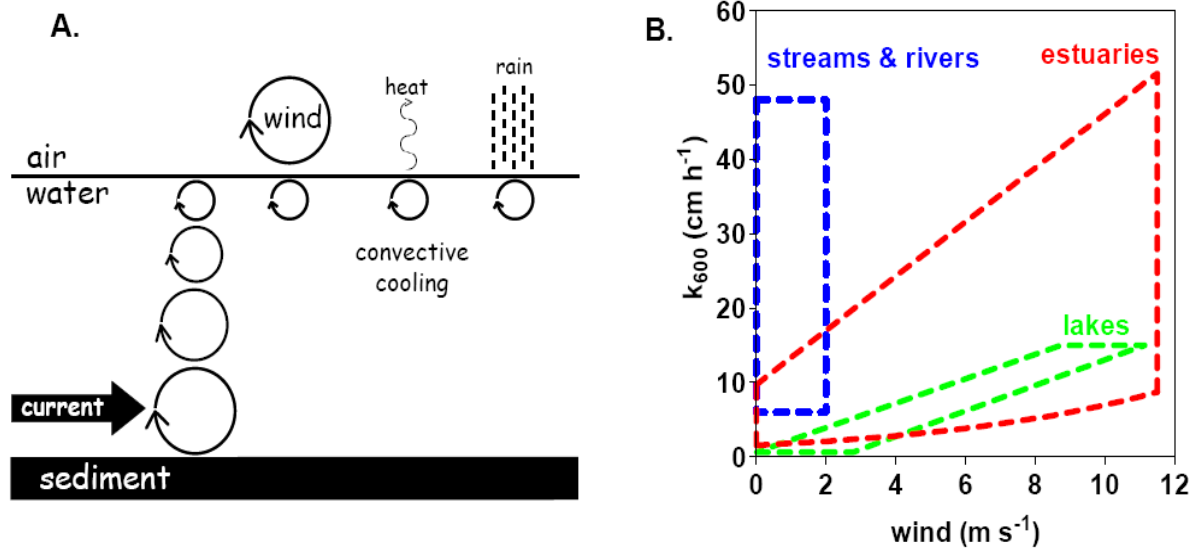


Figure VI.11. A : Les principaux générateurs de turbulence contrôlant les échanges gazeux à l'interface eau-air ; B : enveloppes des distributions du coefficient d'échange gazeux ( $k_{600}$ ) en fonction du vent ( $\text{wind m.s}^{-1}$ ) dans les écosystèmes aquatiques continentaux (Bourges et al 2006).

La valeur moyenne de  $[\text{CO}_2]$  de l'air étant de 360 ppm ( $1,65 \cdot 10^{-8} \text{ mol/cm}^3$ ) et la valeur moyenne de  $[\text{CO}_2]$  du Nyong à Mbalmayo et Olama de 4300 ppm ( $1,97 \cdot 10^{-7} \text{ mol/cm}^3$ ), on obtient un flux de  $\text{CO}_2$  du fleuve Nyong vers l'atmosphère de  $3,25 \cdot 10^{-5} \text{ mol/cm}^2/\text{jour}$  soit  $14,3 \text{ g/m}^2/\text{jour}$ . Ce flux est inférieur aux valeurs moyennes de  $21,7 \text{ g/m}^2/\text{jour}$  et  $38 \text{ g/m}^2/\text{jour}$  calculées respectivement pour la Garonne (Semhi 1996) et l'eau de source du BVE du Mengong, et du même ordre de grandeur que la valeur de  $14,8 \text{ g/m}^2/\text{jour}$  calculée pour l'Amazonie. Cette différence entre les eaux riches en matières organiques (Nyong et Amazonie) et les eaux pauvres (Garonne et source du BVE du Mengong) serait liée à l'alcalinité organique (alcalinité due aux acides organiques) qui n'est pas prise en compte dans le dosage de l'alcalinité totale de ces eaux riches en COD.

La surface d'échange du  $\text{CO}_2$  dans le bassin versant du Nyong peut être estimée en considérant un quadrilatère convexe conique, dont la base représente la largeur moyenne du fleuve à Olama (200 m), le sommet la largeur moyenne d'une rivière de 1<sup>er</sup> ordre comme le Mengong (1 m) et dont la longueur est celle du fleuve Nyong de sa source jusqu'à Olama (430 km), ce qui représente une surface d'échange de l'ordre de  $4,3 \cdot 10^{11} \text{ cm}^2$ . Le taux moyen annuel de dégazage de  $\text{CO}_2$  dans le fleuve Nyong est donc estimé à  $2,3 \cdot 10^5 \text{ tC/an}$ . Ce taux de dégazage est largement supérieur (presque à 200%) au flux annuel de carbone à l'exutoire du bassin du Nyong ( $1,2 \cdot 10^5 \text{ tC/an}$ ).



Pour mieux apprécier les flux de CO<sub>2</sub> des cours d'eau vers l'atmosphère dans cet écosystème, il apparaît nécessaire de faire appel à des techniques de mesure de flux de CO<sub>2</sub> *in situ* tel que les chambres flottantes et l'Eddy-covariance ou d'enregistrement en continu des pCO<sub>2</sub> de l'eau à l'aide des équilibrateurs (Frankignoulle et Borges, 2001 ; Abril et al., 2006 ; Guérin et al., 2007). La paramétrisation de K<sub>600</sub> étant spécifique à chaque environnement, voir à chaque site, il apparaît indispensable de mesurer simultanément les pressions partielles et les flux (Tokoro et al., 2007).

#### II-4 – Production du CID par minéralisation de la MO

Dans ce paragraphe, l'idée est de déterminer la part de CO<sub>2</sub> produit à partir de la dégradation de la matière organique dans les cours d'eau, par l'estimation des pertes de carbone organique dissous d'amont vers l'aval et la production en CID qui en résulte.

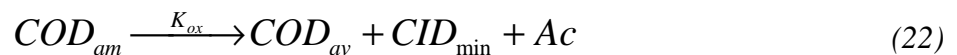
##### II-4-1 – Détermination de la perte en COD

La différence entre la quantité de COD transférée des sols aux rivières et la teneur en COD à l'exutoire du bassin versant du Nyong à Olama peut s'exprimer par la relation suivante :

$$\Delta f[\text{COD}] = f[\text{COD}]_{\text{am}} - f[\text{COD}]_{\text{av}} \quad (21)$$

$\Delta f[\text{COD}]$  est la différence de flux de COD,  $f[\text{COD}]_{\text{am}}$  est le flux de COD en amont (rivières) et  $f[\text{COD}]_{\text{av}}$  le flux de COD en aval (Exutoire d'Olama). On observe ainsi une perte de flux de COD entre Awout et Olama de l'ordre 33% environ du COD transféré des sols aux rivières. En d'autres termes, si la COD était exporté de façon conservative des sols jusqu'à l'exutoire du bassin, la concentration moyenne à Olama serait de 33% supérieure à celle mesuré actuellement. Cette perte totale de COD dans le bassin du Nyong entre Awout et Olama est estimée à  $5,23 \cdot 10^4$  t/an. Elle est surtout due à la minéralisation du COD.

L'équation suivante peut être écrite pour la dégradation du COD en CID au cours de sont transfert d'amont en aval:



$$K_{ox} = ([\text{COD}_{\text{av}}] * [\text{CID}_{\text{min}}] * [\text{Ac}]) / [\text{COD}_{\text{am}}] \quad (23)$$

avec  $[\text{COD}]_{\text{am}}$  et  $[\text{COD}]_{\text{av}}$  les teneurs en COD en amont et en aval du bassin,  $[\text{CID}]_{\text{min}}$  la teneur en CID issue de la minéralisation,  $K_{ox}$  est la constante d'oxydation et  $[\text{Ac}]$  est la teneur

en acide organique issus de la minéralisation. On peut considérer que la dégradation de la matière organique dans les fleuves suit l'équation de Michaelis Menten :

$$T = K_{ox} * [COD_{av}] / ([COD_{am}] - [CID_{min}] - [Ac]) \quad (24)$$

avec T le taux d'oxydation du carbone organique.

En admettant que la totalité du COD minéralisé se transforme en CID et acide organique, on peut écrire :

$$\Delta[COD] = [CID]_{min} + [Ac] \quad (25)$$

Le taux d'oxydation du carbone organique est donc donné par :

$$T = K_{ox} * [COD_{av}] / ([COD_{am}] - \Delta[COD]) \quad (26)$$

L'estimation du taux de dégradation du COD dans ce bassin dépend ainsi de la constante d'oxydation  $K_{ox}$  qui est fonction du type de matière organique (labile ou réfractaire) et du facteur temps (t). Ces différents facteurs n'ont pas été déterminés dans cette étude. Cependant, en se référant aux travaux effectués dans d'autres écosystèmes, la production de CID dans les cours d'eau a pu être estimée dans le bassin du Nyong.

#### II-4-2- Estimation de la production de CID

La perte en COD représente la quantité de COD photo et bio-oxydée au cours du transfert dans les drains. La photodégradation potentielle du COD, mesurée en termes de photoproduction de CID et d'acides organiques a été observée par certains auteurs dans les eaux naturelles (Kieber *et al.*, 1990 ; Granéli *et al.*, 1996 ; Lindell *et al.*, 2000). D'après ces auteurs, la production de CID dans l'eau ne dépend pas du facteur climatique. La photoproduction de CID est fortement corrélée à la quantité de COD présente dans l'eau, contrairement à la bioproduction (respiration) qui ne présente pas de relation avec la teneur en COD. Granéli *et al.* (1996) donnent pour une eau dont la concentration moyenne en COD est de 19,4 mg/l, une photoproduction de CID moyenne de l'ordre de 115 mg/m<sup>3</sup>/jour et un taux de production de CID par la respiration de 101 mg/m<sup>3</sup>/jour. Ces valeurs peuvent être retenues pour les eaux du bassin versant du Nyong qui ont des concentrations élevées en COD (entre 8 et 39 mg/l). La production totale du CID dans le Nyong, en considérant un temps de résidence moyen de l'eau dans le drain de 30 jours peut être estimée suivant la relation suivante :

$$P_e = (T_r + T_p) * F * t_r \quad (27)$$

ou  $P_e$  (en t/an) est la production de CID dans les cours d'eau,  $T_r$  (mg/m<sup>3</sup>/jour) en est le taux de production de CID par la respiration,  $T_p$  (mg/m<sup>3</sup>/jour) le taux de production du CID par la photooxydation,  $F$  (en m<sup>3</sup>/an) le flux annuel d'eau à l'exutoire du bassin et  $t_r$  (en jour) le temps de résidence moyen de l'eau dans le bassin.

On observe ainsi une production annuelle de CID estimée à  $4,2 \cdot 10^4$  t/an pour le bassin du Nyong. Cette valeur est légèrement inférieure à la perte annuelle de COD d'amont vers l'aval. Plusieurs raisons expliquent ce déséquilibre, à savoir la non prise en compte de l'alcalinité organique (non titré dans l'alcalinité totale), la consommation d'une partie du COD minéralisable dans le cours d'eau par la photosynthèse ou encore la formation de complexe organo-minéral. Par ailleurs, la valeur de la production annuelle de CID est dans le même ordre de grandeur que la valeur estimée de flux de CID vers l'atmosphère (tableau VI.13). Ce qui revient à considérer que le flux de CID à l'océan ( $1,6 \cdot 10^4$  t/an) est presque équivalent au flux de CID transféré directement des sols dans les drains. Cette quantité de CID transférée des sols vers les cours d'eaux peut s'exprimer par la relation suivante:

$$\begin{aligned} (P_s + P_e) &= (F_a + F_e) \\ \Rightarrow P_s &= (F_a + F_e) - P_e \end{aligned} \quad (28)$$

$P_s$  et  $P_e$  sont respectivement les flux des CID de l'eau issus des sols et de la production de CID dans les drains en t/an,  $F_a$  et  $F_e$  sont respectivement le flux de CID vers l'atmosphère et le flux CID à Olama en t/an. Le flux de CID ainsi transféré des sols dans les cours d'eau, est de l'ordre de  $1,9 \cdot 10^4$  t/an et reste sensiblement inférieure à la production de CID dans les drains.

Tableau VI.13 : Récapitulatif des différents flux de CID et COD dans le bassin du Nyong ainsi que les processus correspondant.

| Flux annuels de CID (t/an) |                  | Processus                   | Flux annuels de COD (t/an) |                  | Processus                    |
|----------------------------|------------------|-----------------------------|----------------------------|------------------|------------------------------|
| $F_a$                      | $2,3 \cdot 10^5$ | Dégazage vers l'atmosphère  | n.d.                       |                  | Photo et biooxydation du COD |
| $F_e$                      | $1,6 \cdot 10^4$ | Transféré à l'exutoire      | $f[COD]_{av}$              | $9,7 \cdot 10^4$ | Transféré à l'exutoire       |
| $P_s$                      | $1,9 \cdot 10^4$ | Exporté des sols aux drains | $f[COD]_{am}$              | $1,5 \cdot 10^5$ | Exporté des sols aux drains  |
| $P_e$                      | $4,2 \cdot 10^4$ | Produit dans les drains     | $\Delta f[COD]$            | $5,2 \cdot 10^4$ | Perte en COD d'amont en aval |

## ***II-5 – Synthèse des bilans***

En analysant de près la façon dont les estimations de production de CID par la minéralisation de MO d'une part et l'évasion et le dégazage de CO<sub>2</sub> dans les sols et les cours d'eau d'autre part ont été calculées, on s'aperçoit de certaines imprécisions, sans qu'il soit toujours possible de dire s'il s'agit de sur- ou de sous-estimations (tableau VI.14). Ces imprécisions relèvent du fait que les mesures précises de certains paramètres n'ayant pas été effectuées dans cette étude, il a fallu se référer aux études réalisées dans d'autres écosystèmes, aux caractéristiques physiques et environnementales souvent distinctes de notre milieu d'étude. Il en va ainsi du taux de production de CID dans les lacs, qui sont des milieux confinés et peu dynamiques comparés au fleuve Nyong. Il en est de même de la difficulté qu'il y a de quantifier l'oxydabilité du COD dans les eaux humiques en raison d'une faible diminution des teneurs au cours de l'incubation (Granéli et al., 1996). En effet, la détermination de la quantité de COD nécessaire pour produire une certaine quantité de CID dépend de son « turnover », ce dernier étant fonction de la nature de la matière organique (labile ou réfractaire) et des facteurs environnementaux (lumières, température, humidité...) sujets à des variations temporelles. Cependant ces estimations permettent de constater que, si le fleuve Nyong apporte chaque année  $1,2 \cdot 10^5$  t de carbone atmosphérique à l'océan, son réseau hydrographique en dégaze presque le double ( $2,3 \cdot 10^5$  t/an), voir plus si on tient compte des zones inondables en amont de Mbalmayo. Ce dégazage du CO<sub>2</sub> dans le réseau hydrographique du Nyong représenterait environ 1/2000<sup>ème</sup> du dégazage annuel de CO<sub>2</sub> dans le fleuve Amazone et ses plaines inondables ( $5 \cdot 10^8$  t/an) d'après Richey et al., (2002). L'évasion du CO<sub>2</sub> des sols vers l'atmosphère, estimée à  $15 \cdot 10^6$  t/an dans le bassin versant du Nyong, constitue la principale source de carbone atmosphérique dans cet écosystème, très loin devant le dégazage des cours d'eau. En outre, dans l'état actuel de nos estimations (fig. VI.12), avec une PPN par la photosynthèse estimée à de  $4,3 \cdot 10^7$  tC/an, on constate que la variation annuelle nette du carbone de cet écosystème est positive, ce qui confirme leur rôle en tant que puit de carbone atmosphérique. Ces écosystèmes forestiers constituent ainsi de vastes réservoirs de carbone atmosphérique ; Ils stockent de grandes quantités dans la biomasse sur pied (troncs, branches, feuilles, racines) et les sols. Pour le bassin versant du Nyong, le stock de carbone dans la biomasse aérienne sur pied est estimé à  $4 \cdot 10^8$  t, ce qui est sensiblement inférieur au stock de carbone des sols qui est de  $9,6 \cdot 10^9$  t.

Tableau VI.14 : Synthèse de la dynamique du carbone dans les réservoirs du bassin du Nyong.

| Flux annuels |                              | Valeurs                   | Mesurés/Estimés | Limite de l'approximation  |
|--------------|------------------------------|---------------------------|-----------------|--|
| Végétation   | *PPN                         | 23,5 t/ha/an              | Estimé          | *Racines et branches non pris en compte  |
|              | *Petite Litière (Li)         | 4,5 t/ha/an               | Mesuré          |  |
|              | *Litière totale (Lt)         | 9,6 t/ha/an               | Estimé          | *Apport au sol de grande litière inconnu   |
|              | *Biomasse sur pied           | 220 t/ha                  | Estimé          | *Mesure emprunté à un site voisin (Ibrahima et al., 2002)  |
| Sol          | *Evasion du CO <sub>2</sub>  | 15.10 <sup>6</sup> t/an   | Estimé          | *Taux d'évasion emprunté d'un autre site   |
|              | *Exportation COD             | 13,9.10 <sup>4</sup> t/an | Mesuré          |  |
|              | *Exportation COP             | 6,1.10 <sup>3</sup> t/an  | Mesuré          |  |
|              | *Exportation CID             | 1,9.10 <sup>4</sup> t/an  | Mesuré          |  |
|              | Stock biomasse sol           | 5,2.10 <sup>3</sup> t/ha  | Mesuré          | *Extrapolation à partir des petites rivières   |
| Cours d'eau  | *Transfert du COD            | 9,7.10 <sup>4</sup> t/an  | Mesuré          | *Variables physiques du coefficient K inconnu<br>* photosynthèse aquatique non pris en compte<br>*Calculé à partir du taux de minéralisation de la MO d'une eau de lac |
|              | *Transfert du COP            | 8,8.10 <sup>3</sup> t/an  | Mesuré          |  |
|              | *Transfert du CID            | 1,6.10 <sup>4</sup> t/an  | Mesuré          |  |
|              | *Dégazage du CO <sub>2</sub> | 2,3.10 <sup>5</sup> t/an  | Estimé          |  |
|              | *Perte en COD aval           | 5,2.10 <sup>4</sup> t/an  | Estimé          |  |
|              | *Producton du CID            | 4,2.10 <sup>4</sup> t/an  | Estimé          |  |

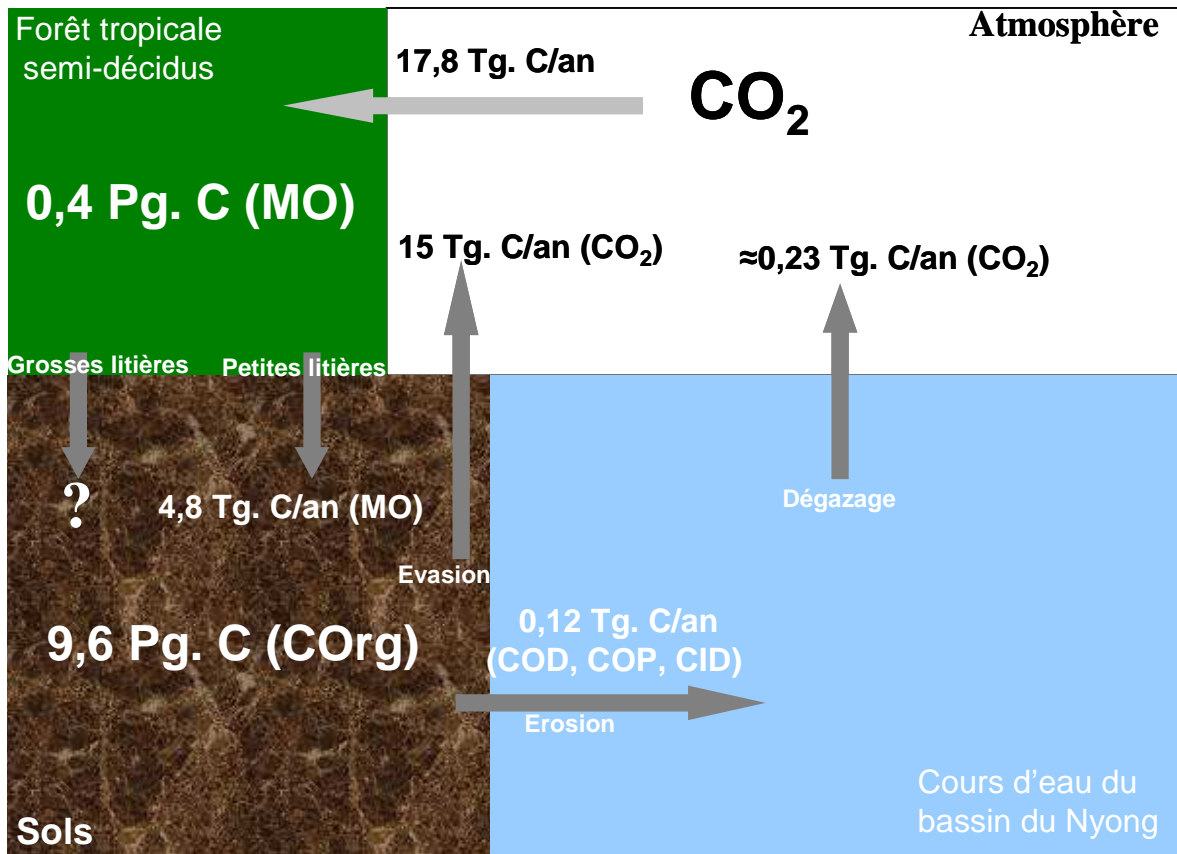


Figure VI.12 : Schema simplifié des termes du bilan du carbone dans le bassin versant du Nyong.

### III – EVOLUTION DU $\delta^{13}\text{C}$ AVEC LES CHANGEMENTS DE RESERVOIRS

Nous avons résumé dans cette partie les variations dans la distribution de la composition isotopique  $\delta^{13}\text{C}$  du carbone lors du transfert à travers les différents réservoirs (Sols, nappes et cours d'eau) (fig.VI.13). Les processus biogéochimiques qui accompagnent ce transfert de carbone induisent un fractionnement isotopique dû soit au changement de forme de carbone, soit à l'évolution quantitative du carbone dans ces réservoirs.

Au niveau des sols, la composition isotopique de la MO est du même ordre que celle des litières dont elle est issue, bien que l'on observe une différence  $\Delta\delta^{13}\text{C}$  de 5‰ dans les premiers centimètres du sols, essentiellement liée à un fractionnement induit par la respiration des microorganismes au cours de la décomposition des plantes et de l'humification (Agren et al., 1996).

La composition isotopique des solutions de sol (eau de nappe profonde) est la plus enrichie dans le bassin versant. Ceci s'explique d'une part par un fractionnement isotopique lié au dégazage sélectif du  $\text{CO}_2$  des sols, avec un départ préférentiel de l'isotope léger ( $^{12}\text{C}$ ) et un

enrichissement résiduel en isotope lourd ( $^{13}\text{C}$ ), et par un second fractionnement lié à l'hydratation de ce  $\text{CO}_2$  d'autre part. Dans ce cas, un facteur de fractionnement isotopique moyen de  $\varepsilon = 8\text{‰}$  à  $25^\circ\text{C}$  est avancé dans la littérature (Deuser et Degens, 1967 ; Zhang *et al.*, 1995). Le fractionnement isotopique induit par le dégazage du  $\text{CO}_2$  des sols vers l'atmosphère relève du processus de Rayleigh qui nécessite une bonne connaissance des flux de carbone d'un réservoir (A) vers le réservoir (B) (Mook, 2000). La différence de composition isotopique  $\Delta\delta^{13}\text{C}$  entre la MO du sol et le  $\text{CO}_2$  résiduel est en moyenne de  $+5\text{‰}$ .

L'érosion des sols confère aux rivières une composition isotopique  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$  nettement plus appauvrie que celle des eaux de nappe (fig. VI.13 et VI.14). Cette composition isotopique est essentiellement imputable à l'origine biogénique du CID (dégradation de MO dans les sols et essentiellement dans les zones marécageuses). Cette production du CID par l'oxydation de la MO s'accompagne d'un fractionnement isotopique cinétique qui peut être calculé suivant l'équation suivante :

$$\varepsilon_{\text{cod/cid}} = \frac{\delta^{13}\text{C}_{\text{COD}} * [\text{COD}]}{\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}} * [\text{CID}]} \quad (23)$$

avec  $\varepsilon_{\text{cod/cid}}$  le facteur de fractionnement isotopique entre le COD et le CID produit,  $[\text{COD}]$  et  $[\text{CID}]$  respectivement les concentrations moyennes de COD et de CID et  $\delta^{13}\text{C}_{\text{COD}}$  et  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$  respectivement les compositions isotopiques moyennes de COD et CID. On obtient dans le bassin versant du Nyong un fractionnement isotopique  $\varepsilon_{\text{cod/cid}}$  qui varie entre  $+7,5\text{‰}$  et  $+9,5\text{‰}$ . Le transfert de carbone des rivières au fleuve Nyong s'accompagne d'un important dégazage de  $\text{CO}_2$ , ce qui a pour conséquence un enrichissement résiduel du cours d'eau en isotopes lourds. Cet enrichissement isotopique essentiellement lié au dégazage est en moyenne de  $+4\text{‰}$  par rapport au  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$  des eaux de rivière.

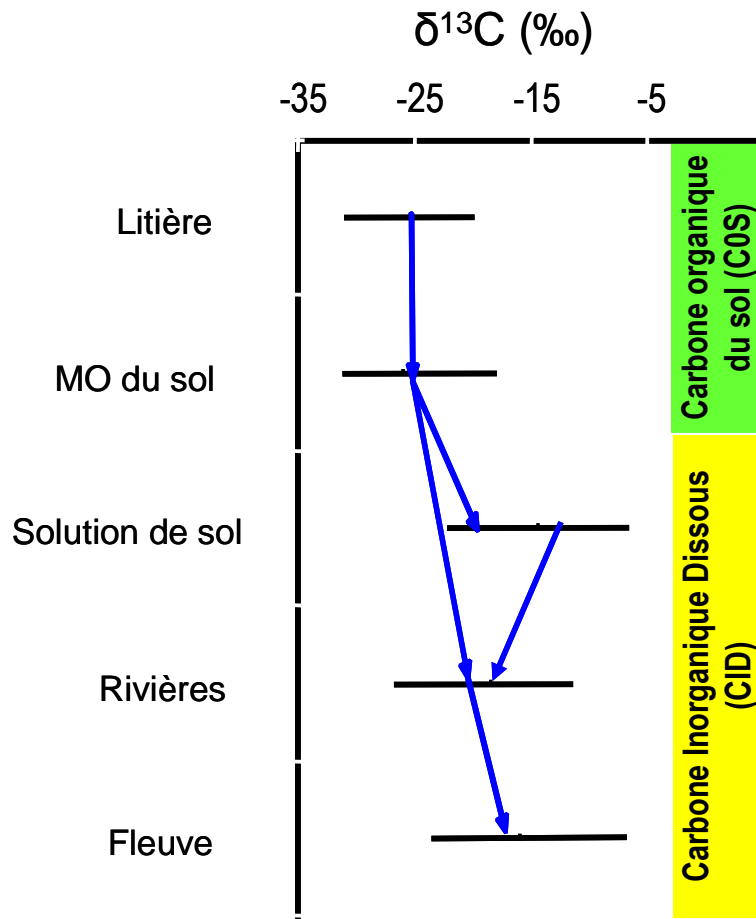


Figure VI.13 : Gammes de variation du  $\delta^{13}\text{C}$  du carbone organique du sol et du carbone inorganique dissous des eaux dans les réservoirs du bassin versant du Nyong.

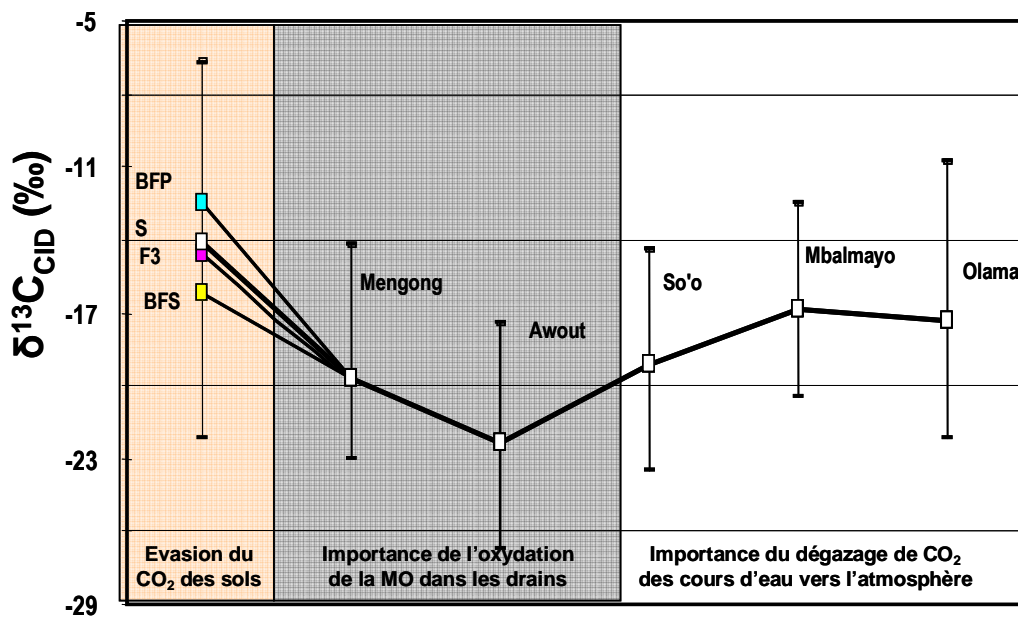


Figure VI.14 : Evolution de la composition isotopique  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$  d'amont vers l'aval dans le bassin versant du Nyong.



#### IV – CONCLUSION

L'évaluation du bilan de carbone dans le bassin versant du Nyong met en évidence la place primordiale du COD dans le fonctionnement des écosystèmes tropicaux humides. Le COD joue un rôle fondamental, que se soit en terme de flux de carbone ou de processus biogéochimiques contrôlant le cycle du carbone dans ces milieux.

Les exportations de carbone dans le bassin versant du Nyong ( $0,12 \cdot 10^6$  t/an) sont dominées à 80% par les flux de COD ( $9,7 \cdot 10^4$  t/an), les flux de COP et le CID contribuant respectivement pour 8 et 12%. Les variations de flux de carbone dépendent essentiellement de l'évolution de l'hydrologie qui favorise l'érosion des sols et en particulier des zones marécageuses. Le transport latéral du carbone organique est non conservatif dans le réseau du Nyong. Une diminution de 33% de COD est observée entre l'amont et l'aval du bassin. Ce déficit n'est pas lié à une accumulation de carbone organique dans les drains, comme souvent évoqué dans la littérature, mais à une forte oxydation de la MO, avec pour corollaire de forte  $p\text{CO}_2$ , ce qui induit un important dégazage de  $\text{CO}_2$  des eaux de surface vers l'atmosphère. Peu d'études se sont intéressées à ce processus, qui représente une importante source de carbone en milieu tropical humide. Pour ce qui est du bassin versant du Nyong, le dégazage de  $\text{CO}_2$  est estimé à environ  $2,3 \cdot 10^5$  t/an. Toutes ces sorties de carbone du bassin versant du Nyong représentent moins de 0,4% de la production primaire nette qui est estimé à  $4,3 \cdot 10^7$  t/an. L'évasion du  $\text{CO}_2$  des sols, estimée à  $15 \cdot 10^6$  t/an, constitue la principale source de carbone atmosphérique dans ce bassin. Le bilan de carbone dans cet écosystème semble être équilibré mais si l'on tenait compte des apports par les grosses litières (branches et troncs), ce bilan entrée-sortie serait probablement excédentaire (puit de  $\text{CO}_2$  atmosphérique). Il est donc important de souligner que nos estimations souffrent d'un certains nombres d'approximations susceptibles de les modifier considérablement. L'usage des techniques de mesure de dégazage de  $\text{CO}_2$  dans les sols et les drains tel que les chambres flottantes et l'Eddy-covariance ou d'enregistrement en continu des  $p\text{CO}_2$  de l'eau à l'aide des équilibrateurs pourrait permettre d'améliorer nos estimations et de réduire les incertitudes. Par ailleurs, ces estimations ne devraient pas occulter l'important réservoir de carbone que constituent ces écosystèmes forestiers. Les zones marécageuses représentent une part considérable de ce réservoir. En raison de leur sensibilité à l'érosion et au lessivage et de leurs connections hydrologiques avec les drains, ces zones sont majoritairement responsables de la composition élémentaire et isotopique en carbone des cours d'eau dans le bassin versant du Nyong.



**CONCLUSION GÉNÉRALE**



L'étude du cycle du carbone en milieu forestier tropical humide présente une importance significative, au regard de la contribution de ces écosystèmes à la stabilité de l'environnement, mais aussi de leur sensibilité aux variations climatiques. Il est important de rappeler ici d'une part le rôle non négligeable des forêts tropicales sur la régulation du climat de la terre, aussi bien au niveau local que global et d'autre part, les enjeux actuel et futur de la gestion de ces écosystèmes, en raison des pressions diverses auxquelles ils font face. En effet, plusieurs facteurs justifient l'intérêt de l'étude du cycle du carbone dans ces écosystèmes : (1) le climat chaud et humide, favorable au développement d'un tapis forestier dense et permanent et à une minéralisation rapide de la matière organique du sol, (2) les sols qui offrent une grande capacité de stockage du carbone, (3) l'intensité du drainage qui est un lien majeur et direct entre les réservoirs de carbone biosphérique et océanique, offrant ainsi à l'érosion continentale et aux transports fluviaux une position particulièrement originale au sein du cycle du carbone.

Dans ce contexte, l'objectif de ce travail était d'étudier dans le bassin versant du Nyong, la dynamique du carbone par un traçage isotopique au carbone 13, afin d'identifier les sources de carbone et de comprendre les processus biogéochimiques qui contrôlent les transformations, les échanges et les transferts de carbone à l'interface des réservoirs constitués par les sols, la biosphère, les eaux et l'atmosphère, ainsi que les transferts de carbone vers l'océan. Pour ce faire, la dynamique du carbone a été observée à deux échelles, l'une locale et l'autre régionale. L'échelle locale est constituée par le BVE du Mengong dans lequel nous avons étudié la distribution du carbone organique des sols et de sa composition isotopique  $\delta^{13}\text{C}_{\text{COT}}$ , ainsi que les transferts de carbone dans ce petit bassin versant représentatif du milieu tropical forestier humide. A l'échelle régionale, cette étude a permis de suivre les transferts de carbone et de leur signature isotopique, en allant des petits bassins versants vers les plus grands dans le réseau de bassins emboîtés du Nyong. Ce suivi permet non seulement de quantifier les flux de carbone à l'océan, mais aussi de mettre en évidence les processus biogéochimiques qui s'opèrent au cours de ces transferts et de commencer à établir un bilan du carbone dans ces écosystèmes.

En guise de conclusion pour ce travail, nous rappellerons dans ce qui suit les principaux résultats obtenus et présenterons quelques interrogations que soulève cette étude.

## **Distribution du carbone organique dans les sols et paramètres de contrôle du $\delta^{13}\text{C}$**

Nous avons observé que, dans les profils de sol du BVE du Mengong, la distribution du carbone organique est nettement distincte entre les sols ferrallitiques et les sols hydromorphes. Les horizons de surface des sols ferrallitiques présentent des teneurs moyennes en carbone organique total (COT) de 7%. Quant aux sols hydromorphes, ils présentent de fortes teneurs en COT en surface, comprises entre 12% et 16%. Contrairement aux sols ferrallitiques où la baisse des teneurs en carbone organique est rapide, on observe une décroissance lente et graduelle dans les sols hydromorphes. Vers la surface de ces sols, la composition isotopique  $\delta^{13}\text{C}$  moyenne, de -29‰, s'apparente à celle des plantes C3 des écosystème forestier. Un enrichissement isotopique de 4‰ en moyenne est observé en profondeur dans le premier mètre en raison de la dégradation de la matière organique. L'horizon cuirassé profond des sols ferrallitiques présente un fort taux de COT et une anomalie de  $\delta^{13}\text{C}$ , marquée par un fort enrichissement de presque 10‰ par rapport aux matières organique de surface. Cet enrichissement serait plus le fait de l'évolution de la végétation régionale au cours du passé que du vieillissement de la MO avec la profondeur. Les anomalies de  $\delta^{13}\text{C}$  et de COT observées en profondeur dans l'horizon cuirassé marqueraient une phase de l'évolution passée de la végétation, au cours de laquelle des plantes C3 et C4 ont évolué simultanément. On pourrait également évoquer ici une séquestration du carbone organique dans les minéraux authigenitiques du sol, certains processus géochimiques comme la déhydroxylation de la goethite ou de la gibbsite ayant pu intervenir lors de la formation de la cuirasse au cours de l'optimum climatique au début de l'Eocène. L'accumulation de la matière organique à la surface des sols hydromorphes s'explique par une faible vitesse de minéralisation de la MO à cause des conditions d'anoxie liées à une saturation permanente en eau.

## **Variabilité spatiale et temporelle du carbone et de sa signature isotopique dans les eaux de surface**

L'analyse de la variabilité spatiale des compositions élémentaires (COD, COP, CID) et isotopiques ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{COD}}$ ,  $\delta^{13}\text{C}_{\text{COP}}$ ,  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ ) du carbone dans les systèmes hydriques du bassin versant du Nyong a permis de mettre en évidence, une différenciation entre les eaux claires de nappe profonde et de source, pauvres en carbone organique (< 1 mg/l) et enrichies en  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$  (entre -7‰ et 21‰) et les eaux colorées de surface (eaux de drainage et des bas fonds) riches

en carbone organique (22,5 mg/l en moyenne) et appauvries en  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$  (entre 14‰ et 23‰). D'amont en aval, nous avons observé une baisse des teneurs en COD avec l'augmentation de la taille des drains, s'accompagnant d'un enrichissement du signal isotopique  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ .

La variabilité temporelle des compositions élémentaires et isotopiques du carbone met en évidence des évolutions qui sont corrélées aux variations saisonnières de débits. Les fortes teneurs en carbone ainsi que les  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$  appauvris sont essentiellement observées en saison de pluies tandis que l'inverse est observé en saison sèche. Par contre, à l'échelle pluriannuelle, on observe que les cours d'eau sont plus concentrés en carbone et présentent des signatures isotopiques plus appauvries pendant les cycles hydrologiques secs.

### **Facteurs de contrôle de la signature isotopique $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ et du transfert de carbone**

Les variations des teneurs en carbone et de leurs signatures isotopiques sont contrôlées par cinq principaux facteurs :

#### ***- L'hydrologie***

En saison des pluies, le lessivage des zones marécageuses est essentiellement responsable des fortes teneurs en carbone organique et des signatures isotopiques appauvries observées dans les cours d'eau. Le COD avec plus de 65% de la composition en éléments dissous représente la fraction de carbone de loin la plus importante et provient avec le COP, essentiellement du lessivage des zones marécageuses riches en matières organiques.

#### ***- L'humification de la matière organique***

La valeur moyenne des signatures isotopiques  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$  du carbone organique (COD et COP) des cours d'eau (-29‰) du bassin du Nyong est typique de celles des plantes C3 et est en équilibre avec la composition isotopique mesurée dans les horizons superficiels des sols et notamment ceux de la zone marécageuse du BVE du Mengong, (entre -29‰ et -31‰). Les variations saisonnières de COD dans ces eaux s'expliquent par l'action simultanée de l'humification de la MO du sol et de l'hydrologie.

#### ***- La minéralisation du carbone organique fluvial***

Les conditions d'hydromorphie saisonnière favorisent la décomposition rapide des matières organiques dans ces milieux. Le COD jeune qui en résulte est relativement labile et oxydable dans les colonnes d'eaux des rivières pour produire un  $\text{CO}_2$  aqueux appauvri en isotope  $^{13}\text{C}$ . Les variations de la composition en COD et de la signature isotopique  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$  montrent un contrôle par l'oxydation de la matière organique de cette signature isotopique du

CID des cours d'eau. Le CID provient ainsi essentiellement du CO<sub>2</sub> issu de la dégradation du carbone organique et de ce fait présente une composition isotopique δ<sup>13</sup>C très négative.

**- Les échanges avec le CO<sub>2</sub> atmosphérique**

Les valeurs élevées de δ<sup>13</sup>C<sub>CID</sub> observées en saisons sèches sont essentiellement dues au dégazage de CO<sub>2</sub> à l'interface eau-atmosphère. L'intensité de ce dégazage est fonction de l'importance de la surface d'échange, ce qui rend les grands cours d'eau (So'o, Nyong à Mbalmayo et Olama) plus sensibles à ce phénomène. L'évolution de la pCO<sub>2</sub> et de la composition isotopique du CO<sub>2</sub> de ces cours d'eau suggère que l'évasion de CO<sub>2</sub> vers l'atmosphère est le processus dominant de ces échanges. Ceci vient conforter l'hypothèse selon laquelle les cours d'eau sont des sources et non des puits de CO<sub>2</sub> pour atmosphère. Les variations saisonnières de ces différents processus sont également contrôlées par l'évolution des débits. La baisse du régime des cours d'eau en saisons sèches favorise l'approvisionnement des rivières par les eaux de nappe, pauvres en carbone organique. Par ailleurs le temps de résidence des flux d'eau en ces périodes devient long, ce qui est favorable aux échanges avec l'atmosphère et à un enrichissement isotopique du δ<sup>13</sup>C<sub>CID</sub>.

**- La photosynthèse et la respiration au sein des cours d'eau**

L'impact des processus de photosynthèse et de respiration du phytoplancton et des macrophytes au sein des cours d'eau sur la signature isotopique du δ<sup>13</sup>C<sub>CID</sub> n'est pas évident et n'aurait qu'une influence secondaire au regard des processus précédemment évoqués.

### **Traçage isotopique de l'altération chimique**

Cette étude a mis en évidence le rôle de la matière organique dans l'altération des minéraux silicatés, notamment par le traçage isotopique de l'influence des acides organiques. Le rapport molaire  $[Ca^{2+}+Mg^{2+}]/[HCO_3^-]$  dans les eaux de nappe est inférieur à 0,5, ce qui indique que l'altération est contrôlée par l'acide carbonique. Dans les eaux de surface, on observe un rapport  $[Ca^{2+}+Mg^{2+}]/[HCO_3^-]$  compris entre 0,5 et 2,2. Cet excédent de  $[Ca^{2+}+Mg^{2+}]$  par rapport au  $[HCO_3^-]$  est essentiellement imputable aux acides organiques non titrés dans l'alcalinité. La bonne corrélation observée entre l'excédent de  $[Ca^{2+}+Mg^{2+}]$  et le COD conforte la prédominance de ces acides organiques dans les solutions altérantes notamment dans les zones de bas fonds riches en matières organiques. Ces acides organiques ont des signatures isotopiques δ<sup>13</sup>C plus appauvries par rapport au CO<sub>2</sub> dissous, ce qui explique le fait que dans les eaux de surface riche en COD, le rapport  $[Ca^{2+}+Mg^{2+}]/[HCO_3^-]$  est bien corrélé



négalement au  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ , alors que dans les eaux de nappe, pauvres en COD, il n'y a pas de relation.

Les fortes concentrations en carbone organique dissous des eaux de surface du bassin du Nyong assurent le contrôle du transport de la quasi-totalité des éléments dissous. La charge spécifique des acides organiques, issus de la décomposition de la matière organique est responsable du déficit anionique observé dans ces cours d'eau. Sur l'ensemble du bassin versant du Nyong, cette charge a été estimée à  $6,7 \mu\text{eq}/\text{mgC}$  à partir de la relation entre le COD et le déficit anionique. On observe une décroissance de cette charge spécifique ( $7,5 \mu\text{eq}/\text{mgC}$  en moyenne pour le Mengong et l'Awout à  $5,4 \mu\text{eq}/\text{mgC}$  pour Olama) au cours du transfert des petites rivières en amont vers l'exutoire du bassin versant du Nyong en aval, ce qui indique une modification structurale progressive des espèces organiques dissoutes durant le transfert et donc une diminution d'amont en aval de la capacité complexante du COD pour les éléments traces notamment.

### **Bilan des flux de carbone à l'échelle régionale**

Le rôle fondamental du COD a été observé dans cette étude, que se soit en terme de flux ou de processus biogéochimiques contrôlant le cycle du carbone dans les écosystèmes tropicaux humides. Les exportations de carbone dans le bassin versant du Nyong ( $0,12 \cdot 10^6 \text{ t/an}$  soit  $6,24 \text{ t}/\text{km}^2/\text{an}$ ) sont dominées à 80% par les flux de COD ( $9,7 \cdot 10^4 \text{ t/an}$ ), les flux de COP et de CID contribuant respectivement pour 8 et 12%. Les variations de flux de carbone dépendent essentiellement de l'évolution de l'hydrologie, qui favorise l'érosion et le lessivage des sols et en particulier des zones marécageuses. Le transport latéral du carbone organique est non conservatif dans le réseau du Nyong. Une diminution de 33% de COD est observée entre l'amont et l'aval du bassin. Ce déficit n'est pas lié à une accumulation de carbone organique dans les drains, comme souvent évoqué dans la littérature, mais à une forte oxydation de la MO, avec pour corollaire de forte  $\text{pCO}_2$ , ce qui induit un important dégazage de  $\text{CO}_2$  des eaux de surface vers l'atmosphère. Ce dégazage de  $\text{CO}_2$  s'accompagne d'un enrichissement résiduel du cours d'eau en isotopes lourds. Cet enrichissement isotopique est en moyenne de +4‰ par rapport au  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$  des eaux de rivière. Peu d'études se sont intéressées à ce processus, qui représente une importante source de carbone en milieu tropical humide. Pour ce qui est du bassin versant du Nyong, le dégazage de  $\text{CO}_2$  est estimé à environ  $2,3 \cdot 10^5 \text{ t/an}$ . Toutes les sorties de carbone du bassin versant du Nyong estimée à  $15,14 \cdot 10^6$  représentent moins de 0,4% de la fixation du  $\text{CO}_2$  par la production primaire nette qui est estimée à  $4,3 \cdot 10^7$

t/an. L'évasion du CO<sub>2</sub> des sols, estimée à 15.10<sup>6</sup> t/an, constitue la principale source de CO<sub>2</sub> vers l'atmosphère dans ce bassin. Le bilan total de carbone dans cet écosystème est donc excédentaire, ce qui conforte le rôle des écosystèmes tropicaux humides en tant que puits de CO<sub>2</sub> pour l'atmosphère. Précisons cependant que ces estimations souffrent d'un certains nombres d'approximations susceptibles de les modifier considérablement. Par ailleurs, ces estimations ne devraient pas occulter l'important réservoir de CO<sub>2</sub> atmosphérique que constituent ces écosystèmes forestiers. Les zones marécageuses représentent une part considérable de ce réservoir. En raison de leur sensibilité à l'érosion et au lessivage et de leur connexion hydrologique avec les drains, ces zones sont majoritairement responsables de la composition élémentaire et isotopique en carbone des cours d'eau dans le bassin versant du Nyong. Des zones marécageuses de ce genre sont très répandues à travers le monde et notamment en domaine tropical humide, où elles présentent souvent de grandes extensions (Amazone, Parana...). Ces zones méritent d'être particulièrement étudiées, car on ne connaît pas encore leur rôle à l'échelle globale sur le cycle du carbone.

### **Intérêt de l'étude, manquements et perspectives**

Cette étude aura permis de mieux cerner les sources de carbone, d'apprécier la variabilité spatio-temporelle des flux de carbone, d'estimer les transferts de carbone dissous et particulaire des continents vers les océans et d'appréhender les principaux processus biogéochimique qui contrôlent les transferts et les échanges de carbone entre les réservoirs terrestre, atmosphérique et océanique en milieu tropical humide sous forêt. La mise en évidence de la variabilité de ces différents processus à différentes échelles de temps et d'espace permettra d'envisager des approches complémentaires dans l'élaboration des modèles prédictifs de l'évolution du cycle global du carbone. Précisons ici que le rôle joué par les zones forestières tropicales humides en tant que sources ou puits de CO<sub>2</sub> pour l'atmosphère est peu connu, en raison du manque d'informations nécessaires à la compréhension de leur fonctionnement biogéochimique vis-à-vis du cycle global du carbone. Il reste donc beaucoup de travail visant à préciser certains résultats présentés dans ce manuscrit. C'est le cas de certaines estimations telles que, les échanges de CO<sub>2</sub> entre la végétation et l'atmosphère ou l'évasion de CO<sub>2</sub> des sols et des drains vers l'atmosphère, pour lesquelles l'usage des techniques de mesure de dégazage de CO<sub>2</sub> dans les sols et les drains telles que les chambres flottantes et l'Eddy-covariance ou d'enregistrement en continu des pCO<sub>2</sub> de l'eau à l'aide des équilibrateurs pourraient permettre d'améliorer nos estimations et

de réduire les incertitudes. De même, de cette étude se dégagent d'ores et déjà quelques axes de recherches majeures en ce qui concerne :

- 1- Le rôle joué par l'épaisse couverture de sol dans la séquestration du carbone atmosphérique et le mode de stabilisation du carbone organique dans les fractions minérales du sol, notamment dans l'horizon induré où on observe de fortes teneurs. L'utilisation de la résonance magnétique nucléaire ( $\delta^{13}\text{C}$  RMN) pourrait apporter quelques éléments de réponse pour élucider cette question.
- 2- Comme il a été précédemment évoqué, le rôle des zones marécageuses dans le cycle du carbone est une des questions majeures que soulève cette étude et qui fera l'objet de nos préoccupations dans les travaux ultérieurs.
- 3- L'étude du traçage isotopique des sources et des transferts de carbone qui a été réalisée sur le bassin versant monolithologique du Nyong devra être étendue à d'autres grands bassins tropicaux, sous des influences climatiques, lithologiques et de végétation différents, afin de permettre une prise en compte plus large des processus susceptibles d'influencer le cycle du carbone à l'échelle régionale ou même globale.



*BIBLIOGRAPHIE*



**Abril G., Richard S. et Guérin F.** (2006). In situ measurements of dissolved gases (CO<sub>2</sub> and CH<sub>4</sub>) in a wide range of concentrations in tropical reservoir using an equilibrator. *Science of The Total Environment*, **354**, 246-251.

**Agren G.I., Johnson D.W., Kirschbaum M. et Bosatta E.** (1996). Ecosystem physiology – soil organic matter. In: Breymeyer A., Hall D.O., Melillo J.M. et Agren G.I. (eds) *Global Change: Effects on Forests and Grasslands*. John Wiley & Sons, Chichester, 207-228.

**Allan J.H.D., Quay P.D. et Richey J.E.** (1987). The role of gas exchange in the inorganic carbon, oxygen, and <sup>222</sup>Rn budgets un the Amazon river. *Limnol. Oceanogr.* **32**(1), 235-248.

**Amiotte-Suchet P., Aubert D., Probst J.L., Gauthier-Lafaye F., Probst A., Andreux F., Viville D.** (1999). δ<sup>13</sup>C pattern of dissolved inorganic carbon in a small granitic catchment: the Strengbach case study (Vosges mountain, France). *Chem. Geol.* **159**, 129-145.

**Amiotte-Suchet P. et Probst J.L.** (1993a). Flux de CO<sub>2</sub> consommé par altération chimique continentale : influence du drainage et de la lithologie. *C. R. Ac. Sci. Paris*, **317**( II): 615-622.

**Amiotte-Suchet P. et Probst J.L.** (1993b). Modelling of atmospheric CO<sub>2</sub> consumption by chemical weathering of rocks: Application to the Garonne, Congo and Amazon basins. *Chemical Geology*, **107**(3-4): 205-210.

**Amiotte-Suchet P. et Probst J.L.** (1995). A global model for present day atmospheric/soil CO<sub>2</sub> consumption by chemical erosion of continental rocks (GEM-CO<sub>2</sub>). *Tellus*, **47B**, 273-280.

**Amiotte-Suchet P., Probst J.L. et Ludwig W.** (2003). Worldwide distribution of continental rock lithology : implications for the atmospheric/soil CO<sub>2</sub> uptake by continental weathering and alkalinity river transport to the ocean. *Global Biogeochemical Cycles*, **17**(2)

**Amundson R., Stern L., Baiden T. et Wang Y.** (1997). The isotopic composition of soil and soil-respired CO<sub>2</sub>. *Geoderma*, **82**, 83-114.

**Andrews J.E., Greenaway A.M., Dennis P.F. et Barnes-Leslie D.A.** (2001). Isotopic effects on inorganic carbon in a tropical river caused by caustic discharges from bauxite processing. *Applied Geochemistry*, **16**(2), 197-206.

**Anésio A.M. et Granéli W.** (2003). Increased photoreactivity of DOC by acidification : implication for the carbon cycle in humic lakes. *Limnol. Oceanogr.* **48**, 735-744.

**Aravena R. et Suzuki O.** (1990). Isotopic evolution of river water in the northern Chile region. *water resources research*, **26**(12), 2887-2895.

**Atekwana E.A. et Krishnamurthy R.V.** (1998). Seasonal variations of dissolved inorganic carbon and δ<sup>13</sup>C of surface waters: application of a modified gas evolution technique. *Journal of Hydrology*, **205**(3-4), 265-278.

**Aucour A.M., Sheppard S.M.F., Guyomar O. et Wattelet J.** (1999). Use of <sup>13</sup>C to trace origin and cycling of inorganic carbon in the Rhône river system. *Chemical Geology*, **159**, 87-105.

- Aumont O., Orr J.C., Monfray P., Ludwig W., Amiotte-Suchet P., et Probst, J.L.** (2001). Riverine-driven interhemispheric transport of carbon. *Global Biogeochem. Cycles*, **15**(2), 193-205.
- Balakrishna K. et Probst J.L.** (2005). Organic carbon transport and C/N ratio variation in a large tropical river: Godavari as a case study, India. *Biogeochemistry* **73**, 457-473.
- Balesdent J.** (1991). - Estimation du renouvellement du carbone des sols par mesure isotopique  $^{13}\text{C}$ . Précision, risque de biais. *Cah. Orstom, sér. Pédol.*, vol. XXVI, no 4, 1991 : 315-326.
- Balesdent J., Girardin C. et Mariotti A.** (1993). Site-related  $\delta^{13}\text{C}$  of tree leaves and soil organic matter in a temperate forest. *Ecology* **74** (6), 1713– 1721.
- Balesdent J. et Mariotti A.** (1996). Measurement of soil organic matter turnover using  $^{13}\text{C}$  natural abundance. In: Boutton, T.W., Yamasaki, S. (Ed.), *Mass Spectrometry of Soils*. Marcel Dekker Inc., New York, pp. 83– 102.
- Balesdent J., Mariotti A. et Guillet B.** (1987). Natural  $^{13}\text{C}$  abundance as a tracer for soil organic matter dynamics studies. *Soil Biol. Biochem.*, **19**, 1 : 25-30.
- Barnes I., Downes C.T. et Hulston R.J.** (1978). Warm springs, South Island, New Zealand, and their potential to yield laumontite. *American Journal of Science*, **278**, 1412-1427.
- Barnola J-M., Anklin M., Porcheron J., Raynaud D., Schwander J. and Stauffer B.** (1994).  $\text{CO}_2$  evolution during the last millenium as recorded by Antarctic and Greenland ice. *Tellus*, **47B**, 264-272.
- Barth, J.A.C. et Veizer, J.** (1999). Carbon cycle in the St Lawrence aquatic ecosystems at Cornwall (Ontario), Canada: seasonal and spatial variations. *Chemical Geology*, **159**(1-4): 107-128.
- Barth J.A.C., Veizer J. et Mayer B.** (1998). Origin of particulate organic carbon in the upper St Lawrence : Isotopic constraints. *Earth and planetary Sciences letters*, **162**(1-4), 11-121.
- Barth J.A.C., Cronin A.A., Dunlop J. et Kalin R.M.** (2003). Influence of carbonates on the riverine carbon cycle in a anthropogenically dominated catchment basin : evidence from major element and stable carbon isotopes in the Lagan River (N. Ireland). *Chemical Geology*, **200**, 203-216.
- Bates N. R. et Merlivat L.** (2001). The influence of short-term wind variability on air-sea  $\text{CO}_2$  exchange. *Geophys. Res Lett.* **28**(17): 3 281-3 284.
- Beauvais A. et Colin F.** (1993). Formation and transformation processes of iron duricrust system in tropical humid environment. *Chemical Geology* **106**, 77-101.
- Bedimo Bedimo J.P.** (2007). Aspect du cycle de l'eau dans un écosystème tropical humide: cas du bassin versant du Mengong Nsimi (Zoétélé). Mém. DEA, Univ. Yaoundé I, 83 p.



- Beer S. et Rehnberg J.** (1996). The acquisition of inorganic carbon by the seagrass. *Zostera Marina Aquat. Bot.* **56**, 277-283.
- Bengo M.D. et Maley J.** (1991). Analyses des flux polliniques sur la marge sud du Golfe de Guinée depuis 135 000 ans. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences ; Paris II* **313**, 843-849.
- Berner R.A.** (2003). The long-term carbon cycle, fossil fuels and atmospheric composition. *Nature*, **426**, 323-326.
- Berner R.A., Lasaga A.C. et Garrels R.M.** (1983). The carbonate-silicate geochemical cycle and its effect on atmospheric carbon dioxide over the past 100 millions years. *American Journal of Science*, **283**(7): 641-683.
- Bernoux M., Arrouays D., Cerri C., Bourennane H.** (1998 a). Modeling vertical distribution of carbon in Oxisols of the Western Brazilian Amazon (Rondônia). *Soil Science*, **163**, 12, 941-951.
- Bernoux M., Cerri C.C., Neill C, Moraes J.L.** (1998 b). The use of stable carbon isotopes for estimating soil organic matter turnover rates. *Geoderma*, **82**, 1-3, 43-58.
- Betts R.A., Cox P.M, Lee S.E. et Woodward F.I.** (1997). Contrasting physiological and structural vegetation feedbacks in climate change simulations. *Nature*, **387**, 796-799.
- Bianchi T.S., Filley T., Dria K. et Hatcher P.G.** (2004). Temporal variability in sources of dissolved organic carbon in the lower Mississippi River. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **68**, 959-967.
- Bianchi T.S., Mitra S. et McKee B.A.** (2002). Sources of terrestrially-derived organic carbon in lower Mississippi River and Louisiana shelf sediments: implications for differential sedimentation and transport at the coastal margin. *Marine Chemistry*, **77**(2- 3), 211-223.
- Bilong P., Eno Belinga S.M. et Volkoff B.** (1992). Séquence d'évolution des paysages cuirassés et des sols ferrallitiques en zones forestières tropicales d'Afrique centrale. Place des sols à horizons d'argile tachetée. C.R. Acad. Sci. Paris, t. 314, Série II, 109-115.
- Bird M.I., Giresse P. et Chivas A.R.** (1993).  $\delta^{13}\text{C}$  composition of sediments from the Sanaga River, Cameroon. *Chemical Geology*, **107**, 211.
- Bird M.I., Giresse P. et Ngos S.** (1998). A seasonal cycle in the carbon isotope composition of organic carbon in the Sanaga River, Cameroon. *Limnology and oceanography*, **43**(1), 143-146.
- Bird M.I., Kracht O., Derrien D. et Zhou Y.** (2003). The effect of soil texture and roots on the carbon isotope composition of soil organic carbon. *Aust. J. Soil Res.* **41**, 77-94.
- Bitom D.** (1988). Organisation et évolution d'une couverture ferrallitique en zone tropicale humide (Cameroun). Genèse et transformation d'ensembles ferrugineux indurés profonds. Thèse de doctorat, Univ. Poitiers, 164 p. multigr.

**Bitom D. et Volkoff B.** (1993). Altération déferruginisante des cuirasses massives et formations des horizons gravillonnaires ferrugineux dans les sols de l'Afrique centrale humide. *C. R. Ac. Sci. Paris*. **316**(II), 1447-1454.

**Blair N., Leu A., Muñoz E., Olsen J., Kwong E. et Des Marais D.** (1985). Carbon Isotopic fractionation in heterotrophic microbial metabolism. *Applied and Environmental microbiology* **50**, 996-1001.

**Bloom A.** (1991). Geomorphology: a systematic analysis of late Cenozoic landforms.

**Bodin J.** (1998). Fonctionnement hydrodynamique d'une nappe de versant en zone tropicale humide: Modélisation du site expérimental de Nsimi au sud du Cameroun. Mém. DEA, Hydrologie, Paris, France. 45 P.

**Boeglin J.L., Mortatti J. et Tardy Y.** (1997). Erosion chimique et mécanique sur le bassin amont du Niger (Guinée, Mali). Bilan géochimique de l'altération en milieu tropical. *C. R. Ac. Sci. Paris*. **325**(II), 185-191.

**Boeglin J.L., Roquin C., Mortatti J. et Tardy Y.** (1997). Erosion chimique et mécanique sur les bassins du Niger et de l'Amazone. Evolution climatique et paléoclimatique des paysages tropicaux. *C. R. Ac. Sci. Paris*. **326**(II), 625-632.

**Boeglin J.L. and Probst J.L.** (1996). Transports fluviaux de matières dissoutes et particulaires sur un bassin versant en région tropicale : le bassin versant amont du Niger au cours de la période 1990-1993. *Sciences Géologiques, Strasbourg*, **49**, 1-4, p. 25-45.

**Boeglin J.L. and Probst J.L.** (1998). Physical and chemical weathering rates and CO<sub>2</sub> consumption in a tropical lateritic environment: the upper Niger basin". *Chemical Geology*, **148**, 137-156.

**Boeglin J.L., Probst J.L., Ndam Ngoupayou J.R., Nyeck B., Etcheber H., Mortatti J. Braun J.J.** (2005). Soil carbon stock and river carbon fluxes in a humid tropical environment: the Nyong river basin (South Cameroon). In: *Erosion and Carbon Dynamics*, E. Roose, Lal R., Feller C., Barthès B. and Stewart B. Eds., Advances in Soil Science, CRC Publisher, Chapter 18, pp 275-288

**Bourges A.V., Schiettecatte L.S., Abril G., Delille B. et Gazeau F.** (2006). Carbon dioxide in European coastal waters. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* **70**, 375-387.

**Boutton, T.W.** (1996). Stable carbon isotope ratios of soil organic matter and their use as indicators of vegetation and climate change. In: Boutton, T.W., Yamasaki, S. (Ed.), *Mass Spectrometry of Soils*. Marcel Dekker Inc., New York, 47– 82.

**Boutton T.W., Archer S.R., Midwood A.J., Zitzer S.F. et Bol R.** (1998).  $\delta^{13}\text{C}$  of soil organic carbon and their use in documenting vegetation change in a subtropical savanna ecosystem. *Geoderma*, **82**, 5-41.

**Bouwman, A.F.** (1990). Exchange of greenhouse gases between terrestrial ecosystems and the atmosphere. p. 61–128. In A.F. Bouwman (Ed). *Soils and greenhouse effect*. John Wiley and Sons, New York, NY.

- Braun J.J., Ndam J.R., Viers J., Dupré B., Bedimo Bedimo J.P., Boeglin J.L., Sigha Nkamdjou L., Freydier R., Robain H., Nyeck B., Rouiller J. et Muller J.P.** (2004). Present weathering rates in a humid tropical watershed: Nsimi, South Cameroun. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **69**(2), 357-387.
- Broecker W.S. et Peng T.H.** (1974). Gas exchange rates between air and sea. *Tellus XXVI*, p. 21-35.
- Broecker W.S. et Peng T.H.** (1983). Tracers in the sea. *Eldigio*
- Broecker W.S., Peng T.H. et Engh R.** (1980). Modeling the carbon system. *Radiocarbon* **22**, 565-598
- Broecker W.S., Peterman J. Et Siems W.** (1978). The influence of wind on CO<sub>2</sub>-exchange in a wind/wave tunnel, including the effects of monolayers. *Mar. Res.* **36**, 595-610.
- Brugnoli E. et Farquhar G.D.** (2000). Photosynthetic fractionation of carbon isotopes. In: Leegood, S., von Caemmerer, S. (Eds.), *Photosynthesis: Physiology and Metabolism*. Kluwer, Dordrecht, 399–434.
- Brunet F.** (2004). Variations de la signature isotopique  $\delta^{13}\text{C}$  du carbone inorganique dissous dans les rivières et les fleuves. Thèse de doctorat, Univ. Paul Sabatier, Toulouse III, 238 p.
- Brunet F., Gaiero D., Probst J.L., Depetris P.J., Gauthier-Lafaye F. and Stille P.** (2005).  $\delta^{13}\text{C}$  tracing of dissolved inorganic carbon sources in Patagonian rivers (Argentina). *Hydrological Processes*, **19**, 3321-3344
- Buhl D., Neuser R.D., Richter D.K., Riedel D., Roberts B., Strauss H. et Veizer J.** (1991). Nature and nurture : Environmental isotope story of the river Rhine. *Naturwissenschaften*, **78**, 337-346.
- Cameron E.M., Hall G.E.M., Veizer J. et Krousse H.R.** (1995). Isotopic and elemental hydrogeochemistry of a major river system: fraser river, British Columbia, Canada. *Chemical Geology*, **122**, 149-169.
- Centre d'Expertise en Analyse Environnementale du Québec** (2003). Détermination de la matière organique par dosage du carbone organique dans les sols agricoles : méthode Walkley-Black modifiée. MA. 10A0-WB 1.0, Ministère de l'Environnement du Québec, 2003, 10 p.
- Cerling T.E., Solomon D.K., Quade J. et Bowman J.R.** (1991) On isotopic composition of carbon in soil carbon dioxide. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **55**, 3403-3405.
- Cerri C.C., Feller C., Balesdent J., Victoria R. et Plennecassagne A.** (1985). Application du traçage isotopique naturel en  $^{13}\text{C}$  à l'étude de la matière organique dans les sols. *C. R. Ac. Sci. Paris*, série II, **300**, 423-428.
- Christ M.J. et David M.B.** (1996). Temperate and moisture effects on the production of dissolved organic carbon in a spodosol. *Soil Biol. Biochem.* **28**, 1191-1199.

- Clark I. D. et Fritz P.** (1997). Environmental isotopes in hydrology. CRC Press: 328 pp.
- Cleveland C.C. et Townsend A.R.** (2006) Nutrient additions to a tropical rain forest drive substantial soil carbon dioxide losses to the atmosphere. *PNAS* **103**, 10316-10321
- Cox P. M., Betts R. A., Jones C. D., Spall S. A. et Totterdell I. J.** (2000). Acceleration of global warming due to carbon-cycle feedbacks in a coupled climate model. *Nature* **409**, 184-187.
- Coynel A.** (2005). Erosion mécanique des sols et transferts géochimiques dans le bassin Adour-Garonne. Thèse de doctorat, Univ. Bordeaux I, 572 p.
- Coynel A., Seyler P., Etcheber H., Meybeck M. et Orange D.** (2005). Spatial and seasonal dynamics of total suspended sediment and organic carbon species in the Congo River. *Global Biogeochemical Cycles* **19**, GB4019.
- Craig H.** (1953). Geochemistry of stable carbon isotopes. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **3**, 53-92.
- Craig H.,** (1954) Carbon 13 in plan and the relationships between carbon 13 and carbon 14 variation in nature. *The Journal Geology*, **62**(2), 1033-1035.
- Dandurand, J.L., Gout, R., Hoefs, J., Menschel, G., Schott, J. et Usdowski, E.,** (1982). Kinetically controlled variations of major components and carbon and oxygen isotopes in a calcite-precipitating spring. *Chemical Geology*, **36**, 299-315.
- Davidson E. et Trombore S.E** (1995). Gas diffusivity and production of CO<sub>2</sub> in deep soils of the eastern Amazon. *Tellus*, **47B**, 550-565.
- Dawson T.E., Mambelli S., Plamboeck A.H., Templer P.H. et Tu K.P.** (2002). Stable isotopes in plant ecology. *Annual Review of Ecology and Systematics*, **33**, 507-559.
- Dechamps R., Lafranchi R., Le Cocq A., et Schwartz D.** (1988). Contribution à l'évolution des environnements quaternaires en R.P. du Congo par l'étude de macrofossiles végétaux. *Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol.*, **66**(1), 33-44.
- Degens E.T.** (1982). Riverine carbon: an overview in Degens E.T. ed., Transport of carbon and minerals in major world rivers, part 1, SCOPE/UNEP Sonderband, Hamburg, Mitt. Geol.-Paleont. Inst. Univ. Hamburg, Heft **52**, 1-12.
- Degens E.T., Kempe S. et Richey J.E.** (1991). Biogeochemistry of major world rivers. SCOPE report, **42**, New York, John Wiley and sons, 356 p.
- Deines P.** (1980). The isotopic composition of reduced organic carbon. In : P. Fritz, J.C. Fontes (Ed)., *Handbook of Environmental Isotope Geochemistry*, vol. 1, *The terrestrial Environment*, A, Elsevier : 329-406.
- Depetris P. J. et Kempe S.** (1993). Carbon dynamics and sources for the Parana River. *Limnology and Oceanography* **38**, 382-96.

- Desjardins T.** (1991). Variations de la distribution de la matière organique (carbone total et  $\delta^{13}\text{C}$ ) dans les sols ferrallitiques du Brésil. Modifications consécutives à la déforestation et à la mise en culture en Amazonie orientale. Thèse de doctorat, Univ. de Nancy I, 144 p.
- Desjardins T., Volkof B., Andreux F. et Cerri C.C.** (1991). Distribution du carbone total et de l'isotope  $^{13}\text{C}$  dans les sols ferrallitiques du Brésil. *Sciences du Sol* **29**, 175-187.
- Deuser W.G. et Degens E.T.** (1967). Carbon isotope fractionation in the system  $\text{CO}_2(\text{gaz})-\text{CO}_2(\text{aqueous})-\text{HCO}_3^-(\text{aqueous})$ . *Nature*, **215**, 1033-1035.
- Dixon R.K., Brown S., Houghton R.A., Solomon A.M., Trexler M.C. et Wisniewski J.** (1994). Carbon Pools and Flux of Global Forest Ecosystems. *Science*, **263**, 186-190.
- Doff Sotta E., Meir P., Malhi Y., Nobre A.D., Hodnett M. et Grace J.** (2004). Soil  $\text{CO}_2$  efflux in a tropical forest in the central Amazon. *Global Change Biology* **10**, 601-617.
- Dommergues Y.** (1963). Les cycles biogéochimiques des éléments minéraux dans les formations tropicales. *Rev. Bois et Forêts des Tropiques*, **87**, 9-25.
- Drever J.I.** (1988). The geochemistry of natural waters (2<sup>nd</sup> ed.) Englewood Cliffs, NJ, USA: Prentice Hall, 437 p.
- Dupré B., Gaillardet J., Rousseau D. et Allègre C.** (1996). Major and trace elements of river-borne material : The Congo Basin. *Geochim. Cosmochim. Acta* **60**, 1301-1321.
- Ehleringer J.R., Hall A.E. et Farquhar G.D.** (1993). Stable Isotopes and Plant Carbon-Water Relations. *Academic Press*, San Diego.
- Ehleringer J.D., Buchmann N. et Flanagan L.B.** (2000). Carbon isotope ratios in belowground carbon cycle processes. *Ecol. Appl.* **10**, 412-422.
- Emerson S.** (1975). Chemically enhanced  $\text{CO}_2$  exchange in a eutrophic lake: A general model. *Limnol. Oceanogr.*, **20**, 743-753.
- Epron D., Bosc A., Bonal D et Freycon V.** (2006). Spatial variation of soil respiration across a topographic gradient in a rain forest in french Guiana. *Journal of Tropical Ecology* **22**, 565-574.
- Epron D., Farque L., Lucot E. et Badot P.** (1999). Soil  $\text{CO}_2$  efflux in a beech forest: dependence on soil temperature and soil water content. *Ann. For. Sci.* **56**, 221-226.
- Eppley R.W. et Peterson B.J.** (1979). Particulate organic matter flux and planktonic new production in the deep ocean. *Nature* **282**, 677-680.
- Eswaran H., Van den Berg E. et Reich P.** (1993). Organic carbon in soils of the world. *Soil Sci. Soc. Am. J.* **57**, 192-194.
- Etame J.** (1994). Etude d'une séquence de sol sur gneiss en zone forestière humide du Sud-Cameroun : Organisation et évolution des matériaux. Thèse de doctorat 3<sup>ème</sup> cycle, Univ. Yaoundé I, 127 p.

**Etchanchu D. et Probst J.L. (1986).** Erosion et transport de matières en suspension dans un bassin versant en région agricole. Méthode de mesure du ruissellement superficiel, de sa charge et des deux composantes du transport solide dans un cours d'eau. *C.R. Acad. Sci. Paris* 302 (série II), 1063–1068.

**Etcheber H. (1986).** Biogéochimie des matières organique en milieu estuarien : comportement, bilan, propriétés. Cas de la Gironde. *Mém. Ist. Géol. Bassin Aquit.*, Talence, 379 p.

**Etheridge D.M., Steele L.P., Langenfelds R.L., Francey R.J., Barnola J.-M. et Morgan V.I. (1996).** Natural and anthropogenic changes in atmospheric CO<sub>2</sub> over the last 1000 years from air in Antarctic ice and firn. *J. Geophys. Res.*, 101(D2), 4115-4128.

**FAO (2003).** La gestion des forêts tropicales secondaires en Afrique: Réalité et perspectives. Rapport pour l'atelier FAO/EC LNV/GTZ, Douala, Cameroun ; 17 – 21 novembre 2003.

**Farquhar G.D., Ehleringer J.R. et Hubick K.Y. (1989).** Carbon isotope discrimination and photosynthesis. *Ann. Rev. Plant Mol. Boil.*, **40**, 503-537.

**Faure G. (1986).** Principles of isotope geology. *Sec. ed. John Wiley et son*, 589 p.

**Feybesse J.L., Johan V., Maurizot P. et Abessolo A. (1987).** Evolution tectonométamorphique libérienne et éburnéenne de la partie NW du craton zairois (SW Cameroun). In G Mathéris and H. Schandelmeier (editors), *Current Research in african Earth Sciences*. Balkema, Rotterdam, 9-12.

**Fillion-Guigues N. (1998).** Contribution de la matière organique dissoute à la composition chimique des eaux de surface. Thèse de doctorat, Univ. Louis Pasteur de Strasbourg, 242 p.

**Fillion N., Probst A. et Probst, J.L. (1999).** Determination of organic and mineral acidity contributions to the total throughfall acidity: application to French forests. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 328 : 333-339.

**Finlay J. C. (2003).** Controls of streamwater dissolved inorganic carbon dynamics in a forested watershed. *Biogeochemistry* **62**, 231-252.

**Flintrop C., Hohlmann B., Jasper T., Korte C., Podlaha O.A., Scheele S. et Veizer J. (1996).** Anatomy of pollution : Rivers of north Rhine-Westphalia, Germany. *American Journal of Science*, **296**(1), 58-98.

**Frankignoulle M. et Borges A.V. (2001).** Direct and indirect pCO<sub>2</sub> measurements in a wide range of pCO<sub>2</sub> and salinity values (the Scheldt estuary). *Aquat. Geochem.* **7**, 267-273.

**Fredoux A. (1994).** Pollen analysis of the deep-sea core in the Gulf of Guinea: vegetation and climatic changes during the last 225 000 years B.P. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **109**, 317-330.

**Friedli H., Löttscher H., Oeschge H., Siegenthaler U. et Stauffer B. (1986).** Ice core record of the <sup>13</sup>C/<sup>12</sup>C ratios of atmospheric CO<sub>2</sub> in the past two centuries. *Nature*, 324 : 237-238.

- Fritz P., Reardon E.J., Barker J., Brown R.M., Cherry J.A., Killey R.W. D. et McNaughton D.** (1978). The carbon isotope Geochemistry of a small groundwater system in northeastern Ontario. *water resources research*, **14**(6), 1059-1067.
- Gac J.Y. et Kane A.** (1986). Le fleuve Sénégal. I – Bilan hydrologique et flux continentaux de matières particulaires à l’embouchure. *Sciences Géologiques Bulletin* **39**, 99-130.
- Gaillardet J., Dupré B., Allègre C. J. et Négrel P.** (1997). Chemical and physical denudation in the Amazon river basin. *Chemical Geology*, **142**, 141-173.
- Gaillardet J., Dupré B., Louvat P. et Allègre C. J.** (1999). Global silicate weathering and CO<sub>2</sub> consumption rates deduced from the chemistry of large rivers. *Chemical Geology*, **159**, 3-30.
- Galimov E. M.** (1966). Carbon isotopes of soil CO<sub>2</sub>. *Geochemistry International*, **3**, 889-897.
- Galy A. et France-Lanord C.** (1999). Weathering processes in the Gange - Brahmaputra basin and the riverine alkalinity budget. *Chemical Geology*, **159**, 31-60.
- Garrels R.M. et Mackenzie F.T.** (1971). Evolution of sedimentary rocks, 397 p
- Giardina C.P., Binkley D., Ryan M.G., Fownes J.H. et Senock R.S.** (2004). Belowground carbon cycling in a humid tropical forest decreases with fertilization. *Oecologia* **139**, 545-550.
- GIEC/IPCC** (2001). Bilan 2001 des changements climatiques : les éléments scientifiques. Rapport du Groupe de travail I du GIEC, contribution du Groupe de travail I au 3e rapport d'évaluation du GIEC : [www.ipcc.ch/pub/reports.htm](http://www.ipcc.ch/pub/reports.htm)
- GIEC** (Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat). Climate Change (2007). Impacts, Adaptation and Vulnerability. In M. L. Parry, O. F. Canziani, J. P. Palutikof, P. J. van der Linden et C. E. Hanson (éd.), contribution du Groupe de travail II au Quatrième rapport du groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat, Cambridge University Press, Cambridge, Royaume-Uni.
- Giresse P., Maley J. et Brenac P.** (1994). Late Quaternary palaeoenvironments in lake Barombi-Mbo (West Cameroun) deduced from pollen and carbon isotopes of organic matter. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **107**, 65-78.
- Gleason J.D., Friedman I. et Hanshaw B.B.** (1969). Extraction of dissolved carbonate species from natural water for carbon-isotope analysis : USGS professional paper 650-D, 248-250.
- Gran G.** (1952). Determination of the equivalent point in potentiometric titrations. Part II. *Analyst*, **77**, 661-671.
- Granéli W., Lindell M., De Faria B.M. et De Assis Esteves F.** (1998). Photoproduction of dissolved inorganic carbon in temperate and tropical lakes - dependence on wavelength band and dissolved organic carbon concentration. *Biogeochemistry* **43**, 175-195.

**Granéli W., Lindell M. et Tranvik L.** (1996). Photo-oxidative production of dissolved inorganic carbon in lakes of different humic content. *Limnol. Oceanogr.* **41**(4), 698-706.

**Grice A.M., Loneragan N.R. et Dennison W.C.** (1996). Light intensity and the interactions between physiology, morphology and stable isotope ratios in five species of seagrass. *J. Exp. Mar. Biol. Ecol.* **195**, 91-110.

**Guérin F., Abril G., Serça D., Delon C., Richard S., Delmas R., Tremblay A. et Varfavy L.** (2007). Gas transfer velocities of CO<sub>2</sub> and CH<sub>4</sub> in tropical reservoir and its river downstream. *Journal of Marine Systems* **66**, 161-172.

**Guillet B., Maman O., Achoundong G., Mariotti A., Girardin C., Schwartz D. et Youta Hapi J.** (1996). Evidences isotopiques et géochimiques de l'avancée de la forêt sur la savane au Cameroun. *Publ. Symp. Int. Dynamique à long terme des écosystèmes forestiers intertropicaux*, Servant M. et Servant-Vildary S. éditeurs, Paris 20-22 mars 1996, 169-172.

**Hanson P.J., Edwards N.T., Garten C.T. et Andrews J.A.** (2000) Separating root and soil microbial contributions to soil respiration: A review of methods and observations. *Biogeochem.* **48**, 115-146.

**Hedges J.I.** (1992). Global biogeochemical cycles: progress and problems. *Marine Chemistry* **39**, 67-93.

**Hélie J.F., Hillaire-Marcel C. et Rondeau B.** (2002). Seasonal changes in the sources and fluxes of dissolved inorganic carbon through the St. Lawrence River-isotopic and chemical constraint. *Chemical Geology*, **186**(1-2), 117-138.

**Hemminga M.A. et Mateo M.A.** (1996). Stable carbon isotopes in seagrasses: variability in ratios and use in ecological studies. *Marine Ecology Process Serie* **140**, 285-298.

**Hendrickson (1990).** How does forestry influence atmospheric carbon? *Forestry chronicle* **66**, 469-470.

**Henry F., Probst J.L., Thouron D., Depetris P.J. et Garçon V.** (1996). Nd- Sr isotopic compositions of dissolved and particulate material transported by the Parana and Uruguay rivers during high (december 1993) and low (september 1994) water periods. *Sci. Geol. Bull.*, **49**, 89-100.

**Hitchon B. et Krouse H.R.** (1972). Hydrogeochemistry of the surface water of the Mackenzie River drainage basin, Canada-III. Stable isotopes of oxygen, carbon and sulfur. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **36**, 1337-1357.

**Holley E.H.** (1977). Oxygen transfer at the air–water interface. In: *Proc. Symp. on Transp. Processes in the Ocean* at the 82<sup>nd</sup> Nat. Meet. of the AICE. Plenum, pp. 117–150.

**Hongve D.** (1999). Production of dissolved organic carbon in forested catchments. *J. Hydrol.* **224**, 91-99.

**Hope D., Billett M.F., Milne R. et Taw B.** (1997). Export of organic carbon in British rivers. *Hydrol. Process.*, **11**, 325-344.



- Hope D., Kratz T.K. et Riera J.L.** (1996). Relationship between pCO<sub>2</sub> and dissolved organic carbon in northern Wisconsin lakes. *J. Environ. Qual.* **25**, 1442-1445.
- Hooghiemstra H. et Agwu C.O.C.** (1988). Changes in the vegetation and trade winds in Equatorial north-west Africa 140 000-70 000 yr B.O. as deduced from two marine pollen records. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **66**, 173-213.
- Houghton J.T., Meira Filho L.G., Bruce J., Lee H., Callander B.A., Haites E., Harris N. et Maskell K.** (1995). *Climate Change 1994 : Radiative Forcing of Climate Change and An Evaluation of the IPCC IS92 Emission Scenarios*, Grant Britain, IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change), Cambridge University Press, 339 p.
- Humbel F.X.** (1976). L'espace poral des sols ferrallitiques du Cameroun. Caractéristiques et comportements en relation avec les régimes hydriques et les bioclimats. *ORSTOM, Coll. Travaux et Documents*, Paris, n°54, Paris, 306 p.
- Humbel F.X.** (1988). Transport des matières en suspension et du carbone organique particulaire par la Garonne. Mém. De DEA, Univ. Louis Pasteur Strasbourg, 33 p.
- Humbel F.X., Muller J.P. et Rieffel J.M.** (1977). Quantités de matière organique associées aux sols du domaine ferrallitique au Cameroun. *Cah. ORSTOM, sér. Pedol.*, 15 (3), 259-274.
- Ibrahima A., Schmidt P., Ketner P. et Mohren G.J.M.** (2002). Phytomasse et cycle des nutriments dans la forêt tropicale dense humide du sud Cameroun. The Tropenbos-Cameroon Program, Kribi, Cameroon, *Tropenbos-Cameroon Documents* 9, XVI. 81 pp.
- Idir S., Probst A., Viville D. et Probst J.L.** (1999). Contribution of saturated areas and hillslopes to the water and element fluxes exported during a storm event: tracing with dissolved organic carbon and silica. The Strengbach catchment case study (Vosges, France). *C. R. Ac. Sci. Paris* **328**(IIa), 89-96.
- IPCC** (Intergovernmental Panel on Climate Change), (1994). *Climate Change: Radiative Forcing of Climate Change and An evaluation of the IPCC IS92 Emission Scenarios*. J.T. Houghton, L.G. Meira Filho, J. Bruce, Hoesung Lee, B.A. Callander, E. Haites, N. Harris and K. Maskell (eds.). Cambridge University Press, Cambridge, UK. 339pp.
- IPCC** (Intergovernmental Panel on Climate Change): Albritton DL, Meira Fillo LG, the WGI writing team (2001). WGI—Technical Summary. In: *Climate Change 2001: Synthesis Report* (ed Watson RT). Geneva, Switzerland ([http:// www.ipcc.ch](http://www.ipcc.ch)).
- Ittekkot V.** (1988). Global trends in the nature of organic matter in river suspensions. *Nature* **332**, 436-438.
- Ittekkot V. et Laane R.W.P.M.** (1991). Fate of riverine particulate organic matter. In *Biogeochemistry of major world rivers*, edited by Degens E.T., Kempe S. and Richey J.E., *SCOPE* **42**, 233-242.
- Jacobson, R.L. et Uzdowski, E.** (1975). Geochemical controls on a calcite precipitating spring. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 51: 65.

**Jahns S.** (1996). Vegetation history and climate changes in West Equatorial Africa during the Late Pleistocene and Holocene, based on marine pollen diagram from the Congo fan. *Earth and Environmental Sciences*. **5**(3), 207-213

**Jeffrey V. et Turner.** (1982). Kinetic fractionation of carbon-13 during calcium carbonate precipitation. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **49**, 1183-1191.

**Kamgang K. Beyala V.** (1998). Evolution supergène des roches et incidences phytogéographiques : cas du contact forêt-savane au Sud-Est Cameroun. Thèse Doc. d'Etat, Sc. Nat., Univ. Yaoundé I, 208 P.

**Karim A. et Veizer J.** (2000). Weathering in the Indus river basin: implications from riverine carbon, sulfur, oxygen and strontium isotopes. *Chemical Geology*, **170**, 153-177.

**Kempe S.** (1979). Carbon in the freshwater cycle. In the Global Carbon Cycle, edited by B. Bolin, E.T. Degens, S. Kempe and P. Ketner, *SCOPE* **13**, 317-342.

**Keeling C. D.,** (1958). The concentration and isotopic abundances of atmospheric carbon dioxide in rural area. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **13**, 322-334.

**Keeling C.D., Piper S.C. and Heimann M.** (1989). A three-dimensional model of atmospheric CO<sub>2</sub> transport based on observed winds: 4. Mean annual gradients and interannual variations. *Geophysical Monograph* **55**, 305-363.

**Keeling C.D. and Whorf T.P. (1994).** Atmospheric CO<sub>2</sub> records from sites in the SIO air sampling network. *Trends 93: A Compendium of Data on Global Change*, T.A. Boden, D.P. Kaiser, R.J. Sepanski and F.W. Stoss (eds.). Carbon Dioxide Information Analysis Center, Oak Ridge National Laboratory, *ORNL/CDIAC-65*, 16-26.

**Keith M.L. and Weber J.N.** (1964). Isotopic composition and environmental classification of selected limestones and fossils. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **28**, 1787-1816.

**Kempe S.** (1979). Carbon in the freshwater cycle. In: Bolins B, Degens ET, Kempe S, Ketner P (eds) *The global carbon cycle*. Wiley, Chichester, pp 317-342

**Kendall C. Mast M.A. et Rice K.C.** (1992). Tracing watershed weathering reactions with  $\delta^{13}\text{C}$ . Vol. 1 in : Kharaka, Maest (Eds.), Proc. 7th Intern. Symp. on Water Rock Interaction, WRI-7, Park City, UT, USA, 569-572.

**Kieber R.J., Zhou X. et Mopper K.** (1990). Formation of carbonyl compounds from UV-induced photodegradation of humic substances in natural waters: Fate of riverine carbon in the sea. *Limnol. Oceanogr.* **35**, 1503-1515.

**Kotto Same J., Bittom D. et Volkoff B.** (1990). Matières organiques et transformations structurales superficielles dans un sol ferrallitique rouge de la zone forestière du Cameroun. Cah. ORSTOM, sér. *Pédol.*, vol. XXV, 3, 231-241.

**Kroopnick P.** (1974). The dissolved O<sub>2</sub>-CO<sub>2</sub>-<sup>13</sup>C system in the eastern equatorial Pacific. *Deep Sea Research* **21**, 211-227.

- Krull E.S., Bestland E.A. et Gates W.P.** (2006). Soil organic matter decomposition and turnover in a tropical Ultisol: evidence from  $\delta^{13}\text{C}$ ,  $\delta^{15}\text{N}$  and geochemistry. *Radiocarbon* **44**, 93–112.
- Krull E.S. et Skjemstad J.O.** (2002).  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{15}\text{N}$  profiles in  $^{14}\text{C}$ -dated oxisol and vertisols as a function of soil chemistry and mineralogy. *Geoderma* **112**, 1 – 29.
- Krusche A.V., Martinelli L.A., Victoria R.L., Bernardes M., De Camargo P.B., Ballester M.V. et Trumbore S.E.** (2002). Composition of particulate and dissolved organic matter in a disturbed watershed of southeast Brazil (Piracicaba River Basin). *Water Research*, **36**, 2743-2752.
- Kump L.R., Kasting J.F. et Crane R.G.** (1999). The earth system. Prentice Hall.
- Labat D., Godd ris Y., Probst J.L. et Guyot J.L.** (2004). Evidence for global runoff increase related to climate warming. *Advances in Water Resources* **27**, 631-642.
- La Scala N.J., Marques J.J., Pereira G.T. et Cora J.E.** (2000). Carbon dioxide emission related to chemical properties of a tropical bare soil. *Soil Biol. Biochem.* **32**, 1469-1473.
- Ladouche B. Probst A. Viville D. Idir S. Baque D. Loubet M. Probst J.L. et Bariac T.** (2001). Hydrograph separation using isotopic, chemical and hydrological approaches (Strengbach catchment, France). *Journal of Hydrology* **242**(3-4), 255-274.
- Laclavère G. et Loung J.-F.** (1973). Les atlas Afrique. République unie du Cameroun. Ed. jeune Afrique 72 p.
- Lemaire E., Abril G., De Wit R. et Etcheber H.** (2002). Effect of turbidity on phytoplankton pigments degradation in the Gironde estuary. *Comptes Rendus Geosciences* **334**, 251-258.
- Lepoint G., Dauby P., Fontaine M., Bouquegneau J.M et Gobert S.** (2003). Carbon and nitrogen isotopic ratios of the seagrass *Posidonia* Oceania: Depth-related variations. *Botanica Marina* **46**, 555-561.
- Leroux M.** (1980). Le climat de l'Afrique tropicale. Thèse de doctorat d'Etat, Univ. de Dijon, Tome I   III, 1427 p.
- Letouzey R.** (1968). Etude phytogéographique du Cameroun. Ed. P. Lechevallier, 508 p., cartes.
- Letouzey R.** (1985). Notice de la carte phytogéographique du Cameroun au 1/500 000. Institut de la carte internationale de la végétation, *Fasc.* 3-4, 63-142.
- Lewis W.M. et Saunders J.F.** (1989). Concentration and transport of dissolved and suspended substances in the Orinoco River. *Biogeochemistry* **7**: 203-240
- Likens G.E., Bormann F.H., Pierce R.S., Eaton J.S. and Johnson N.M.** (1977). Biogeochemistry of a Forested Ecosystem. *Springer-Verlag*, New York.

- Lin R.** (1988). Etude du potentiel de dégradation de la matière organique particulaire au passage eau douce-eau salée : cas de l'estuaire de la Gironde. Thèse de Doctorat, Univ. de Bordeaux 1, 209 p.
- Lindell M.J., Granéli H.W. et Bertilsson S.** (2000). Seasonal photoreactivity of dissolved organic matter from lakes with contrasting humic content. *Can. J. Fish. Aquat. Sci.* **57**, 875-885.
- Littlewood I.G.** (1992). Estimating constituent loads in rivers :A review. *Institute of Hydrology Rep.* 117. Institute of Hydrology, Wallingfors,U.K.
- Lobbés J.M., Fitznar H.P. et Kattner G.** (2000). Biogeochemical characteristics of dissolved and particulate organic matter in Russian rivers entering the Arctic Ocean. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **64**(17), 2973-2983.
- Longinelli A. et Edmond J.M.** (1983). Isotope geochemistry of the Amazon basin : a reconnaissance. *Journal of Geophysical Research*, **88**, 3703-3717.
- Ludwig W., Amiotte-Suche P. et Probst J.L.** (1996a). River discharges of carbon to the world's ocean : determining local inputs of alkalinity and of dissolved and particular organic carbon. *C. R. Ac. Sci. Paris*, **323**(IIa): 1007 -1014.
- Ludwig W., Amiotte-Suchet P., Munhoven G. et Probst J.L.** (1998). Atmospheric CO<sub>2</sub> consumption by continental erosion: present-day controls and implications for the last glacial maximum. *Global and Planetary Change*, 16-17(1-4): 107-120.
- Ludwig W., Amiotte-Suchet P. et Probst J.L.** (1999). Enhanced chemical weathering of rocks during the last glacial maximum: a sink for atmospheric CO<sub>2</sub>. *Chemical Geology*, **159**, 147-161.
- Ludwig W., Probst J.L. et Kempe S.** (1996b). Predicting the oceanic input of organic carbon by continental erosion. *Global Biogeochemistry Cycles* **10**, 23-41.
- Malcolm R.L.** (1990). The uniqueness of humic substances in each of soil, stream, and marine environments. *Analytica Chimica Acta* **232**, 19-30
- Maneux E.** (1998). Erosion mécanique des sols et transports fluviaux des matières en suspension : application des systèmes d'information géographique dans les bassins versants de l'Adour, de la Dordogne et de la Garonne. Thèse de Doctorat, Univ. Bordeaux I, 251 p.
- Mantoura R.F.C. et Woodward E.** (1983). Conservative behaviour of riverine dissolved organic carbon in the Senern estuary. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **47**, 1293-1309.
- Marland G. et Boden T.A.** (1993). The magnitude and distribution of fossil-fuel-releases. In *The Global Carbon Cycle* (edited by M. Heimann). Springer-Verlag, New York, 117-138.
- Maley J.** (2001). Si la forêt tropicale m'était contée. *CANOPEE*, journal du programme Européen ECOFAC, Libreville, pp. 6-9.

- Maley J. et Brenac P.** (1998). Vegetation dynamics, palaeoenvironments and climatic changes in the forests of western Cameroon during the last 28000 Years B.P. Review of *Palaeobotany and palynology* **99**, 157-187.
- Mariotti A.** (1991). Le carbone 13 en abondance naturelle, traceur de la dynamique de la matière organique des sols et de l'évolution des paléoenvironnements continentaux. *cahiers Orstom, sér. Pédologie*, **26**(4): 299-313.
- Mariotti A. et Balesdent J.** (1990).  $\delta^{13}\text{C}$  natural abundance as a tracer of soil organic matter turnover and paleoenvironment dynamics. *Chemical Geology*, **84** : 317-319.
- Mariotti A. et Peterschmitt E.** (1994). Forest savanna ecotone dynamics in India as revealed by carbon isotope ratios of soil organic matter. *Oecologia*, **97**, 475-480.
- Martin D.** (1967). Géomorphologie et sols ferrallitiques dans le Centre Cameroun. *Cah. Orstom, sér. Pédol.*, vol. II, 189-218.
- Martin A., Mariotti A., Balesdent J., Lavelle P. et Vua-Oux R.** (1990). Estimate of organic matter turnover rate in a savanna soil by  $^{13}\text{C}$  natural abundance. *Soil Biol. Biochem.*, **2**(4) : 517-523.
- Martins O. et Probst J.L.** (1991). Biogeochemistry of major African rivers : carbon and mineral transport. In: Degens E.T., Kempe S. and Richey J.E. (eds), *Biogeochemistry of Major World Rivers*, SCOPE Report. 42, Wiley, 127-155.
- Martins O.** (1983). Transport of carbon in the Niger River. In: Degens, E. T., Kempe, S. and Soliman, H. (Eds) *Transport of Carbon and Minerals in Major World Rivers, Pt. 2*. Mitt. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Hamburg, SCOPE/UNEP Sonderbd. **55**, pp. 435-49.
- Maurizot P., Abessolo A., Feybesse J.L. et Johan Lecomte P.** (1986). Etude de prospection minière du Sud-Ouest Cameroun. Synthèse des travaux de 1978 à 1985. Rapport de BRGM 85, 274p.
- McDonnell J.J. et Kendall C.** (1992). Isotope tracers in hydrology-report to the Hydrology Section: EOS Trans. *Amer. Geophys. Union*, **73**, 260-261.
- Melander L.**, (1960). Isotope effects on reaction rates. *Roland Press*, New York.
- Meybeck M.** (1979). Concentrations des eaux fluviales en éléments majeurs et apports en solution aux océans. *Rev. Géol. Dyn. Géogr. Phys.*, **21**, 215-246.
- Meybeck M.** (1982). Carbon, nitrogen and phosphorus transport by World Rivers. *American Journal of Sciences* **282**, 401-450.
- Meybeck M.** (1984). Les fleuves et le cycle géochimique des éléments. Thèse Doc. Etat, Univ. Paris VI.
- Meybeck M.** (1993). Riverine transport of atmospheric carbon: sources, global typology and budget. *Water, Air and Soil Pollution* **70**, 443-463.

- Meybeck M.** (1987). Global geochemical weathering of surficial rocks estimated from river dissolved loads. *American Journal of Science*, **287**(5): 401-428.
- Meybeck M., Cauwet G., Dessery S., Somville M., Goulean D. et Billen G.** (1988). Nutrients (Organic C, P, N, Si) in the Eutrophic River Loire and its Estuary. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, **27**, 595-624.
- Meybeck M., Lô H.M., Cauwet G. et Gac J.Y.** (1987). Geochemistry of the Sahelian Gambia River during the 1983 high-water stage in Degens E.T. ed., Transport of Carbon and Minerals in Major World Rivers, Mitt. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Hamburg, SCOPE/UNEP, Sonderband, **64**, 461-473.
- Meybeck M. et Vörösmarty C.J.** (1999). Global transfer of carbon by rivers. *Global Change Newsletters* **37**, 12-14
- Moldan B. and Cerny J.** (1994). Biogeochemistry of Small Catchments. A Tool for Environmental Research. *Wiley. Chichester, England*. ISBN 0-471-93723-1.
- Mook W.G.** (1970). Stable carbon and oxygen isotopes of natural waters in the Netherlands. In : Isotopes in hydrology, International Atomic Energy Agency, Vienna : 163-190.
- Mook W. G.** (2000). Environmental isotopes in the hydrological cycle. *IHP-V, Technical Documents in Hydrology*, UNESCO, Paris, **39** (6) vol.
- Mook W. G., Bommerson J. C. et Staverman W. H.,** (1974) Carbon isotope fractionation between dissolved bicarbonate and gaseous carbon dioxide. *Earth and Plan. Sc. Let.*, **22**, 169-176
- Morin S.** (1979). Evolution récente et actuelle des milieux naturels au Cameroun Central et Occidental. *Actes des coll. SEPANRIT, St Denis de la Réunion*, 7-12 Avril 1979.
- Mortatti J. et Probst J.L.** (2003). Silicate rock weathering and atmospheric/soil CO<sub>2</sub> uptake in the Amazon basin estimated from river water geochemistry: seasonal and spatial variations. *Chemical Geology*, **197**, 177-196.
- Muller J.-P.** (1987). Analyse pétrographique d'une formation latéritique meuble du Cameroun; Essai de traçage d'une différenciation supergène par les paragenèses minérales secondaires. Thèse de doctorat, Univ. Paris VII, t. 1, 188 p.
- Munson S.A. et Carey A.E.** (2004). Organic matter sources and transport in an agriculturally dominated temperate watershed. *Applied Geochemistry* **19**, 1111-1121.
- Nadelhoffer K.J. et Fry B.** (1988). Controls on natural nitrogen-15 and carbon-13 abundances in forest soil organic matter. *Soil Sciences Society American Journal*, **52**, 1663-1640.
- Ndam Ngoupayou J.R.** (1997). Bilans hydrogéochimiques sous forêt tropicale humide en Afrique : du bassin expérimental de Nsimi-Zoétéélé aux réseaux hydrographiques du Nyong et de la Sanaga (Sud-Cameroun). Thèse de doctorat, Univ. Pierre et Marie Curie, Paris VI, 214 p.

- Ndam Ngoupayou J.R., Nkoue Ndondo G.R., Boeglin J. L., Braun J.J., Kamgang Kabeyene V.B., et Ekodeck G.E.** (2005 a). Water and fluxes of matter transfers during a storm event in the Mengong experimental watershed (Nsimi-South Cameroon). In *Dynamics and Biogeochemistry of River Corridors and Wetlands. IAHS Publ.* **294**, 183-190.
- Ndam Ngoupayou J.R., Boeglin J.L., Probst J. L., Braun J.J., Meybeck M. et Nkoue Ndondo G.R.** (2005 b). The organic carbon dynamics of a small catchment in the humid tropics. In *Sediment Budgets 1. IAHS Publ.* **291**, 46-53.
- Nedelec A. et Nsifa E.N.** (1987). Le complexe du Ntem (Sud-Cameroun) ; une série tonalitetrondhjémitique. In G. Matheis ans H. schaellmeir (Editors), *Current research in Africa Earth Sciences*, Balkema, Rotterdam, 3-6.
- Nedelec A., Nsifa E.N. et Martin H.** (1990). Major and trace element geochemistry of the Archaean Ntem plutonic complex (south Cameroon): petrogenesis and crustal evolution. *Precambrian Res.*, **47**, 35-50.
- Négre Ph., Allègre C.J., Dupré B et Lewin E.** (1993). Erosion sources determined by inversion of major and trace element ratios and strontium isotopic ratios in river water: The Congo Basin case. *Earth and Planetary Science Letters* **120**, 59–76.
- Nguenkam J.P.** (1994). Etude d'une toposéquence de sols sur granite dans la region de Mvangan (Sud-Cameroun). Caractérisations de deux domaines de pédogénèse différenciés. Thèse de doctorat 3<sup>ème</sup> cycle, Univ. de Yaoundé I, 165 p.
- Nguetsop F., Servant-Vildary S., Roux M., Reynaud-Farrera I., Servant M. et Wirrmann D.** (1996). Lac Ossa : relations statistiques diatomées/milieus aquatiques, application à l'estimation des paléoniveaux lacustres durant les 5 000 dernières années. Comparaison avec les changements de végétation. *Publ. Symp. Int. Dynamique à long terme des écosystèmes forestiers intertropicaux*, Servant M. et Servant-Vildary S. éditeurs, Paris 20-22 mars 1996, 233-239.
- Nkoue Ndondo G.R.** (2002). Etude du transport des flux hydriques et de matières dans le bassin versant du Mengong à Nsimi (Sud-Cameroun) : Stockage / Destockage et effet piston. Mém. D.E.A., Univ. Yaoundé I, 63 p.
- Nkounkou R.R. et Probst J.L.** (1987). Hydrology and geochemistry of the Congo River system. *Mitt. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Hamburg, SCOPE/UNEP Sonderb.* **64**, P. 483-508.
- Nsifa E., Tchameni R. et Eno Belinga S.M.** (1993). De l'existence de formation catarchéennes dans le complexe cratonique du Ntem (Sud-Cameroun), Projet N° 273, *Archaean cratonic rocks of Africa*. Abstract vol, p 23.
- Nyeck B.** (1988). Organisation et aptitudes culturelles des sols de Zoétéélé dans la région forestière humide du Sud-Cameroun. Exemple de deux toposéquences sur granite. Thèse de doctorat 3<sup>ème</sup> cycle, Univ. Yaoundé, 324 p.

**Nyeck B., Bilong P., Eno Belinga S.M. et Volkoff B.** (1993). Séquence d'évolution de sols sur granite dans le Sud Cameroun. Cas des sols de Zoetele. *Ann. Fac. Sc., Univ. Yaoundé I, H.S.I Chimie-Sciences de la Terre*, 254-277.

**Nzenti J.P., Barbey P., Macaudière J. et Soba D.** (1988). Origin and evolution of late Precambrian high-grade Yaounde gneisses (Cameroon). *Precambrian Res.*, **38**, 91-109.

**Oliva P., Viers J., Dupre B., Fortune J.P., Martin F., Braun J.J., Nahon D. et Robain H.** (1999). The effect of organic matter on chemical weathering: study of a small tropical watershed: nsimi-zoetele site, Cameroon. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **63**(23-24), 4013-4035.

**Olivry, J.C.** (1986). Fleuves et rivières du Cameroun. *Coll. Monog. Hydro.* 9 ORSTOM, Paris: 733 p.

**Onguene Mala** (1993). Différentiations pédologiques dans la région de Yaoundé (Cameroun) : transformation d'un sol rouge ferrallitique en sol à horizon jaune en relation avec l'évolution du modélé. Thèse de doctorat Univ. de Paris VI, 254 p.

**Onstad G.D., Canfield D.E., Quay P.D. et Hedges J.I.** (2000). Sources of particulate organic matter in rivers from the continental USA: lignin phenol and stable carbon isotope compositions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **64**(20), 3539-3546.

**Opsahl S. et Benner R.** (1997). Distribution and cycling of terrigenous dissolved organic matter in the ocean. *Nature* **386**, 480-482.

**Orange D.** (1990). Hydroclimatologie du Fouta Dialon et dynamique d'un vieux paysage latéritique (Afrique de l'Ouest). Thèse de doctorat, Univ. Louis Pasteur de Strasbourg, 220 p.

**Orchard V. A. et Cook F. J.** (1983). Relationship between soil respiration and soil moisture. *Soil Bio. Biochem.* **15**, 447-453.

**Pawellek F. et Veizer, J.** (1994). Carbon cycle in the upper Danube and its tributaries:  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  constraints. *Israel Journal of Earth Sciences*, **43**, 187-194.

**Paolini J., Hevia R. et Herrera R.** (1987). Transport of carbon and minerals in the Orinoco and Caroni Rivers during the years 1983-1984. *Mitt. Geol. Paläont. Inst. Univ. Hamburg* **64**: 325-338.

**Paolini J., Herrera R. and Nemeth A.** (1983). Hydrochemistry of the Orinoco and Caroni rivers. In: Degens, E. T., Kempe, S. and Soliman, H. (Eds) *Transport of Carbon and Minerals in Major World Rivers, Pt. 2*. Mitt. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Hamburg, SCOPE/UNEP Sonderb. **55**, pp. 223-36.

**Perrin A.-S., Probst A. et Probst J.-L.** (2008). Impact of nitrogenous fertilizers on carbonate dissolution in small agricultural catchments: Implications for weathering  $\text{CO}_2$  uptake at regional and global scale. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **72**, 3105-3123.

**Peterson B.J. et Fry B.** (1987). Stable isotopes in ecosystem studies. *Ann. Rev. Ecol. Syst.*, **18**, 293-320.



- Petit J. R., Jouzel J., Raynaud D., Barkov I., Barnola J.M., Basile I., Bender M., Chappellaz J., Davis J., Delaygue G., Delmotte M., Kotyakov V.M., Legrand M., Lipenkov V. Y., Lorius C., Pépin L., Ritz C., Saltzman E. et Stievenard M.** (1999). Climate and atmospheric history of the past 420000 years from the Vostok Ice Core, Antarctica. *Nature* **399**, 429-436.
- Post W.M., Emmanuel W.R., Zinke P.J. et Stangenberger, A.G.** (1982). Soil carbon pools and World life zones. *Nature* (London), **298**, 156-159.
- Powers J.S. et Schlesinger W.H.** (2002). Geographic and vertical patterns of stable carbon isotopes in tropical rain forest soils of Costa Rica. *Geoderma* **109**, 141– 160.
- Probst, J.L.** (1992). Géochimie et hydrologie de l'érosion continentale. Mécanismes, bilan global actuel et fluctuations au cours des 500 derniers millions d'années. *Sci. Geol. Mém.*, No. 94, Strasbourg.
- Probst J.L., Nkounkou R.R., Krempf G., Bricquet J.P., Thiébaux J.P. et Olivry J.C.** (1992). Dissolved major elements exported by the Congo and the Ubangi rivers during the period 1987-1989. *Journal of Hydrology*, **135**, 237-257.
- Probst J.L. et Ludwig W** (2003). River inputs of organic carbon into the global ocean : controlling factors. In : Recent Trends in Hydrogeochemistry, AL. RAMANATHAN and R. RAMESH Eds., *Capital Publishing Compagny*, New Dehli, 3-10.
- Probst J.L., Ludwig W. et Amiotte-Suchet P.** (1997). Global modelling of CO<sub>2</sub> uptake by continental erosion and of carbon river transport to the oceans. *Sc. Géol., Bull.*, Strasbourg, **50**(1-4), 131-156.
- Probst J.L., Mortatti J. et Tardy Y.** (1994). Carbon river fluxes and weathering CO<sub>2</sub> consumption in the Congo and Amazon River basins. *Applied Geochemistry*, **9**, 1-13.
- Probst J.L. et Tardy Y.** (1987). Long range streamflow and world continental runoff fluctuations since the beginning of this century. *Journal of Hydrology*, **94**, 289-311.
- Probst J.L. et Tardy Y.** (1989). Global runoff fluctuations during the last 80 years in relation to world temperature change. *American Journal of Sciences* **289**, 267-285.
- Raich J. W. et Schlesinger W. H.** (1992). The global carbon dioxide flux in soil respiration and its relationship to vegetation and climate. *Tellus* **44B**, 81-99.
- Raymond P.A. et Bauer J.E.** (2001). Use of <sup>14</sup>C and <sup>13</sup>C natural abundances for evaluating riverine, estuarine, and coastal DOC and POC sources and cycling: a review and synthesis. *Organic Geochemistry*, **32**(4): 469-485.
- Reardon E.J., Allison G.B. et Fritz P.** (1979). Seasonal chemical and isotopic variations of soil CO<sub>2</sub> at Trout Creek, Ontario. *Journal of Hydrology*, **43**, 355-371.
- Reche I. et Pace M.L.** (2002). Linking dynamics of dissolved organic carbon in a forested lake with environmental factors. *Biogeochem.* **61**, 21-36.

**Richey J.E.** (2004). Pathways of atmospheric CO<sub>2</sub> through fluvial systems. In Fields C. ed., *Toward CO<sub>2</sub> Stabilization Issues, Strategies, and Consequences*, A SCOPE GCP Rapid Assessment Project, Island Press, 329-340.

**Richey J.E., Melack J.M., Aufdenkampe A.K., Ballester V.M. et Hess L.L.** (2002). Outgassing from Amazonian and wetlands as a large tropical source of atmospheric CO<sub>2</sub>. *Nature* **416**, 618-620.

**Richey J. E., Hedges J.I., Bevil A. H., Quay P. D., Victoria R., Maiantinielli L. et Forsberg, B.R.** (1990). Biogeochemistry of carbon in the Amazon river. *Limnol. Oceanogr.* **35**, 352-371.

**Rightmire C. T.** (1954). Carbon 13 in plants and the relationships between carbon 13 and carbon 14 variations in nature. *Journal of Geology*, **62**(2), 115-149.

**Rightmire C.T.** (1978). Seasonal variation in pCO<sub>2</sub> and δ<sup>13</sup>C contents of soil atmosphere. *Water Resources Research*, **14**(4), 691-292.

**Rightmire C.T. et Hanshaw B.B.** (1973). Relationship between the carbon isotope composition of soil CO<sub>2</sub> and dissolved carbonates species in groundwater. *Water Resources Research*, **9**(4), 958-967.

**Roscoe R., Buurman P., Velthorst E.J. et Vasconcellos C.A.** (2001). Soil organic matter dynamics in density and particle size fractions as revealed by <sup>13</sup>C/<sup>12</sup>C isotopic ratio in a cerrado's oxisol. *Geoderma* **104**, 185-202.

**Sand-Jensen K.** (1983). Photosynthetic carbon sources of stream Macrophytes. *Journal of Experimental Botany* **34**, 198-210.

**Santoir C. et Bopda A.** (1995). Atlas régional Sud-Cameroun. Ed. ORSTOM, 53 p. + 21 planches.

**Santruckova H., Bird M.I. et Lloyd J.** (2000). Microbial processes and carbon-isotope fractionation in tropical and temperate grassland soils. *Functional Ecology* **14**, 108-114.

**Schimel D., Enting I.G., Heimann M., Wigley T.M.L., Raynaud D., Alves D. et Siegenthaler U.** (1995). CO<sub>2</sub> and the Carbon Cycle. *Climate Change 1994 : Radiative forcing of Climate Change and An Evaluation of the IPCC IS92 Emission Scenarios*, Grant Britain, IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change), Cambridge University Press, p. 35-71.

**Schlesinger W.H.** (1984). Soil organic matter: a source of atmospheric CO<sub>2</sub>. In: *The role of terrestrial vegetation the global carbon cycle: measurement by remote sensing*. G.M. Moodwell (Ed.), John Wiley and Sons, Londres, 11-127.

**Schlesinger W.H.** (1991). Biogeochemistry and analysis of global change. *Academic press Inc.* New York. 443 P.

**Schlesinger W.H. et Melack J.M.** (1981). Transport of organic carbon in the world's rivers. *Tellus* **33**, 172-187.

- Schroeder P.A. et Melear N.D.** (1999). Stable carbon isotope signatures preserved in authigenic gibbsite from a forested granitic–regolith: Panola Mt., Georgia, USA. *Geoderma*, **91**, 261–279.
- Schwartz D.** (1991). Intérêt de la mesure du  $\delta^{13}\text{C}$  des sols en milieu naturel équatorial pour la connaissance des aspects pédologiques et écologiques des relations savane-forêt. Exemples du Congo. *Cah. Orstom, sér. Pédol.*, vol. XXVI, **4**, 327-341.
- Schwartz D., Mariotti A., Lanfranchi R. et Guillet B.** (1986).  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  ratios of soil organic matter as indicators of vegetation changes in the Congo. *Geoderma*, **39**, 97-103.
- Schwartz D., Mariotti A., Trouve C., Van Den Borg K. et Guillet, B.** (1992). Etude des profils isotopiques  $^{13}\text{C}$  et  $^{14}\text{C}$  d'un sol ferrallitique sableux du littoral congolais: implications sur la dynamique de la matière organique et l'histoire de la végétation. *C. R. Ac. Sci. Paris*, **315**(II), 1411 – 1417.
- Schweizer M., Fear J. et Cadisch G.** (1999). Isotopic ( $^{13}\text{C}$ ) fractionation during plant residue decomposition and its implications for soil organic matter studies. *Rapid Commun. Mass Spectrom.* **13**, 1284–1290.
- Segalen P.** (1967). Les sols et la géomorphologie du Cameroun. *Cah. Orstom, sér. Pédol.*, vol. V, **4**, 254-277.
- Semhi K.** (1996). Erosion et transferts de matières sur la bassin versant de la Garonne. Influence de la secheresse. Thèse de doctorat, Univ. Louis Pasteur de Strasbourg, 200 p.
- Servant M. et Servant-Vildary S.** (1980). L'environnement quaternaire du bassin du Tchad. *The Sahara and the Nile* (ed. by M.A.J. Williams and H. Faure), pp 133-162. Balkema, Rotterdam.
- Seyler P., Coynel A., Moreira-Turcq P., Etcheber H., Colas C., Orange D., Bricquet J.P., Laraque A., Gulot J.L., Olivry J.C. et Meybeck M.** (2005). Organic carbon transported by the equatorial rivers: Example of the Congo-Zaire and Amazon basins. In: Erosion and Carbon Dynamics, E. Roose, Lal R., Feller C., Barthès B. and Stewart B. Eds., *Advances in Soil Science*, CRC Publisher, Chapter 17, 256-272.
- Seyler P. et Elbaz-Poulichet F.** (1996). Biogeochemical control on the temporal variability of trace element concentrations in the Oubangui River (Central Africa Republic). *Journal of Hydrology* **180**, 319-332.
- Seyler P. Etcheber H. Orange D. Laraque A. Sigha Nkamdjou L. et Olivry J.C.** (1993). Concentrations, fluctuations saisonnières et flux de carbone dans le bassin du Congo. *Grands Bassins Fluviaux*, Paris, novembre 22-24
- Shang C. K.** (2001). Geology, Geochemistry and Geochronology of Archaean rocks from the Sangmelima Region, Ntem complex, NW Congo Craton, South Cameroon. Ph.D Thesis, University of Tübingen, Germany.
- Shang C. K., Satir M. Siebel W., Nsifa E.N., Taubald H., Liégeois J.P. et Tchoua F.M.** (2004). TTG magmatism in the Congo craton; a view from major and trace element

geochemistry, Rb-Sr and Sm-Nd systematics: case of the Sangmelima region, Ntem complex, southern Cameroon. *Journal of African Earth Sciences* **40**, 61-79.

**Siegenthaler U. and Oeschger H.** (1987). Biospheric CO<sub>2</sub> emissions during the past 200 years reconstructed by deconvolution of ice core data. *Tellus*, **39B**, 140-154.

**Sigg L., Bhera P. et Stumm W.** (2000) Chimie des milieux aquatiques. Ed. Dunod Paris, 547 p

**Sigha-Nkamdjou L.** (1993). Fonctionnement hydrochimique d'un écosystème forestier de l'Afrique Centrale : La Ngoko à Moloundou (sud-est du Cameroun). Thèse de doctorat, Univ. Paris XI (Orsay), Coll. TDM n°111, Ed. ORSTOM, Paris. 380 p.

**Sigha-Nkamdjou L., Carre P., Olivry J.C. et Seyler P.** (1997). Hydrogéochimie du bassin forestier équatorial Dja-Ngoko, Cameroun. *Hydrogeochemistry* (Proceedings of the Rabat Symposium, Avril 1997) *IAHS Publ* 244, 291-298.

**Sighomnou D.** (2004). Analyse et redéfinition des régimes climatiques et hydrologiques du Cameroun : perspectives d'évolution des ressources en eau. Thèse Doc. d'Etat, Sc. Nat., Univ. Yaoundé I, 290 P.

**Smith B.N. et Epstein S.** (1971). Two categories of <sup>13</sup>C/<sub>12</sub>C ratios for higher plants. *Plant Physiology*, **47**, 380-384.

**Solomon D.K. et Cerling T.E.** (1987). The annual carbon dioxide cycle in a montane soil: observations, modeling, and implications for weathering. *Water Resources Research*, **23**(12), 2257-2265.

**Spencer J. et Telmer K.** (2005). The role of sulfur in chemical weathering and atmospheric CO<sub>2</sub> fluxes: Evidence from major ions, δ<sup>13</sup>C<sub>DIC</sub>, and δ<sup>34</sup>S<sub>SO<sub>4</sub></sub> in rivers of the Canadian Cordillera. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **69**, 5441-5458.

**Staddon P. L.** (2004). Carbon isotopes in functional soil ecology. *Trends in Ecology and Evolution*, **19**(3).

**Stallard R. F.** (1995) Tectonic, environmental and human aspects of weathering and erosion: A global review using a steady-state perspective. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* **23**, 11-39.

**Stallard R.F.,** (1980). Major element geochemistry of the Amazon river system, Cambridge MA., 362 p.

**Stout J.D., Goh K.M. et Rafter T.A.** (1981). Chemistry and turnover of naturally occurring resistant organic compounds in soil. In : E.A. Paul and J.N. Ladd (Ed.), *Soil Biochemistry*. New York, Marcel Dekker, vol. **5**, 1-73.

**Stumm W. et Morgan, J.J.** (1981). Aquatic Chemistry. John Wiley, New York.

**Stumm W. et Morgan J.J.** (1996). Aquatic chemistry. Third Edition. John Wiley, New York.

**Suchel J.B.** (1987). Les climats du Cameroun. Thèse. Doc. d'Etat, Univ. de Bordeaux III. France, 1186 p.

**Sylver W.L., Thompson A.W., McGroddy M.E., Varner R.K., Dias D.J., Silva H., Crill P.M. et Keller M.** (2005). Fine root dynamics and trace gas fluxes in two lowland tropical forest soils. *Global Change Biology* **11**, 290-306.

**Szaran J.** (1998). Carbon isotope fractionation between dissolved and gaseous carbon dioxide. *Chemical Géology*, **150**, 331-337.

**Tan F.C., Pearson G.J. et Walker R.W.** (1973). Sampling, extraction and  $\delta^{13}\text{C}$  analysis of total dissolved  $\text{CO}_2$  in marine environments. Report series BI-R-73-16, Bedford institute of Oceanography, Nova Scotia.

**Tan F.C. et Edmond J.M.** (1993). Carbon Isotope Geochemistry of the Orinoco Basin. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, **36**(6), 541-547.

**Tardy Y., Bustillo V. et Boeglin J.L.** (2004). Geochemistry applied to the watershed survey: hydrograph separation, erosion and soil dynamics. A case study: the basin of the Niger River, Africa. *Applied Geochemistry* **19**, 469-518.

**Tardy Y., Bustillo V., Roquin C., Mortatti J. et Victoria R.** (2005). The Amazon. Biogeochemistry applied to river basin management. Part I. Hydro-climatology, hydrograph separation, mass transfer balances, stable isotopes, and modelling. *Applied Geochemistry*, **20**, 1746-1829.

**Taylor C.B. et Fox V.J.** (1996). An isotopic study of dissolved inorganic carbon in the catchment of the Waimakariri River and deep ground water of the North Canterbury Plains, New Zealand. *Journal of Hydrology*, **186**, 161-190.

**Tchameni R.** (1997). Géochimie et géochronologie des formations de l'Archéen et du Paléoproterozoïque du Sud-Cameroun (groupe du Ntem, craton du Congo). Thèse de doctorat, univ. Orléans, 356 p.

**Telmer K. et Veizer J.** (1999). Carbon fluxes,  $\text{pCO}_2$  and substrate weathering in a large northern river basin, Canada : carbon isotope perspectives. *Chemical Geology*, **159**(1-4): 61-86.

**Templer P., Findlay S. et Lovett G.** (2003). Soil microbial biomass and nitrogen transformations among five tree species of Catskill Mountains, New York, USA. *Soil Biology and biochemistry* **35**, 607-613.

**Thode H. G., Shima M., Rees C. F. and Krishnamurty K. V.** (1965). Carbon-13 isotope effects in systems containing carbon dioxide, bicarbonate, carbonate and metal ions. *Canad. J. Chem.* **43**, 582-595.

**Tipping E., Marker A.F.H., Butterwick C., Collett G.D., Cranwell P.A., Ingram J.K.G., Leach D.V., Lishman J.P., Pinder A.C., Rigg E. et Simon B.M.** (1997). Organic carbon in the Humber rivers. *The Science of the Total Environment* **194/195**, 345-355.

**Toggweiler J.R.** (1989). Is the downward dissolved organic matter (DOM) flux important in carbon transport? *Life Sciences Research Report* **44**, 65-83.

**Tokoro T., Watanabe A., Kayanne H., Nadaoka K., Tamura H., Nozaki K., Kato K et Negishi A.** (2007). Measurement of air-water CO<sub>2</sub> transfer at four coastal sites using a chamber method. *Journal of Marine Systems* **66**, 140-149.

**Toteu S.F., Van Schmus W.R., Penaye J. et Nyobe J.B.** (1994). U-Pb and Sm-Nd evidence for eburnian and panafrican high grade metamorphism in cratonic rocks of southern Cameroon. *Precambrian Res.*, **67**, 321-347.

**Trouvé C., Mariotti A., Schwartz D. et Guillet B.** (1992). Étude par le traçage naturel en <sup>13</sup>C de la dynamique du renouvellement des matières organiques des sols de savane après plantation de pins et d'*Eucalyptus* au Congo. *Cah. Orstom, sér. Pédol.*, vol. XXVI, **4**, 357-364.

**Usdowski, E., Hoers, J. et Menschel, G.,** (1979). Relationship between <sup>13</sup>C and <sup>18</sup>O fractionation and changes in major element composition in a recent calcite-depositing spring - A model of chemical variations with inorganic CaCO<sub>3</sub> precipitation. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **42**, 267.

**Vallerie M.** (1995). La pédologie. In Atlas régional Sud-Cameroun. ORSTOM éd., 10-11.

**Veyssy E.** (1998). Transferts de carbone organique, d'azote et de phosphore des bassins versants aux estuaires de la Gironde et de l'Adour (sud-ouest de la France). Thèse de Doctorat, Univ. Bordeaux 1. 281 p.

**Vicat J.P.** (1998). Bilan des connaissances acquises sur les séries de Dja (Cameroun), Nola (Centrafrique) et Sembe-Ouessou (Congo). In : Vicat J.P. et Bilong P. éd., *Géosciences au Cameroun*, Collect. GEOCAM, **1/1998**, Press. Univ. Yaoundé, 369-383.

**Viers J., Dupre B., Polve M., Schott J., Dandurand J.L. et Braun J.J.** (1997). Chemical weathering in the drainage basin of a tropical watershed (Nsimi-Zoetele site, Cameroon): comparison between organic-poor and organic-rich waters. *Chemical Geology* **140**(3-4), 181-206.

**Viers J., Dupré B., Braun J.-J., Deberdt S., Angeletti B., Ngoupayou J. N., and Michard A.** (2000). Major and trace element abundances and strontium isotopes in the Nyong basin rivers (Cameroon): constraints on chemical weathering processes and elements transport mechanisms in humid tropical environments. *Chem. Geol.* **169**, 211-241.

**Villier J.F.** (1995). La végétation. In Atlas régional Sud-Cameroun. ORSTOM éd., 10-11.

**Vitousek P.M. and Howarth R.W.** (1991). Nitrogen limitation on land and in the sea - how can it occur. *Biogeochemistry*, **13**, 87-115.

**Vizzini S., Savona B., Do Chi T. et Mazzola A.** (2005). Spatial variability of stable carbon and nitrogen isotope ratios in a Mediterranean coastal lagoon. *Hydrobiologia* **550**, 73-82.

- Vogel J. C., Grootes P. M., and Mook W. G.,** (1970). Isotope fractionation between gaseous and dissolved carbon dioxide. *Z. Phys.* **230**, 225-238.
- Walling D.E. et Webb B.H.** (1985). Estimating the discharge of contaminants to coastal waters by rivers: some cautionary comments. *Marine Pollution Bulletin*, 16,488-492.
- Wanninkhof R.** (1992). Relationship between gas exchange and wind speed over the ocean. *J. Geophys. Res.* **97**: 7373- 7381.
- Waring R.H. et Schlesinger W.H.** (1985). Forest ecosystems: concepts and management. Academic Press, Orlando, Florida, USA.
- Watson R.T. Rodhe H., Oeschger H. et Siegenthaler U.** (1990). Greenhouse gases and aerosols. *Climate Change: The IPCC Scientific Assessment*, Grant Britain, IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change), Cambridge University Press, p. 1-40.
- Wendin T.A., Tieszen L.L., Dewey B. et Pastor J.** (1995). Carbon isotope dynamics during grass decomposition and soil organic matter formation. *Ecology* **76**, 1383– 1392.
- Webb W.L., Lauenroth W.K., Szarek S.R. et Kinerson R.S.** (1983). - Primary production and abiotic controls in forests, grasslands and desert ecosystems in the United States. *Ecology*, **64**:134-151.
- Wynn J.G., Harden J.W. et Fries T.L.** (2006). Stable carbon isotope depth profiles and soil organic carbon dynamics in lower Mississippi Basin. *Geoderma*, **131**, 89-109.
- Yang C., Telmer K. and Veizer J.** (1996). Chemical dynamics of the St Lawrence riverine system:  $\delta D_{H_2O}$ ,  $\delta^{18}O_{H_2O}$ ,  $\delta^{13}C_{DIC}$ ,  $\delta^{34}S_{SULFATES}$ , and dissolved  $^{87}Sr/^{86}Sr$ . *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **60**(5), 951-966.
- Yapp C.J.** (2004). Fe(CO<sub>3</sub>)OH in goethite from a mid-latitude North American Oxisol: Estimate of atmospheric CO<sub>2</sub> concentration in the Early Eocene “climatic optimum”. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **68** (5), 935–947.
- Youta Happi J., Hotyat M. et Bonvallet J.** (1996). La colonisation des savanes par la forêt à l’Est du Cameroun. *Publ. Symp. Int. Dynamique à long terme des écosystèmes forestiers intertropicaux*, Servant M. et Servant-Vildary S. éditeurs, Paris 20-22 mars 1996, 423-427.
- Zhang J., Quay P. D., et Walbur D. O.** (1995). Carbon isotope fractionation during gaz – water exchange and dissolution of CO<sub>2</sub>. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **59**, 107-114.





**ANNEXES**



## ANNEXE 1

## LES METHOTES DE CALCULS

## Calcul des espèces carbonatées qui constituent le CID

Le

dosage de l'alcalinité nous permet de déterminer les différentes espèces carbonatées ( $H_2CO_3$ ,  $HCO_3^-$  et  $CO_3^{2-}$ ), le CID et la  $PCO_2$  grâce aux équations d'équilibre de l'eau avec le  $CO_2$ . Pour calculer la concentration de ces espèces, il faut résoudre les équations suivantes :

$$(1) CO_{2,gaz} + H_2O \Leftrightarrow H_2CO_3 \text{ d'où } K_H = \frac{[H_2CO_3]}{PCO_2} \text{ donc } [H_2CO_3] = K_H PCO_2$$

$$(2) H_2CO_3 \Leftrightarrow HCO_3^- + H^+ \text{ d'où } K_1 = \frac{[HCO_3^-][H^+]}{[H_2CO_3]} = \frac{[HCO_3^-]10^{-pH}}{K_H PCO_2} \text{ donc } [HCO_3^-] = \frac{K_1 K_H PCO_2}{10^{-pH}}$$

$$(3) HCO_3^- \Leftrightarrow CO_3^{2-} + H^+ \text{ d'où } K_2 = \frac{[CO_3^{2-}][H^+]}{[HCO_3^-]} = \frac{[CO_3^{2-}](10^{-pH})}{\frac{K_1 K_H PCO_2}{10^{-pH}}} \text{ donc } [CO_3^{2-}] = \frac{K_1 K_2 K_H PCO_2}{(10^{-pH})^2}$$

$$(4) H_2O \Leftrightarrow H^+ + OH^- \text{ d'où } K_W = 10^{-pH} [OH^-] \text{ donc } [OH^-] = \frac{K_W}{10^{-pH}}$$

De ces différentes équations, on exprime l'alcalinité de la manière suivante :

$$Alc = [HCO_3^-] + 2[CO_3^{2-}] + [OH^-] - [H^+] \Leftrightarrow Alc = \frac{K_1 K_H PCO_2}{10^{-pH}} + \frac{2K_1 K_2 K_H PCO_2}{(10^{-pH})^2} + \frac{K_W}{10^{-pH}} - 10^{-pH} K_H, K_1,$$

$K_2$ , et  $K_W$  sont respectivement les constantes d'équilibres des équations (1), (2), (3) et (4) et sont calculés à partir de la température (Sigg et al., 2000).

## Flux de litière au sol

Le flux annuel  $Q_l$  de litière est calculé dans le BVE du Mengong en faisant la somme des flux  $q_i$  annuel des différentes  $n$  sensibilités végétales rencontrés dans le bassin.  $q_i$  est calculé à partir de mesures mensuelles  $k_i$  de chute de litière sur une surface de  $1 \text{ m}^2$  et ramener à la surface du type de végétation dans l'ensemble du bassin.

$$Q_l (t.km^{-2}.an^{-1}) = \sum_{i=1}^n q_i (t.km^{-2}.an^{-1}) \text{ avec } q_i = \sum_{i=1}^{12} k_i (g.m^{-2}).$$

Construction des courbes théoriques d'évolution du  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$  en fonction du rapport  $\text{CO}_2/\text{alcalinité}$  pour des valeurs de du  $\delta^{13}\text{C}$  de  $\text{CO}_2_{\text{gaz}}$  constante.

Le  $\delta^{13}\text{C}$  du CID dans les eaux de surface dépend de la spéciations des espèces carbonées et de leurs signatures isotopiques :

$$[\text{CID}] \cdot \delta^{13}\text{C}_{\text{CID}} = \delta^{13}\text{C}_{\text{H}_2\text{CO}_3^*} \cdot [\text{H}_2\text{CO}_3^*] + \delta^{13}\text{C}_{\text{HCO}_3^-} \cdot [\text{HCO}_3^-] + \delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_3^{2-}} \cdot [\text{CO}_3^{2-}] \quad (1)$$

où CID,  $[\text{H}_2\text{CO}_3^*]$ ,  $[\text{HCO}_3^-]$ ,  $[\text{CO}_3^{2-}]$ , sont les concentrations respectives de carbone inorganique dissous, de  $\text{CO}_2$  dissous, des ions bicarbonates et des ions carbonates.  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$ ,  $\delta^{13}\text{C}_{\text{H}_2\text{CO}_3^*}$ ,  $\delta^{13}\text{C}_{\text{HCO}_3^-}$  et  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_3^{2-}}$  correspondent aux signatures isotopiques respectives de ces espèces.

Dans les gammes de pH des eaux de surface sur les bassins que nous avons étudiées, les ions carbonates,  $\text{CO}_3^{2-}$ , sont négligeables. On peut donc écrire :

$$[\text{CID}] = [\text{H}_2\text{CO}_3^*] + [\text{HCO}_3^-] \quad (2)$$

L'équation 1 s'écrit alors :

$$\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}} = (\delta^{13}\text{C}_{\text{H}_2\text{CO}_3^*} \cdot [\text{H}_2\text{CO}_3^*] + \delta^{13}\text{C}_{\text{HCO}_3^-} \cdot [\text{HCO}_3^-]) / ([\text{H}_2\text{CO}_3^*] + [\text{HCO}_3^-]) \quad (3)$$

En considérant que le CID provient uniquement d'une source de  $\text{CO}_2_{\text{gaz}}$  (pas de la dissolution des roches carbonatées), On peut alors écrire :

$$\delta^{13}\text{C}_{\text{H}_2\text{CO}_3^*} = \delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2\text{gaz}} + \varepsilon_1 \quad (4)$$

$$\delta^{13}\text{C}_{\text{HCO}_3^-} = \delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2\text{gaz}} + \varepsilon_2 \quad (5)$$

avec  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2\text{gaz}}$  la signature isotopique du  $\text{CO}_2_{\text{gaz}}$ .

$\varepsilon_1$  et  $\varepsilon_2$  sont les facteurs d'enrichissement isotopique entre le  $\text{CO}_2_{\text{gaz}}$  les ions bicarbonates et les ions carbonates respectivement. Les valeurs de ces fractionnement, dépendant de la température, sont estimées d'après les équations de Zhang *et al.* (1995) (Chapitre 1, tableau I).

L'équation 3 peut alors s'écrire :

$$\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}} = \delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2\text{gaz}} + \varepsilon_1 / (1 + [\text{HCO}_3^-] / [\text{H}_2\text{CO}_3^*]) + \varepsilon_2 (1 + [\text{H}_2\text{CO}_3^*] / [\text{HCO}_3^-]) \quad (6)$$

A partir de cette équation on peut donc déterminer la valeur du  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$  en fonction du rapport  $\text{CO}_2/\text{alcalinité}$  pour une valeur fixe du  $\delta^{13}\text{C}$  du  $\text{CO}_2_{\text{gaz}}$ .

## ANNEXE 2

## COMPOSITION ELEMENTAIRE ET ISOTOPIQUE DES SOLS DU BVE DU MENGONG

| ID              | Profondeur | COT (%) | $\delta^{13}\text{C}$ (‰) | NT (%) | NT (‰) | Description physique   |
|-----------------|------------|---------|---------------------------|--------|--------|--|
| <b>Fosse F1</b> |            |         |                           |        |        |  |
| 1F              | Litière    | 26      | -21,1                     | 1,93   | 5,1    | Débris grossiers de feuilles mortes, de racelles, de tiges et de brindilles + ou – décomposés.   |
| 2F              | 0,05-0,15m | 7,65    | -30,8                     | *      | *      | Matériau meuble humifère gris, argileux, avec présence de quelques débris de racines et de fibres en décomposition.  |
| 3F              | 0,35-0,45m | 1,11    | -25,3                     | *      | *      | Matériau meuble gris clair, argileux, avec présence de quelques débris de racines et de fibres en décomposition.   |
| 4F              | 0,75m      | 0,8     | -26,2                     | *      | *      | Matériau meuble gris clair, argileux, avec une présence peu marquée de débris de fines racines en décomposition.   |
| 5F              | 1m         | 0,71    | -25,2                     | *      | *      | Matériau meuble gris clair, argileux, avec une présence peu marquée de quelques débris de fines racines en décomposition   |
| 6F              | 2m         | 0,4     | -24,9                     | *      | *      | Matériau meuble gris brun argileux   |
| 7F              | 3,40m      | 0,32    | -25                       | *      | *      | Matériau meuble gris brun argilo- limoneux avec présence de petit grain de quartz  |
| 8F              | 4,40m      | 0,36    | -25,7                     | *      | *      | Matériau meuble brun argilo- limoneux avec présence de petit grain de quartz et de quelque nodule  |
| 9F              | 5,60m      | 12,2    | -21,1                     | *      | *      | Cuirasse ferrugineuse tendre avec des nodules rouge sombre très fortement indurés et une matrice argilo-sableuse brun jaune  |
| 10F             | 7,10m      | 6,05    | -25,7                     | *      | *      | Carapace massive fortement indurée à noyau glébulaire rouge sombre à très sombre   |
| 11F             | 9,10m      | 10,48   | -19,9                     | *      | *      | Carapace massive tendre avec des nodules indurés rouge sombre associés à une matrice argileuse à argilo-limoneuse brun jaune   |
| 12F             | 10,80m     | 0,15    | -27,5                     | *      | *      | Matériau saprolitique brun, argileux bariolé avec présence de nodules brun sombre légèrement induré  |
| 13F             | 12m        | 0,37    | -28,8                     | *      | *      | Matériau saprolitique bariolé brun sombre, argilo-sableux, avec présence de nodules quartzeux tendre et légèrement induré  |
| 14F             | 15m        | 0,16    | -28,9                     | *      | *      | Saprolite blanchâtre limono-argileuse à traînées filamenteuses jaune et brune  |
| 15F             | 15,50m     | 0,07    | -29,1                     | *      | *      | Saprolite blanchâtre limono-argileuse à traînées filamenteuses jaune et brune  |
| 16F             | 15,80m     | 0,07    | -29,4                     | *      | *      | Altérite blanchâtre limoneuse à traînées filamenteuses jaune et brun-sombre  |
| <b>Fosse F3</b> |            |         |                           |        |        |  |
| 1P              | Litière    | 16,65   | -19,8                     | 1,06   | 5,1    | Débris fin de feuilles mortes, de racelles, de tiges et de brindilles + ou – décomposés.   |
| 2P              | 0-0,05m    | 1,33    | -26,6                     | *      | *      | Matériau meuble humifère gris sombre, argileux, avec présence de quelques débris de racines et de fibres en décomposition  |
| 3P              | 0,05-0,10m | 1,51    | -26,6                     | *      | *      | Matériau meuble humifère gris, argileux, avec présence de quelques débris de fines racines et de fibres en décomposition   |
| 4P              | 0,25m      | 0,82    | -25,9                     | *      | *      | Matériau meuble gris clair, argileux, avec présence de quelques débris de fines racines et de fibres en décomposition.   |
| 5P              | 0,50-0,60m | 0,79    | -25,4                     | *      | *      | Matériau meuble gris clair, argileux, avec une présence peu marquée de débris de fines racines en décomposition et de petits nodules arrondis                            |
| 6P              | 0,90m      | 0,92    | -26,5                     | *      | *      | Matériau meuble brun clair, argilo-sableux, avec une présence de nodules plus ou moins arrondis et très peu marquée de débris de fines racines en décomposition          |
| 7P              | 1m         | 0,46    | -25,4                     | *      | *      | Matériau meuble brun clair, argilo-sableux, avec une présence de nodules plus ou moins arrondis et quelques débris de fines racines en décomposition                     |
| 8P              | 2m         | 5,55    | -24,9                     | *      | *      | Matériau meuble nodulaire brun clair, à nodule arrondis et une matrice argileuse   |
| 9P              | 3m         | 7,11    | -22,4                     | *      | *      | Cuirasse ferrugineuse compacte avec des nodules rouge sombre très fortement indurés et une matrice argilo-sableuse brun jaune et une matrice argilo-limoneuse brun jaune |
| 10P             | 4,50m      | 12,2    | -19,9                     | *      | *      | Carapace massive indurée à noyau glébulaire rouge sombre à très sombre et une matrice argilo-limoneuse brun jaune  |
| 11P             | 5,50m      | 7,37    | -22,4                     | *      | *      | Carapace massive tendre avec des nodules indurés rouge sombre associés à une matrice argileuse à argilo-limoneuse brun jaune   |
| 12P             | 6m         | 0,17    | -27,1                     | *      | *      | Argile bariolée brun clair, limono-sableuse à traînées filamenteuses jaune et brune  |
| 13P             | 7,50m      | 0,15    | -27,2                     | *      | *      | Argile bariolée brun clair, limono-sableuse à traînées filamenteuses jaune et brune avec quelques quartz grossiers   |

**L6-470**

|    |            |       |       |      |     |   |
|----|------------|-------|-------|------|-----|---|
| 1C | Litière    | 24,87 | -31   | 0,73 | 8   | Fines racines, débris de feuilles mortes et brindilles en décomposition.  |
| 2C | 0,05-0,10m | 14,57 | -20,5 | *    | *   | Argile sableuse noir foncée avec des fines racines et des brindilles.   |
| 3C | 0,35m      | 0,8   | -28,9 | *    | *   | Sable argileux gris foncé   |
| 4C | 0,55m      | 0,56  | -28,5 | *    | *   | Sable argileux gris foncé   |
| 5C | 0,80m      | 0,32  | -27,9 | *    | *   | Sable argileux gris   |
| 6C | 1m         | 0,17  | -26,9 | *    | *   | Sable argileux gris clair   |
| 7C | 1,2m       | 0,44  | -28,8 | *    | *   | Sable argileux gris foncé   |
| 8C | 1,5m       | 0,29  | -28,6 | *    | *   | Sable argileux gris   |
| 1L | 0-0,05m    | 12,08 | -26,2 | 1,32 | 6,3 | Argile organique noir foncée avec des minces radicelles, des fines brindilles et des débris de feuilles en décomposition  |
| 2L | 0,05-0,10m | 12,38 | -20   | 1,08 | 8,2 | Argile organique collante noir avec quelques minces radicelles  |
| 5L | 0,20m      | 9,1   | -18,9 | 0,44 | 6,5 | Argile organique noir clair avec quelques grains de sable fin, des minces radicelles, des fins débris de tiges et de brindilles peu ou pas décomposés.              |
| 4L | 0,35-0,45m | 10,49 | -17,9 | 0,48 | 6,8 | Argile organique grise très foncée avec des grains de sable fin, des minces radicelles et des débris de tiges, de feuilles et des brindilles + ou - décomposés      |
| 5L | 0,50m      | 5,13  | -21,2 | 0,15 | 7,1 | Argile légèrement sableuse grise très foncée avec quelques minces radicelles, des débris de feuilles et quelques débris de tiges et de brindilles + ou - décomposés |
| 6L | 0,65m      | 3,06  | -25,3 | 0,11 | 5,4 | Argile sableuse grise foncée avec quelques minces radicelles, des débris de feuilles et quelques débris de tiges et de brindilles + ou - décomposés                 |
| 7L | 0,90-1m    | 0,07  | -28,4 | *    | *   | Sable gris clair à grain moyen à fin  |

**L6-540**

|    |                          |       |       |      |     |  |
|----|--------------------------|-------|-------|------|-----|--|
| 1B | Litière<br><b>L6-550</b> | 22,51 | -31,1 | 2,42 | 3,6 | Litière sous raphia : présence de débris de feuilles mortes, de brindilles, de tiges, de radicelles, d'écorces ... plus ou moins décomposés              |
| 5B | 3 – 6 cm                 | 20,3  | -31,2 | 1,85 | 4   | Argile organique noir avec des minces radicelles, des fines brindilles et des fins débris de tiges plus ou moins décomposés                              |
| 2B | 30 – 35 cm               | 26,24 | -29,7 | 1,43 | 3,5 | Argile organique noir clair avec beaucoup de minces radicelles et des fins débris de brindilles et de tiges décomposés                                   |
| 3B | 55 – 60 cm               | 8,96  | -20,4 | *    | *   | Argile organique noir avec beaucoup de minces radicelles et des fins débris de tiges décomposés  |
| 4B | 1,0– 1,1 m               | 19,91 | -30,6 | 2,09 | 5,4 | Sable argileux gris à grains moyen avec présence de quelques cristaux de quartz bleutés et de quelques bouts de minces radicelles et de tiges décomposés |

**BF-EX**

|    |              |      |       |      |     |  |
|----|--------------|------|-------|------|-----|--|
| 1A | Litière      | 23,5 | -23,7 | 3,14 | 3,6 | Feuilles mortes plus ou moins entières et débris de tiges et de brindilles peu décomposés                              |
| 2A | 0 – 5 cm     | 16,2 | -25,6 | 1,87 | 3,5 | Argile organique noir clair avec quelques minces radicelles et quelques fins débris de tiges et de feuilles décomposés |
| 3A | 5 – 10 cm    | 4,35 | -25,5 | 0,31 | 3,6 | Argile grise, faiblement sableuse avec présence de quelques cristaux de quartz bleutés                                 |
| 4A | 40 – 50 cm   | 3,08 | -28,9 | *    | *   | Argile gris clair, faiblement sableuse avec présence de quelques cristaux de quartz bleutés                            |
| 5A | 70 – 80 cm   | 1,73 | -29,6 | *    | *   | Sable argileux gris à grains moyens avec des débris de troncs décomposés   |
| 6A | 0,9 – 1,10 m | 0,88 | -29,9 | *    | *   | Argile collante gris clair, sableuse, à grain moyen  |

**Termitières**

|    | Lieu               |      |       |      |     | Types                   |
|----|--------------------|------|-------|------|-----|-------------------------|
| T1 | Proximité de la F1 | 2,26 | -27,3 | 1,42 | 5,6 | Termitière Pagode       |
| T2 | Proximité de la F1 | 2,53 | -26,7 | 1,19 | 5,7 | Termitière sans chapeau |
| T3 | Proximité de la F1 |      |       | 0,43 | 9,4 | Termitière λ            |

## **RÉSUMÉ**

Les suivis spatio-temporels des teneurs en carbone et de sa signature isotopique  $\delta^{13}\text{C}$  dans le bassin versant du Nyong permettent d'une part, à une échelle locale (petit bassin versant du Mengong), d'identifier les sources de carbone et d'autre part, à une échelle régionale (bassin du Nyong), de comprendre les processus biogéochimiques qui contrôlent les transformations et les échanges de carbone entre les différents réservoirs au cours du transfert de l'amont vers l'aval. Dans ces écosystèmes tropicaux humides, les sols marécageux de bas fonds présentent en surface un épais horizon humifère riche en carbone organique (12 à 16%), avec des signatures isotopiques  $\delta^{13}\text{C}$  de -29‰ en équilibre avec celle des plantes en C3 (-32‰ à -28‰). La minéralisation de la MO et le lessivage des zones marécageuses sont responsables en saison des pluies des fortes teneurs en COD (jusqu'à 38 mg/l), des fortes  $\text{pCO}_2$  et des signatures isotopiques  $\delta^{13}\text{C}_{\text{COD}}$  appauvries (-20‰ en moyenne) des cours d'eau. En saison sèche, la réduction des zones marécageuses favorise l'alimentation des cours d'eau par les eaux de nappe pauvre en COD (< 1mg/l) et enrichies en  $^{13}\text{C}$  ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{COD}}$  jusqu'à -7‰). Les flux de carbone vers l'océan pour le bassin du Nyong, estimés à  $1,2 \cdot 10^6$  t C/an (soit 6,24 t C/km<sup>2</sup>/an) sont constitués à 80% de COD, 8% de COP et 12% de CID. Au cours du transfert d'amont en aval, une diminution de COD de 33% est observée en relation avec des processus d'oxydation. Les fortes  $\text{pCO}_2$  qui en résultent, favorisent un dégazage du  $\text{CO}_2$  vers l'atmosphère, estimé pour le réseau hydrographique du Nyong à  $2,3 \cdot 10^5$  t C/an ; ce dégazage s'accompagne d'un enrichissement isotopique d'amont en aval de l'ordre de 4‰. L'altération des minéraux silicatés par les acides organiques entraîne un excédent de Ca+Mg ( $0,5 < \text{Ca}+\text{Mg}/\text{HCO}_3^- < 2,2$ ) par rapport à une altération par l'acide carbonique ( $\text{Ca}+\text{Mg}/\text{HCO}_3^- = 0,5$ ). Cet excédent est corrélé positivement aux teneurs en COD et négativement au  $\delta^{13}\text{C}_{\text{COD}}$  dans les eaux de surface. Par contre, dans les eaux de nappe pauvres en COD,  $\text{Ca}+\text{Mg}/\text{HCO}_3^-$  est < 0,5 et il n'y a pas de corrélation avec COD et  $\delta^{13}\text{C}_{\text{COD}}$ , montrant que l'altération est ici principalement contrôlée par l'acide carbonique. La charge spécifique des acides organiques, estimée en moyenne à 6,7  $\mu\text{eq}/\text{mgC}$  dans le bassin versant du Nyong, est responsable du déficit anionique observé dans les eaux de surface. Sa décroissance d'amont (7,5  $\mu\text{eq}/\text{mgC}$  en moyenne à Awout) en aval (5,4  $\mu\text{eq}/\text{mgC}$  en moyenne à Olama) entraîne une diminution de la capacité complexante du COD.

## **Mots clés**

Carbone organique et inorganique, carbone 13, écosystèmes forestiers tropicaux, bassin versant du Nyong, sols, eaux de surface, eaux de nappe, zone marécageuse.

## **ABSTRACT**

Spatial and temporal follow ups of carbon contents and its isotopic signature  $\delta^{13}\text{C}$  in the Nyong river basin allow on one hand, at a local scale (small experimental catchment of Mengong), to identify the carbon sources, and on the other hand, at a regional scale (Nyong river basin), to understand the biogeochemical processes which control the carbon transformations and exchanges between the different reservoirs during the transfer from upstream to downstream. In these wet tropical ecosystems, the swampy soils of bottom valley low marshes present in surface a thick organic carbon rich horizon (12 to 16 %), with isotopic signatures  $\delta^{13}\text{C}$  of -29 ‰ in equilibrium with C3 plants (-32 ‰ to -28 ‰). During the rainy season, the mineralization of organic matter and the leaching of swampy areas are responsible of high DOC contents (until 38 mg / L) in streamwaters, strong  $\text{pCO}_2$  and impoverished  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DOC}}$  isotopic signatures (-20 ‰ on average). During the dry season, the shrinkage of the swampy zones facilitates the supply of streams by low DOC content (< 1mg / L) and enriched  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DOC}}$  ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{DOC}}$  until 7 ‰) groundwaters. The carbon flux into the ocean is estimated to  $1.2 \cdot 10^6$  t C / year, i.e. 6.24 t C/km<sup>2</sup>.year, of which 80 % of DOC, 8 % of POC and 12 % of DIC. During the transfer from upstream to downstream, a DOC decrease of 33 % is observed in relation with oxidation processes. The resulting strong  $\text{pCO}_2$  facilitate the  $\text{CO}_2$  degassing towards the atmosphere, estimated for the Nyong river system at  $2.3 \cdot 10^5$  t C / year. This  $\text{CO}_2$  degassing is accompanied by an isotopic enrichment of about 4 ‰. The weathering of silicate minerals by organic acids leads to a surplus of Ca+Mg ( $0.5 < \text{Ca}+\text{Mg} / \text{HCO}_3^- < 2.2$ ) with regard to a natural weathering pathway by the carbonic acid ( $\text{Ca}+\text{Mg} / \text{HCO}_3^- = 0.5$ ). This Ca+Mg surplus is correlated positively with DOC content and negatively with  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DOC}}$  in surface waters. On the contrary, in poor DOC content groundwaters,  $\text{Ca}+\text{Mg} / \text{HCO}_3^-$  is < 0.5 and there is no correlation with DOC and  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DOC}}$ , showing that the weathering is mainly controlled by carbonic acid. The specific charge of organic acids, estimated to 6.7  $\mu\text{eq} / \text{mgC}$  on average in the Nyong river basin, is responsible of the observed anionic deficit in surface waters. Its decreasing from upstream (7.5  $\mu\text{eq} / \text{mgC}$  on average to Awout) to downstream (5.4  $\mu\text{eq} / \text{mgC}$  on average to Olama) leads to a reduction of the DOC complexing capacity.

## **Key words**

Organic and inorganic carbon, carbon 13, forested tropical ecosystems, Nyong river basin, soils, surface waters, groundwaters, swampy zones