

Suivi de l'érosion du carbone organique des sols à l'aide de traceurs isotopiques: deux études de cas pour des bassins versants cultivés sur fortes pentes (Laos, Venezuela)

Sylvain Huon ⁽¹⁾, Christian Valentin ⁽²⁾, Philippe Bonté ⁽³⁾ et André Mariotti ⁽¹⁾

⁽¹⁾ UMR 7618 (UPMC-INRA-CNRS) Biogéochimie des milieux continentaux (BIOMCO), Université Pierre & Marie Curie (UPMC). Case 120. 4, place Jussieu. 75252 Paris cedex 05

⁽²⁾ IRD UR 049 Erosion et Changement d'Usage des sols (ECU). Courriel : huon@ccr.jussieu.fr
IWMI - NAFRI - IRD. BP 06. Vientiane (Lao PDR). Courriel : valentinird@laopdr.com

⁽³⁾ UMR 1572 (CEA-CNRS), Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement (LSCE) Domaine du CNRS, avenue de la Terrasse. 91198. Gif / Yvette cedex (France).

Résumé

Des méthodes de traçage isotopique basées sur l'utilisation de mesures d'activité de traceurs radioactifs ou de teneurs en isotopes stables peuvent nous aider à identifier et quantifier la contribution de sources différentes de carbone organique particulaire dans les écoulements générés par l'érosion hydrique sur les bassins versants ou améliorer les bilans d'érosion du carbone organique des sols. Ainsi, sur le bassin versant expérimental de Houay Pano (Laos), la redistribution le long des pentes du ¹³⁷Cs provenant des retombées atmosphériques des essais atomiques des années 1960-1970, est corrélée avec la quantité de carbone organique contenue dans les premiers 30 cm des sols cultivés. Processus d'érosions, hydrique et aratoire, se combinent pour redistribuer le long des pentes simultanément matières organiques et particules argileuses des horizons superficiels des sols. Sur le bassin versant du Rio Boconó dans les Andes vénézuéliennes, les mesures de concentration en carbone organique particulaire, azote particulaire total, $\delta^{13}\text{C}$ et $\delta^{15}\text{N}$ effectuées sur les fractions fines (<50 μm) des matières en suspensions prélevées sur des parcelles expérimentales sont constantes au cours du ruissellement au-delà de « valeurs seuils » (30 $\text{ml}\cdot\text{s}^{-1}$ et 0.5 $\text{g}\cdot\text{l}^{-1}$ sur sol nu et sol sous culture de café). Les valeurs moyennes reflètent la composition moyenne des horizons de surface des sols (0-20 cm). Ces résultats indiquent qu'il est théoriquement possible (au-delà d'un seuil donné et pour une granulométrie de faible taille) d'estimer dans les écoulements la contribution respective en carbone organique particulaire de 2 sols de composition isotopique ($\delta^{13}\text{C}$ et $\delta^{15}\text{N}$) suffisamment contrastée l'une par rapport à l'autre en utilisant des équations de mélange. La mesure de la teneur en ¹⁵N des matières organiques fines (<50 μm) en suspension, transportées par les cours d'eau pendant les épisodes de crues, peut nous permettre de mettre en évidence la contribution d'azote particulaire provenant de l'érosion incisive des roches du substratum géologique (shales, schistes et pélites). Sur le bassin versant du Rio Boconó où ce type de roches constitue une grande partie du sous-bassement géologique, l'ampleur de cette contribution dépend de l'intensité de l'épisode de crue. Ainsi, pendant un épisode de crue de forte intensité (période de retour : 10 ans) la contribution des matières organiques d'origine lithique (estimées à partir de l'azote particulaire) se trouve en proportion équivalente à celle fournie par l'érosion des sols s.s

Mots-clefs : érosion, carbone organique particulaire, carbone organique fossile, ¹³⁷Cs,

$\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{15}\text{N}$, sols cultivés, bassin versant, Laos, Venezuela

Abstract

Isotopic tracers such as radionuclides or stable isotopes may support identification and quantification of the different pools of organic carbon generated by erosion on the watersheds, constrain the sources of suspended organic matter in stream flows and river discharges or provide information to refine soil organic carbon budgets. The redistribution pattern of fallout ^{137}Cs and the soil organic carbon content in the first 30 - cm layer of cultivated soils of the Houay Pano catchment (Laos) are significantly linked. A common process apparently relates the soil erosion status with the amount of organic matter contained in the topsoil horizons. Monitoring the composition of fine (<50 μm) size suspended organic matter during rainfall events with $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{15}\text{N}$ measurements on experimental field plots set up on the Rio Boconó watershed in the Venezuelan Andes indicates that total organic carbon concentrations, $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{15}\text{N}$ compositions remain constant for most of the runoff period (water flow $>30 \text{ ml.s}^{-1}$ and total suspended solid concentration $>0.5 \text{ g.l}^{-1}$). The average values closely reflect the composition of top soil horizons and indicate that the organic carbon contributions from soils with contrasted ($\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{15}\text{N}$) isotopic compositions can possibly be derived from suspended particulate organic matter compositions. The $\delta^{15}\text{N}$ composition of fine-sized suspended organic matter transported by runoff and stream flows during flood events on the Rio Boconó watershed (Venezuela) highlights the contribution of particulate matter derived from incisive erosion of organic matter bearing rocks ("fossil" organic carbon) of the geological basement (i.e.: shales and argillaceous rocks of the river banks). The extent of this release depends on the intensity of the flood event. During an intense event with a return period of 10 years, the contribution of fine sized particulate matter originating from lithic sources to suspended sediment loads was approximately equivalent to that of soils *s.s.*

Key words : Erosion, Particular organic carbon, Fossil organic carbon, ^{137}Cs , $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{15}\text{N}$, cultivated soils, watershed, Laos, Venezuela

I - Introduction

Il est connu que déforestation, feux et changements d'usage des terres augmentent l'érosion des sols et la minéralisation des matières organiques qu'ils contiennent, réduisant d'autant la stabilité, la fertilité et la capacité de stockage du carbone des sols (i.e. : Houghton et al., 1993; Lal, 1995;). Le transfert dans le réseau hydrographique du carbone organique des sols par l'érosion peut être quantifié à partir de relations empiriques établies entre concentrations en carbone des horizons de surface des sols et charge en suspension des rivières (i.e. : Post et al., 1982; Meybeck, 1982) ou encore entre flux d'exportation de carbone organique et caractéristiques climatiques et physiques des bassins versants (par exemple : précipitations, pentes, couverture végétale ou propriétés physiques des sols ; Wishmeier et Smith, 1978; Esser & Kohlmaier, 1991; Probst, 1992; De Roo, 1993; Browne, 1995; Ludwig et al., 1996). Cependant ces bilans et modèles ne nous renseignent pas sur l'origine et la nature des matières organiques mobilisées par l'érosion sur les bassins versants (par ex.: débris végétaux, matières humiques stabilisées des sols, carbone organique « fossile » des roches, charbons). Pour identifier et quantifier la contribution des différents compartiments organiques mobilisés au cours de l'érosion sur les bassins versants, il peut être intéressant d'utiliser des traceurs isotopiques spécifiques dont la signification est souvent étroitement liée à la connaissance que l'on a du milieu étudié. Ainsi les relations asymptotiques entre concentration en matières solides en suspension (g.l^{-1}) et concentration en carbone organique particulaire (gC.g^{-1}) « classiquement » observées pour les matières en suspension des rivières sont interprétées comme reflétant soit l'intensité de l'érosion sur les bassins versants sources avec dilution des matières organiques par des phases minérales provenant du substratum géologique (Meybeck, 1982), soit directement le transfert de matières par érosion des sols

avec dilution par des phases minérales dans les courants très turbides (Ludwig et al., 1996). Etablir un lien direct entre érosion du carbone organique des sols et charge en suspension des cours d'eau reste difficile. Les taux d'érosion calculés à partir d'expérimentations sur parcelles ne correspondent souvent pas à ceux que l'on peut déduire de la charge solide en suspension dans réseau hydrographique (Morgan, 1986; Loughran et al., 1987; Lang, 1992) car différents processus de tri granulométrique, de dépôt et de remise en suspension interviennent le long des pentes et des berges sur les bassins versants pendant le transfert et le transport des matières érodées vers les cours d'eau (Meade, 1988; Dedkov and Mozzherin, 1992; Milliman and Syvitski, 1992; Trimble and Crosson, 2000). Une autre incertitude majeure sur le devenir des matières organiques érodées réside dans leur taux de minéralisation dans le réseau hydrographique (0 - 100 %, voir références bibliographiques dans Lal, 1995). Il est probable que la minéralisation du carbone organique est contrôlée par la nature « labile ou résistante » des matières organiques transportées, voire même par des phénomènes de protection physique (Hedges et al., 2001). De ce fait par exemple, le comportement dans les environnements de surface des matières organiques « fossiles » (de nature plutôt réfractaire) dérivées de l'érosion des roches du substratum géologique des bassins versants contraste certainement avec, d'une part celui des débris végétaux, charbons et matières humiques générés par l'érosion des sols *s.s.* et, d'autre part avec les matières organiques introduites par la production primaire dans le réseau hydrographique. La discrimination entre ces différentes sources de carbone organique dans les écoulements (et leur évolution en aval dans le réseau hydrographique) est importante à plus d'un titre puisqu'elle conditionne la validité des bilans d'érosion des sols *s.s.* et participe à la quantification et la définition des compartiments impliqués dans le cycle superficiel du carbone (Meybeck, 1993; Kao & Liu, 1996, 2000; Raymond & Bauer, 2001a, 2001b; Megens et al., 2002; Di Giovanni et al., 2002; Huon et al., sous presse).

Nous proposons ici de résumer quelques résultats provenant de plusieurs études sur l'érosion du carbone organique, couplant mesures de concentration (ou de flux) de carbone organique et traçage isotopique naturel. Ces travaux ont été effectués sur deux bassins versants cultivés à fortes pentes, localisés en régions tropicales à saison humide au Venezuela et au Laos. Ces approches méthodologiques visent à: 1/ relier le « niveau d'érosion » de sols cultivés sur fortes pentes avec leur teneur en carbone organique en couplant mesures d'activité ^{137}Cs et mesures de concentration en carbone organique (bassin versant de Houay Pano au Laos) et 2/ estimer les sources de carbone organique particulière à différentes échelles spatiales et temporelles (à l'échelle de la crue et de la saison des pluies) à partir de mesures de la composition $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ et $^{15}\text{N}/^{14}\text{N}$ des matières organiques en suspension (bassin versant du Rio Boconó au Venezuela).

2. - Principales caractéristiques des bassins versants étudiés

Le bassin versant expérimental de Houay Pano (67 ha) se situe au Laos, à 10 km de Luang Prabang (19°51'00"-19°51'45"N, 102°09'50"-102°10'20"E). Les sols de type Entisols (18.5 %), Ultisols (33.1 %) et Alfisols (48.4 %), développés sur un substratum géologique argilo - silteux et calcaire dans les parties sommitales des reliefs, y sont cultivés sur fortes pentes (de 6 % à 150 %, moyenne 60 % pour des altitudes comprises entre 425 m et 718 m), principalement en riz pluvial (*Oryza savita*), maïs (*Zea mays*) et larmes de Job (*Coix lacryma Jobi*). Les cultures qui ont débuté dans les années 1970 et se sont intensifiées depuis les années 1990, se font selon la technique traditionnelle de défriche-brûlis avec rotation des jachères (NAFRI, 2001). L'essentiel du travail du sol correspond aux opérations manuelles de sarclage et désenherbement. Entre 1986 et 1996, température moyenne, précipitation et

évapo-transpiration ont atteint en moyennes annuelles, respectivement 25.3°C, 1403 mm et 1022 mm. Dans les années 1954 - 1976, les précipitations ont atteint en moyenne 1139 ± 225 mm avec une pointe à 1564 mm en 1963, année où les retombées en ^{137}Cs ont été les plus abondantes (UNSCEAR, 1969; 1993 et 2000). Plusieurs topo-séquences de sols cultivés en riz pluvial et larmes de Job en 2000 ont été échantillonnées la même année à l'aide d'un carottier en vue de la mesure des teneurs en carbone organique et des activités en ^{137}Cs dans les 30 premiers cm de sol (Huon et al., sous presse).

Localisé au NW des Andes vénézuéliennes, le bassin versant du Rio Boconó (08°57'-09°31'N, 70°02'-70°34'W) couvre une superficie de 1620 km². Les conditions climatiques tropicales de la région sont contrôlées par l'altitude (200 - 4000 m) avec une décroissance moyenne de la température de 0.6°C par 100 m et des précipitations moyennes qui varient entre 1500 - 2500 mm dans les zones de basse altitude et moins de 1000 mm au-delà de 2700 m dans la steppe à Paramó (Cornières, 1998 ; Bellanger, 2003). Les suivis sur le ruissellement et le transport de matières en suspension ont été menés sur des utilisols de 3 parcelles d'érosion (sol nu, maïs, café ; 30 m²), ainsi que lors d'épisodes de crue pour plusieurs cours d'eau à régime torrentiel du bassin versant (Bellanger et al., 2004; Huon et al., sous presse). Le café (*coffea arabica*) est cultivé sur fortes pentes à des altitudes intermédiaires (500 - 1500 m) et, sous un couvert d'arbres de 4-5 m de hauteur (Ataroff and Monasterio, 1997), alors que les champs de maïs sont surtout installés à proximité des cours d'eau. Approximativement 42 % de la superficie du bassin versant sont occupés par la forêt pluviale (500 - 1700 m) et par une forêt sèche de montagne (1500 - 2700 m). La steppe à Paramó et les jachères correspondent à 17.5 % de la superficie. A l'exception des affleurements rocheux, le reste des terres est utilisé pour l'agriculture. Le cours d'eau principal est le Rio Boconó dont le débit moyen annuel est de 77.7 m³.s⁻¹ (1952 - 1973; MARNR, 1991 in Rodríguez, 1999) avec un transport solide moyen de 7 10⁶ t.an⁻¹ (Cornières, 1998). Le Rio Burate, dont le bassin versant draine environ 22 % de la superficie totale du bassin versant du Rio Boconó, est l'un des principaux affluents.

3. - Résultats et discussion

1 - Relation entre niveau d'érosion et teneur en carbone organique de sols cultivés

Le niveau d'érosion des sols peut être estimé en comparant l'activité spécifique ^{137}Cs mesurée dans les sols avec une activité de référence. Cette valeur de référence a pu être estimée à 615 Bq.m^{-2} sur le bassin versant de Houay Pano à partir de sols supposés non perturbés depuis la période de dépôt du ^{137}Cs et de relations empiriques entre intensité des précipitations moyennes annuelles et retombées ^{137}Cs (Walling et He, 2001; Hien et al., 2002 ; Huon et al., sous presse). L'application de cette méthode sur les sols du bassin versant de Houay Pano montre que la plupart des sols ont subi de l'érosion (inventaires $< 615 \text{ Bq.m}^{-2}$). Cependant, la redistribution du ^{137}Cs ne semble pas directement liée à la pente ou à la teneur en argiles sur lesquelles le ^{137}Cs s'adsorbe préférentiellement au moment des retombées (Ritchie and McHenry, 1973; Cremers et al., 1988). Les inventaires ^{137}Cs obtenus pour les 30 premiers cm de sols situés le long des pentes sont très hétérogènes ($n = 81$ sols; 0-30 cm; $81 - 785 \text{ Bq.m}^{-2}$; moyenne $\pm 1\sigma$: $351 \pm 164 \text{ Bq.m}^{-2}$, Fig. 1). Cette forte dispersion traduit une redistribution aléatoire des terres dans le sens de la pente avec localement co-existence à la fois de sites en érosion et en accumulation qui reflète assez bien les effets du travail du sol par les agriculteurs. En effet, l'essentiel du travail du sol consiste en des opérations répétées de sarclage qui bien que n'affectant qu'une très faible profondeur de sol (2.5 cm en moyenne) redistribuent à courte distance les mottes de terres, introduisant de cette manière une forte hétérogénéité spatiale de l'activité ^{137}Cs des sols. Par ailleurs, l'activité ^{137}Cs des sols co-varie « grossièrement » avec la teneur en carbone organique. Cette relation est aussi liée à la localisation des sols en topo séquences sur le bassin versant et devient bien meilleure si l'on compare des sols le long des pentes (Fig. 1). La redistribution des terres et du carbone organique le long des pentes est donc directement liée aux effets du travail du sol (érosion aratoire) et à l'érosion hydrique. Plus les sols sont appauvris en ^{137}Cs , plus ils sont érodés et plus leur teneur en carbone organique est faible. Cette relation a déjà pu être décrite pour d'autres sols (Mabit et Bernard, 1998; Ritchie and McCarty, 2003). Sur le bassin versant de Houay Pano où les cultures se font sans labour, elle met en évidence le rôle prépondérant du travail du sol (sarclage et désherbage) qui, couplé à l'érosion hydrique pendant la saison des pluies, contribue à redistribuer le ^{137}Cs le long des pentes (Huon et al., sous presse). L'estimation des taux d'érosion des sols par des méthodes quantitatives (par ex. Walling et He, 2001) reste difficile du fait de l'absence de labour, qui a pour effet d'homogénéiser l'activité ^{137}Cs dans les premiers cm de sols, et de la forte redistribution à courte distance de cette activité. L'utilisation du modèle de Mass Balance 2 nous fournit des valeurs qui varient entre $1.4 \pm 0.7 \text{ kg.m}^{-2}.\text{an}^{-1}$ pour des sols très érodés situés sur très fortes pentes à $0.8 \pm 0.4 \text{ kg.m}^{-2}.\text{an}^{-1}$ pour des sols situés dans un même champ ($n = 13$, 625 m^2). La valeur moyenne estimée pour l'ensemble du bassin versant est entachée d'une forte indétermination ($0.5 \pm 0.6 \text{ kg.m}^{-2}.\text{an}^{-1}$). Ces valeurs sont supérieures aux taux moyens d'exportation mesurés sur le bassin versant ($0.16 \text{ kg m}^{-2} \text{ an}^{-1}$, Huon et al., sous presse).

2 - Quantification des flux de carbone organique des sols dans les écoulements

Des expérimentations sous pluie naturelle ont été menées sur des parcelles de sol nu et cultivé (maïs, café) sur le bassin versant du Rio Boconó au Venezuela (Bellanger et al., 2004). Au-delà d'un seuil (ruissellement $>30 \text{ ml.s}^{-1}$, charge solide en suspension $>0.5 \text{ g.l}^{-1}$), les concentrations en carbone organique particulaire (COP) mesurées sur les fractions fines ($<50 \mu\text{m}$) des matières en suspension (MES) sont constantes pour 90 - 95 % de l'écoulement, que ce soit à l'échelle d'un épisode de crue (sur le bassin versant) ou à l'échelle saisonnière (Fig. 2). Ces résultats sont validés à la fois pour le sol nu et pour les sols cultivés. La composition isotopique $\delta^{13}\text{C}$ et $\delta^{15}\text{N}$ du COP est « relativement stable » et reflète la composition moyenne

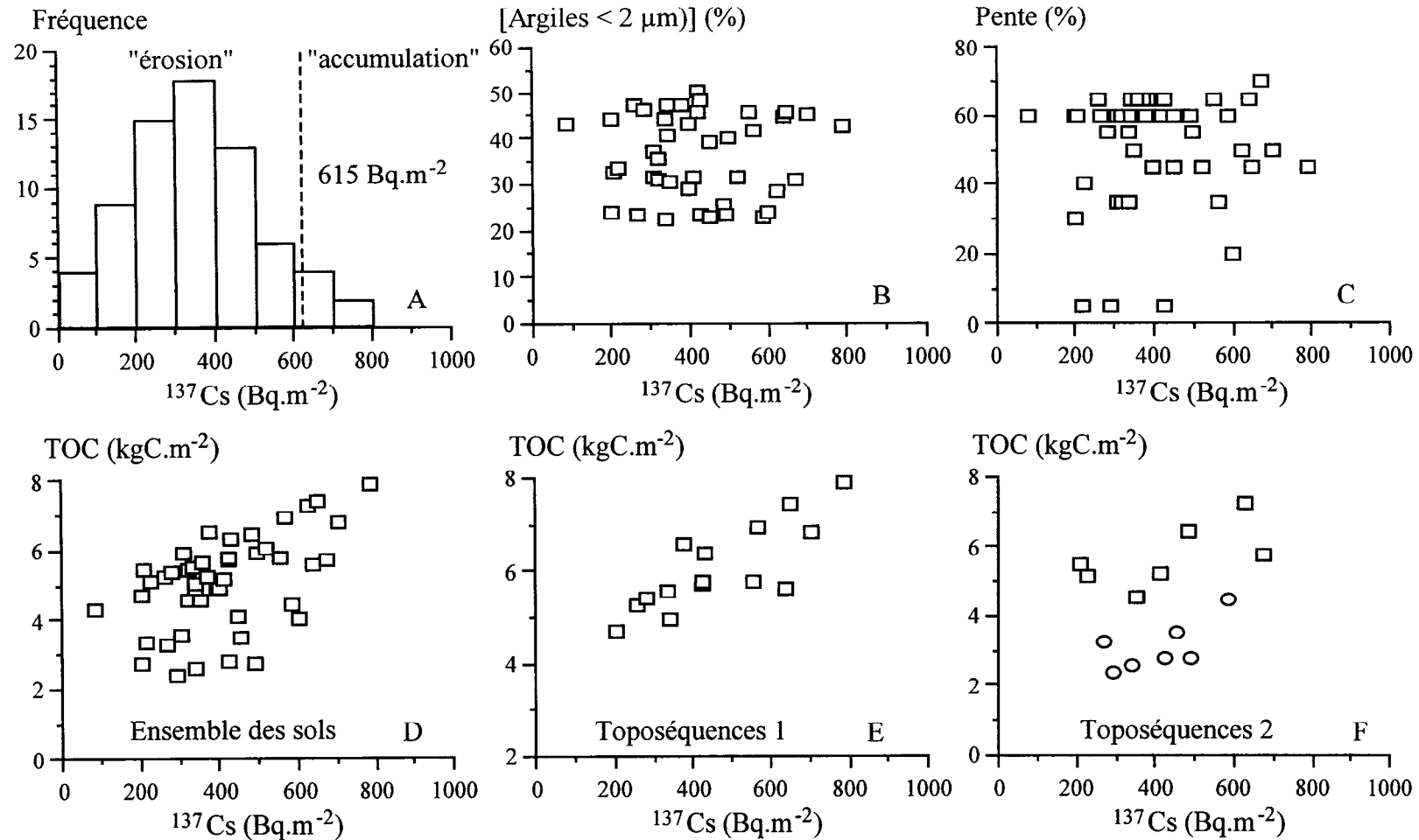


Figure 1 - Graphiques représentant pour les sols du bassin versant de Houay Pano (Laos): A) la distribution des inventaires ^{137}Cs dans les sols, la valeur de 615 Bq.m⁻² est l'activité de référence estimée à partir de sols non perturbés depuis 1963 et de la relation entre précipitations moyennes annuelles et retombées ^{137}Cs , B) la relation entre inventaires ^{137}Cs et teneur en argiles des sols étudiés, C) la relation entre inventaires ^{137}Cs et pente locale des sols étudiés, D) la relation entre inventaires ^{137}Cs et teneur en carbone organique des sols étudiés (ensemble des sols), E) la relation entre inventaires ^{137}Cs et teneur en carbone organique pour des sols situés le long de toposéquences de la partie aval du bassin versant (toposéquences 1) et F) la relation entre inventaires ^{137}Cs et teneur en carbone organique pour des sols situés le long de toposéquences situées dans la partie amont du bassin versant (toposéquences 2). Les relations obtenues pour les 2 toposéquences sont plus significatives que celle obtenue pour l'ensemble des sols sur pentes du bassin versant. Les zones d'accumulation dans les thalwegs ne sont pas prises en considération pour cette étude. D'après Huon et al. (sous presse).

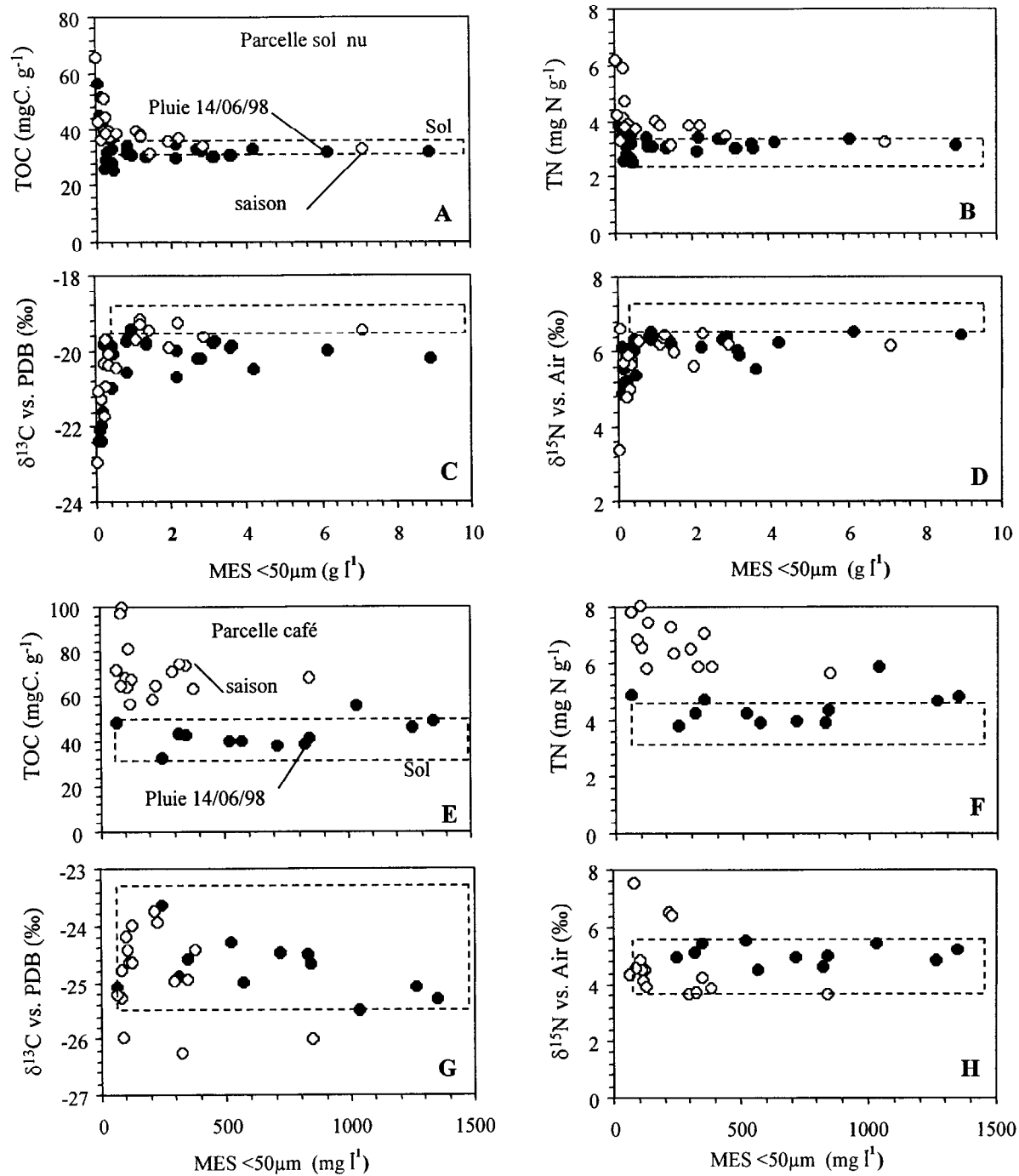


Figure 2 - Graphiques représentant les variations des concentrations en carbone organique (TOC), des concentrations en azote total (TN), des valeurs $\delta^{13}\text{C}$ et des valeurs $\delta^{15}\text{N}$ en fonction de la charge solide de MES <50 µm en suspension dans le ruissellement. Graphiques A-D: parcelle expérimentale sol nu; graphiques E-H, parcelle cultivée en café. Les cercles vides correspondent aux prélèvements hebdomadaires effectués pendant la saison des pluies. Les cercles pleins correspondent aux prélèvements effectués pendant l'épisode de crue du 14 juin 1998 sur le bassin versant du Rio Boconó. D'après Bellanger et al. (2004)

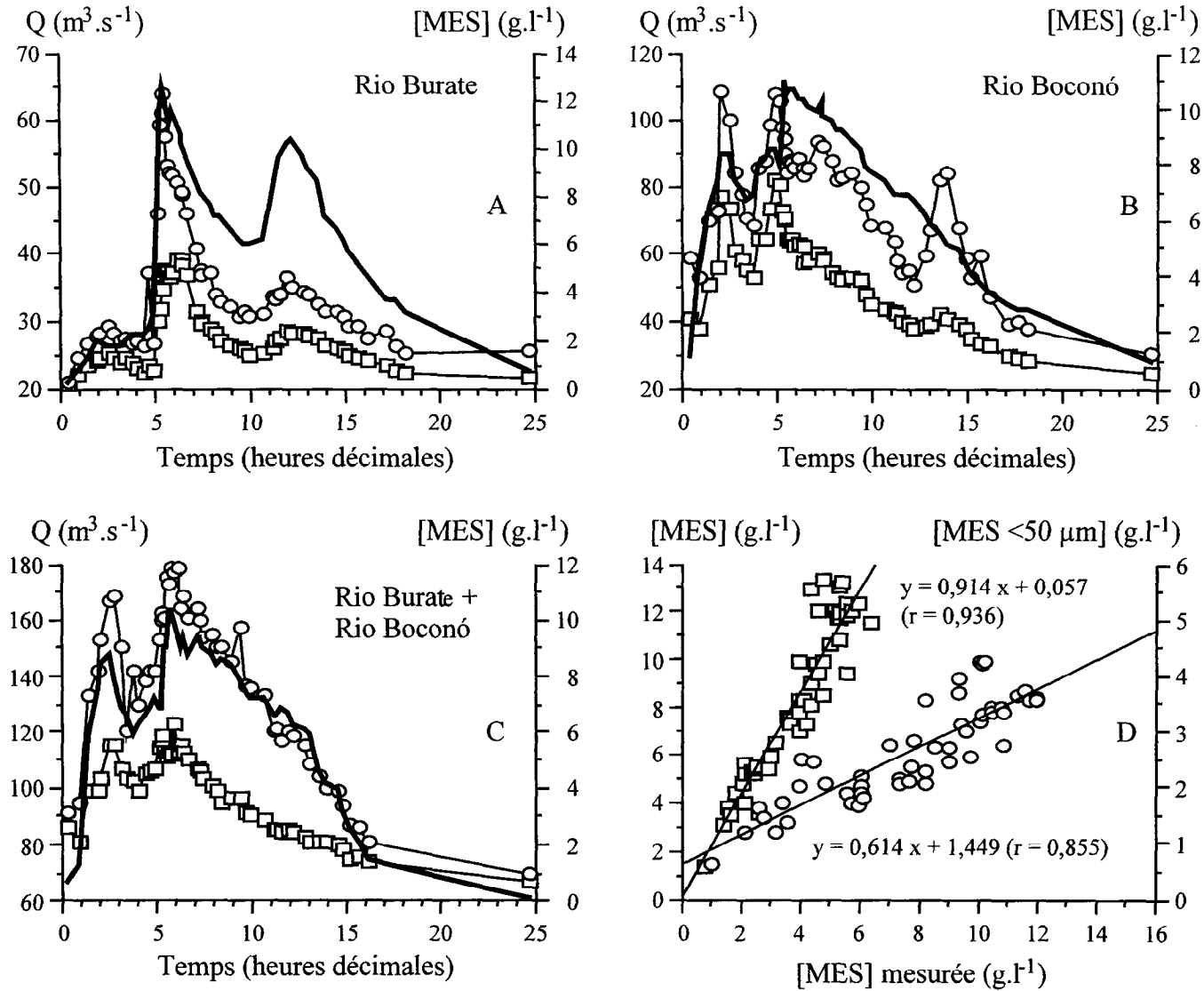


Figure 3 - Graphiques représentant: A) et B) la variation du débit (Q) et de la charge solide en suspension (MES) pour les Rios Boconó et Burate avant leur confluence C) la variation de débit et de charge en suspension 2 km en aval de la confluence et D) la corrélation entre la charge solide résultant du mélange des charges solides des 2 Rios (mesurée) et la charge solide calculée à partir de celle des 2 Rios prises séparément. Les carrés vides correspondent aux fractions $< 50 \mu\text{m}$ et les cercles vides à la charge totale en suspension. L'équation de la droite d'ajustement de pente proche de 1 pour les fractions $< 50 \mu\text{m}$ indique une bonne correspondance entre charges solides avant et après confluence. La pente inférieure à 1 obtenue pour la charge totale des MES traduit une perte de charge en suspension après la confluence, due à un tri granulométrique des fractions les plus grossières ($> 50 \mu\text{m}$). D'après Bellanger (2003).

des horizons de surface des sols d'origine. On peut alors théoriquement quantifier la contribution organique des sols dans les matières fines en suspension des écoulements, en utilisant des équations de mélange pour peu que la signature isotopique des composantes organiques du mélange soit suffisamment contrastée (par exemple : sols avec matières organiques marquées par des cultures de plantes C₃ et C₄, Mariotti & Peterschmitt, 1994; Balesdent et Mariotti, 1996; Martinelli et al., 1999; Bellanger et al., 2004). L'effet du couvert végétal se traduit (pour la parcelle cultivée en café par rapport au sol nu) à la fois par une réduction importante du taux d'exportation de MES et par une diminution importante de la taille des MES. Les fractions granulométriques de taille plus élevée ne sont mobilisées que pour les périodes où les écoulements sont les plus intenses et dans une moindre proportion pour les parcelles sous couvert végétal. Le tri granulométrique des MES s'effectue à différentes échelles, depuis le sol jusque dans les écoulements des cours d'eau. Ainsi, après la confluence des Rios Boconó et Burate, des phénomènes de dépôt et de remise en suspension affectent la distribution granulométrique des MES et seul le transport des particules de faible taille (<50 µm pour cette étude) est conservatif (Fig. 3). Le décalage entre compositions granulométriques, mesurée et calculée, est de 22 % pour le total des MES, avec 65 % pour la fraction >200 µm, 20 % pour la fraction 50-200 µm et seulement 7 % pour la fraction <50 µm. Par extension ces résultats s'appliquent au transport du COP provenant de l'érosion des sols. Comme la nature et la composition des matières organiques de sols varient avec la taille des particules (par exemple : débris végétaux vs. matières humiques des sols), cet effet doit être pris en compte dans les bilans d'érosion des sols.

3 - Mise en évidence de changement dans la source de carbone organique particulaire dans les cours d'eau pendant des épisodes de crue.

Le changement dans la source de COP transporté dans les écoulements peut être estimé en utilisant des équations de mélange dans la mesure où : 1) les pôles de mélange (végétation, sols ou roches) fournissent des concentrations constantes au cours du temps ; 2) la composition isotopique ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{15}\text{N}$) des différentes composantes du mélange est suffisamment contrastée et reste constante au cours du temps. Comme nous l'avons vu précédemment à partir des expérimentations menées sur parcelles, cette application implique que le débit est suffisant pour assurer un transfert conservatif des MES des sols dans le ruissellement, ce qui n'est vérifié que pour le matériel de faible taille (<50 µm dans notre étude). Pour le sous-bassin du Rio Burate (Cornières, 1998, Bellanger, 2003), les champs cultivés en maïs sont situés à proximité des cours d'eau et proches de l'exutoire du bassin. Ainsi, c'est en montée de crue qu'on observe la contribution la plus importante de matières organiques « marquées C₄ » au flux de COP (crue du 14 juin 1998, Fig. 4). En effet, dès que le ruissellement sur les sols est suffisant pour assurer le transport des MES de faible taille (<50 µm dans notre étude) vers le Rio Burate, les valeurs $\delta^{13}\text{C}$ augmentent de manière significative, reflétant la présence de matières organiques enrichies en ¹³C et provenant des champs cultivés en maïs. On peut estimer cette contribution à partir des équations suivantes :

$$C = C_3 + C_4 \text{ soit } 1 = C_3/C + C_4/C \quad (1)$$

$$C \times \delta^{13}\text{C} = C_3 \times \delta^{13}\text{C}_3 + C_4 \times \delta^{13}\text{C}_4 \quad (2)$$

où C₃ et C₄ sont les quantités de COP provenant respectivement de matières organiques marquées en C₃ et en C₄, $\delta^{13}\text{C}_3$ et $\delta^{13}\text{C}_4$ leurs compositions isotopiques et C et $\delta^{13}\text{C}$ les valeurs correspondant aux échantillons prélevés à l'exutoire du sous-bassin versant du Rio Burate pendant la crue. La fraction de COP provenant des sols sous culture marquée en C₃ (C₃ / C) peut être déduite des équations (1) et (2) :

$$C_3 / C = (\delta^{13}\text{C} - \delta^{13}\text{C}_4) / (\delta^{13}\text{C}_3 - \delta^{13}\text{C}_4)$$

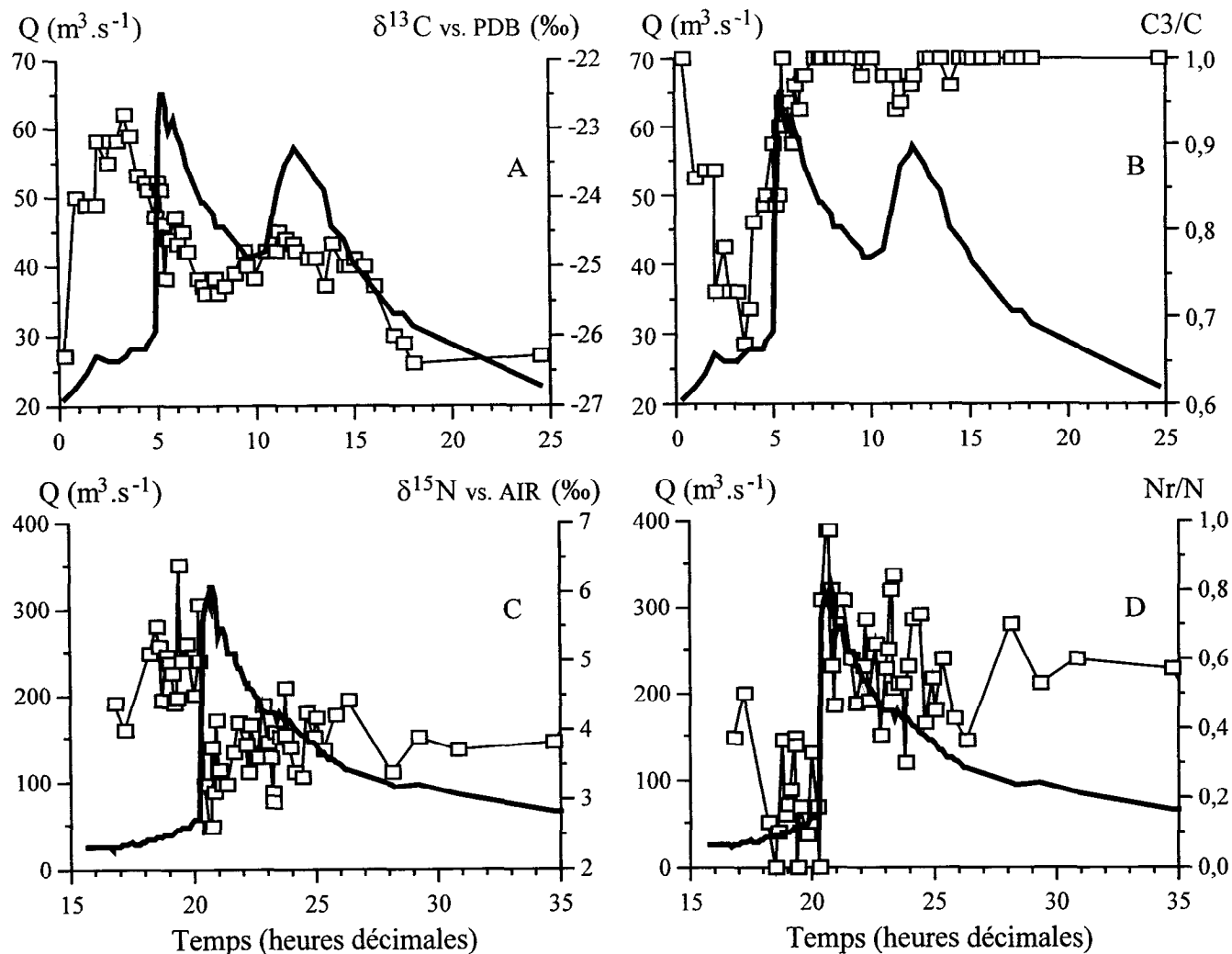


Figure 4 - En haut, graphiques représentant pour la crue du 14 juin 1998 sur le Rio Burate : A) la variation du débit (Q) et de la composition isotopique ($\delta^{13}C$) des MES <50 μm et B) la variation de la fraction de COP (C3/C) dérivée de matières organiques provenant de l'érosion de sols sous couvert végétal de plantes C_3 par rapport à des sols sous couvert de plantes C_4 (cultures de maïs). L'estimation est effectuée à partir d'un mélange idéal de COP de sols C_3 ($\delta^{13}C = -24.9$ ‰) et de sols C_4 ($\delta^{13}C = -18.6$ ‰). En bas, graphiques représentant pour le crue du 9-10 juillet 1995 sur le Rio Burate : C) la variation du débit (Q) et de la composition isotopique ($\delta^{15}N$) des MES <200 μm et D) la variation de la fraction d'azote particulaire (Nr/N) provenant de l'érosion incisive de roches du substratum rocheux (shales - lutites). L'estimation est effectuée à partir d'un mélange idéal d'azote particulaire de sols cultivés ($\delta^{15}N = 5,5$ ‰) et de roches ($\delta^{15}N = 2,5$ ‰).
 D'après Bellanger (2003) et Huon et al. (2004).

La quantité totale de COP <50 µm, transportée pendant la crue (durée environ 15 heures) peut être estimée à 50.8 tC dont seulement 6 % proviennent théoriquement des sols cultivés en maïs.

Pour les épisodes de crue intense, l'érosion incisive des roches qui constituent le soubassement géologique des bassins versants peut aussi apporter du COP. Cette contribution, difficile à caractériser car la signature $\delta^{13}\text{C}$ des matières organiques "fossiles" est souvent confondue avec celle des matières organiques de sols, est globalement du même ordre de grandeur que celle des sols (80 Tg.an⁻¹ contre 98 Tg.an⁻¹, Meybeck, 1993). Il est possible de mettre en évidence la contribution de COP d'origine lithique (Kao et Liu, 1996; 2000) en travaillant à partir de la composition $\delta^{15}\text{N}$ des matières en suspension générées lors des crues (Fig. 4). Sur le bassin versant du Rio Boconó, des roches argileuses de type pélites ou shales pyriteuses affleurent largement et constituent même le lit de certaines rivières (Cornières, 1998; Bellanger, 2003). Ces roches, relativement riches en carbone organique ([TOC] = 16 ± 4 mgC.g⁻¹), présentent une teneur moyenne en ¹³C ($\delta^{13}\text{C} = -25.5 \pm 0.3 \text{ ‰}$) qui peut être confondue avec celles de sols ou de débris végétaux de plantes en C₃ sur le bassin versant. Par contre, la teneur moyenne en ¹⁵N de ces roches ($\delta^{15}\text{N} = 2.5 \pm 0.5 \text{ ‰}$) est différente (quoique faiblement contrastée) de celle des sols cultivés ($\delta^{15}\text{N} = 5.5 \pm 0.5 \text{ ‰}$, 0-20 cm), ce qui nous permet d'estimer leur contribution lors des crues. La caractérisation des apports lithiques d'azote particulaire (Nr) dans les MES a pu être menée pour la crue décennale du Rio Burate des 9-10 juillet 1995 (Fig. 4). L'importance de ces matières dans les flux de MES s'observe pendant le pic de crue. Comme pour les crues du Rio Burate, les flux de MES sont synchrones et proportionnels aux flux d'eau (Bellanger, 2003), c'est à ce moment que l'érosion est maximale sur le bassin versant. L'importance relative des apports lithiques s'atténue progressivement pendant la décrue. Par la même méthode de calcul que précédemment, la fraction d'azote particulaire provenant de l'érosion des roches (Nr / N) peut être déduite de :

$$\text{Nr} / \text{N} = (\delta^{15}\text{N} - \delta^{15}\text{Ns}) / (\delta^{15}\text{Nr} - \delta^{15}\text{Ns})$$

où $\delta^{15}\text{N}$, $\delta^{15}\text{Ns}$ et $\delta^{15}\text{Nr}$ sont respectivement les teneurs en ¹⁵N des MES des échantillons prélevés pendant la crue et les teneurs moyennes en ¹⁵N pour les sols et pour les roches. Le résultat de ce calcul indique que la quantité totale d'azote particulaire provenant de l'érosion des roches est équivalente à celle apportée par les sols. Néanmoins il est difficile d'en déduire directement la quantité de COP du fait de la forte incertitude sur les rapports COP / Nr (Huon et al., 2004).

4. - Conclusions

Le suivi par des méthodes isotopiques de la composition du carbone organique dans les sols et les matières en suspension nous apporte une information permettant de mieux contraindre les bilans d'érosion du carbone organique des sols. Ainsi la redistribution du ¹³⁷Cs sur le bassin versant agricole de Houay Pano (Laos) est plus ou moins corrélée avec la teneur en carbone organique dans les 30 premiers cm. Cette relation est apparemment liée à la combinaison de l'érosion hydrique et du travail du sol; un sarclage manuel qui a pour effet de redistribuer les terres à très courte distance le long des pentes et qui est responsable de la forte hétérogénéité de l'activité ¹³⁷Cs des sols.

Le transfert et le transport de particules de carbone organique de faible taille (<50 µm dans cette étude) au cours de l'érosion hydrique est conservatif à l'échelle de la parcelle (30 m²). Concentrations en carbone organique particulaire et en azote particulaire total et compositions isotopiques ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{15}\text{N}$) restent constantes pendant la durée du ruissellement au-delà d'un seuil donné (30 ml.s⁻¹ et 0.5 g.l⁻¹ sur sol nu et sol sous culture de café) et reflète la composition moyenne des sols d'origine (premiers 20 cm). Cette propriété permet théoriquement de calculer la contribution de sources de carbone organique particulaire de

composition différente dans les matières en suspension pour peu que les valeurs soient suffisamment différentes l'une de l'autre. Nous avons pu appliquer cette approche pour identifier la présence de matières organiques d'origine et de nature différente dans les écoulements de crues sur le bassin versant du Rio Boconó (Venezuela). La précision de la méthode dépend fortement de l'importance de la différence de composition isotopique entre les sources potentielles de matières en suspension. Comme les matières organiques de faible taille constituent une grande part du carbone organique des sols et des matières en suspension, le suivi du transfert de matières organiques fines par des méthodes isotopiques pourrait nous permettre de relier les flux d'exportation de carbone organique de l'échelle de la parcelle à celle du bassin versant pour la plus grande part du ruissellement.

Remerciements

Ce travail est dédié à la mémoire de M. Somphanh Thonglasamee (NAFRI, Laos). Il a été réalisé dans le cadre de programmes de recherche français (INSU-PROSE 53 et PNSE 12) et constitue une partie de la thèse de doctorat de M. B. Bellanger (2003). Nous sommes très reconnaissants pour l'aide apportée par le MARNR (Ministerio del Ambiente et de Los Recursos Naturales Renovables, Caracas) au Venezuela et le NAFRI (National Agricultural and forestry Research Institute, Vientiane) au Laos lors de nos missions sur le terrain. Nos remerciements vont en particulier à M. V. Vallès (Université de Provence, Marseille, France), M^{me} Cornières et A. Moreau et M. le Colonel R. Mena Nava (Instituto Geografico de Venezuela Simón Bolívar) pour leur hospitalité et soutien au Venezuela et à M Ty Phommasack (NAFRI) au Laos. MM. C. Girardin, M. Grably, G. Bardoux (UMR Biomco) sont aussi remerciés pour leur aide soutenue au laboratoire.

5. - Références bibliographiques

- Ataroff M. & Monasterio M. (1997). Soil erosion under different management of coffee plantations in the Venezuelan Andes. *Soil Technology* 11: 95-108.
- Balesdent J. & Mariotti A., (1996). Measurement of soil organic matter turnover using ¹³C natural abundance. In: Mass Spectrometry of Soils. Boutton, T.W., Yamasaki, S. (eds.). Marcel Dekker Pub. NY, pp. 83-111.
- Bellanger B. (2003). Transfert de carbone organique dans le réseau hydrographique par érosion hydrique. Application à un bassin versant en zone tropicale humide (Rio Boconó, Andes vénézuéliennes). Thèse Doct. Univ. Paris VII (France). 236 p.
- Bellanger B., Huon S., Velasquez F., Vallès V., Girardin C. & Mariotti A. (2004). Monitoring soil organic carbon erosion with $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{15}\text{N}$ on experimental field plots in the Venezuelan Andes. *Catena* 58, 2 : 125-150.
- Browne (1995). The role of Geographical Information Systems in hydrology. In. Sediment and water quality in river catchments, I.D.L. Foster, A.M. Gurnell and B.W. Webb Eds. Wiley & Sons Ltd. pp. 33-48.
- Cornières M. (1998). Etude et modélisation des transferts d'eau, d'éléments dissous et particuliers dans un bassin versant torrentiel. Cas du Rio Boconó dans les Andes vénézuéliennes. Thèse Doct. Univ. Avignon (France). 183 p.
- Cremers A., Elsen A., De Preter P. & Maes A. (1988). Quantitative analyses of radiocaesium retention in soils. *Nature* 335 : 247-249.
- Dedkov A.P. & Mozzherin V.T. (1992). Erosion and sediment yield in mountain areas of the world. In: Erosion, debris flows and environment in mountain regions, proc. Chengdu symp., July 1992. *IAHS publ.* 209: 29-36.
- de Roo A.P.J. (1993). Validation of the ANSWERS catchment model for runoff and soil erosion simulation in catchments in the Netherlands and the United Kingdom. In: Application of Geographic Information systems in Hydrology and Water Resources (Proceedings of Vienna Conference, April 1993), K. Kovar and H.P. Nachtnebel (eds). IAHS Pub. No 211, pp. 465-474.
- Di Giovanni C., Disnar J.R. & Macaire J.J. (2002). Estimation of the annual yield of organic carbon released from carbonates and shales by chemical weathering. *Global & Planet. Change* 32: 195-210

- Esser G. & Kohlmaier G.H. (1991). Modeling terrestrial sources of nitrogen, phosphorus, sulphur and organic carbon to rivers. In: Biogeochemistry of major world rivers, Degens, E.T., Kempe, S., Richey, J.E. (eds). Scope UNEP 42, J. Wiley & Sons, NY. pp. 297-320.
- Hedges J.I., Baldock J.A., Gélinas Y., Lee C., Peterson M. & Wakeham S.G. (2001) Evidence for non-selective preservation of organic matter in sinking marine particles. *Nature* 409: 801-804.
- Hien P.D., Hiep H.T., Quang N.H., Huy N.Q., Binh N.T., Hai P.S., Long N.Q. & Bac V.T. (2002). Derivation of ^{137}Cs deposition density from measurements of ^{137}Cs inventories in undisturbed soils. *J. Environ. Radioactivity* 62: 295-303.
- Houghton R.A., Unruh J.D. & Lefebvre P.A. (1993). Current land cover in the tropics and its potential for sequestering carbon. *Global Biogeochem. Cycles* 7, 2: 305-320.
- Huon S., Bellanger B., Bonté P., Sogon S., Podwojewski P., Girardin C., Valentin C., de Rouw A., Velasquez F., Bricquet J.P. & Mariotti A. (sous presse). Monitoring soil organic carbon erosion with isotopic tracers: two case studies on cultivated tropical catchments with steep slopes (Laos, Venezuela). (Advances in Soil Science).
- Kao S.J. & Liu K.K. (1996). Particulate organic carbon export from a subtropical mountainous river (Lanyang His) in Taiwan. *Limnol. Oceanogr.*, 41, 8: 1749-1757.
- Kao S.J. & Liu K.K. (2000). Stable carbon and nitrogen isotope systematics in a human-disturbed watershed (Lanyang-I) in Taiwan and the estimation of biogenic particulate organic carbon and nitrogen fluxes. *Global Biochemical Cycles*, 14, 1: 189-198.
- Lal R. (1995). Global soil erosion by water and carbon dynamics. In: Lal, R., Kimble, J., Levine, E., Stewart, B.A. (eds.), Soils and Global Change. Advances in Soil Science. Lewis Pub., Boca Raton, pp. 131-142.
- Lang R.D. (1992). Accuracy of two sampling methods used to estimate sediment concentrations in runoff from soil-loss plots. *Earth Surf. Process. Landforms* 11: 307-319.
- Loughran R.J., Campbell B.L. & Walling D.E. (1987). Soil erosion and sedimentation indicated by caesium-137, Jackmoor Brook catchment, Devon, England. *Catena* 14: 201-212.
- Ludwig W., Probst J-L. & Kempe S. (1996). Predicting the oceanic input of organic carbon by continental erosion. *Global Biogeochem. Cycles*, 10, 1: 23-41.
- Mabit L. & Bernard C. (1998). Relationship between soil ^{137}Cs inventories and chemical properties in a small intensively cropped watershed. *C.R.A.S. Paris* 327, 527-532.
- Mariotti A. & Peterschmitt E. (1994). Forest savanna ecotone dynamics in India as revealed by carbon isotope ratios of soil organic matter. *Oecologia*, 97: 475-480.
- Martinelli L. A., Ballester M. V., Krusche A. V., Victoria R. L., Camargo P. B., Bernardes M. & Ometto J. P. H. B. (1999). Land-cover changes and $\delta^{13}\text{C}$ composition of riverine particulate organic matter in the Piracicaba River basin (southeast region of Brazil). *Limnol. Oceanogr.* 44: 1827-1833.
- Meade R.H. (1988). Movement and storage of sediment in river systems. In: Physical and chemical weathering in geochemical cycles, Lerman, A. & Meybeck, M. (eds.), Kluwer Academic Pub., pp. 165-179.
- Megens L., van der Plicht J., de Leeuw J.W. & Smedes F. (2002). Stable carbon and radiocarbon isotope compositions of particle size fractions to determine origins of sedimentary organic matter in an estuary. *Org. Geochem.* 33: 945-952.
- Meybeck M. (1982). Carbon, nitrogen, phosphorous transport by world rivers. *Am. J. Sci.* 282, 401-450.
- Meybeck M. (1993). Riverine transport of atmospheric carbon: sources, global typology and budget. *Water, Air and Soil Pollution* 70, 443-463.
- Milliman J.D. & Syvitski J.P.M. (1992). Geomorphic/tectonic control of sediment discharge to the ocean: the importance of small mountainous rivers. *J. Geol.* 100: 325-344.
- Morgan R.P.C. (1986). Soil erosion and conservation. Longmans. London.
- National Agricultural and Forestry Research Institute (NAFRI) (2001). An innovative approach to sustainable land management in Lao PDR. MSEC Report. 39p.
- Pérez G.J. (1997). Validación de métodos de muestreo no convencionales de sedimentos en suspensión. Caso cuenca alta Río Boconó. Unpublished Thesis Ing. Forestal. Universidad de Los Andes, Mérida (Venezuela). 96 p.

- Post W.M., Emanuel W.R., Zinke P.J. & Stangenberger A.G. (1982). Soil organic carbon pools and world life zones. *Nature* 298: 156-159.
- 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. *Mém. Sci. Géologiques* 94, 161p.
- Raymond P. E. & Bauer J. E. (2001a). Use of ^{14}C and ^{13}C natural abundances for evaluating riverine, estuarine, and coastal DOC and POC sources and cycling: a review and synthesis. *Organic Geochem.* 32: 469-485.
- Raymond P.A. & Bauer J.E. (2001b). Riverine export of aged terrestrial organic matter to the North Atlantic Ocean. *Nature* 409: 497-500.
- Ritchie J.C. & McHenry J.R. (1973). Determination of fallout Cs-137 and natural gamma-ray emitting radionuclides in sediments. *Int. J. Applied Radiation Isotopes* 24: 575-578.
- Ritchie J.C. & McCarty G.W. (2003). ^{137}Cs and soil carbon in a small agricultural watershed. *Soil and Tillage Res.* 69: 45-51.
- Rodríguez A.A.. (1999). Aplicación preliminar de técnicas de diseño hidrológico a parcelas de erosión del municipio Boconó, Estado Trujillo. Unpublished report. Univers. de los Andes. Boconó. 62 p.
- Trimble S.W. & Crosson P. (2000). U.S. soil erosion rates - Myths and reality. *Science* 289: 248-250.
- United Nations Scientific Committee on the effects of Atomic radiation (UNSCEAR) (1969). 24th session, Supp. No13 (A/7613). New York. United Nations.
- United Nations Scientific Committee on the effects of Atomic radiation (UNSCEAR) (1993). 24th session, Supp. No13 (A/7613). New York. United Nations.
- United Nations Scientific Committee on the effects of Atomic radiation (UNSCEAR) (2000). 55th session, Supp. No46 (A/55/46). New York. United Nations.
- Walling D.E. & He Q. (2001). Models for converting ^{137}Cs measurements to estimates of soil redistribution rates on cultivated and uncultivated soils (including software for model implementation). A contribution to the IAEA coordinated research programs on soil erosion and sedimentation.
- Wischmeier W.H. & Smith D.D. (1978). Predicting rainfall erosion losses: a guide to erosion planning. Agriculture Handbook 537, United States Department of Agriculture, Washington D.C.