



HAL
open science

Production et devenir des matières organiques dissoutes dans les hydrosystèmes faiblement anthropisés.

Anthony Gauthier

► **To cite this version:**

Anthony Gauthier. Production et devenir des matières organiques dissoutes dans les hydrosystèmes faiblement anthropisés.. Géologie appliquée. Université de Bourgogne; James Cook University, Cairns, Australia, 2009. Français. NNT: . tel-00450229

HAL Id: tel-00450229

<https://theses.hal.science/tel-00450229>

Submitted on 25 Jan 2010

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

Cotutelle de Thèse :

UNIVERSITE DE BOURGOGNE
Ecole Doctorale E2S -
Environnement, Santé / STIC

JAMES COOK UNIVERSITY
School of Earth and Environmental
Sciences

THESE

Présentée pour l'obtention du titre de
Docteur en Sciences de la Terre et de l'Environnement par

Anthony GAUTHIER
(Master of Science)

**PRODUCTION ET DEVENIR DES MATIÈRES ORGANIQUES
DISSOUTES DANS LES HYDROSYSTEMES FAIBLEMENT
ANTHROPISÉS**

**PRODUCTION AND FATE OF DISSOLVED ORGANIC
MATTER IN ECOSYSTEMS WITH LOW HUMAN IMPACT**

Thèse soutenue publiquement le 23 octobre 2009 devant le jury composé de :

G. GRUAU – Directeur de recherche – CNRS - Université de Rennes	Rapporteur
W. LUDWIG - Professeur – Cefrem - Université de Perpignan	Rapporteur
M. BIRD – Professor – James Cook University – Cairns, Australie	Examineur
C. HENAULT – Directeur de recherche – INRA – Dijon	Directrice de thèse
P. AMIOTTE-SUCHET – Maître de conférences – Université de Bourgogne	Codirecteur de thèse
P. NELSON – Senior lecturer - James Cook University – Cairns, Australie	Codirecteur de thèse

Anthony GAUTHIER

2009

Laboratoire d'accueil :

UMR-INRA 1229 Microbiologie du Sol et de l'Environnement, UFR des Sciences de la
Terre et de l'Environnement, Université de Bourgogne

Cotutelle de Thèse :

UNIVERSITE DE BOURGOGNE
Ecole Doctorale E2S -
Environnement, Santé / STIC

JAMES COOK UNIVERSITY
School of Earth and Environmental
Sciences

THESE

Présentée pour l'obtention du titre de
Docteur en Sciences de la Terre et de l'Environnement par

Anthony GAUTHIER
(Master of Science)

**PRODUCTION ET DEVENIR DES MATIERES ORGANIQUES
DISSOUTES DANS LES HYDROSYSTEMES FAIBLEMENT
ANTHROPISES**

**PRODUCTION AND FATE OF DISSOLVED ORGANIC
MATTER IN ECOSYSTEMS WITH LOW HUMAN IMPACT**

Thèse soutenue publiquement le 23 octobre 2009 devant le jury composé de :

G. GRUAU – Directeur de recherche – CNRS - Université de Rennes	Rapporteur
W. LUDWIG - Professeur – Cefrem - Université de Perpignan	Rapporteur
M. BIRD – Professor – James Cook University – Cairns, Australie	Examineur
C. HENAULT – Directeur de recherche – INRA – Dijon	Directrice de thèse
P. AMIOTTE-SUCHET – Maître de conférences – Université de Bourgogne	Codirecteur de thèse
P. NELSON – Senior lecturer - James Cook University – Cairns, Australie	Codirecteur de thèse

Anthony GAUTHIER

2009

Laboratoire d'accueil :

UMR-INRA 1229 Microbiologie du Sol et de l'Environnement, UFR des Sciences de la
Terre et de l'Environnement, Université de Bourgogne



Résumé

Production et devenir des matières organiques dissoutes dans les hydrosystèmes faiblement anthropisés.

Les matières organiques dissoutes (MOD) constituent un paramètre essentiel de la qualité des milieux aquatiques et du fonctionnement des écosystèmes. La production de MOD dans les sols et leur devenir lors de leur transfert dans les bassins versants ont été étudiés au cours d'expérimentation réalisées à différentes échelles, du microcosme de sol au bassin versant, à l'aide du traçage isotopique des formes stables du carbone ($\delta^{13}\text{C}$). À l'échelle du bassin versant, nous avons mis en évidence le rôle des zones humides dans la formation du carbone organique dissous (COD). Lors d'évènement de crues nous avons néanmoins observé la mobilisation de plusieurs sources de COD pour alimenter les rivières. Au cours d'expérimentations de laboratoire, nous avons démontré que le type d'essence forestière influence le devenir du carbone extractible à l'eau contenu dans les sols. La substitution de forêts natives par des plantations de *Douglas* diminue les apports de carbone dans le sol et les vitesses de minéralisation du carbone organique du sol lesquelles dépendent aussi de la température. Pourtant, l'évolution du carbone extractible à l'eau des sols de forêt, conditionnée par le type d'essences, ne dépend ni des vitesses de minéralisation du carbone ni de la température. Nous avons donc conclu que dans les horizons de surface des sols forestiers, le COD ne provient pas principalement de la décomposition de la matière organique du sol mais de la végétation par l'intermédiaire des lessivats de litière.

Mots clés : matière organique dissoute, carbone organique dissous, carbone organique extractible, enrésinement, solution de sol, minéralisation, ^{13}C , eau des rivières

Abstract

Production and fate of dissolved organic matter in ecosystems with low human impact.

Dissolved organic matter (DOM) is an essential parameter of quality and aquatic ecosystem functioning. The production of DOM in soils and its fate as it moves through the catchment were studied during experiments conducted at different scales, from the soil microcosm to the catchment, using natural abundance tracing of stable carbon isotopes ($\delta^{13}\text{C}$). At the catchment scale, we highlighted the role of wetlands in the formation of dissolved organic carbon (DOC). During discharge events we nevertheless observed the mobilisation of several sources of DOC to feed rivers. During laboratory experiments, we demonstrated that forest type influences the fate of water extractable organic carbon content in soil. The substitution of native forests by Douglas plantations reduces carbon inputs into the soil and mineralisation rates of soil organic carbon, which also depend on temperature. However, the water extractable organic carbon content of forest soils, which is influenced by the forest type, depends neither on carbon mineralisation rate nor temperature. We have therefore concluded that in the surface horizons of forest soils, the DOC mainly originates, not from the decomposition of soil organic matter but rather, from the vegetation via litter leachate.

Key words: dissolved organic matter, dissolved organic carbon, extractable organic carbon, land use change, soil solution, mineralisation, ^{13}C , stream water

Remerciements – Avant propos

Et voilà ! 4 ans...on m'aurait dit que je mettrais autant de temps, je ne l'aurai pas cru ! Et pourtant me voilà arrivé au bout de toutes ces manips, de toutes ces prises de têtes sur les résultats. Je ne compte pas les fichiers Excel ou les fichiers Word. J'ai même du mal à compter le nombre d'échantillons que j'ai analysés ou récupérés. Il reste du boulot pour plusieurs années (et des milliers d'euros) pour arriver à tous les analyser !

Thanks to Paul Nelson for his welcome, the discussions, his availability and his efforts to understand my English. If a league of reactivity exists, then he is certainly on the world podium! Thanks to him for allowing me to experience life "outside France." All these moments spent in Australia will remain unforgettable...

Merci à Philippe Amiotte-Suchet, mon « voisin derrière la vitre ». Très utile d'ailleurs cette séparation, car il ne pouvait pas ne pas me répondre lorsque je frappais à sa porte ! Merci à lui de m'avoir accompagné et guidé pendant ces 4 années. Merci également pour sa présence sur le terrain en alternance avec Florian afin de ne pas se retrouver seul dans un Morvan qui n'est pas toujours très peuplé !

Merci à Catherine Hénault pour ses conseils avisés et son implication durant ces quatre années. Elle a eu la patience de me faire découvrir l'organisation et le cheminement d'une manip de laboratoire durant laquelle elle s'est impliquée sans compter.

Merci à Messieurs Gérard Gruau et Wolfgang Ludwig en leur qualité de membres du jury. Merci d'avoir accepté d'évaluer ce travail malgré leurs obligations professionnelles.

Merci à l'ensemble des membres de l'UFR des Sciences de la Terre et de l'Environnement et en particulier à ceux de l'UMR Biogéosciences. Merci pour votre accueil. Un grand merci à Carmela Chateau pour son aide parfois dans l'urgence. Ce travail a bénéficié du soutien financier de mon laboratoire d'accueil ainsi que de celui du Conseil régional de Bourgogne et de l'Agence de l'Eau Seine-Normandie. Merci au Ministère des Affaires Etrangères et à EGIDE dans le cadre du partenariat Hubert Curien franco-australien « FAST ».

Merci à Jean Lévêque de m'avoir accompagné durant ces 4 années pour les broyages, les lyophilisations, les filtrations, les préparations de boulettes et j'en passe ! Maintenant je n'ose plus partir sans ma blouse ou sans me laver les mains ! Merci pour sa patience et sa pédagogie.

Merci à Marie-Jeanne Milloux pour le temps passé sur l'analyse de mes échantillons sur le spectromètre. Elle est sûrement la seule à connaître le nombre de « boulettes » et le temps qu'il a fallu pour les confectionner. Merci pour tous les conseils et le soutien que vous m'avez apporté pendant ces années.

Merci à Florian Bizouard de m'avoir accompagné sur le terrain qu'il pleuve, neige ou vente. Il restera de formidables souvenirs de nos aventures avec la BX qui n'a quelques fois pas rempli complètement son rôle de « locomotion » faute de batterie, liquide de frein ou de suspensions...Merci pour ses longues discussions cyclistes pendant le trajet et surtout en période de Tour de France !

Merci à toute l'équipe de l'INRA de Nancy présentent sur le site du Breuil : Bernd Zeller, Dominique Gelhaye, Jacques Ranger. Ils m'ont permis d'avoir accès à leur base de données, aux sols ainsi qu'aux solutions chaque mois sur le site. Merci également pour leur disponibilité par e-mail ou au téléphone.

Merci à Stéphane Garnier et Paul Alibert pour leurs conseils et de m'avoir aiguillé sur le choix des tests statistiques.

Merci à Yves Richard et Cédric Cuccia de m'avoir fourni les bases de données météorologiques.

Merci à Dany Lévêque de la DIREN Bourgogne pour son accueil et pour les données concernant les débits des cours d'eau du Morvan.

Merci aux thésards et ex-thésards que j'ai pu côtoyer durant ces 4 ans. Merci à Michael, Coco « ma meilleure amie », Sylvain, Mathieu, Olivier, Elise qui étaient déjà là lors de mon arrivée et avec qui j'ai passé de très bons moments à la fac ou à l'extérieur. Merci à Aurélie qui a toujours un sourire ou un mot gentil, et courage pour cette dernière année ! Merci et bonne fin de thèse à Sébastien. On aura vécu les mêmes galères en même temps, ce qui parfois rassure et aide à surmonter les obstacles. Merci à Elodie pour les quelques mois passés dans le même bureau. Merci à Benjamin, Raphaël, Guillaume, les 3 compères, avec qui j'ai passé peu de temps mais qui ont toujours eu des mots sympas dans les couloirs ou lors des petites soirées « thésards ».

Merci à mon bureau qui m'a donné le gout de l'humidité et de la chaleur : pas de fenêtre pendant 4 ans, un ventilateur au bout de 3 ans, ça laisse des traces forcément !

Merci à tous mes colocataires de bureau ou aux étudiants qui ont participé à mes manips : Jacques, Karin, Maud, Sophie, Mickael, Jean-François, Arnaud, David, Anne-Claire et Chloë.

Merci à Cédric, Gérald, Arnaud, Guillaume, Boris, Johann, Manu, Clément qui m'ont permis de me changer les idées en me dégourdissant un peu les jambes et le reste du corps. De bonnes parties de manivelles ça vide la tête ! Merci également à Véro pour me soutenir mentalement comme elle dit. Ne crois pas que tu es meilleure que moi à Tétris : je t'ai laissé gagner faute de temps !

Merci à Lyle, Lily, Kratos, Mimi, Gerfanion, Kroquette, Maïlys et tous les autres des RR de m'avoir eux aussi permis de rire et de penser à autre chose.

Merci à mes parents qui n'ont pas toujours compris ce que je faisais toute la journée dans mon bureau mais qui m'ont toujours soutenu, bien qu'un peu inquiets à l'idée de me voir partir seul à l'autre bout du monde. Merci aussi à Beau papou, Audrey et une forte pensée à Belle-mamoune.

Enfin merci à Déborah qui comprenait pourquoi je ne voulais pas parler « travail » en rentrant à l'appartement. Merci à elle d'avoir accepté tous les sacrifices pendant 4 ans et de m'avoir soutenu dans les moments difficiles. Promis on va partir en vacances ensemble !

Et puis merci à tous ceux que j'aurai pu oublier de mentionner ici !

Table des matières

Remerciements – Avant propos	5
Table des matières	7
Liste des tableaux	17
Introduction générale.....	21
I. Literature review: production and transfer of dissolved organic matter in continental environments.	29
1. Role of DOC in the environment	29
2. Definition	30
3. DOC in forest and agricultural soils.....	32
3.1. Sources and sinks	32
3.2. Spatial distribution	34
3.3. Transport and fluxes	35
3.4. Factors controlling DOC concentration and quality	36
4. DOC in rivers	40
5. DOC in wetlands	42
6. Carbon isotopes as a tracer of DOC sources and dynamics	43
7. Methods of DOC extraction and related errors	47
8. Conclusion.....	50
II. Dissolved organic matter in Morvan stream waters: production and transfer dynamics in relation to vegetation cover and and other characteristics of catchment.....	53
1. Introduction	53
2. Materials and methods	55
2.1. Site description.....	55
2.2. Watershed characteristics.....	55
3. Field collection of water samples.....	60
4. Laboratory analysis of water	60
4.1. Total suspended sediments and particulate organic carbon	60
4.2. Dissolved organic carbon.....	62
4.3. Total dissolved solids and major inorganic components	64
4.4. Flow event.....	64
4.5. Data analysis	65
5. Results and discussion.....	65

5.1. Discharge	65
5.2. Physico-chemical properties of water	67
5.3. Dissolved organic carbon.....	74
5.4. Flow event of the 26 November 2006 on the Houssière River.....	81
6. Conclusion.....	84
III. Production de carbone organique dissous dans des systèmes tempérés à faible pression anthropique : le cas d'une tourbière et des écosystèmes forestiers du Morvan.	
	89
1. Introduction	89
2. Matériels et méthodes.....	91
2.1. Présentation des sites	91
2.2. Analyses statistiques	100
3. Résultats	100
3.1. La production de COD dans la zone humide de Montbé.....	100
3.2. La production de carbone organique dissous dans l'écosystème forestier du site du Breuil-Chenue	108
4. Discussion	115
4.1. Les concentrations en COD dans les eaux de nappe de la tourbière de Montbé .	115
4.2. Variabilité spatiale des concentrations en COD dans la nappe.....	116
4.3. Variabilité temporelle des concentrations en COD dans la nappe.....	116
4.4. Les concentrations en COD dans le drain et l'influence des facteurs climatiques	118
4.5. Effet du peuplement forestier sur les concentrations en COD dans les solutions de sol	118
4.6. Flux de COD en zone humide et en zone forestière	120
5. Conclusion.....	121
IV. Dynamics of the water extractable organic carbon pool during mineralisation in soils from a Douglas fir plantation and an oak-beech forest – an incubation experiment	
	125
Abstract	126
1. Introduction	127
2. Materials and Methods	129
2.1. Site description and soil sampling	129
2.2. Incubation design	130
2.3. Extraction of WEOC.....	131
2.4. Sample analysis.....	131
2.5. Data analysis	132
3. Results	134
4. Discussion	141

5. Conclusion.....	145
6. Acknowledgements	146
7. References	147
Conclusions générales	157
1. Objectifs et stratégies	157
2. Les zones de forte production de COD	158
2.1. Les zones humides	158
2.2. La production et les flux de COD dans les zones forestières	159
3. Le transfert de MOD dans les cours d'eau	160
4. Influence du couvert forestier à l'échelle du sol	162
5. Conclusions	163
6. Perspectives	165
6.1. Quantification et participation des environnements producteurs de MOD	165
6.2. Suivi de crues	165
6.3. Etudes hydrologiques des zones humides.....	166
Références bibliographiques	169
Annexes	181

Liste des figures

Figure I-1: DOC as an element of the carbon cycle (Schimel et al. 1995). Stocks and fluxes are respectively expressed in GtC and GtC. a ⁻¹	31
Figure I-2: Particle size distribution and molecular weight of the main components of organic matter in natural waters (Petitjean et al. 2004).....	32
Figure I-3: Sources and sinks of DOM in soils (Bolan et al., 2004) (Sources: 1. Throughfall; 2. Root exudates; 3. Microbial lysis; 4. Humification; 5. Litter and root decomposition; 6. Organic amendments. Sinks: 7. Microbial degradation; 8. Microbial assimilation; 9. Lateral flow; 10. Sorption; 11. Leaching).	33
Figure I-4 : Concentrations and fluxes of DOC in temperate forest ecosystems (Michalzik et al. 2001) (a) Mean annual concentrations of DOC and (b) annual fluxes of DOC along a vertical profile (bulk = bulk precipitation; TF = throughfall precipitation; Oi = litter, Oe = fermented, Oa = humic layer; A, B and C = horizons of the mineral soil).	36
Figure I-5 : Soil $\delta^{13}\text{C}$ profiles in four catchments. F: deciduous vegetation, R1 and R2: coniferous vegetation, M: mixed vegetation (Linglois 2003).	45
Figure I-6 : Carbon isotopic composition ($\delta^{13}\text{C}$) of solid and dissolved organic matter in the different compartments of catchments with mixed vegetation and coniferous vegetation. In catchment M (scheme (a), mixed vegetation), isotopic composition of solid and dissolved organic matter of the litter and the upper soil layer were measured on material sampled under oak trees. The isotopic composition of organic matter of litter from coniferous vegetation is shown nearby to allow easy comparison (Amiotte-Suchet et al. 2007).	47
Figure II-1: Location and elevation of the 6 catchments.	57
Figure II-2: A - Rainfall at Montsauche-les-Settons (data from Météo France), continuous discharge (lines) and discharge at the times of sampling (black points) at the outlet of the 6 catchments. B - Specific discharge at the outlet of the 6 catchments.	66
Figure II-3: Water temperature in the 6 streams over the course of the year.....	67
Figure II-4: Daily minimum and maximum air temperature at Montsauche-Les-Settons during the sampling period (data from Météo France).	68

Figure II-5: Electrical conductivity of the 6 streams.....	69
Figure II-6: Water pH in the 6 streams.	69
Figure II-7: TDS concentrations in the 6 streams.	70
Figure II-8: TDS concentration as a function of electrical conductivity in the 6 streams.	71
Figure II-9 : TSS concentrations, POC concentrations and POC contents in the 6 streams during the sampling period.....	73
Figure II-10: DOC concentrations in the 6 streams during the sampling period.	74
Figure II-11: Relationships between DOC concentration and specific discharge for each river. Circles (○●) are for samples from June to October, squares (□■) for samples from November to June. White colour (○□) represents samples collected during flow events and black symbols (●■) represents samples collected during inter-flow event periods.....	75
Figure II-12: Daily mean specific DOC fluxes in the 6 streams during the sampling period..	76
Figure II-13: Cumulative DOC fluxes for the 6 streams.....	76
Figure II-14: Relationships between mean DOC concentration and mean catchment slope and proportion of wetland calculated either from compound topographic index (CTI) or directly (hydromorphic soils parameter). Legend: see previous figures.	79
Figure II-15: Isotopic signature of the dissolved organic carbon in the 6 streams over the course of the study period.	80
Figure II-16: DOC isotopic composition as a function of DOC concentration.	80
Figure II-17: Rainfall at Montsauche-Les-Settons (data from Météo France), discharge and position of the flow event of the 26 November 2006 in the Houssière River.....	81
Figure II-18: Hourly discharge, DOC, TSS and POC concentrations during the flow event. .	82
Figure II-19: River DOC, POC and TSS concentrations as a function of discharge during the flow event, showing a clockwise hysteresis patterns. Arrows indicate chronology.	83

Figure II-20: $\delta^{13}\text{C}$ -DOC and $\delta^{13}\text{C}$ -POC during the flow event. The grey zone represents the range of $\delta^{13}\text{C}$ -DOC and $\delta^{13}\text{C}$ -POC values in the samples taken fortnightly over the course of the year.	84
Figure III-1 : Localisation des deux sites : la tourbière de Montbé et la forêt de Breuil-Chenue	91
Figure III-2 : Carte de localisation des piézomètres sur la tourbière de Montbé et profondeur de tourbe (d'après PNRM 2005).....	94
Figure III-3 : Plan du site expérimental de la forêt de Breuil-Chenue (Ranger 2004).....	98
Figure III-4 : Variation de la température moyenne de l'eau en surface et en fond des piézomètres (avec écart type) et dans le drain de la tourbière de mai 2007 à juin 2008 en comparaison avec les températures journalières minimum et maximum de l'air à Montsauchelles-Settons (Données Météo France).....	101
Figure III-5 : Variation du débit mesuré sur le drain et du débit de l'Houssière à Chaumard. Les débits de l'Houssière présentés ici sont les moyennes mobiles sur 7 jours. Nous avons aussi représenté les débits pour chaque journée de prélèvement afin de pouvoir comparer l'Houssière avec le drain de la tourbière.	102
Figure III-6 : Variation de la hauteur d'eau dans les piézomètres. Les mesures ont été effectuées en rapport avec la surface du sol.	102
Figure III-7 : Variations du pH de l'eau dans les piézomètres et dans le drain de la tourbière.	103
Figure III-8 : Variations de la conductivité électrique de l'eau dans le drain et dans les piézomètres de la tourbière pendant la campagne de prélèvement.	104
Figure III-9 : Schéma vertical des différentes concentrations en COD et en WEOC (mg l^{-1}) mesuré sur le site de la tourbière. Les valeurs de COD pour le drain et les piézomètres (p4, p5, p6, p7 et p9) sont les moyennes sur la campagne d'échantillonnage (traits en pointillés) alors que les valeurs de WEOC ont été obtenues après extraction sur un carottage de 1 m (trait plein) à proximité du piézomètre 9.	105

Figure III-10 : Evolution comparée de la température de l'air, de l'eau du drain et des concentrations en COD des eaux du drain.	106
Figure III-11 : Variations des concentrations en carbone organique dissous dans le drain et les piézomètres de la tourbière pendant la campagne de prélèvements en comparaison avec les températures de l'air.....	107
Figure III-12 : Relation entre le pH et les concentrations en COD dans les eaux de la tourbière. Pour des raisons de lisibilité, les valeurs en fond et en surface de piézomètre sont représentées avec le même figuré.....	107
Figure III-13 : A : Climat et pédoclimat du couple Douglas-Hêtre. Les données de température et d'humidité présentées ici sont les moyennes journalières : humidité à 15 cm de profondeur, température de l'air et du sol à 15 cm de profondeur sur la parcelle Douglas et humidité et température du sol à 15 cm de profondeur sur la parcelle Hêtre. B : Précipitations journalières et températures de l'air à la station Météo France de Montsauche-les-Settons durant la campagne de prélèvement.	109
Figure III-14 : Evolution des concentrations en COD sur les 2 parcelles échantillonnées. On remarque que les solutions collectées directement sous la litière présentent des valeurs bien supérieures aux échantillons collectés dans le sol ainsi que les pluviolessivats.	112
Figure III-15 : Relation entre les concentrations en COD des solutions prélevées sur les 2 parcelles forestières.	112
Figure III-16 : Relation entre les concentrations moyennes en COD et le pH moyen des solutions. La droite de régression a été établie sans les points provenant des pluviolessivats.	113
Figure III-17 : Evolution des flux spécifiques de COD sur les 2 parcelles échantillonnées..	115
Figure IV-1: Relationship between soil moisture and SOC contents of the initial soil samples	135
Figure IV-2: $\delta^{13}\text{C}$ values (mean \pm standard deviation) of the SOC, WEOC and CO_2 pools at the start (<i>black</i>) and end (<i>grey</i>) of the incubation at 8, 12, 20 and 28°C. "Initial" values for CO_2 are for CO_2 collected at the end of the first week of incubation	136

Figure IV-3: Cumulative CO ₂ production (mean ± standard deviation) of the soil samples during the incubation.....	137
Figure IV-4: δ ¹³ C of CO ₂ emitted (mean ± standard deviation) during the incubation of the soil samples at 8, 12, 20 and 28°C	138
Figure IV-5: δ ¹³ C value of the produced CO ₂ after 98 days of incubation of the soil samples at 8, 12, 20 and 28°C.....	139
Figure IV-6: Water extractable organic carbon (WEOC) content during the incubation of the soil samples at 8, 12, 20 and 28°C	139
Figure IV-7: δ ¹³ C of water extractable organic carbon (WEOC) during the incubation of the soil samples at 8, 12, 20 and 28°C. Mean and standard deviation are represented.....	140

Liste des tableaux

Table I-1 : Regional analyses of stream and river DOC concentrations and significant predictors (Mulholland 2003).....	41
Table I-2 : Distribution of DOC in wetland soils (Bossio et al. 2006).	42
Table I-3 : Concentration of DOC in aqueous extracts of two soil profiles in wetland (Kalbitz and Wennrich 1998).....	43
Table II-1 : Morphological characteristics and proportion of various land uses in the six catchments.....	59
Table II-2: Mean pH, temperature and electrical conductivity. Values followed by the same letter are not significantly different.....	67
Table II-3: Mean, minimum and maximum values of TSS and POC concentration and C content of TSS. Values followed by the same letter are not significantly different. Standard deviations are in brackets.....	72
Table II-4: DOC concentrations, fluxes and specific fluxes calculated using methods described in materials and methods section. For specific DOC fluxes, mean and standard deviation were calculated using all methods. Values followed by the same letter are not significantly different. Values in brackets represent standard deviations.....	78
Table III-1 : Pédoclimat (température et humidité) pour le couple Douglas-Hêtre pendant la période de collecte des échantillons. Les différences statistiques ont été calculées entre essences et pour une même profondeur.....	110
Table III-2: Moyennes et écarts types (entre parenthèses) des concentrations en carbone organique dissous (COD) en mg l ⁻¹ dans les solutions de sol collectées (0 cm = mini-lysimètres sans tension à la base de la litière; 15, 30, 60 cm = bougies microporeuses avec tension d'environ 400 hPa). Les mesures sur les pluviollessivats ont été fournies par l'UMR Biogéochimie des Ecosystèmes forestiers – INRA Nancy Champenoux - gestionnaire du site. Les lettres indiquent des différences significatives entre les couverts forestiers.....	111

Table IV-1: Mean pH and particle size of the soil layers of the 2 studied blocks. These data were obtained by Ranger et al. (2004) 130

Table IV-2: Initial soil conditions and kinetic characteristics of the mineralisation process. k_0 is for the first 50 days of incubation. Q_{10} values (calculated using equations 4 and 5) represent the relationship between mineralisation rates and temperature for the temperature range indicated. Soil organic carbon (SOC) and water contents were significantly affected by forest type at 0-5 cm depth but not at 5-10 cm depth..... 134

Introduction générale

Introduction générale

A l'interface entre l'eau et le sol, les matières organiques dissoutes (MOD) constituent un paramètre essentiel du fonctionnement des écosystèmes et de la qualité des milieux aquatiques où elles assurent de nombreuses fonctions. Au niveau des sols, les MOD représentent un substrat et une source de carbone pour les micro-organismes (Marschner and Kalbitz 2003; Maurice et al. 2002). La mobilité des polluants dans le système sol-eau est aussi affectée par la présence de MOD qui permettent le transfert sous forme de complexes organiques de composés réputés peu mobiles comme les éléments traces métalliques ou les composés organiques hydrophobes (Kalbitz and Wennrich 1998; Piccolo 1994; Zsolnay 1996). Les MOD ont également un rôle dans les milieux aquatiques où elles filtrent le rayonnement solaire, atténuent la pénétration des UV et se trouvent partiellement transformées au cours de réactions photochimiques (Dahlén et al. 1996; Zuo and Jones 1997). Enfin, les MOD sont un élément incontournable du cycle biogéochimique du carbone. C'est sous cette forme que le carbone organique dissous (COD), représentant environ la moitié du poids des MOD (Buckingham et al. 2008), est transféré par les rivières et les fleuves vers les océans, constituant ainsi environ 30% des apports annuels mondiaux de carbone aux océans (Ludwig et al. 1996a; Ludwig et al. 1996b). Le COD est le produit de la décomposition des MOD dans les sols et est constitué d'une large gamme de molécules, allant des simples acides et sucres aux substances humiques complexes. Les quantités et la nature du COD dans les solutions de sol résultent de divers mécanismes de production, de dégradation et de transport. La production et la dégradation sont largement influencées par les conditions environnementales comme le climat, la production primaire et la nature de la communauté microbienne (Kalbitz et al. 2000; Maurice et al. 2002). L'augmentation depuis une vingtaine d'année des concentrations en COD mesurées dans les environnements aquatiques (Morel 2009) est un enjeu écologique majeur. C'est pourquoi de nombreux travaux scientifiques ont été réalisés ces vingt dernières années afin d'étudier l'origine, le devenir et les propriétés des MOD dans l'environnement.

Dans le Morvan, les études sur le sujet sont récentes, peu nombreuses, (Amiotte-Suchet 2000; Amiotte-Suchet and Andreux 2003; 2004) avec pour principal objectif d'améliorer notre connaissance concernant les relations entre les écosystèmes forestiers et la qualité des sols et des eaux. Elles ont permis, entre autre, de mieux caractériser les propriétés

des MOD dans les solutions naturelles et de développer des approches et des outils originaux, comme l'utilisation de l'outil isotopique ($^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$) (Amiotte-Suchet et al. 2007; Linglois 2003). Cette thèse poursuit la démarche initiée en 2000 avec la thèse de Nathalie Linglois (Linglois 2003) sur la relation entre la physico-chimie des eaux d'écoulement et l'occupation des sols dans le Bas-Morvan granitique. Ce travail avait notamment mis en évidence l'effet des substitutions de feuillus par des résineux sur les caractéristiques des MOD. L'étude avait aussi montré la pertinence de l'approche isotopique ($^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$) dans la détermination des sources de MOD en liaison avec la dynamique de dégradation des matières organiques des sols (Amiotte-Suchet et al. 2007). Ainsi, la nature de l'occupation du sol (résineux vs feuillus), parce qu'elle influence la dégradation des matières organiques dans les sols, marque différemment les MOD : sous résineux les MOD dans les solutions naturelles (solutions du sol, ruisseaux) seraient moins transformées et moins abondantes que sous feuillus (Amiotte-Suchet et al. 2007; Linglois et al. 2000). Ce résultat a son importance quand on sait que depuis 1950, chaque année les surfaces boisées augmentent de près de 30 000 ha et que la principale essence replantée est résineuse. L'introduction du Douglas, essence résineuse américaine de reboisement qui s'est particulièrement bien adaptée aux conditions morvandelles, fait du Morvan la première région productrice en France avec une prévision d'augmentation progressive de la production de près de 300 % d'ici 2030 (Parc Naturel Régional du Morvan). Il est important de souligner que cette pratique d'enrésinement n'est pas typique de la région morvandelle. Des essences arborées à croissance rapide ont été introduites dans toutes l'Europe, comme en Espagne, en Europe de l'Est et en Europe occidentales (Linglois 2003).

Le Morvan granitique et plus particulièrement le bassin versant du Cousin et les bassins amont de l'Yonne et de la Cure ont été choisis pour cette étude. En effet, les eaux drainent des zones favorables à la production de MOD, d'une grande homogénéité morpho-climatique, dont l'occupation du sol est dominée par des forêts et des zones humides reposant sur un substrat granitique acide et soumis à un climat frais et humide. Deuxièmement, la forêt climax constituée de feuillus (chênaie-hêtraie) a été marquée par un enrésinement essentiellement sous forme de peuplement de Douglas au cours des 50 dernières années et les substitutions d'essences feuillus/résineux affectent de façon significative la physico-chimie des eaux, y compris les MOD en qualité et en quantité (Linglois 2003). De plus, les teneurs en matières organiques et en MOD dans les sols forestiers sont parmi les plus élevées si l'on compare aux terres agricoles et aux prairies (Chantigny 2003) et ainsi l'impact de ces sols sur

les flux exportés devrait donc être très fort. A l'exception des questions de substitutions d'essences, la pression anthropique est faible. Les zones urbanisées représentent une proportion inférieure à 2% de l'occupation du territoire pour les bassins versants étudiés. Les eaux d'écoulement sont de ce fait de très bonne qualité et constituent des masses d'eau de référence à préserver tant dans le cadre de la Directive Cadre sur l'Eau qu'au niveau régional. Cette qualité reste cependant fragile dans un contexte de sols acides comportant en plusieurs secteurs de fortes teneurs naturelles en éléments traces métalliques comme le plomb, l'arsenic ou le cadmium, l'influence des MOD sur les transferts de ces éléments dans les hydrosystèmes restant une question de premier plan par rapport à la gestion de la ressource en eau. Et dernier point non négligeable, le site expérimental de la forêt de Breuil-Chenu, appartenant à l'ORE ECOFOR et géré par l'unité de Biogéochimie des Ecosystèmes Forestiers de l'INRA de Nancy, se trouve dans cette région et va constituer une base opérationnelle de choix pour notre approche tout comme la tourbière de Montbé qui a fait l'objet d'un suivi par le Parc Naturel Régional du Morvan.

Le principal objectif de ce travail est d'améliorer nos connaissances sur les mécanismes de production et de transfert des MOD dans les hydro-écosystèmes faiblement anthropisés des régions tempérées en ayant comme atout le contexte de changement de couvert forestier. Il s'agira d'évaluer ou de mesurer quelles quantités de MOD transitent par l'hydro-système, quelles en sont leurs origines et comment elles sont produites puis dégradées. Nous nous intéresserons particulièrement aux mécanismes producteurs, essentiellement liés à la dégradation des matières organiques, ainsi qu'à l'influence des changements d'occupation du sol et des conditions climatiques sur la quantité mais aussi la qualité des MOD produites.

Afin de répondre à nos objectifs, trois systèmes producteurs seront étudiés en parallèle : un sol forestier sous peuplement de feuillus, un sol forestier sous peuplement de résineux et un sol hydromorphe de zone humide. Nous procéderons à un suivi annuel des quantités de COD dans les solutions de sol et les eaux de nappes libres. Nous mettrons aussi en place une expérimentation en laboratoire afin d'isoler et de maîtriser les paramètres climatiques (température, précipitation, humidité), ceci dans le but d'étudier plus précisément l'impact des différents couverts forestiers sur les concentrations et flux de COD dans les bassins versants. Enfin, à une plus large échelle spatiale, les exportations de COD par les eaux

d'écoulement seront quantifiées puis mises en relation avec l'occupation des sols dans six bassins versants dont l'occupation du sol est dominée par ces trois systèmes producteurs.

Les questions majeures auxquelles nous tenterons d'apporter une réponse dans cette étude sont :

- Quelles sont les sources de MOD dans l'environnement ? Quels sont les mécanismes producteurs ?
- Les propriétés des MOD sont-elles reliées à l'occupation du sol, à la dynamique de dégradation des matières organiques dans le sol ? Quelle est alors l'influence des substitutions d'essences ?
- Comment les MOD sont dégradées au cours de leur transport dans l'hydro-système ? Ces transformations affectent-elles leurs propriétés, notamment en termes de transfert de polluants ?

Cette thèse est organisée en quatre chapitres. Le premier présente une synthèse bibliographique en anglais résumant l'état des connaissances sur les systèmes producteurs de MOD ainsi que sur les facteurs pouvant influencer les quantités produites et transférées. Les aspects méthodologiques seront aussi développés. Les trois chapitres suivants sont écrits sous la forme d'articles. Le deuxième chapitre, écrit en anglais, étudie la variabilité saisonnière et spatiale des concentrations en COD dans 5 bassins versants du Morvan granitique et tente d'en établir les causes à l'échelle de ces bassins versants de tailles comprises entre 50 et 350 km². Le troisième chapitre traite de trois systèmes potentiellement producteurs de COD : une forêt de TSF, une forêt de Douglas et une zone humide. Nous mettrons en parallèle les concentrations et flux de COD mesurés et calculés au cours d'une année de prélèvement. Enfin, le quatrième et dernier chapitre écrit sous la forme d'un article publié dans la revue internationale *Plant and Soil*, présente et analyse les résultats issus d'une incubation de sol. Il montre les relations entre la température, le couvert forestier et les quantités et qualités du COD extractible à l'eau retrouvé dans les sols.

Ce travail a bénéficié du soutien financier du Conseil régional de Bourgogne et de l'Agence de l'Eau Seine-Normandie dans le cadre des contrats suivant :

- *Matières organiques dissoutes dans les eaux d'écoulement du Morvan Granitique : dynamique de production et des transferts, relations avec les occupations du sol et la qualité des milieux aquatiques* », Contrat d'étude, 2006 – 2008, Agence de l'Eau Seine-Normandie.
- *Allocation de thèse*, Conseil Régional de Bourgogne - Ministère de l'Education Nationale de la Recherche et de la Technologie de 2005 à 2008.

Chapitre I : Synthèse bibliographique

Production and transfer of dissolved organic matter in continental environments

I. Literature review: production and transfer of dissolved organic matter in continental environments.

1. Role of DOC in the environment

At the interface between water and soil, dissolved organic matter (DOM) is an important and dynamic fraction of soil organic matter (SOM). Taking into account DOM movement through soils is essential to understand the distribution and stabilisation of soil carbon as well as the activity of microorganisms within soil profiles (McDowell and Wood 1984; Trumbore et al. 1992). DOM includes dissolved organic forms of carbon (DOC), nitrogen (DON) and phosphorus (DOP) (Michalzik et al. 2001). Many of the studies of DOM sources, transport and fate have focused on DOC. Recently, increasing attention has been paid to the dynamics of DOC, DON and DOP (Mattsson et al. 2009; Stutter et al. 2008). DOM's significance is largely due to its mobility, both within the soil and from the soil into groundwater or surface water bodies. At a soil scale, DOM serves as a substrate and carbon (C) source for microorganisms (Marschner and Kalbitz 2003; Maurice and Leff 2002; Neff and Asner 2001). DOM is also a significant source of carbon and energy in stream ecosystems (Ludwig et al. 1996a; Ludwig et al. 1996b; Maurice and Leff 2002; Tipping et al. 1997) and it filters solar UV and visible radiation (Dahlén et al. 1996; Zuo and Jones 1997). DOM also enhances the mobility of pollutants such as trace metals and hydrophobic organic compounds (Cabaniss and Shuman 1988; Piccolo 1994). The organic acids present in DOM can act as chelating agents, which enhance the mobilisation of toxic heavy metals (Kalbitz and Kaiser 2003). In addition, DOM forms a critical link in the biogeochemical cycling of carbon, nitrogen and phosphorus, which are the basis of all life and which regulate climate. DOM is a vector for the loss of C, N, and P from ecosystems. Over long time scales, small but consistent losses of DOM containing limiting or essential elements can reduce the capacity of ecosystems to support primary productivity (Hedin et al. 1995; Vitousek et al. 1998).

DOC fluxes are an important component of the biogeochemistry of terrestrial ecosystems (Figure I-1). DOC comprises about 20 to 25% of the 1×10^{15} g of carbon that is annually transferred by rivers from the continents to the oceans (Ludwig et al. 1998; Ludwig et al. 1996a; Ludwig et al. 1996b; Meybeck 1993). Jobbagy and Jackson (2000) estimate that carbon stored in the upper metre of mineral soils is around 1.5×10^{15} kg, which is about twice the amount in the atmosphere. DOC mainly comes from the degradation of organic matter in the soil (Bishop and Pettersson 1996; Hongve 1999; Ludwig et al. 1996a; Ludwig et al. 1996b) and, to a lesser degree, from the contribution of biological processes arising in the stream (Meybeck 1993). DOC fluxes in soils are several times larger than stream DOC fluxes, and in some cases soluble C transport from terrestrial environments represents a substantial component of the ecosystem C balance (Kling et al. 1991; Waddington and Roulet 1997). DOC transfer is influenced by climate (Moore 1989a; b; Tipping et al. 1997; Worrall et al. 2004), soil type (Dawson et al. 2001; Grieve and Marsden 2001), vegetation cover (Hongve 1999; Moore 1989a; b; Neal et al. 2005; Ross et al. 1999) and microbial activity (Aiken et al. 1985).

2. Definition

The easiest way to estimate DOM concentration is to measure DOC concentrations. The boundaries between dissolved, colloidal and particulate organic matter are not well defined. As described by Baldock and Nelson (2000) “the term ‘dissolved’ refers to materials in solution that do not settle out under the influence of gravity. The definitions are usually made operationally. DOC is generally defined as organic carbon that has passed through a particular suction cup or filter or that occurs in the supernatant after centrifuging a soil suspension at a given relative centrifugal force for a given period.” Filtration pore sizes are usually 0.2-0.45 μm , but other pore sizes have been used, from 0.2 μm up to 1.2 μm , and even up to 25 μm (Bolan et al. 2004; Michalzik et al. 2001). Filtration separates the particulate organic fraction which is retained by filters and the dissolved fraction which passes through the filter (Figure I-2). Grossman and Udluft (1991) added that “these operational parameters should be clearly stated in discussions of DOC in soil, and it is important to note that processes such as adsorption onto or clogging of filters or suction cups may significantly

influence the nature and amount of material obtained”. In soil studies the term, ‘water soluble organic matter’ (WSOM) or ‘water extractable organic matter’ (WEOM) is also used. These terms represent the fraction of the SOM extracted with water or dilute salt solution that has passed through a 0.45 μm filter (Zsolnay 2003).

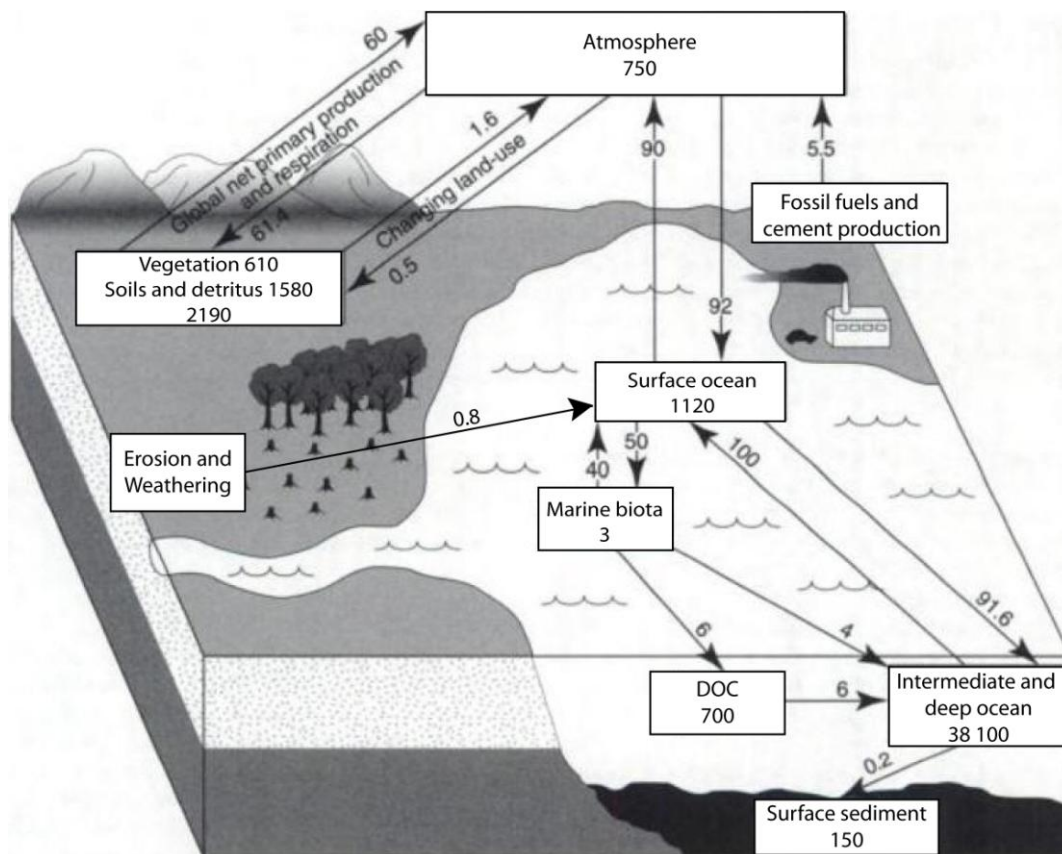


Figure I-1: DOC as an element of the carbon cycle (Schimel et al. 1995). Stocks and fluxes are respectively expressed in GtC and GtC. a⁻¹.

The chemical structure of soil DOC is complex and varied (Baldock and Nelson 2000). Molecular weight ranges from a few hundred to several hundred thousand daltons (Homann and Crigal 1992). Simple compounds and easily identified structures include carbohydrates, lignin, lipids, hydrocarbons, polyphenolic compounds, and amino, aliphatic and aromatic acids (Stevenson 1994). Complex materials that are not easily identified are commonly referred to as humic substances, most of which can be classified as fulvic acids because they remain dissolved at low pH ($\text{pH} < 2$) (Figure I-2). They have a large molecular weight (> 500 Da) and are elaborated by soil and water microorganisms.

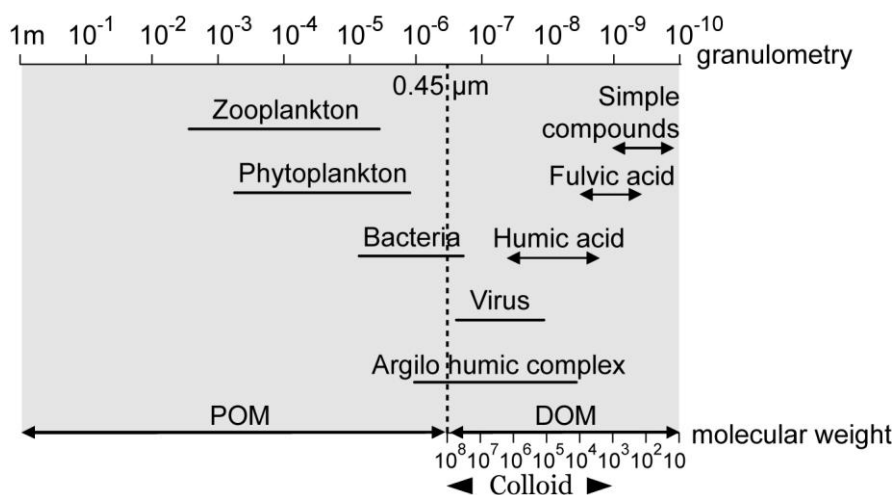


Figure I-2: Particle size distribution and molecular weight of the main components of organic matter in natural waters (Petitjean et al. 2004).

3. DOC in forest and agricultural soils

3.1. Sources and sinks

DOC originates mainly from the decomposition of SOM that has accumulated through vegetation and the addition of waste materials, the release of root exudates, and the lysis of microorganisms and plant litter (Bolan et al. 2004). Microbial uptake, decomposition and mineralisation are the major mechanisms determining the concentration and nature of DOC. The addition of biological waste materials, such as livestock manure and sewage sludge increases the concentration of DOC in soils (Bolan et al. 2004). Biological waste materials act as a direct source of DOC, especially after decomposition, or enhance the solubilisation of the SOM. DOC is lost through biological uptake, mineralisation, sorption, precipitation and as leachate into surface water courses or groundwater (Baldock and Nelson 2000). The sources and the sinks of DOC in soils are presented in Figure I-3. Most soil DOC is the final product of microbial metabolism of organic residues and fresh litter (Bolan et al. 2004).

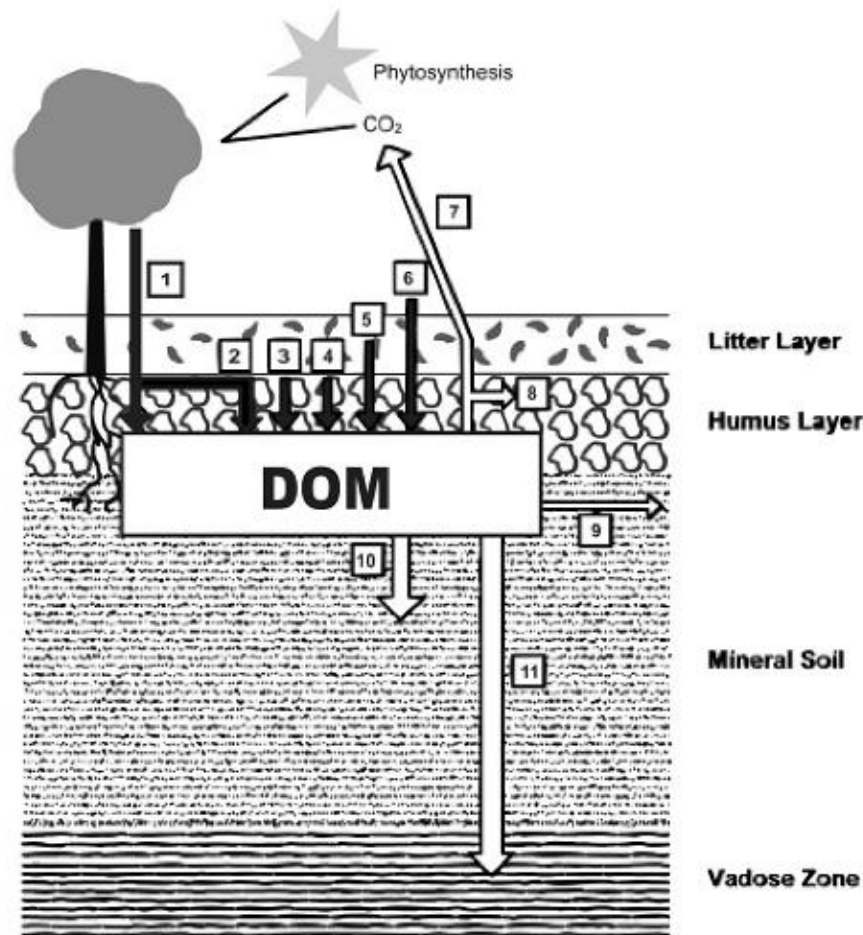


Figure I-3: Sources and sinks of DOM in soils (Bolan et al., 2004) (Sources: 1. Throughfall; 2. Root exudates; 3. Microbial lysis; 4. Humification; 5. Litter and root decomposition; 6. Organic amendments. Sinks: 7. Microbial degradation; 8. Microbial assimilation; 9. Lateral flow; 10. Sorption; 11. Leaching).

Carbon at the soil surface, originating from litterfall, can be incorporated into the mineral horizons by leaching of DOC and/or biological and physical mixing. In addition, carbon is added directly to the mineral horizons via root exudation and root death. DOC leaching is a significant means of transporting carbon into the mineral soil (Michalzik et al. 2003). Sanderman and Amundson (2008) found that DOC movement into the mineral soil constitutes 22% of the annual C inputs below 40 cm in a Californian coniferous forest, whereas only 2% of the C inputs below 20cm in a prairie soil could be accounted for by DOC leaching. The relative importance of DOC compared with direct root inputs and biogenic mixing in redistributing carbon within the soil profile depends on several factors. These include climate (amount and timing of rainfall), soil structure/texture, nutrient status and pH, and vegetation type, which determines root distribution and litter quality. In forest soils, litter

and throughfall are the major source of DOC while in agricultural soils plant residues are the major source of DOC (Bolan et al. 2004). In forest soils, DOC represents a significant proportion of the total carbon stock: for a test case, DOC contributed to 25 % of the total soil profile carbon, whereas roots provided the remainder (Liu et al. 2002; Neff and Asner 2001). Liu et al. (2002) calculated the total carbon budgets of Ontario's forest ecosystems to be 12.65×10^{15} g, including 1.70×10^{15} g in living biomass and 10.95×10^{15} g in DOM and soil. Grasslands are commonly assumed to be dominated by direct root inputs (Jackson et al. 1996). In contrast, coniferous forests produce higher fractions of C inputs as annual litter fall, and fine roots are concentrated in the litter or in the near soil layers (Usselman et al. 2007).

Don and Kalbitz (2005) showed that the biodegradability of DOC from fresh litter was higher than from degraded litter. In their experiment, the biodegradability of DOC from fresh litter range from 30 to 95% mineralized carbon and DOC from degraded litter was on average 34% less mineralisable than DOC from fresh litter.

3.2. Spatial distribution

Concentrations of DOC clearly decrease from the A horizon to the C horizon (Figure I-4). This fast decrease of organic matter with depth is due to the fact that the inputs of organic matter arrive directly from the surface as shown in Figure I-3. In a review based on 42 North American and European forest ecosystem studies, Michalzik et al. (2001) compiled DOC concentrations for throughfall, Oa leachates (Oa = humic layer) and soil solution from A horizons which represent the transitional zone between the C-rich forest floor and the deeper mineral soil and B horizons. In throughfall solutions, mean annual concentrations of DOC ranged between 3 and 35 mg l⁻¹. Mean annual concentrations of DOC in solutions of the Oa layer ranged between 20 and 90 mg l⁻¹. Nelson et al. (1993) measured high DOC concentration of 182 mg l⁻¹ in O horizon leachate in forest soils from Victoria, Australia. Concentration of DOC typically ranges from 0-50 mg l⁻¹ in surface and litter horizons (McDowell and Likens 1988). In the A horizon, concentrations of DOC were highly variable, and ranged from 18 to 75 mg l⁻¹, which was similar to DOC concentrations in Oa leachates. In the B horizons, DOC concentrations varied between 2 and 35 mg l⁻¹ or less and in C horizons they ranged from 0.5 to 5 mg l⁻¹ (McDowell and Likens 1988).

3.3. Transport and fluxes

Only few data are available on fluxes of DOC in the upper layers of the forest floor (O_i = litter and O_e = fermented layer) and in the A horizon. In their review, Michalzik et al. (2001) also compiled DOC fluxes, which ranged from 40 to 160 kg DOC ha⁻¹ y⁻¹ in throughfall and 100 to 400 kg ha⁻¹ y⁻¹ through the O_a horizon (Figure I-4). Neff and Asner (2001) reviewed further data, and quoted a range of 20 to 840 kg ha⁻¹ y⁻¹ for DOC fluxes through soils under a variety of vegetation cover, although mostly eucalyptus, coniferous and deciduous forest. Monitoring 21 sites during the period 2000-2006, Buckingham et al. (2008) also found DOC fluxes ranging from 22 to 222 kg ha⁻¹ y⁻¹ with a mean of 111 (\pm 57) for moorland sites, from 13 to 163 kg ha⁻¹ y⁻¹ with a mean of 85 (\pm 47) for forest sites and from 281 to 435 kg ha⁻¹ y⁻¹ with a mean and standard deviation of 350 (\pm 88) for peat bog sites at 10 and 15 cm depth. Fluxes decreased rapidly from the forest floor to the A horizon, where they were within the range of those in B and C horizons. DOC fluxes leaving the B horizons of these soils were often one or two orders of magnitude lower than in the O horizon and range between 10 to 200 kg ha⁻¹ y⁻¹ (Michalzik et al. 2001). Both recent litter and humified organic matter contribute significantly to the leaching of DOM from the O horizon (Fröberg et al. 2005; Sanderman et al. 2008). Fröberg et al. (2005) noticed a removal of DOC from the O_i and O_e horizons and a substantial production of DOC in the O_a horizon. DOC leaving the O_e horizon to a large extent had its origin within the O_e horizon itself (Fröberg et al. 2003). The O_i , O_e and O_a horizons contributed respectively approximately 20, 30 and 50% to the overall leaching of DOC from the O layer (Fröberg et al. 2003; Fröberg et al. 2005). DOC in mineral soil is not simply the fraction of surficial leachates that have not been adsorbed or decomposed. Rather, exchange reactions with a portion of the more stabilised SOM pool exert the strongest control on both the concentration and composition of DOC found in these soils (Sanderman et al. 2008). DOC leaching plays a significant role in transporting carbon from surface horizons and stabilising it within the mineral soil.

Processes of adsorption/desorption and dissolution/precipitation are governed by the nature and concentration of DOC as well as other solutes, pH and the nature of the solid phase material (Kalbitz et al. 2005). Sorption is greatest at low pH. Large or hydrophobic molecules are preferentially adsorbed compared to small or hydrophilic molecules (Kaiser et al. 1996). In soils with high specific surface area or high clay content, concentrations of DOC are kept low by adsorption of organic molecules onto mineral surfaces (Nelson et al. 1993). DOC

concentrations are kept low because organic complexes of multivalent cations do not ionise readily and are of relatively low solubility where multivalent cations (Fe, Al, Ca) are abundant. In soils with low specific surface area or in soils with a high proportion of monovalent cations, a higher proportion of organic carbon tends to be dissolved (Nelson and Oades 1998).

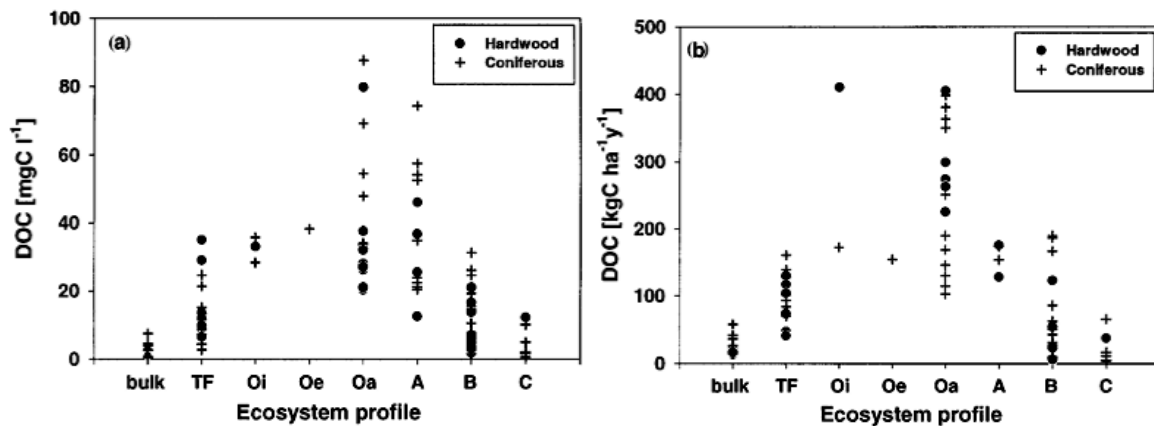


Figure I-4: Concentrations and fluxes of DOC in temperate forest ecosystems (Michalzik et al. 2001) (a) Mean annual concentrations of DOC and (b) annual fluxes of DOC along a vertical profile (bulk = bulk precipitation; TF = throughfall precipitation; Oi = litter, Oe = fermented, Oa = humic layer; A, B and C = horizons of the mineral soil).

3.4. Factors controlling DOC concentration and quality

Factors controlling DOC fluxes, concentration and quality are important for understanding the role of the soil in a number of local and global biogeochemical processes. Natural factors such as vegetation cover, microbial activity and climate (temperature, precipitation, and soil moisture) all influence the amount and nature of DOC in soils as do management factors such as acidification, tillage and application of fertilizer, lime, or manure (Herbert and Bertsch 1995).

3.4.1. Vegetation and soil microbial activity

The vegetation cover and the activity of soil microorganisms and fauna and their ability to mix these residues into the surface mineral horizons (Baldock and Nelson 2000) are important parameters controlling DOC concentration and quality. In a laboratory experiment, Khomutova et al. (2000) found that soils under coniferous forest produced more DOC than deciduous forest, which produced more DOC than pasture. They related the difference of DOC production to the nature of carbon compounds in the original residues. The residues from the coniferous forest were found to contain high levels of easily oxidisable organic components. Kaiser et al. (2001a) showed contrasting results, with an increase of DOC in summer slightly more pronounced at a beech site than at a pine site. Sanderman and Amundson (2008) studied DOC transport and stabilisation in forest and grassland soils. Results showed a difference between the two ecosystems, with DOC movement into the mineral soil higher in the coniferous forest than in the grassland.

3.4.2. Climate (temperature, precipitation and moisture)

In most temperate forest ecosystems, litter fall peaks in autumn and winter, resulting in an increased substrate supply at the coldest time of the year. Even in ecosystems where litter input is constant throughout the year, the available substrate is depleted faster over the warmer summer months and accumulates over the cooler winter months with less decomposer activity (Kirschbaum 2006). Concentrations of DOM in the forest floor are controlled mostly by leaching of freshly disrupted biomass debris in winter and spring and by the decomposition processes in summer and autumn (Kaiser et al. 2001a).

The chemical composition of DOM differs markedly between seasons. Kaiser et al. (2001a) indicated that the chemical composition of DOM in forest floor seepage water in winter and spring shows greater mobility and degradability, and less interaction with metals and organic pollutants than that released during summer and autumn. In summer and autumn, the decomposition of DOM results in the production of strongly oxidised, water-soluble aromatic and aliphatic compounds whereas in winter and spring DOM is composed mostly of bacterial and fungal-derived carbohydrates and amino-sugars (Kaiser et al. 2001a). Moreover

wetter incubation conditions increased the proportion of hydrophobic acids, whereas warmer incubation conditions increased the proportion of hydrophilic acids (Christ and David 1996b).

Soil moisture is a key factor influencing the amount and composition of DOC in incubations. DOC concentrations and C mineralisation rates increase in soils subjected to wet-dry cycles during incubation (Chow et al. 2006; Kalbitz et al. 2000; Lundquist et al. 1999). Hypotheses have been proposed to explain this phenomenon. Christ and David (1996b) proposed that an increase in DOC production with moisture is the result of DOC accumulation in the forest floor, or to lysis of cells during extremely dry periods. For Tipping et al. (1999) warming and drying can accelerate the production of DOM which are qualitatively similar than DOM leached under current ambient conditions. For these authors, the quantities of DOM released after a wet-dry cycle could be positively correlated with the intensity of the dry conditions and the temperature. Thus, DOC content of soils should increase after a drying event.

Temperature dependence of SOM decomposition is clearly a point of major importance as it is the central link between climate change and the global carbon cycle. Seasonal variations of DOC concentrations depend on variations in moisture, temperature and leaching conditions. Temperature affects DOC concentrations in two ways: directly via an effect on the microbial-mediated processes governing the production of DOC and indirectly by affecting the amount of litter produced and decomposed in the ecosystem. Laboratory experiments have found increased DOC production at higher temperatures, suggesting biological control on DOC generation: production of DOC increased exponentially with temperature (Christ and David 1996b). Losses of DOC from the litter layer increase with temperature, and relationships between DOC production and CO₂ evolution in the forest floor suggest a link between overall microbial activity and DOC generation (Neff and Asner 2001). In a laboratory experiment, Christ and David (1996b) noticed that the production of DOC was relatively fast in the first 2 days of incubation and that production rates in the first 2 days of incubation were higher under warmer conditions. In contrast, Chow et al. (2006) found no dependence between temperature or soil water content and DOC production. Similarly, in the review by Michalzik et al. (2001) based on 42 North American and European forest ecosystem studies, no correlation was found between mean annual temperature and DOC concentrations and fluxes in the forest floor even if temperature ranged between 1 °C to 16°C. A reason for the non-existent correlation with mean annual temperature on field data may

have been the large variations in ecological conditions between sites and differences in temporal and spatial scales of the studies. Although Chow et al. (2006) did not find a correlation between DOC concentration and incubation temperature or soil water content, there were linear correlations between C mineralisation rates and DOC concentration, and these correlations were temperature and water content dependent. Temperature dependence of DOC production and degradation is of interest for the Earth's response to climate change. If global warming leads to significant losses of soil carbon, it will constitute a dangerous feedback that can significantly increase future warming (Kirschbaum 2006).

In previous studies, effects of temperature on generation of DOC may have been masked by interactions between parameters such as site-specific properties (nutrient status, litter quality and microbiology) or inter-seasonal variations in the amount or quality of litter. Precipitation and temperature may interact, particularly in warmer climate. Peak concentrations of DOC occurred after rain events following short dry periods in summer (Scott et al., 1998; Kaiser et al., 2001). High temperature combined with low or moderate precipitation may impose water stress on vegetation, limiting tree growth and litter production. Numerous field studies supported that there are seasonal variations in DOC concentration in O horizon leachate, with the highest concentrations during summer or autumn (Buckingham et al. 2008; Clarke et al. 2007; Fröberg 2004; Kaiser et al. 2001a). Net primary production may be a parameter that better explains DOC leaching difference between seasons. A higher net primary production results in a higher litter production rate and consequently in a higher amount of the substrate needed for DOC production.

3.4.3. Management

DOM can also be generated from added biosolid amendments. In a number of countries, a large amount of DOM is introduced to soil through the addition of organic amendments such as poultry and animal manures or effluent irrigation. Another factor impacting DOM is change in land use. For example, modifications from forests and wetlands towards intensive agriculture and urbanization, would generally change the composition of DOM load by increasing DON and DOP export (Mattsson et al. 2009).

4. DOC in rivers

Rivers and streams transport C from soils to the oceans. It has been suggested that riverine losses of organic C may regulate future changes in soil C storage (in Dawson and Smith 2007). After C enters headwater streams, C is continually recycled and additional C is acquired from bank seepage and streambeds as rivers progress to estuaries, coastal environments and deep ocean. DOC in surface waters could have two possible origins; autochthonous or allochthonous. Allochthonous DOC is the DOC produced from the degradation of terrestrial plants and transferred from soil to stream water by ground water and surface flows. It also comprises anthropogenic DOC from dung, urban or industrial waste material or utilisation of phytosanitary products. Anthropogenic sources in areas with higher population densities and pollution influence DOC concentration in streams. Autochthonous DOC is the DOC directly produced in streams, through the activity of photoautotrophic organisms (phytoplankton, algae, macrophytes), or by the degradation of these organisms by browser organisms and bacteria. In headwaters, DOC is assumed to be of mainly allochthonous origin for several reasons listed by Morel (2009) and Dawson and Smith (2007). First, the age of the DOM in rivers reinforced the idea of allochthonous DOC. Second, the composition of the DOM clearly shows macro-molecules typically from humic acid found in soils. Third, the $\delta^{13}\text{C}$ of the DOM has values between -26 and -30 ‰, which correspond to terrestrial plants. Finally, the synchronicity between flow events and DOC concentration also indicates that river DOC is mainly from allochthonous sources; DOC concentrations tend to be highest near the peak flow, when stream water originates from surface layers of catchment soils.

The concentration of DOC in streams and rivers ranges from about 0.5 to 50 mg l⁻¹ for most systems (Mulholland 2003). DOC concentration appears to be influenced by climate (precipitation), landform (presence of wetlands) (Mattsson et al. 2009; Mulholland 2003) and soil type (Nelson et al. 1990). In a review of C loss from UK soil, Dawson and Smith (2007) reported DOC fluxes in the range 7.6 to 309 kg ha⁻¹ y⁻¹ for 24 upland streams and rivers. Precipitation appears to be an important determinant of river DOC concentration at the largest spatial scale. Meybeck (1988) reported DOC concentrations typically range from lows of 1-3 mg l⁻¹ in rivers of arid and semiarid regions to highs of 7-8 mg l⁻¹ typical of rivers from taiga and wet tropics. Meybeck (1988) estimated a global discharge-weighted mean DOC concentration of 6.3 mg l⁻¹. In an analysis of 20 of the world's largest rivers, Spitzky and

Leenheer (1991) (in Mulholland 2003) reported discharge-weighted mean DOC concentrations of 2.5-16.1 mg l⁻¹, with both mean and median values of approximately 6 mg l⁻¹. In contrast, Aitkenhead et al. (2007) suggested that there was no tight link between DOC concentration and precipitation in 16 watersheds in Scotland. They presented average DOC concentrations between 1.39 mg l⁻¹ and 7.34 mg l⁻¹. Coynel (2005) reported average concentrations of DOC for the Congo River and smaller watershed of the Congo basin from 2 to 11 mg l⁻¹.

A number of regional analyses showed that stream and river DOC concentrations appear to be highly influenced by the flow path of water across the landscape. A relatively large amount of variability in stream DOC concentrations can be explained by either the percentage of wetlands in the catchment or average channel slope, a parameter that tends to vary inversely with the importance of wetlands in the catchment (Table I-1).

Table I-1 : Regional analyses of stream and river DOC concentrations and significant predictors (Mulholland 2003).

Region	DOC concentration range (mg l⁻¹)	Predictors	Reference
Scotland (n = 32)	0.8-10.6 (12 weeks means)	Soil C, peatlands (r ² = 0.87)	(Aitkenhead et al. 1999)
Nova Scotia (n = 42)	2.5-63	% wetlands (r ² = 0.49)	(Gorham et al. 1998)
Quebec (n = 42)	3.5-40 (8 months means)	% wetlands (r ² = 0.26-0.67)	(Eckhardt and Moore 1990)
Wisconsin (n = 24)	<1-45	% wetlands (r ² = 0.57)	(Gergel et al. 1999)
North America (n = 31)	0.7-30.6 (annual means)	Channel slope (r ² = 0.44)	(Mulholland 1997)

5. DOC in wetlands

From the literature, wetland and peatland soils have high DOC concentrations, and water flow paths through wetlands and peatlands result in high DOC concentrations in river water. This relationship between wetlands and high DOC concentrations in rivers was observed in Finland by Mattsson et al. (2009), where cold climate associated with flat topography provide favourable conditions for organic matter accumulation. The presence of DOC in surface waters, particularly in regions draining wetlands, peatlands and hydromorphic soils could influence the mobility of heavy metals such as copper, chromium and mercury (Belger and Forsberg 2006; Kalbitz and Wennrich 1998).

In wetlands, degradation and storage of C are different from drier environments because of the anaerobic conditions resulting from high water contents. Anaerobic conditions promote the formation of DOC, slow the decomposition rate of organic matter, and can also significantly affect the quantity and types of decomposition products, including DOC in interstitial water. The production of DOC tends to decrease with depth (Table I-2) (Bossio et al. 2006). The lack of mineral sorbents in peats encourages the rapid escape of DOC. Buckingham and Tipping (2008) suggested a typical value for DOC fluxes from such sites of $250 \text{ kg ha}^{-1} \text{ y}^{-1}$. They measured DOC fluxes of $350 (\pm 88) \text{ kg ha}^{-1} \text{ y}^{-1}$ and DOC concentrations of $25.7 (\pm 4.0) \text{ mg l}^{-1}$ in a UK peat bog between 2000 and 2006.

Table I-2 : Distribution of DOC in wetland soils (Bossio et al. 2006).

Wetland site	Horizon	DOC in mg l^{-1} (standard error)
vegetative area	Top	26.6 (2.93)
	Trans (15 cm depth)	49.2 (3.58)
	Bottom (30 cm depth)	60.9 (4.04)
open water	Top	13.3 (1.89)
	Trans (15 cm depth)	30.6 (3.49)
	Bottom (30 cm depth)	36.8 (2.32)

Contrary to these results, Kalbitz and Wennrich (1998) found that DOC concentration decreased with increasing depth in soil profiles in German wetland (Table I-3). Recently, Xi et al. (2007) observed a similar depletion with depth between 0 and 60 cm depth.

Table I-3 : Concentration of DOC in aqueous extracts of two soil profiles in wetland (Kalbitz and Wennrich 1998).

Wetland site	Depth (cm)	DOC (mg l ⁻¹)	DOC (mg kg ⁻¹)
Keller	0-10	65.0	110.7
	10-25	26.4	25.6
	25-45	24.4	17.1
	45-65	23.2	15.5
	65-75	19.9	14.1
	75-115	17.8	9.1
Spittel	0-20	46.3	60.1
	20-35	25.5	23.4
	35-55	11.4	7.5
	55-100	8.9	5.1
	100-130	10.2	5.8
	130-150	9.4	9.5

6. Carbon isotopes as a tracer of DOC sources and dynamics

Measuring the dynamics of organic matter in soil is of major importance to understand all the functions of DOM and in particular their role in the nitrogen, carbon and phosphorus cycles. Stable carbon isotope ratios can be used to study these cycles (Boutton 1991). For example, shifts in the $\delta^{13}\text{C}$ can be used as an indicator of heterotrophic microbial metabolism. The $\delta^{13}\text{C}$ value is calculated from the measured carbon isotope ratio of the sample:

$$\delta^{13}\text{C} (\text{‰}) = [(R_{\text{sample}} - R_{\text{standard}}) / R_{\text{standard}}] * 10^3$$

where R is the $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ratio and R_{standard} is 0.0112372 (for Pee Dee Belemnite).

Isotopic fractionation occurs when isotopic composition of the product of a reaction differs from that of the reactant.

The isotopic composition of soil organic carbon (SOC) is the result of the quality of the initial material (Agren et al. 1996), the degree of its degradation (Blair et al. 1985) and the nature of decomposers (Andrews et al. 2000). In the soil, ^{12}C tends to be taken up preferentially by microbes during decomposition (Blair et al. 1985). Thus, DOC and CO_2 produced during decomposition should be depleted in ^{13}C compared to SOC. The isotopic composition of DOC may therefore be a useful means of identifying DOC sources. As shown by Kaiser et al. (2001a), seasonal variations of the $\delta^{13}\text{C}$ values of DOC may be correlated with the variations in the proportions of hydrophilic and hydrophobic matter. Hydrophilic matter was enriched in ^{13}C by about 3 ‰ compared to hydrophobic matter.

Temperature has a direct effect on the microbial activity and on the diversity of microorganisms. Microorganisms generally have an optimum activity between 20 and 40 °C but all the microbial communities do not react the same way (Andrews et al. 2000; Zogg et al. 1997). Andrews et al. (2000) studied microbial communities of soil incubated at three different temperatures. They counted 67 communities and only 8 were active at each temperature, added to 6 which were active only at 4 °C, 17 at 22 °C and 18 at 40 °C. Their results showed that high soil temperatures increased the diversity of the microbial communities. Andrews et al. (2000) also indicated that mineralisation rates increased exponentially with temperature.

Concerning the change in the isotopic composition of DOM with depth in a soil profile, observations tend to show enrichment in ^{13}C with depth. Billings and Richter (2006) examined the isotopic signature of SOM within the soil of an old-field pine forest. They noticed an increase in $\delta^{13}\text{C}$ of SOM with depth. SOM at depths of 0-7.5 cm, 7.5-15 cm, 15-35 cm and 35-60 cm had $\delta^{13}\text{C}$ values of -26.3 ‰, -26.0 ‰, -25.3 ‰ and -24.5 ‰, respectively. They explained that these increases in $\delta^{13}\text{C}$ of SOM with depth will likely persist into the future, for several reasons. The combustion of ^{13}C -depleted fossil fuels has diluted the $\delta^{13}\text{C}$ of atmospheric CO_2 by about 1.3%. This ^{13}C -depleted C is incorporated into vegetation and into SOM, resulting in a lower $\delta^{13}\text{C}$ in surface soils relative to the older, more ^{13}C -enriched material deeper in the profile. $\delta^{13}\text{C}$ of SOM also may become enriched through time

due to increased contributions of organic compounds derived from microbial cells, which tend to be more ^{13}C -enriched relative to microbial substrate (Tu and Dawson 2005). Linglois (2003) showed the same trend, with enrichment in ^{13}C with depth for samples from a deciduous and a mixed catchment. Values ranged from -26.6 ‰ in the upper layer to -25.7 ‰ at 55 cm depth and from -26.3 ‰ to -25.1 ‰ at 55 cm depth, for the deciduous and the mixed catchment respectively (Figure I-5). Catchments planted with coniferous vegetation had a different trend, showing no significant enrichment with depth (-26.5 to -26.2 ‰), proving that different degradation processes occurred under deciduous versus coniferous vegetation. Kaiser et al. (2001b) found similar results, with a ^{13}C enrichment from -27.8 ‰ to -26.3 ‰ with depth under deciduous and only 0.2 ‰ (-26.2 to -26 ‰) under coniferous vegetation. Therefore, it is clear that vegetation cover plays a role in the isotopic composition of SOC and DOC. Agren et al. (1996) showed that ^{13}C enrichment of SOM is stronger when it comes from deciduous vegetation. Thus, CO_2 and DOC should be more depleted in ^{13}C in soils under deciduous vegetation than under coniferous vegetation. Concerning soil CO_2 , it is often observed that its isotopic composition is nearly the same as that of the SOM from which it comes (Amundson et al. 1998; Andrews et al. 2000; Crow et al. 2006). Crow et al. (2006) found $\delta^{13}\text{C}$ CO_2 ranging between -34 ‰ and -24 ‰ during an incubation experiment.

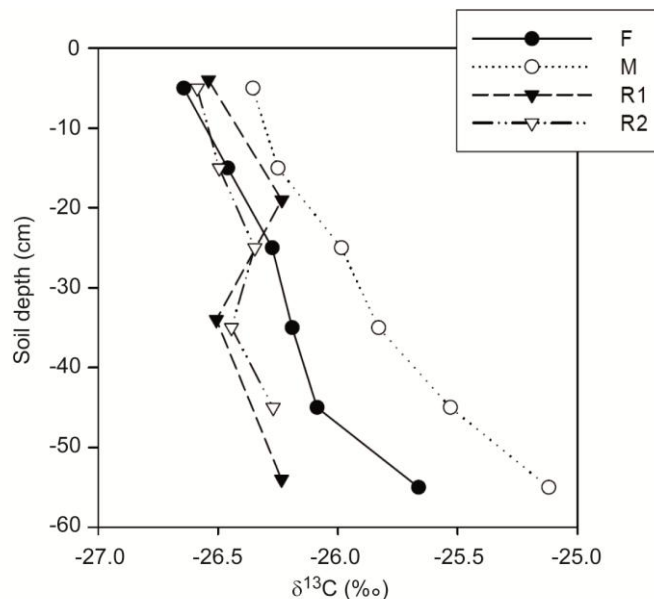


Figure I-5 : Soil $\delta^{13}\text{C}$ profiles in four catchments. F: deciduous vegetation, R1 and R2: coniferous vegetation, M: mixed vegetation (Linglois 2003).

Hagedorn et al. (2004) used $\delta^{13}\text{C}$ to show differences between dissolved and water extractable organic C. The ^{13}C values of DOC were closely correlated with those of C

associated with finer particles, smaller than 50 μm , which strongly suggests that the major source of DOC was humified old C. The $\delta^{13}\text{C}$ values of the WEOC corresponded to those of coarse particles, sand fractions, which consisted of little decomposed organic carbon. Kaiser et al. (2001a) presented $\delta^{13}\text{C}$ DOC values of hydrophilic and hydrophobic fraction from a pine forest and a beech forest. Both fractions were more enriched in ^{13}C for the pine forest than for the beech forest. The $\delta^{13}\text{C}$ value of the hydrophilic fraction of DOM from the pine forest was -24.8 ‰ whereas $\delta^{13}\text{C}$ value of the hydrophobic fraction was -27.7 ‰. For the beech forest, the $\delta^{13}\text{C}$ value of the hydrophilic fraction was -26.0 ‰ and that of the hydrophobic fraction was -29.1 ‰. Amiotte-Suchet et al. (2007) measured $\delta^{13}\text{C}$ DOC in stream water; it ranged from -30.0 ‰ to -27.1 ‰, reflecting the isotopic composition of SOM, without seasonal trend. There was a significant difference between the deciduous catchment, which had $\delta^{13}\text{C}$ of DOC of -28.2 ‰ to -30.0 ‰, and the deciduous and mixed catchments, with $\delta^{13}\text{C}$ of DOC values of -27.1 ‰ to -29.5‰. Under beech and oak forest, DOC in litter and soil was always depleted in ^{13}C relative to solid litter and soil. Conversely, under coniferous vegetation, litter leachate DOC had the same isotopic composition as litter C, whereas the soil solution DOC was very slightly enriched in ^{13}C compared to SOC (Figure I-6). As a result, soil DOC was richer in ^{13}C in coniferous catchments than in the deciduous catchment. Amiotte-Suchet et al. (2007) explained that in the mixed catchment, DOC exports could be partly the result of a mixing of litter and soil leachates from both forest types. In the coniferous catchment, and to a lesser extent in the deciduous catchment, the DOC that was produced during litter decomposition contributed little to DOC exports by stream water.

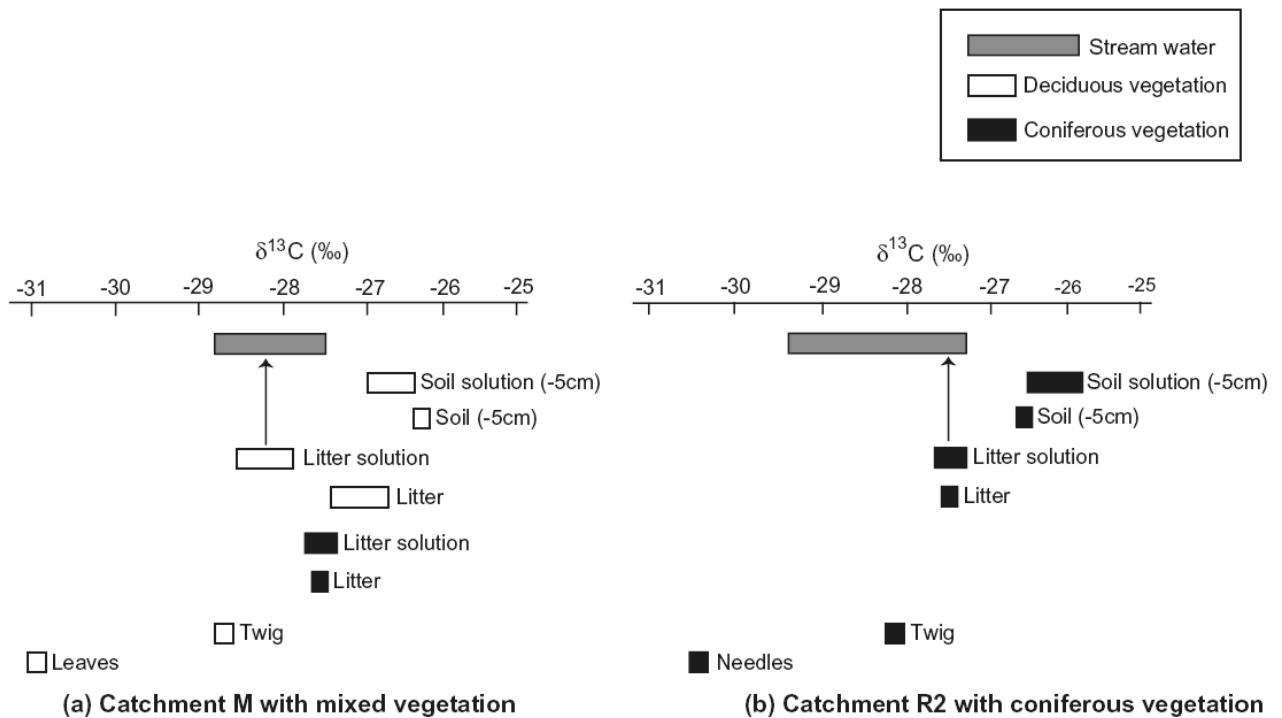


Figure I-6 : Carbon isotopic composition ($\delta^{13}\text{C}$) of solid and dissolved organic matter in the different compartments of catchments with mixed vegetation and coniferous vegetation. In catchment M (scheme (a), mixed vegetation), isotopic composition of solid and dissolved organic matter of the litter and the upper soil layer were measured on material sampled under oak trees. The isotopic composition of organic matter of litter from coniferous vegetation is shown nearby to allow easy comparison (Amiotte-Suchet et al. 2007).

7. Methods of DOC extraction and related errors

Recovery of DOC from solid samples such as soils is highly dependent on the sampling and extraction methodologies, but no standard protocols have been established for extracting DOC from soil. The amount of DOC, nitrogen and phosphorus extracted are affected by factors such as soil sampling strategy. Soil sampling strategy considers the number of samples over space and time, sample preparation like sieving and drying, soil storage, extraction temperature, shaking time, and soil-to-extractant ratio (Chapman et al. 1997; Christ and David 1996a). The parameters employed for laboratory extraction procedures to quantify DOC often differ (Michelsen et al. 2004; Smolander et al. 2005; Zsolnay and Görlitz 1994). Based on freshwater and marine studies (Peltzer et al. 1996; Sharp

et al. 1995; Sharp et al. 2002; Urbansky 2001), sample preparation and method of analysis can have a significant impact on the amount of nutrient recovered. Before measurement or characterisation, DOC must be extracted from the soil. As explained in Baldock and Nelson (2000), “while extraction at or near the water content of interest is desirable, such a procedure may result in very small volumes being collected. At low soil water potential (drier), extraction becomes impractical, but at high soil water potential (near saturation), sufficient volumes are often easily obtained. In the field, DOC has been extracted by tension or zero tension porous cups or plates, or by wick lysimeters (Grossman and Udluft 1991). In the laboratory, DOC can be extracted by forcing solutions out of the soil through a porous membrane using a vacuum or centrifugal force or by leaching repacked columns or undisturbed cores (Dunnivant et al. 1992). For convenience, many studies have used extracts made by shaking soil with water or dilute salt solutions, followed by separation of the solution by centrifugation and filtration.” Standardised extraction procedures have been tested to compare results and significance of experiments and to allow direct and valid comparison between independent studies because minor changes in extraction methodology (such as extractant-to-soil ratio) can have a serious effect on the apparent amount of DOC (Jones and Willett 2006).

DOM samples from the field vary considerably in time and space. As Zsolnay (2003) said: “One man’s sample is another man’s artefact”. Spatial and temporal variability needs to be considered, especially when samples came from regions with different climates, geology or vegetation. Comparisons between results could be problematic and difficult to interpret, especially if different methods have been used to extract DOC. For example, DOM in lysimeter water and WEOM in extracts are chemically different (Zsolnay 2003). This reflects, in part, the different physical origins of mobile DOM and extractable organic matter. However, the substrate from which they originated was probably similar, as indicated by their similar ^{14}C content (Fröberg et al. 2003). Care should be taken when using WEOC as surrogate for DOM in mobile soil water. Spatial and temporal variations make it difficult to collect representative samples. It is more problematic in unsaturated soils because DOM quantity and quality is strongly influenced by soil moisture and water content (Zsolnay et al. 1999). This effect of soil moisture can be seen when changing extractant to soil ratio. Zsolnay (2003) extracted 50% more DOC with an extractant to soil ratio of 4 ml g⁻¹ compared to a ratio of 2 ml g⁻¹. Seasonal variations were also observed. Less water extractable organic carbon was obtained in winter and in areas with lower crop yield (Zsolnay 2003). Zsolnay

(2003) proposed three different approaches to reduce the influence of sample's water content, depending on the environmental question under investigation :

- Analyse samples at the in situ water contents.
- Use a standard moisture level, for example 60% of the maximum water holding capacity.
- Air dry the samples for a specific period of time until stable conditions are reached.

Other parameters such as filters and concentration effects are sources of errors in interpretation. Filters can release or adsorb organic matter, can cause gas cavitation, which can result in an artificial transformation of DOM to particulate organic matter (POM). These alterations may affect interpretation about ecological functions such as the interaction with pollutants and microorganisms (Zsolnay 2003). To obtain sufficient DOM for analyses, DOM is often concentrated using ultra-filtration or reverse osmosis (Sun et al. 1995). Concentration can have an effect on the tertiary structure of organic compounds because with increasing concentration, the net result is a shift from lower molecular weight to higher molecular weight (Zsolnay 2003). Proton concentration also can have a strong effect on the tertiary structure of DOM. So it is necessary to determine at which pH the investigation will be done. The effects of centrifugation time and force, storage temperature, filtration and extractant ratios and extraction times on the amounts of DOC recovered were tested by Rees and Parker (2005). Their work shows that the nature of filtration and extraction procedures have an important effect on the quantities of WEOC extracted.

In conclusion, different extraction conditions and sample conservation conditions will produce different results. Soil sampling strategy and methodology have a significant impact on recovered DOC concentrations. It is worthwhile following a standard extraction protocol, such as that proposed by Jones and Willet (2006), or the restrictions proposed by Rees and Parker (2005) about sample preparation and WEOC extraction use of such standard procedures will facilitate reliable comparisons between different studies.

8. Conclusion

DOC exists in numerous ecosystem compartments such as soil, biomass, surface and sub-surface water and sediment. DOC is involved in important environmental and ecological problems such as global change, erosion/desertification, pollutant impact, and water quality and reuse. The diverse behaviour and environmental implications of DOC emphasize the need for developing interdisciplinary studies. There is an urgent need to characterise and quantify DOM because DOC controls a number of physical, chemical and biological processes in both terrestrial and aquatic environments. Precipitation, runoff and temperature affect accumulation, decomposition and transport of DOM in surface waters. Differences in vegetation cover, such as deciduous versus coniferous vegetation, strongly modify concentrations and fluxes of DOC as well as its chemical composition. Mean annual DOC concentrations and fluxes are lower in streams having catchments dominated by coniferous vegetation than in those with deciduous forest in their catchments. The quality of the DOC seemed also to be affected by vegetation, as revealed by the isotopic composition of dissolved and solid organic matter in different compartments of each system (Amiotte-Suchet et al. 2007). Finally, even though the isotopic composition of DOC seems to be a promising means of identifying DOC sources, further investigations should be carried out to characterise the processes and factors which control the $\delta^{13}\text{C}$ of the DOC produced in soils.

**Chapter II: Dissolved organic matter in Morvan
stream waters: production and transfer
dynamics in relation to catchment vegetation
cover and characteristics.**

L'étude a pris appui sur le Morvan granitique, région dont les eaux drainent des milieux favorables à la production de matières organiques dissoutes. En effet l'occupation des sols est dominée par les forêts, les sols hydromorphes sont très présents et le climat y est frais et humide.

Comme dans les zones rurales et montagneuses de la plupart des pays industrialisés, de nombreux changements d'occupation des terres ont affecté le paysage durant le siècle passé. Afin de permettre un maintien des paysages et une colonisation accélérée des zones abandonnées par les exodes ruraux, mais aussi d'un point de vue économique, des essences arborées à croissance rapide ont été progressivement introduites dans toute l'Europe, depuis le sud de l'Espagne jusqu'à l'Europe de l'Est en passant par l'Europe de l'Ouest avec principalement la France (Linglois 2003). La pratique la plus commune a été de substituer les forêts natives de feuillus au profit de plantations de résineux. La végétation montre un contrôle direct des quantités et de la qualité des matières organiques présentes dans le sol. Ainsi cette gestion de l'espace rural par les reboisements ou les enrésinements ne sera pas sans conséquence sur les écosystèmes. Les sols vont être les premiers affectés mais ensuite suivront les milieux aquatiques alimentés par les eaux en provenance des parcelles forestières.

L'étude à cette échelle des bassins versant a été mise en place dans cette optique de changement d'essence forestière dans la région du Morvan. Nous combineront les caractéristiques physiques des bassins versants avec l'occupation des sols pour tenter d'expliquer les concentrations et les flux de COD retrouvés dans les rivières.

II. Dissolved organic matter in Morvan stream waters: production and transfer dynamics in relation to vegetation cover and other characteristics of catchment.

1. Introduction

The influence of vegetation cover on dissolved organic carbon (DOC) concentration and quality is difficult to evaluate (Kalbitz et al. 2000; McDowell 2003). In a review, Chantigny (2003) showed that DOC concentrations tend to decrease in the order forest \geq grassland \geq agricultural soils. He also noted higher concentrations of DOC in soils under coniferous forest than in soil under deciduous forest, probably because of a greater accumulation and a slower degradation of litter at the soil surface of a coniferous forest. Others have reported contrasting results, arguing that degradation is slower under coniferous forest, leading to less dissolved organic matter (DOM) (Hongve 1999; Kaiser et al. 2001a). Khomutova et al. (2000) found that soils under coniferous forest produce more DOC than deciduous forest due to higher levels of easily oxidisable organic components while Kaiser et al. (2001a) observed that an increase of DOC in summer was slightly more pronounced at a beech site than at a pine one.

Identification of the origin of DOM and particularly DOC in streams is essential for understanding the functioning of aquatic ecosystems. But this identification and the relation between DOM in stream and DOC produced in soil is made difficult because hydrological processes delay transfer between soil and streams, mix solutions of different origins and give time for the DOM to evolve between its production in the ground and its transport in the stream. In France, the natural region of Morvan Mountains feeds the Seine River, which provides water for millions of people. Currently, a large proportion of the native forest in this

region is being removed and replaced by plantations, mainly Douglas fir. The general topic of this study is to investigate consequences of this change on the production and fate of DOC in soils and water at the catchment scale.

Relationships between vegetation cover and land use and quality of DOM in streams are poorly documented. This study furthers the research initiated in 2000 in Nathalie Linglois' thesis (Amiotte-Suchet et al. 2007; Linglois 2003) on the relationship between the physical chemistry of water flow and land use in lower-Morvan granite. Her work particularly highlighted the effect of replacement of hardwood by softwood on the characteristics of the DOM. Linglois (2003) and Amiotte-Suchet et al. (2007) measured higher DOC concentrations in stream and extracted soil solution in deciduous catchments than in coniferous catchments. That study also demonstrated the usefulness of the isotopic approach ($^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$) in determining sources of DOM in conjunction with the dynamics of degradation of SOM. The isotopic composition of soil DOC differed between vegetation types. Soil solutions were enriched in ^{13}C compared to the bulk soil under deciduous forest but not under coniferous forest. Consequently, river DOC was more depleted in ^{13}C in watershed covered by deciduous forest than in those covered by coniferous forest, although SOM showed very similar isotopic compositions whatever the vegetation cover was. These results were in agreement to those of Kaiser et al. (2001a) who showed that the isotopic composition of DOC in soil solution was enriched in ^{13}C for samples coming from a pine forest compared to those coming from a beech forest.

This study aims to improve our knowledge about spatial and temporal variations of DOC transfers in catchments where human activities do not directly affect the river DOC. In particular, the objectives were to establish relationships between DOC concentrations and fluxes on one hand and catchment vegetation cover and other properties on other hand. In this framework the concentration of DOC and stream discharge were monitored over a complete hydrological cycle (one year) in six rivers located in the Morvan region. In addition to DOC, the following physical and chemical attributes were analysed: temperature, pH, major inorganic component concentrations, total dissolved solids concentration (TDS), total suspended solids concentration (TSS), particulate organic carbon concentration (POC) and $\delta^{13}\text{C}_{\text{DOC}}$.

2. Materials and methods

2.1. Site description

The six studied catchments are located in the north eastern part of the Massif Central in the Natural Regional Park of Morvan, in Burgundy, France (Figure II-1). The climate is continental, with oceanic influence, with a mean annual rainfall of around 1240 mm a⁻¹ in the 2006-2007 period and contrasting temperatures (2.5°C in January and 19°C in August with a mean annual temperature of 10°C over the 1990-2000 period) (data from Météo France). We collected water from the Cousin River at Avallon, from the Romanée River at Bussière, from the Cure River at Crottefou (Marigny-l'Eglise), from the Yonne River at Chassy (Montigny en Morvan) downstream of the Pannessière-Chaumard dam, from the Houssière River at Chaumard and from the Yonne River at Corancy, upstream of the Pannessière-Chaumard dam. Stream discharge was continuously monitored by the DIREN Bourgogne in each of these six gauging station. Sampling places correspond to "head basin" substrate with a relatively homogeneous geology, dominated by granites and metamorphic rocks, and land use consisting mostly of forest and grassland.

2.2. Watershed characteristics

Main watershed characteristics are presented in Table II-1. The land cover of each watershed was characterised using the Corine Landcover database (European Environmental Agency, CORINE Land Cover 2000). ArcGIS was used to consult this database and to calculate the area under different types of land use.

The presence of wetlands and hydromorphic soils, likely to produce large amounts of DOC, were mapped using the topographic index of Beven-Kirkby named Compound Topographic Index (CTI) (Chaplot et al. 2004; Curie et al. 2007) allowing identification of zones where water is likely to accumulate (Equation II-1). We allocated to the CTI a threshold value from which there would be effectively accumulation of water. The map obtained has not yet been validated in the field. After calibration this value was fixed to 12.3 for all the areas with acidic soils on granitic or volcanic substratum (Exbrayat 2007; Godard 2008). For areas

having metamorphic or sedimentary substratum (mainly Cousin and Romanée watersheds), CTI threshold values were fixed at 11.6 and 13 respectively (Exbrayat 2007; Godard 2008). A second parameter named “hydromorphic soils” was defined using existing maps and data from the IGCS® - BD “Sols et territoires de Bourgogne” ® (Table II-1).

Cousin catchment at Avallon, which includes the Romanée catchment, is the largest catchment with an area of 342 km² (Table II-1) and the most urbanised (2 % of its area). Its morphological characteristics are a low elevation and slope. This catchment is the least forested (47 % of the area), and deciduous forest is dominant (34 % of the area). Other catchments are dominated by forest, and particularly deciduous forest, except Yonne at Corancy where coniferous vegetation covers a larger part of the catchment area than deciduous forest. Houssière at Chaumard is the most forested catchment (82 % of the area) and it is the smallest, with an area of 61 km². Grassland comprises between 14 % (Houssière at Chaumard) and 41 % (Cousin at Avallon) of the catchment areas. The three catchments of the upstream Yonne (Yonne at Chassy, Yonne at Corancy and Houssière at Chaumard) have the highest mean slope and mean elevation, between 547 and 610 m. The Cure catchment has intermediate slope and mean elevation.

$$CTI = \ln\left(\frac{\alpha}{\tan \beta}\right) \quad \text{(Equation II-1)}$$

α : area drained upstream of each point

β : local slope at each point

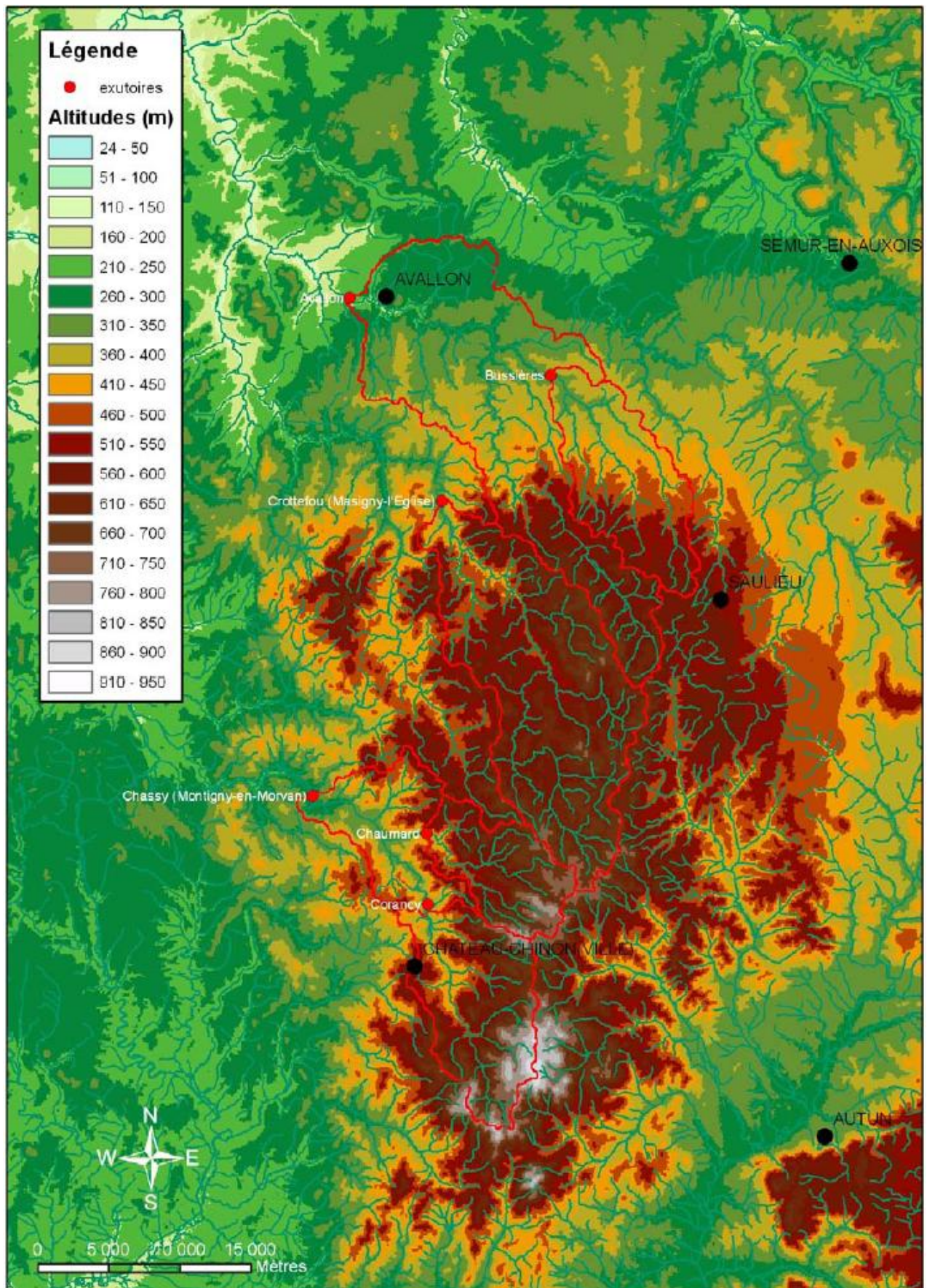


Figure II-1: Location and elevation of the 6 catchments.

As regards land use, all the catchment areas are dominated by forest, followed by grassland. Two different groups of catchments can be distinguished: the 3 catchments of the Yonne and the Cure have considerable forested areas (from 62 to 82 % of their total area), whereas forest occupies less than 50 % of the area of the Cousin catchment (including Romanée). Coniferous vegetation is clearly more common in the Yonne and Romanée catchments (25 and 35 % of the total area) and less common on the Cure, the Romanée and especially the Cousin catchments (Table II-1).

Table II-1 : Morphological characteristics and proportion of various land uses in the six catchments.

Outlets and rivers	Avallon	Bussièrès	Crottefou	Chassy	Chaumard	Corancy	
Characteristics	Cousin	Bussière	Cure	Yonne	Houssière	Yonne	
Area (km ²)	342.3	94.2	220.1	229.2	60.9	99.9	
Perimeter (km)	137.0	65.3	104.1	115.0	49.5	66.4	
Mean discharge (m ³ s ⁻¹)	3.98	1.02	4.81	5.26	1.54	2.79	
Mean specific discharge (mm a ⁻¹)	366.6	341.3	689.3	723.8	797.5	880.8	
Mean slope (%)	7.55	7.30	11.23	14.68	14.48	14.85	
Elevation (m)	Max	700	625	757	908	799	908
	Min	177	305	311	262	344	331
	Mean	413	457	581	547	610	596
Land use (%)							
Urban area	2.1	0.9	0.9	0.7	0.8	1.0	
Agricultural area	9.8	7.1	4.1	5.0	3.3	2.5	
Grassland	40.5	34.3	31.3	29.0	14.0	31.8	
Water area	0.7		1.7	2.1			
Deciduous forest	34.1	35.3	34.9	30.3	40.1	24.1	
Coniferous forest	8.1	18.7	17.8	24.6	35.6	30.0	
Mixed forest	3.8	3.4	8.5	7.1	5.6	8.5	
Forest & shrubby vegetation	1.0	0.3	0.9	1.3	0.67	2.0	
<i>TOTAL forest</i>	47.0	57.7	62.0	63.3	82.0	64.7	
CTI	33.3	32.1	26.0	20.8	18.7	21.0	
Hydromorphic soils	15.6	8.9	15.6	4.8	1.8	4.7	

3. Filed collection of water samples

The 6 rivers were sampled twice a month between March 2006 and March 2007 (n=27) at the outlet defined in Table II-1. Three litres were collected in polypropylene flasks with double caps previously washed and rinsed with deionised water in the laboratory and rinsed with river water in the field. Rivers were sampled north to south in the same order, within one hour. Temperature, conductivity and pH of the water were measured in the field. Water flow was derived from the French National Hydrology database and water flow at the precise time of sampling was given by the Diren Bourgogne (Diren Bourgogne, D. Lévêque, personal communication). The samples were transported to the University of Burgundy in a coolbox during the summer months and without during the rest of the year. Water samples were stored in the laboratory at 4°C in the dark.

4. Laboratory analysis of water

4.1. Total suspended sediments and particulate organic carbon

Water samples were filtered on the day of sampling, firstly through a Whatman GF/B filter to obtain total suspended sediment (TSS). Up to one litre was filtered depending on the TSS concentration and the capacity of the filters. TSS concentration was obtained by weighing the filters before and after filtration (Equation II-2) using the AFNOR norm n° T 90 013.

$$[TSS](mg.l^{-1}) = \frac{(M_1 - M_0)}{V} * 1000 \quad \text{(Equation II-2)}$$

M₁: weight of the filter after filtration (mg)

M₀: weight of the filter before filtration (mg)

V: water volume used during filtration (ml)

Filters and samples were then ground and powders were analysed for C and N contents by dry combustion on a NA 1500 NCS elemental analyser (Carlo Erba Instruments, Milan, Italy). C content of the TSS sample was calculated by subtracting the average C content of the filters ($0.19\% \pm 0.02$, $n=8$, Equation II-3). C content was used to determine POC concentration using Equation II-4.

$$C_{TSS} (\%) = \frac{C * P_{filter} - C_{filter} * (P_{filter} - TSS)}{TSS} \quad \text{(Equation II-3)}$$

C: carbon content determined by elemental analyser (%)

P_{filter} : mass of the filter and sediments after filtration and drying (mg)

C_{filter} : mean carbon content of the filters before filtration (%)

TSS: mass of sediment contained on the filter after filtration (mg)

$$[POC](mg.l^{-1}) = C_{TSS} * [TSS] \quad \text{(Equation II-4)}$$

Isotopic analyses of POC were carried out using a VG Isochrom stable isotope ratio mass spectrometer (Micromass, Manchester, UK) in continuous flow mode with an internal precision of 0.2 ‰, calibrated with a standard of graphite having a $\delta^{13}C$ value of $-16.1 (\pm 0.2)$ ‰. Each sample was analysed three times and the result was an average of these replicates. Results are expressed as $\delta^{13}C$ (Equation II-5). To avoid “size effects”, weights of samples were adapted to contain approximately the same quantity of carbon.

$$\delta^{13}C (\text{‰}) = \left[\frac{(R_{sample} - R_{standard})}{R_{standard}} \right] \times 10^3 \quad \text{(Equation II-5)}$$

where R is the $^{13}C/^{12}C$ ratio and $R_{standard}$ is 0.0112372 (for Pee Dee Belemnite).

For TSS samples, we subtracted $\delta^{13}C$ value of the filters, which contained C (Equation II-6).

$$\delta^{13}C_{POC} (\text{‰}) = \frac{[\delta^{13}C_{total} * ((C_{filter} * P_{filter}) + (C_{TSS} * TSS))] - [\delta^{13}C_{filter} * C_{filter} * P_{filter}]}{C_{TSS} * TSS} \quad \text{(Equation II-6)}$$

$\delta^{13}C_{total}$: $\delta^{13}C$ of the filter plus sediment (‰)

$\delta^{13}C_{total}$: mean $\delta^{13}C$ of the filters (n=8) (‰)

C_{filter} and C_{TSS} : carbon content of the filter and TSS respectively (%)

P_{filter} : filter mass (mg)

TSS: TSS mass (mg)

4.2. Dissolved organic carbon

Following the filtration through Whatman GF/B filters described above, water samples were filtered through 0.45 μm Millipore cellulose ester membranes pre-rinsed with 100 ml of pure water. A filtered subsample was acidified with 2N HCl, decreasing the pH to values lower than 3, so that all dissolved inorganic carbon (aqueous CO_2 , HCO_3^- and CO_3^{2-}) was removed. DOC concentrations were then measured using a Shimadzu TOC 5000 analyser.

Two litres of filtered and acidified water were concentrated to 100 ml using a rotary evaporator and then freeze-dried (using a Heto FD3 device) to obtain solid samples. Freeze-dried samples were analysed for C and N contents and for isotopic composition (Equation II-4) by dry combustion on the NA 1500 NCS elemental analyser (Carlo Erba Instruments) coupled with the VG Isochrom stable isotope ratio mass spectrometer (Micromass) in continuous flow mode.

Transfer budgets in catchments were estimated according to a classical approach in which the concentration of DOC and stream discharge were measured over a complete hydrological cycle. Daily and instantaneous stream discharges were obtained from the Burgundy DIREN. We reported DOC concentrations in mg l^{-1} and fluxes in $\text{kg C ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ for consistency.

To calculate specific DOC fluxes, we used several different methods.

In first method, named “A”, the annual specific flux was obtained by adding the fortnightly fluxes. Fortnightly fluxes were obtained by multiplying the DOC concentration by the water discharge at the times of sampling and the numbers of days between two samplings (Equation II-7). With this method, DOC concentration was considered constant between sampling times.

Method B (Equation II-7) is a variant of method A, using daily instead of fortnightly discharge values (Buckingham et al. 2008).

In the third method, method C, annual average DOC concentration was multiplied by the annual water discharge (Equation II-8) (Buckingham et al. 2008).

Methods D, E and F used Equation II-7 with concentrations and/or discharges estimated by linear interpolation between sampling times (Tipping et al. 1997). In method D we linearly interpolated DOC concentrations and discharges measured at sampling times between sampling dates. In method E we linearly interpolated DOC concentrations and daily discharges between sampling dates. In method F daily discharges were used and daily DOC concentrations were extrapolated linearly between sampling dates.

In the last method, named “G” (Equation II-9), we calculated annual specific fluxes for each sampling date, considering DOC concentration and discharge at the times of sampling, and to average.

$$F_{DOC} (kgC ha^{-1} a^{-1}) = \frac{\sum_{i=1}^n (Q_i * [DOC]_i * t_i * 3600 * 24)}{10^6} \times \frac{1}{A} \quad \text{(Equation II-7)}$$

$$F_{DOC} (kgC ha^{-1} a^{-1}) = \frac{[DOC]_a * Q_a}{10^6} \times \frac{1}{A} \quad \text{(Equation II-8)}$$

[DOC]_i: DOC concentration (mg l⁻¹) at time of sampling

[DOC]_a: annual mean DOC concentration (mg l⁻¹)

t_i: time between two sampling dates (days): t = sampling date (n) – sampling date (n+1)

Q_i: discharge (m³ s⁻¹) at the time of sampling (method A) or daily discharge (method B)

Q_a: annual water discharge (m³ a⁻¹) calculated from daily data.

A: catchment area (ha)

$$F_{DOC} = \frac{\sum_{i=1}^n ([DOC]_i * Q_i)}{n} \quad \text{(Equation II-9)}$$

n: number of sampling campaigns

4.3. Total dissolved solids and major inorganic components

TDS concentration is the sum of all major inorganic component concentrations in water. Concentrations of major ions were measured by ion chromatography. Cations (sodium Na^+ , ammonium NH_4^+ , potassium K^+ , calcium Ca^{2+} , magnesium Mg^{2+}) were measured using a CS12 column on a Dionex DX-100, and anions (chloride Cl^- , nitrate NO_3^- , phosphorus PO_4^{3-} , sulphate SO_4^{2-}) were measured using with a AS11 column on a Dionex ICS-1500. Ion concentrations were expressed in $\mu\text{mol}_c \text{ l}^{-1}$.

The concentrations of HCO_3^- & organic anions (OA) were obtained by the electroneutrality equation (Equation II-10).

$$\text{HCO}_3^- \text{ \& \text{OA}} = ([\text{Na}^+] + [\text{K}^+] + [\text{Mg}^{2+}] + [\text{Ca}^{2+}] + [\text{NH}_4^+]) - ([\text{Cl}^-] + [\text{NO}_3^-] + [\text{SO}_4^{2-}] + [\text{PO}_4^{3-}]) \quad \text{(Equation II-10)}$$

4.4. Flow event

A flow event was sampled with an automatic sampler between the 25 and the 27 November 2006 in the Houssière River at Chaumard. Five samples of 100 ml were collected every 24 min and combined to form one sample representative of 2 h of water flow. A total of 24 samples of 2 h were collected to cover the whole event. In the laboratory we measured DOC and POC concentrations and carbon isotopic compositions.

4.5. Data analysis

We tested the hypothesis that results obtained from the 6 different hydrometric stations were homogenous. This hypothesis was tested for physical parameters, DOC, POC, TSS, TDS concentrations, major inorganic components and loads. The non parametric test of Kruskal-Wallis followed by the Dunn post test was used to determine if samples belonged to the same population (rather than analysis of variance) because data were not normally distributed for all parameters.

Statistical significance for all tests was set at $P < 0.05$. Statistical analyses were performed using XLSTAT®.

5. Results and discussion

5.1. Discharge

Discharges ranged between 0 and $61 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ and variations were seasonal (except for Yonne at Chassy), with low values during spring and summer months (May to November) and high values between January and April, during winter months (Figure II-2 A). Yonne River at Chassy is situated directly downstream of Pannessière – Chaumard dam, so that the discharge is under human control and discharge variations are not natural. Discharge measured at the outlet of this catchment at sampling times ranged between 0 and $17 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$.

We calculated a specific discharge for each catchment (Figure II-2 B) dividing the discharge by the catchment area. Flow events in catchments with a mean slope of about 14.5 % had higher specific discharges than catchments such as Cousin at Avallon and Romanée at Bussière, which had mean slopes of about 7.5 %. The Cure, Houssière and Yonne catchments have the highest elevation and therefore the highest precipitation (Linglois (2003)).

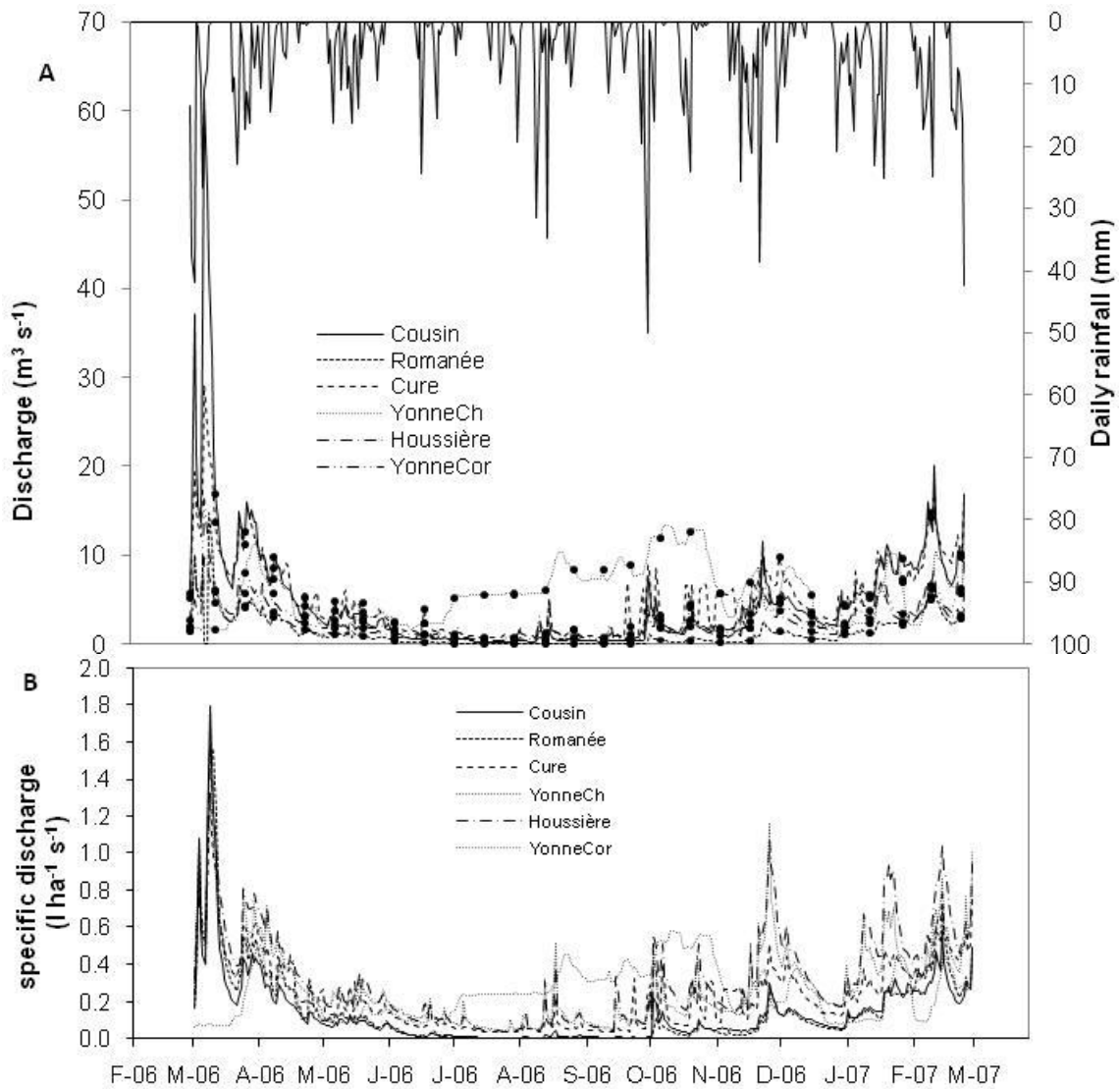


Figure II-2: A - Rainfall at Montsauche-les-Settons (data from Météo France), continuous discharge (lines) and discharge at the times of sampling (black points) at the outlet of the 6 catchments. B - Specific discharge at the outlet of the 6 catchments.

5.2. Physico-chemical properties of water

5.2.1. Temperature

Water temperature ranged between 2 and 23°C during the year of sampling (Figure II-3 and Table II-2). Similar to discharge, there was a seasonal control, with maximum values during summer (June to September), and minimum values during winter (December to March). Water temperature correlated with seasonal variations in air temperature (Figure II-4). Yonne at Chassy was different to the others, with lower temperature amplitude (between 4 and 16°C). This could be due to the water arriving directly from the bottom of the dam, colder than the water from the rivers during summer months.

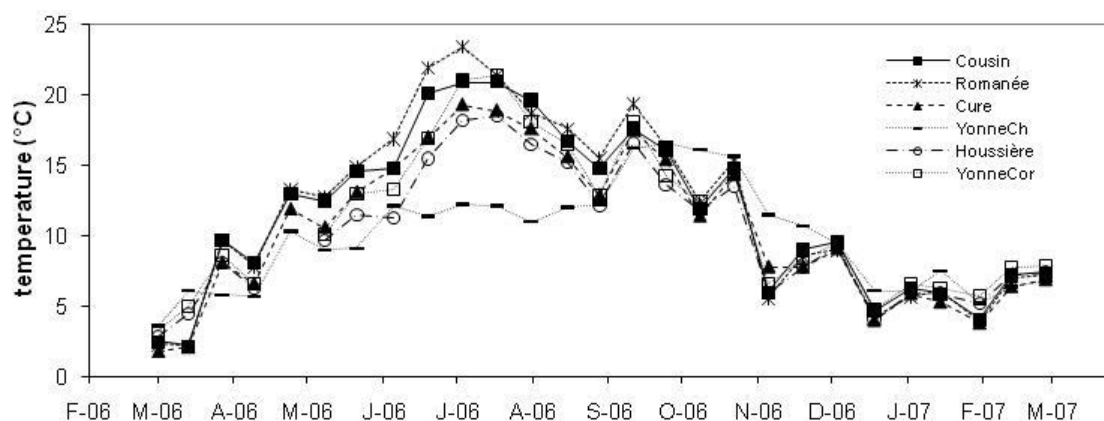


Figure II-3: Water temperature in the 6 streams over the course of the year.

Table II-2: Mean pH, temperature and electrical conductivity. Values followed by the same letter are not significantly different.

Catchment	pH	Temperature (°C)			Conductivity ($\mu\text{S cm}^{-1}$)	Mean specific discharge ($\text{l ha}^{-1} \text{s}^{-1}$)
		min	mean	max		
Cousin	7.1 ^a	2.2	11.5 ^a	20.9	137 ^d	0.136
Romanée	6.9 ^a	2.2	11.8 ^a	23.4	93 ^d	0.138
Cure	7.1 ^a	1.8	10.6 ^a	19.3	52 ^{ab}	0.234
YonneCh	7.0 ^a	3.6	9.9 ^a	16.6	58 ^{bc}	0.248
Houssière	7.1 ^a	2.9	10.2 ^a	18.5	51 ^a	0.324
YonneCor	7.0 ^a	3.3	11.1 ^a	21.4	61 ^c	0.226

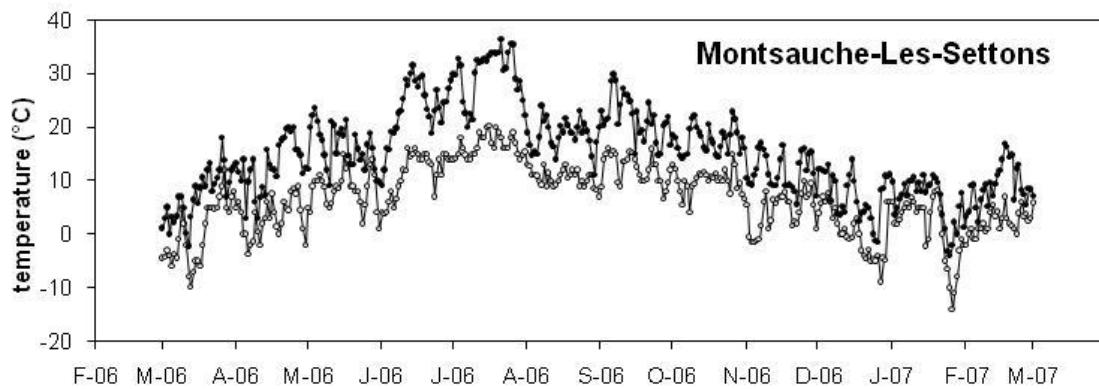


Figure II-4: Daily minimum and maximum air temperature at Montsauche-Les-Settons during the sampling period (data from Météo France).

5.2.2. Electrical conductivity

The electrical conductivity did not vary seasonally, but differed between catchments, with the highest values in the Cousin and the Romanée Rivers, followed by Yonne, Cure and Houssière Rivers (Figure II-5). Values ranged between 47 and 73 $\mu\text{S cm}^{-1}$ for the Cure, Yonne and Houssière Rivers, with means between 52 and 61 $\mu\text{S cm}^{-1}$ (Table II-2). These values are characteristic of water with low ionic charge draining granitic, plutonic or metamorphic rocks (Meybeck 1986). Electrical conductivity was highest in the Cousin River and Romanée River, with means of 137 and 93 $\mu\text{S cm}^{-1}$ respectively. This difference between catchments is presumably due to their different geology. Cousin and Romanée catchment contain small outcrops of limestone and shale, which contain soluble minerals, unlike the Yonne, Houssière and Cure catchments, which are totally situated on granitic and metamorphic rocks.

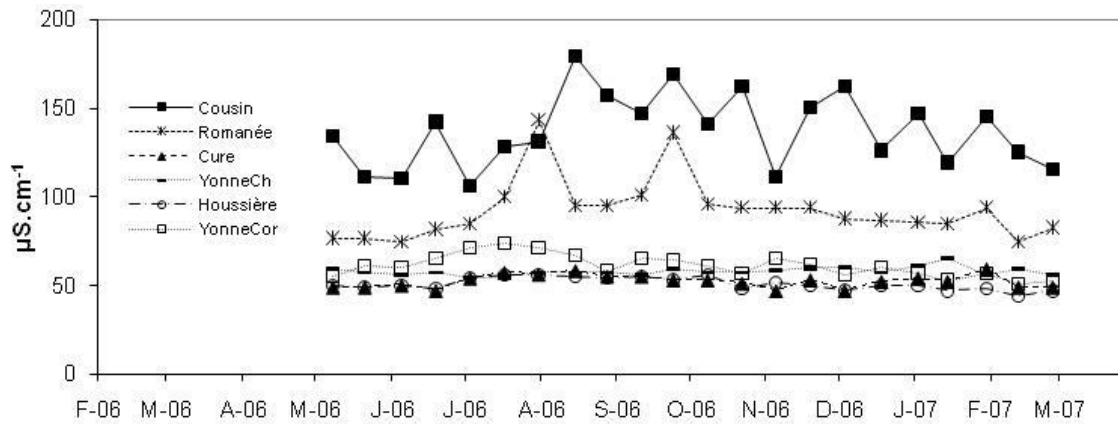


Figure II-5: Electrical conductivity of the 6 streams.

5.2.3. pH

pH values ranged between 6.3 and 7.6. Means did not differ significantly between catchments, but variation occurred during the year, with values less than 7 between January and April and greater than 7 between April and January (Figure II-6). Seasonal variations seem to be related to hydrology. During autumn and winter, when the vegetation needs less water and when water is abundant, pH values decreased and were the smallest. Precipitation, always more acidic than river waters, were not swabbed and thus throughfall and the new contributions of litter were then convenient to the export of diverse organic acids (Feller and Kimmins 1979; Linglois 2003).

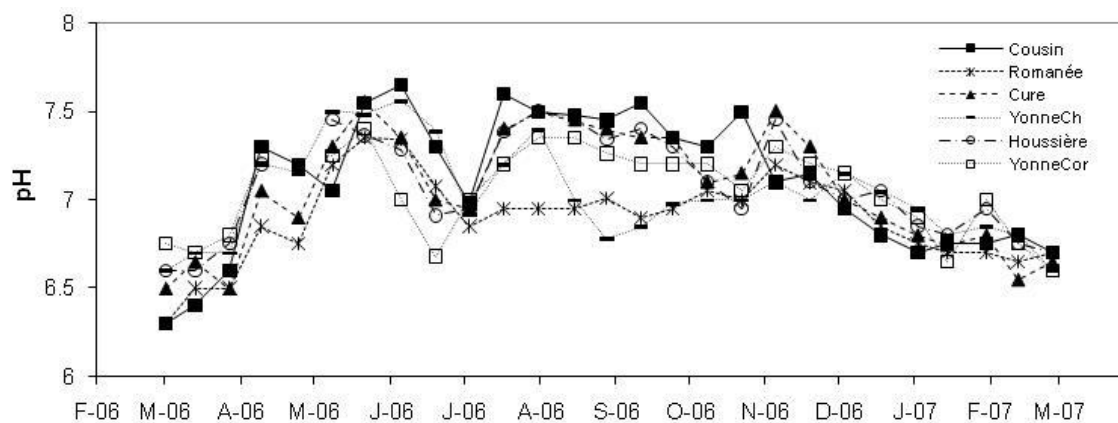


Figure II-6: Water pH in the 6 streams.

5.2.4. Total dissolved solids

The TDS of the waters differed significantly between catchments (Figure II-7). Cousin River and Romanée River had significantly higher TDS concentrations than the other rivers, with values of $91.5 \pm 15.5 \text{ mg l}^{-1}$ and $60.3 \pm 11.8 \text{ mg l}^{-1}$ respectively. Yonne River had the second highest TDS values, with $39.1 \pm 2.8 \text{ mg l}^{-1}$ for Yonne at Chassy and $41.1 \pm 4.8 \text{ mg l}^{-1}$ for Yonne at Corancy. The other two catchments were not significantly different from each other, with mean concentrations of $33.9 \pm 5.5 \text{ mg l}^{-1}$ for Cure River and $32.9 \pm 2.6 \text{ mg l}^{-1}$ for Houssière River. Total ion concentrations were between 770 and 2000 $\mu \text{ mol}_c \text{ l}^{-1}$ for all rivers. Cousin River and Romanée River had ion concentrations of 2000 $\mu \text{ mol}_c \text{ l}^{-1}$ and 1369 $\mu \text{ mol}_c \text{ l}^{-1}$ respectively. Yonne River at Chassy and Corancy had values of 892 and 913 $\mu \text{ mol}_c \text{ l}^{-1}$ respectively. Cure and Houssière were the most dilute rivers, with values of 795 $\mu \text{ mol}_c \text{ l}^{-1}$ and 771 $\mu \text{ mol}_c \text{ l}^{-1}$, respectively. The similarity between the Cure, Yonne Chassy, Houssière and Yonne Corancy catchments is illustrated in Figure II-8, which shows TDS concentration as a function of electrical conductivity ($R^2 = 0.98$). TDS is highest in the Cousin River, intermediate in Romanée and lowest in the other 4 catchments.

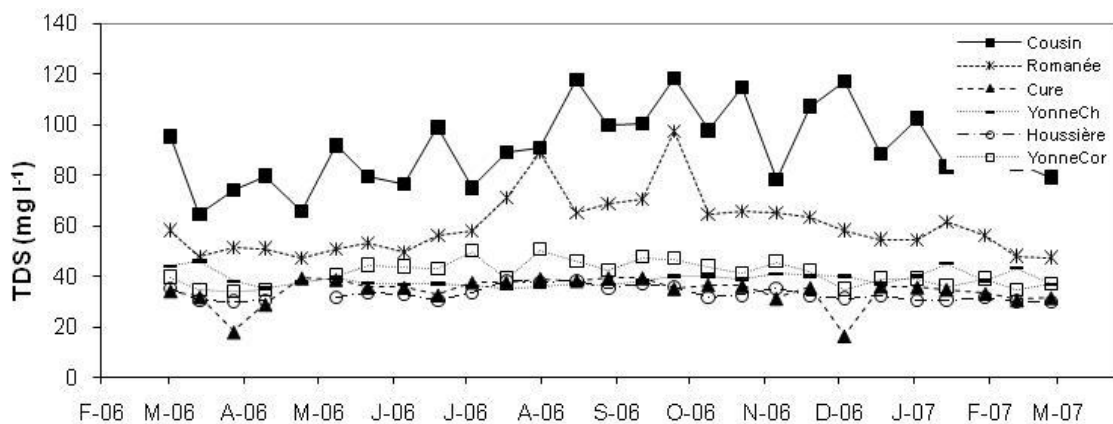


Figure II-7: TDS concentrations in the 6 streams.

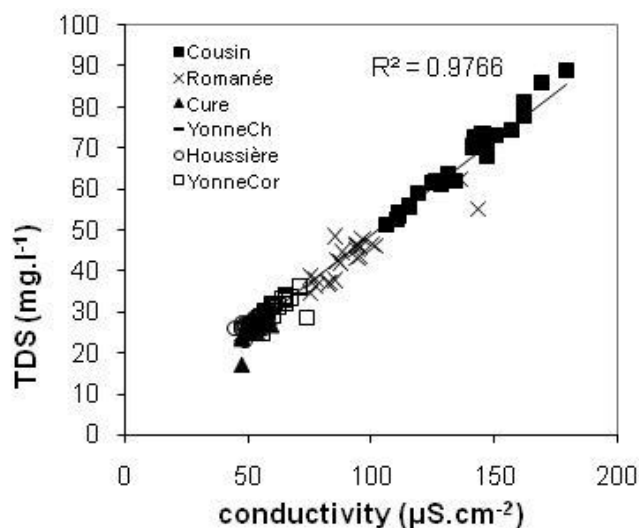


Figure II-8: TDS concentration as a function of electrical conductivity in the 6 streams.

5.2.5. Total suspended sediment and particulate organic carbon

During the period of sampling, TSS concentrations ranged from 1 mg l⁻¹ to 143 mg l⁻¹ (Table II-3). Two distinct periods stood out (Figure II-9). In the first, during the flow events on 20 June in the Cure, Houssière and Yonne at Corancy, TSS content rose sharply in all three rivers, with the largest increase in the Cure River; from 6 mg l⁻¹ to 143 mg l⁻¹. The second period concerned the Romanée River between August and September, where we identified an algal bloom. During this period, water was more concentrated in TSS than the annual mean and we can speculate that this difference was due to suspended algae, as proposed by Tipping et al. (1997), and not to sediment.

The organic carbon content of the TSS (POC%) was high during August and September in the Romanée River (Figure II-9), while during the flow event of 20 June POC contents were not significantly different to the rest of the year. Material transported during the 20 June flow event was mainly suspended sediment. River POC content varied markedly through the year, especially in the Romanée River, which had the highest and lowest values (7.8 % and 45.8 %). Mean contents for the rivers ranged from 15.3 % for Yonne at Corancy to 20.7 % for the Cure River. There was no relationship between DOC and POC concentrations.

Mean POC concentrations (Table II-3) were not significantly different between catchments, ranging from 1.3 to 2.3 mg l⁻¹ except for the Yonne at Chassy which had the lowest values (0.4 mg l⁻¹). These values are in the same range as those of the world's major equatorial rivers (Amazon, 2.83 mg l⁻¹; Zaire 2.00 mg l⁻¹) (Coynel et al. 2005; Ludwig et al. 1996b).

Table II-3: Mean, minimum and maximum values of TSS and POC concentration and C content of TSS. Values followed by the same letter are not significantly different. Standard deviations are in brackets.

		Cousin	Romanée	Cure	YonneCh	Houssière	YonneCor
TSS (mg l ⁻¹)	min	2.4	2.0	1.3	0.9	2.1	2.9
	max	28.4	26.3	142.6	9.9	59.3	75.8
	Mean	9.6^{bc} (1.2)	10.4^c (1.9)	10.5^{ab} (2.1)	4.4^a (0.6)	9.8^{abc} (1.7)	11.5^{bc} (2.0)
C content of TSS (%)	min	9.8	7.8	15.6	10.8	13.1	11.8
	max	25.8	45.8	25.6	26.7	24.5	21.4
	mean	15.2^{ab} (3.7)	16.2^a (9.1)	20.7^c (2.3)	17.8^{abc} (4.7)	18.5^{bc} (3.1)	15.3^a (1.8)
POC (mg l ⁻¹)	min	0.5	0.3	0.7	0.1	0.5	0.5
	max	4.1	21.4	25.1	0.8	4.8	9.2
	mean	1.3^b (0.8)	2.3^b (4.0)	2.0^b (4.6)	0.4^a (0.2)	1.5^b (1.2)	1.7^b (1.6)

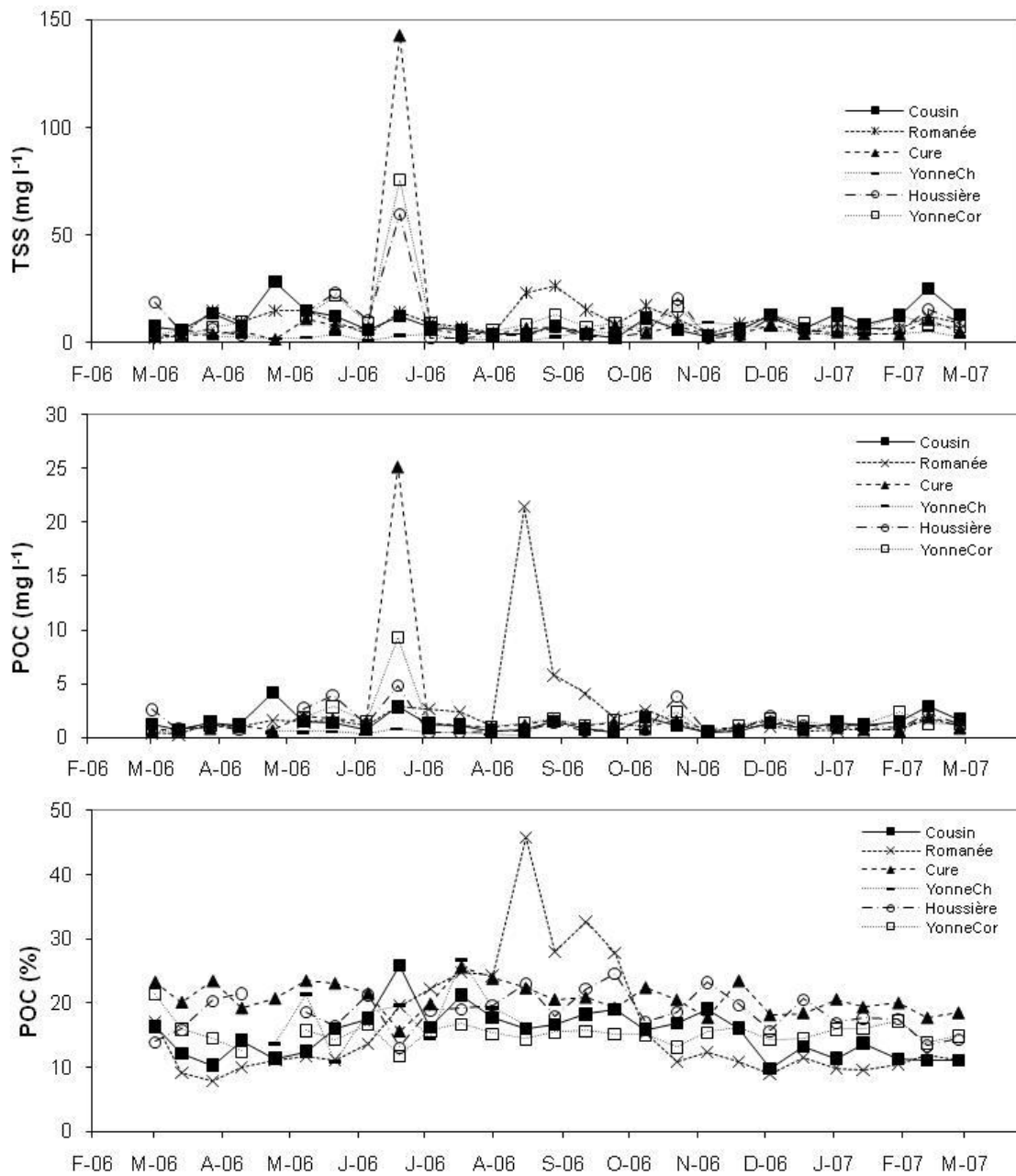


Figure II-9 : TSS concentrations, POC concentrations and POC contents in the 6 streams during the sampling period.

5.3. Dissolved organic carbon

5.3.1. Spatial and temporal variations in DOC concentrations

During the study period, DOC concentrations ranged from 1.5 to 11.6 mg l⁻¹ (Figure II-10). Between June and December the temporal variability was high whereas between January and May, the variability was lower. Even though the temporal resolution is low, flow events were clearly identifiable, with the highest DOC concentrations being observed during high flow events such as the 20th of June and 23rd of October for the Cure, Yonne and Houssière Rivers. On the 20th of June, DOC concentrations in the streams rose from 2 (values measured during the previous sampling) to 8.7 mg l⁻¹ in both the Houssière River and the Yonne River at Corancy. During the flow event of the 23rd of October, DOC concentrations reached 9 mg l⁻¹ in these two rivers. We noticed statistical differences between catchments, with Cousin River, Romanée River and Cure River having the highest concentrations during the sampling period (Figure II-10).

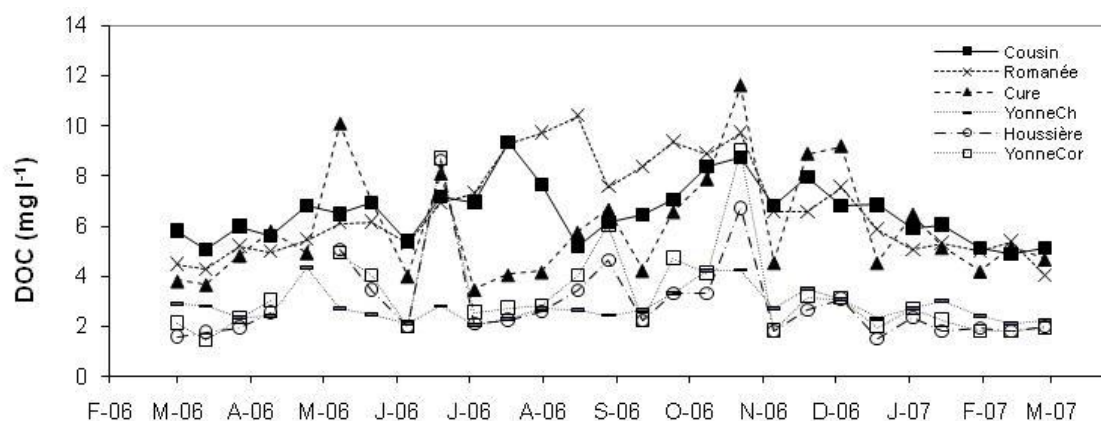


Figure II-10: DOC concentrations in the 6 streams during the sampling period.

The relationships between specific discharge and DOC concentration are weak when all rivers are considered together, but analysing the rivers independently we noticed two distinct relationships. For the Cousin and Romanée Rivers, DOC concentration decreased with increasing discharge, as shown by Buckingham et al. (2008) (Figure II-11). Moreover, samples collected in the Romanée River between July and October had higher DOC concentrations than samples collected in autumn and winter. The samples collected in the Romanée between June and October do not correspond to flow events, so high concentrations are not correlated with high discharge (Figure II-11). An algal bloom occurred in this river

during the hot and dry summer period when the level of the river was low. Autochthonous DOC was produced and added to allochthonous DOC. All rivers had a fairly constant minimum concentration independent of discharge. This was between 4 and 6 mg l⁻¹ for the Cousin, the Romanée and the Cure Rivers, but was lower for the Yonne and the Houssière in which it ranged between 2 and 4 mg l⁻¹ (Figure II-11).

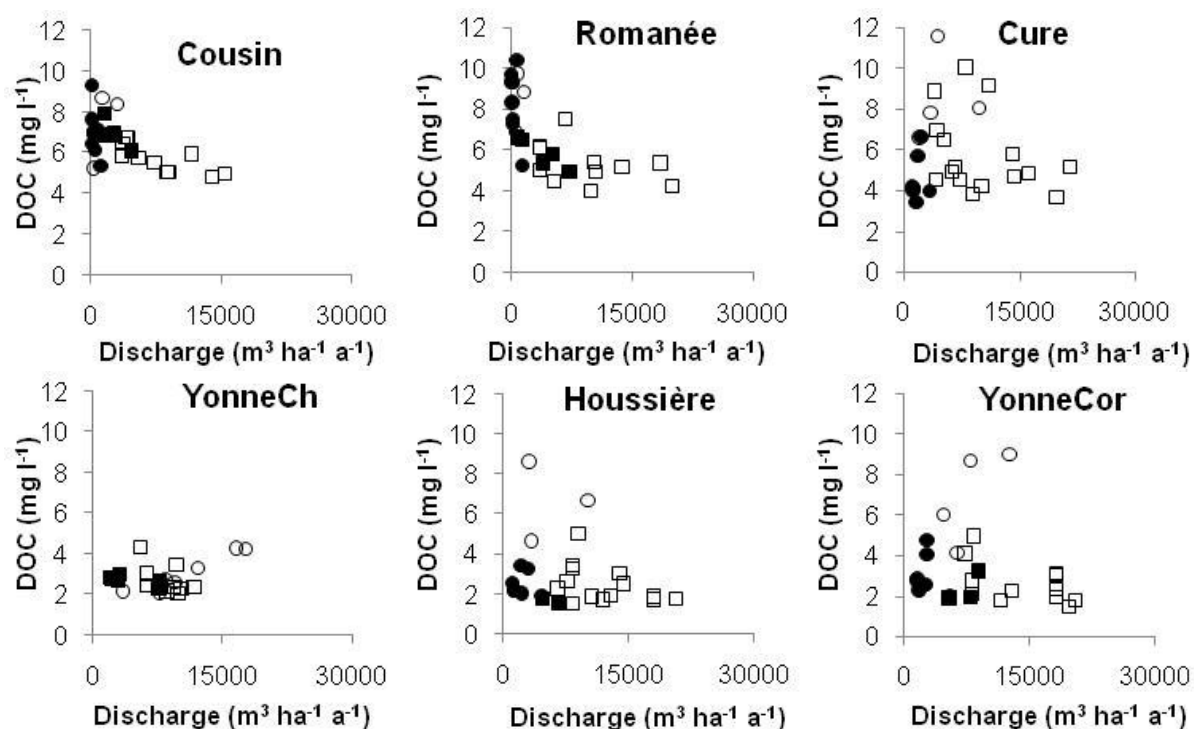


Figure II-11: Relationships between DOC concentration and specific discharge for each river. Circles (○●) are for samples from June to October, squares (□■) for samples from November to June. White colour (○□) represents samples collected during flow events and black symbols (●■) represents samples collected during inter-flow event periods.

5.3.2. Spatial and temporal variations in DOC fluxes

Specific DOC fluxes are shown in Figure II-12. There were no significant differences between rivers. Data for the Yonne at Chassy must be examined with caution because of the effect of the dam on discharge. The specific DOC fluxes (Figure II-12) and the cumulative fluxes (Figure II-13) show two trends. First, for the Cousin, the Romanée and the Cure Rivers, specific DOC fluxes were low between June and October and increased steadily between November and April. These changes can be interpreted in terms of water dilution and hydrology. From July to October, when the precipitation decreased, the rivers' discharges

decreased. Rivers were thus fed mostly by groundwater which had almost constant DOC concentrations. From November to April, precipitation increases and DOC from the soil and the non-saturated zone is transported into the river by sub-surface flow. The river water is thus less concentrated because of the high inputs of water, but the fluxes and specific fluxes are highest (Tipping et al. 1997). On the other hand, the Houssière and the Yonne Rivers had cumulative fluxes without such a significant difference between the two periods of the year. Fluxes seemed to be more constant, certainly due to the configuration of catchments which had a higher slope and a higher total forest cover than the others. It seems that we sampled flow events preferentially in the Cure River compared to other rivers. These flow events appeared clearly in the representation of the DOC fluxes (Figure II-12).

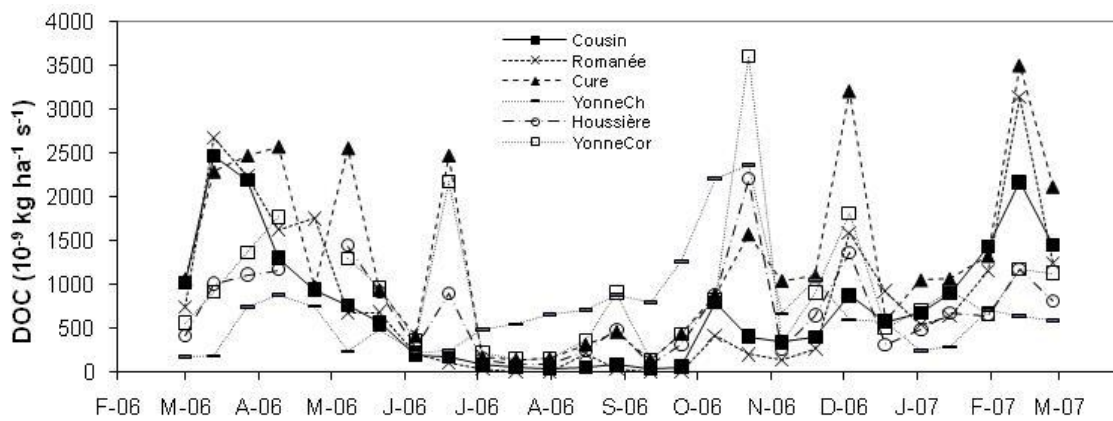


Figure II-12: Daily mean specific DOC fluxes in the 6 streams during the sampling period.

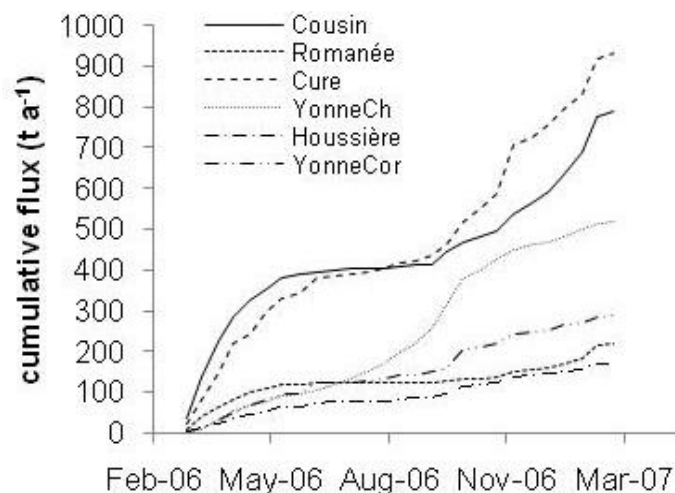


Figure II-13: Cumulative DOC fluxes for the 6 streams.

5.3.3. Average DOC concentrations and fluxes

Mean DOC concentrations (Table II-4) show two significantly different groups: on one hand Cousin, Romanée and Cure Rivers, in which mean DOC concentrations ranged between 5.9 and 6.7 mg l⁻¹, and on the other hand Yonne at Chassy, Houssière and Yonne at Corancy Rivers, in which mean DOC concentrations ranged between 2.8 and 3.4 mg l⁻¹.

Mean DOC fluxes also differed significantly between the 6 catchments. DOC fluxes ranged between 164 t a⁻¹ for Houssière River and 915 t a⁻¹ for the Cure River. When fluxes were expressed as a function of catchment area (Figure II-12), differences between catchments were not as large. On average, Cure at Crottefou had the highest specific flux (42 kg C ha⁻¹ a⁻¹), followed by Yonne at Corancy (29 kg C ha⁻¹ a⁻¹) and then the other rivers (23 to 26 kg C ha⁻¹ a⁻¹). These values of DOC specific fluxes are within the range of those found in other studies (Buckingham et al. 2008; Coynel et al. 2005; Dawson and Smith 2007). In a review of rivers throughout the world, Hope et al. (1994) shown that specific DOC fluxes range from 0.1 to 440 kg C ha⁻¹ a⁻¹, the highest values referring to catchments with forest or bogs, and with lowland rivers generally having values in the range 10 to 100 kg C ha⁻¹ a⁻¹. Dalzell et al (2007) highlighted the fact that flow events clearly contributed to DOC exports, so specific flux estimations from bimonthly sampling did not reflect DOC quantities exported.

The inverse relationship between mean DOC concentration and catchment slope (Figure II-14) suggested that Cousin, Romanée and Cure Rivers had the highest DOC concentrations because their topography was related to the presence of wetlands, which provide favourable conditions for organic matter accumulation and high DOC (Mattsson et al. 2009). Positive correlations existed between CTI and the hydromorphic soils parameter, and DOC concentration in streams ($R^2 = 0.906$ and 0.716 , respectively, Figure II-14). The 6 catchments did indeed have different proportions of wetlands (Table II-1), with CTI and the hydromorphic soils parameter being highest for the Cousin, Romanée and Cure catchments and lowest for the Houssière catchment.

Table II-4: DOC concentrations, fluxes and specific fluxes calculated using methods described in materials and methods section. For specific DOC fluxes, mean and standard deviation were calculated using all methods. Values followed by the same letter are not significantly different. Values in brackets represent standard deviations.

	method	Cousin	Romanée	Cure	YonneCh	Houssière	YonneCor
DOC (mg l ⁻¹)	min	4.88	4.02	3.46	2.03	1.51	1.47
	max	9.34	10.38	11.59	4.36	8.59	9.00
	mean	6.54^b (1.17)	6.68^b (1.89)	5.89^b (2.15)	2.80^a (0.64)	2.93^a (1.67)	3.37^a (1.96)
DOC flux (t a ⁻¹)	mean	828.42^{cd} (64.34)	235.73^{ab} (18.09)	915.17^d (25.76)	522.87^{bcd} (11.92)	160.68^a (18.85)	293.00^{abc} (10.01)
Specific DOC flux (kg C ha ⁻¹ a ⁻¹)	A	22.72	24.69	40.50	22.92	23.00	29.83
	B	23.06	23.30	42.31	22.71	28.15	28.83
	C	27.95 (0.51)	29.02 (0.79)	43.55 (1.58)	21.78 (0.51)	29.92 (1.71)	30.33 (1.78)
	D	22.97	25.37	40.13	23.40	24.45	30.72
	E	23.33	24.00	41.31	23.20	29.19	29.11
	F	25.16	23.65	42.13	22.98	27.74	27.86
	G	23.51	25.06	41.17	22.71	22.25	29.52
	mean	24.10^{ab} (1.88)	25.01^{ab} (1.92)	41.58^c (1.17)	22.82^a (0.52)	26.38^{abc} (3.10)	29.46^{bc} (0.96)

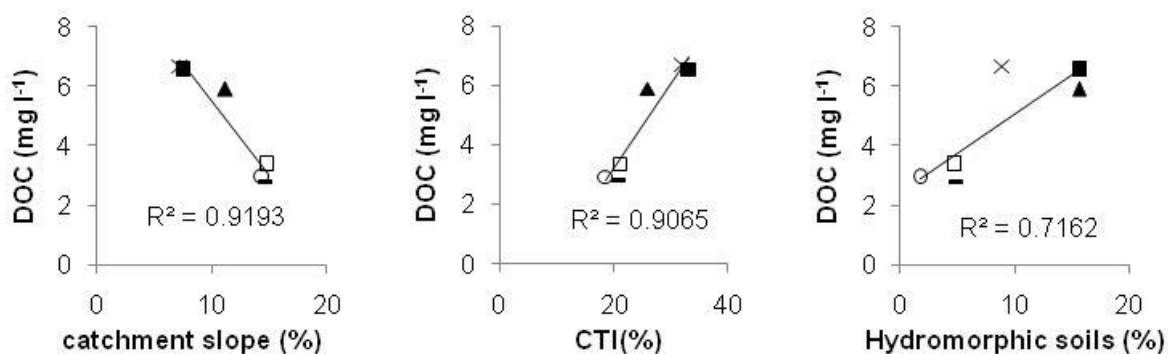


Figure II-14: Relationships between mean DOC concentration and mean catchment slope and proportion of wetland calculated either from compound topographic index (CTI) or directly (hydromorphic soils parameter). Legend: see previous figures.

5.3.4. Isotopic composition of DOC

$\delta^{13}\text{C}$ -DOC values ranged from -29.7 ‰ to -26.8 ‰ (Figure II-15) reflecting the isotopic composition of the C3 plants of the vegetation cover. Those values were in the same range measured in small catchments near this study area by Amiotte-Suchet et al. (2007) and Linglois (2003). They did not differ significantly between catchments, except for particular periods, such as for the Romanée River, which had ^{13}C -enriched DOC between August and October during the algal bloom. This ^{13}C -enriched DOC confirmed the hypothesis explaining the high DOC concentrations during this sampling period. The flow event of 20 June also had a clear impact, with DOC enriched in ^{13}C for the Cure, Houssière and Yonne at Corancy Rivers. Land use differences between these catchments are not sufficiently contrasted to significantly influence the DOC isotopic composition.

There was significant seasonal variation in $\delta^{13}\text{C}$ of DOC in the Cousin, Romanée and Cure Rivers ($p = 0.003, 0.008$ and 0.027 , respectively), with DOC being impoverished in ^{13}C from April to June (spring) and from November 2006 to March 2007 (autumn and winter), and enriched in ^{13}C between June and October (summer). Winter 2006 and winter 2007 had contrasting $\delta^{13}\text{C}$ -DOC values, being enriched in 2006 compared to 2007. It is important to note that samples from the flow event of 20 June were not included in the statistical test to determine seasonal variations.

$\delta^{13}\text{C}$ -DOC values were not correlated with DOC concentrations (Figure II-16) or with stream discharges, except for the 20 June flow event, which must have transported DOC enriched in ^{13}C from another source. Dalzell et al. (2007) did not find seasonal variations in $\delta^{13}\text{C}$ -DOC, but they showed a positive relationship between stream flow and $\delta^{13}\text{C}$ values. Taking into account data from Amiotte-Suchet et al. (2007), we could pose the hypothesis that in summer (between June and October), stream DOC is mainly influenced by the transport of soil solution in groundwater, enriched in ^{13}C compared to stream water, whereas in spring (between April and June) and autumn (between October and December), when discharge and the precipitation are highest, that stream DOC originates from overland flow, leaching the degradation products of leaves or needles, which have depleted $\delta^{13}\text{C}$ values.

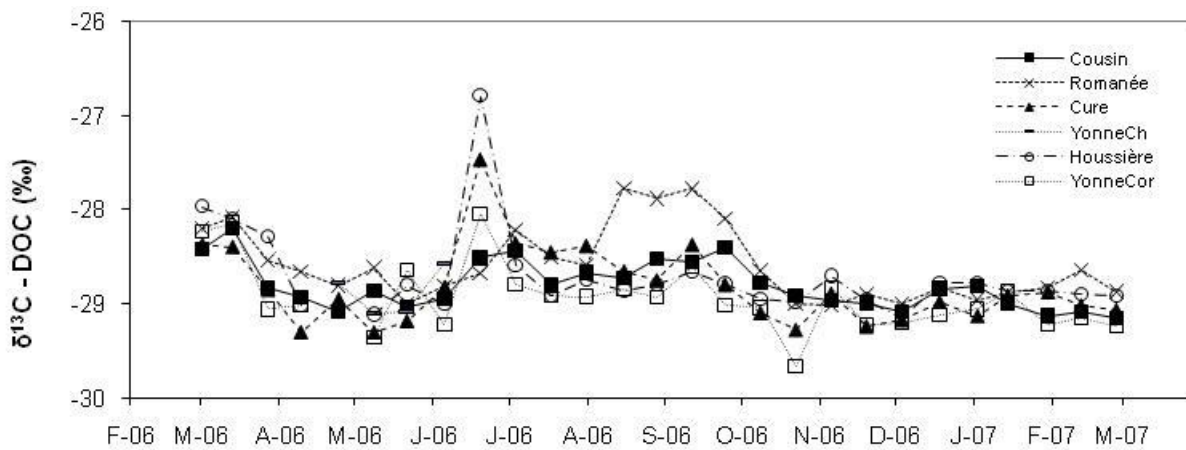


Figure II-15: Isotopic signature of the dissolved organic carbon in the 6 streams over the course of the study period.

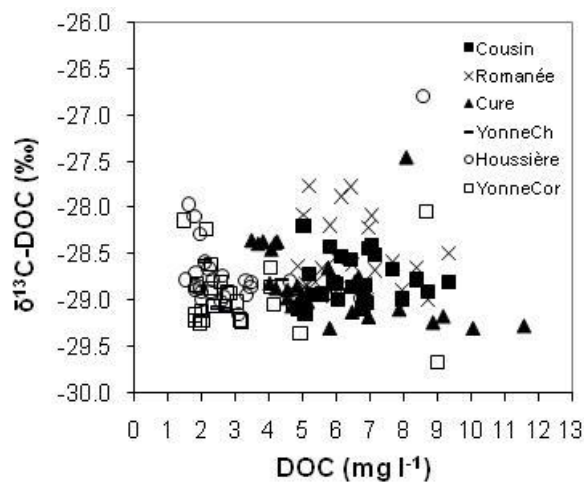


Figure II-16: DOC isotopic composition as a function of DOC concentration.

5.4. Flow event of the 26 November 2006 on the Houssière River

5.4.1. DOC and POC concentrations

The thunderstorm of 26 November 2006 in the Houssière catchment was one of the largest storms registered during the year of sampling (Figure II-17).

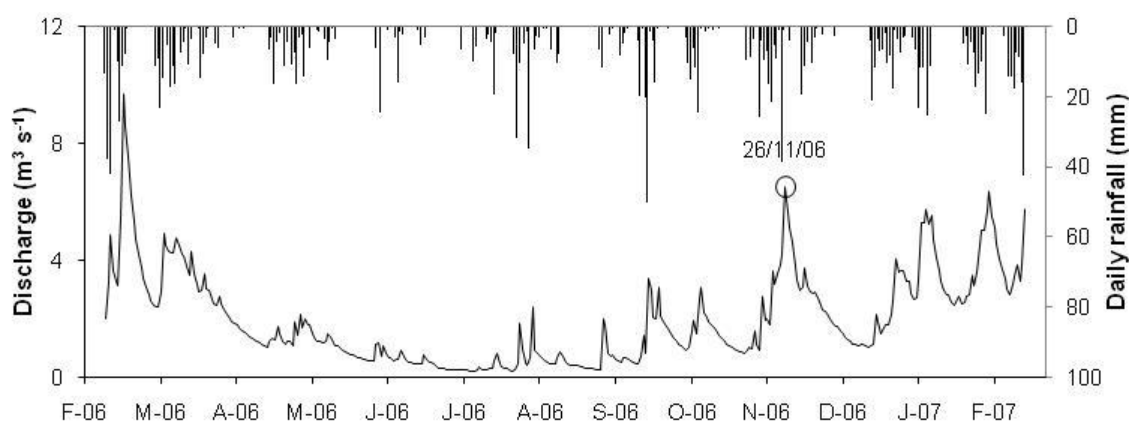


Figure II-17: Rainfall at Montsauche-Les-Settons (data from Météo France), discharge and position of the flow event of the 26 November 2006 in the Houssière River.

During the flow event, DOC concentration ranged from 3 to 7 mg l⁻¹, POC concentration from 2 to 30 mg l⁻¹ and the TSS concentration from 20 to 176 mg l⁻¹ (Figure II-18). Stream DOC concentration responded rapidly to discharge. The peak discharge occurred between 6 and 8 hours after the start of sampling and we measured maximum DOC concentration after 8 hours, at the same time the discharge started to decrease. Wagner et al. (2008) proposed that overland flow and the quick transfer of surface water to tile drains are the two main sources of water to the streams during flow events that could be associated with an increase in DOC concentration in the stream. DOC flux was estimated at 3.6 t and specific flux at 0.6 kg ha⁻¹ a⁻¹ during the 48h of the sampling period, which represented approximately 2.3% of the annual flux of the Romanée River. Dalzell et al. (2007) estimated that between 70 and 85% of the total annual organic carbon was exported in flow events occurring during less than 20% of the time in a 850km² agricultural watershed. This highlights the importance of short-duration, high-discharge events, which are common in small watersheds, in controlling annual organic carbon export.

Maximum TSS and POC concentrations occurred just before the peak discharge, 6 hours after sampling commenced (Figure II-18).

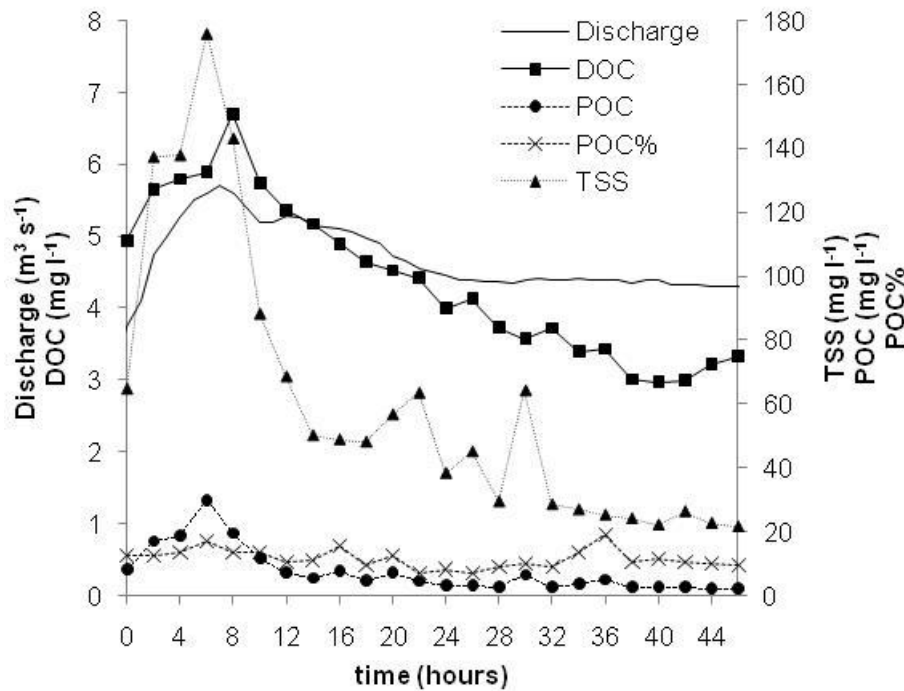


Figure II-18: Hourly discharge, DOC, TSS and POC concentrations during the flow event.

The DOC versus discharge relationship showed a clockwise loop, with higher DOC concentrations on the ascending limb of the hydrograph compared to the descending limb (Figure II-19). That implies the mobilisation of more concentrated DOC sources during the rising limb of the flow event than during the descending limb. Similar clockwise loop relations occurred for POC and TSS concentrations. Coynel et al. (2005) reported the same pattern for POC concentrations during autumn flow events in the Nivelle River and they suggested that POC is primarily riparian litter/resuspended river bed material, rich in organic C content, easily erodible and/or originating from sources close to the sampling station. As shown by Wagner et al. (2008), precipitation and stream response to precipitation are the primary controls on stream DOC concentrations during thunderstorms.

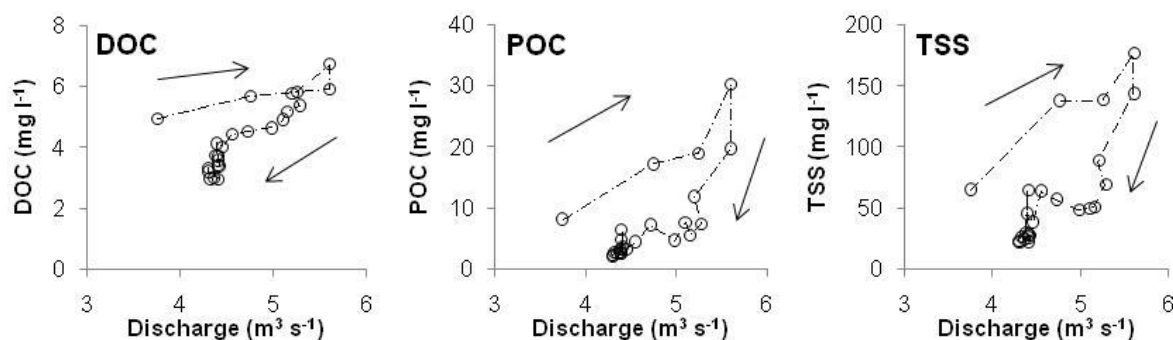


Figure II-19: River DOC, POC and TSS concentrations as a function of discharge during the flow event, showing a clockwise hysteresis patterns. Arrows indicate chronology.

5.4.2. Isotopic composition of DOC and POC

Measured $\delta^{13}\text{C}$ -DOC during the flow event was within the range of $\delta^{13}\text{C}$ -DOC values measured during bimonthly sampling over the course of the year in the Houssière River (Figure II-20). We observed low $\delta^{13}\text{C}$ -DOC values during the flow event compared to after the flow event. River $\delta^{13}\text{C}$ -DOC values started at -28.81 ± 0.06 ‰ and reached -28.37 ± 0.16 ‰ at the end of sampling. This observation indicates that the surface fast component that creates the peak flow is depleted in ^{13}C whereas the deeper component, less concentrated in DOC, transports a relatively more ^{13}C -enriched DOC. There was no relationship between discharge and $\delta^{13}\text{C}$ -DOC; the latter increased linearly during the flow event at the time resolution of our data. This linear and continuous isotopic variation could result from different sources of DOC being mobilised during the flow event.

Significant variations in the isotopic signature of POC occurred during the flow event. $\delta^{13}\text{C}$ -POC values decreased during the ascending limb, to a minimum value of -29.08 ‰ during the peak discharge and period of maximum of TSS and POC. Thereafter, $\delta^{13}\text{C}$ -POC increased slightly and reached a maximum value after the flow event. Low values during the ascending limb could reflect leaf or needle $\delta^{13}\text{C}$ values, which range from -31 to -30.5 ‰ (Amiotte-Suchet et al. 2007), whereas values measured during the descending limb and after the flow event (-28.7 to -28.5 ‰) could reflect values of organic matter originating from the soil.

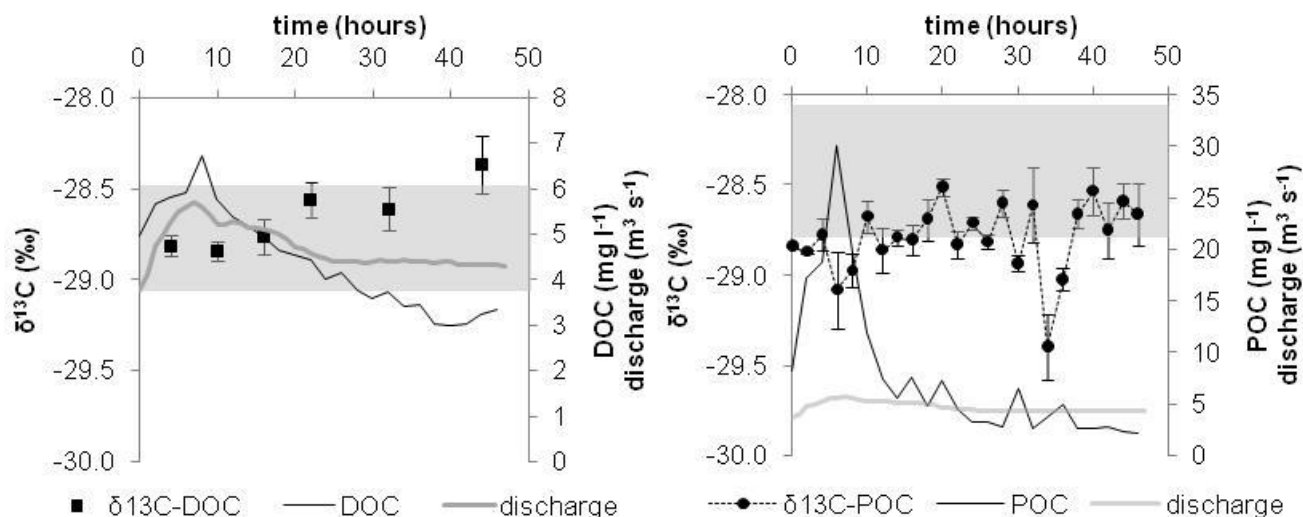


Figure II-20: $\delta^{13}\text{C}$ -DOC and $\delta^{13}\text{C}$ -POC during the flow event. The grey zone represents the range of $\delta^{13}\text{C}$ -DOC and $\delta^{13}\text{C}$ -POC values in the samples taken fortnightly over the course of the year.

6. Conclusion

Looking at the total area of forest as a percentage of catchment area, the more forested catchments were expected to have high specific DOC fluxes. However, in reality, there were no significant differences between catchments, even though the Cousin at Avallon had 47% of its area covered by forest compared to 82% for the Houssière at Chaumard. The dominant factor influencing DOC fluxes and specific fluxes seemed to be the configuration of the catchments and in particular their mean slope and the presence of wetlands. Wetlands appeared to be the main factor explaining differences in river DOC concentrations at the scale of this study (50 to 350 km²). At this scale the impact of vegetation cover may be hidden or minimised by the catchment configuration and the presence of wetland. To see an impact of coniferous versus deciduous vegetation, catchments planted essentially with one type of vegetation and with the same proportions of wetland should be studied.

Methodological aspects need to be carefully considered when calculating loads and fluxes. Bimonthly sampling was inadequate for calculating annual fluxes because of the impact of relatively short flow events on DOC and POC concentrations. DOC concentration was not correlated with discharge when we integrated samples from flow event and inter-flow event periods, but during the flow event of 26 November 2006 we noted a hysteresis and a

linear correlation between DOC concentration and discharge on the Houssière River. Thus, the dynamics of DOC export are influenced by the hydrological dynamics of the rivers, in particular during periods of high precipitation, when flow events increase the quantities of DOC exported.

At this scale of study, differences in land use were not contrasted enough to cause differences in DOC isotopic composition. Differences in $\delta^{13}\text{C}$ were too small to detect any influence of vegetation on the quality of organic matter. However, at the scale of a flow event, at high temporal resolution, the results of isotopic analysis show that several reservoirs of DOC seem to be mobilised during flow events. The origin of DOC differed between the rising and falling limbs of the flow. Sources of POC also appeared to change during course of the flow event, initially originating from vegetation debris and thereafter from the soil organic matter.

**Chapitre III : Production de carbone organique
dissous dans des systèmes tempérés à faible
pression anthropique : le cas d'une tourbière et
des écosystèmes forestiers du Morvan.**

La précédente partie prenant en compte les bassins versants dans leur intégralité n'a pas permis de voir d'impact des différents peuplements forestiers sur les concentrations en COD mesurées dans les rivières. Cependant, cette étude a montré que les sols hydromorphes et les proportions de zones humides dans les bassins pouvaient jouer un rôle majeur avec une augmentation des concentrations en COD positivement corrélée aux proportions de zones humides ou de sols hydromorphes.

C'est donc à une échelle parcellaire que nous avons suivi la production de COD dans deux systèmes potentiellement producteurs de MOD que sont les tourbières et les systèmes forestiers.

III. Production de carbone organique dissous dans des systèmes tempérés à faible pression anthropique : le cas d'une tourbière et des écosystèmes forestiers du Morvan.

1. Introduction

L'identification des zones productrices de COD est d'un réel intérêt. Les concentrations en COD dans les rivières vont directement découler de la présence de zones productrices riches en matières organiques (Mattsson et al. 2009). La concentration en COD des rivières et des lacs devrait grandement être influencée par l'occupation des sols des bassins versants et plus particulièrement par la présence de zones humides et de zones forestières. La dynamique de la matière organique des sols en milieux humides, et particulièrement en zone de tourbière, est très fortement influencée par les conditions d'anaérobioses générées par l'omniprésence d'eau dans le système, favorisant ainsi la production de COD et restreignant la minéralisation du carbone (Buckingham et al. 2008). Les tourbières sont, de ce fait, des écosystèmes qui accumulent de grandes quantités de matières organiques et laissent donc supposer qu'elles seraient à la fois des zones de fortes productions de COD, mais aussi des zones ayant un grand potentiel d'exportation de COD avec des valeurs typiques de flux pour de tels sites de $250 \text{ kg ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ (Buckingham et al. 2008). Agissant comme une réserve importante entre les systèmes terrestres et fluviaux, les zones humides s'avèrent être les secteurs les plus déterminants pour expliquer les concentrations en COD retrouvées dans les cours d'eau (Sachse et al. 2005). Dillon et Molot (1997) et plus récemment Johnston et al. (2008) ont montré qu'il existait une forte corrélation entre l'exportation de COD par les cours d'eau et le pourcentage de surfaces occupées par des zones humides dans le bassin versant, suggérant ainsi que le COD exporté par les rivières proviendrait majoritairement des zones humides plutôt que des horizons minéraux du sol.

L'impact de la végétation et plus particulièrement du couvert forestier sur les quantités de COD produites, et par la suite transférées dans les hydrosystèmes, est un paramètre difficile à isoler et à mettre en avant tant les autres facteurs que sont les conditions météorologiques et physiques des bassins versants peuvent interagir (Chantigny 2003; Kalbitz et al. 2000; McDowell 2003). Chantigny (2003) et Khomutova et al. (2000) ont montré que les concentrations en COD étaient plus élevées dans les sols forestiers sous couvert résineux par rapport aux sols forestiers sous couvert feuillus. L'explication avancée par les auteurs est un taux d'accumulation supérieur, une dégradation plus lente de la litière à la surface d'un sol sous couvert résineux ainsi qu'un plus fort taux de matière organique facilement oxydable sous végétation conifères. Les résultats sont contrastés avec des mesures de concentration en COD supérieures sous feuillus chez certains auteurs (Hongve 1999; Kaiser et al. 2001a; Khomutova et al. 2000) qui montrent que les taux de dégradation sont inférieurs sous forêt résineuses, aboutissant à des taux de matières organiques dissoutes (MOD) inférieurs.

L'objectif de ce chapitre est de mieux comprendre les facteurs (température de l'air, du sol, humidité du sol, précipitation, couvert végétal...) contrôlant les quantités de COD présentes dans les solutions de sol ainsi que dans les eaux de surface. Les fonctionnements d'une tourbière du Morvan et de sols sous deux couverts forestiers feuillus et résineux ont été suivis dans le but de mettre en évidence les variations temporelles (effets des cycles saisonniers bioclimatiques) et spatiales (effet écosystème) de la concentration en COD que ce soit dans les eaux de la nappe et de drainage dans la tourbière ou dans les solutions des sols forestiers. Nous tenterons finalement de comparer ces trois systèmes en termes de production de COD.

2. Matériels et méthodes

2.1. Présentation des sites

L'étude se base sur deux sites se trouvant dans le département de la Nièvre, dans le Parc Naturel Régional du Morvan (PNRM) en Bourgogne (Figure III-1). La production des MOD a été observée in-situ sur le site de la tourbière de Montbé qui fait l'objet d'un suivi hydrologique par le PNRM depuis 2001 et sur lequel un plan de gestion a été mis en place en 2005, et parallèlement sur le site expérimental de la forêt du Breuil-Chenue géré par l'unité Biogéochimie des Ecosystèmes Forestiers de l'INRA de Nancy.

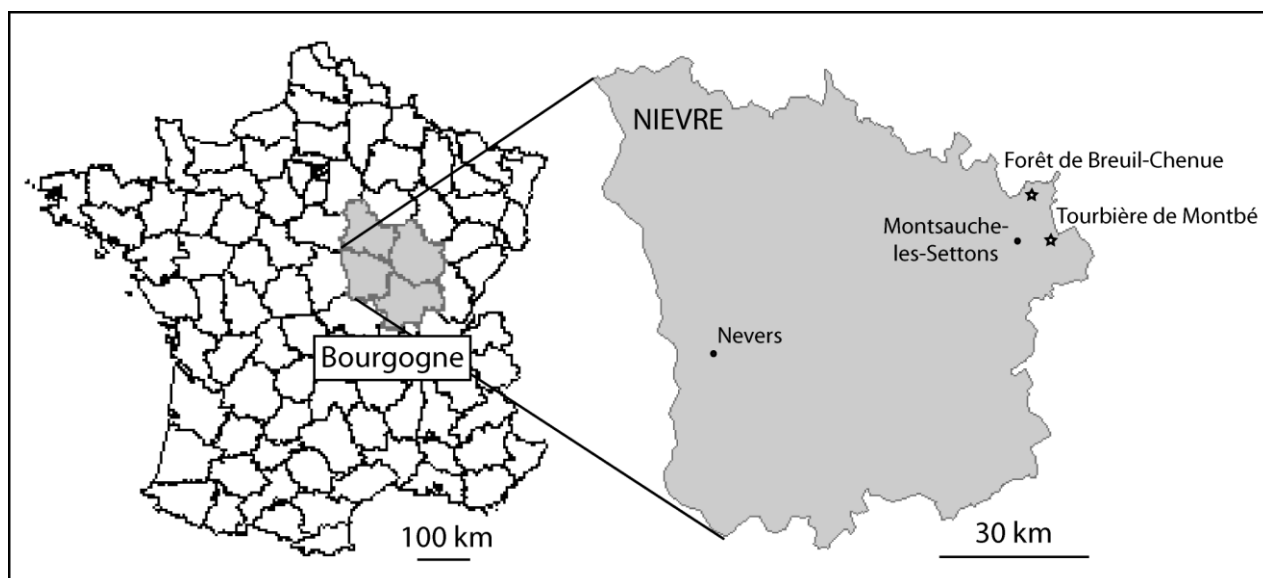


Figure III-1 : Localisation des deux sites : la tourbière de Montbé et la forêt de Breuil-Chenue

2.1.1. La tourbière de Montbé

2.1.1.1. Localisation et caractéristiques du site

Le premier site d'étude correspond à l'une des 10 tourbières identifiées du Morvan. Il est composé d'un ensemble de prairies paratourbeuses humides en fond de dépression et d'une tourbière bombée dégradée. Il est situé au lieu-dit « le Grand Vernet » entre les hameaux du Grand Montbé, du Creusot et des Brocards, au Sud de la commune de Gouloux (58), quelques kilomètres au Nord de Montsauche-les-Settons et du lac des Settons (coordonnées Lat. 47°11'54" N, Long. 04°03'24" E). La tourbière se trouve à une altitude comprise entre 560 et 595 m. Elle occupe une grande partie de la dépression du Grand Vernet qui est une des zones de sources du Caillot, affluent direct de la Cure.

Le climat est froid et humide avec des influences atlantique, continentale et montagnarde. Sur la période 1951-1990, les précipitations moyennes annuelles atteignent 1420 mm à la station de Montsauche-les-Settons (PNRM 2005). Pour la période étudiée, le cumul a atteint 1590 mm. Le printemps est tardif et l'automne précoce, avec une température moyenne annuelle de 9.2 °C et 95 jours de gel en moyenne (94 jours sur la période d'étude) (PNRM 2005).

Cette tourbière, comme la plupart des tourbières morvandelles, se situe en pied de versant et est donc alimentée par les eaux de ruissellement et l'eau contenue dans les arènes accumulées dans les fonds de vallon. A Montbé, la couverture superficielle est composée d'arènes granitiques, formées de quartz et d'argiles, en contact avec la roche mère, un microgranite du socle Primaire. Sur le site de Montbé, l'arène est fortement enrichie en argiles issues de la dégradation de feldspaths. Les sols sont acides et dans les secteurs en dépression ils sont hydromorphes (PNRM 2005). L'association de facteurs tels que l'acidité des sols, le climat froid et humide, la présence d'une couche argileuse dans les fonds de vallons et l'omniprésence de l'eau, ont été propices au développement de tourbe ou d'horizons organiques importants. La profondeur moyenne de tourbe pour les tourbières du Morvan est de 1.2 m, mais elle atteint 2.24 m à Montbé. Elles n'ont été exploitées que jusqu'à la dernière

guerre pour la fauche et le pâturage, avec la mise en place d'assainissements au moyen de fossés (PNRM 2005). Depuis elles se sont en partie régénérées mais portent la marque de cette ancienne utilisation. Les cours d'eau ont été transformés en fossés rectilignes en limites de parcelles, alors que la densité des ruisseaux aux cours sinueux, typique des zones paratourbeuses préservées, constituait le paysage de cette zone avant l'intervention de l'homme entre 1950 et nos jours. Les niveaux piézométriques relevés par le PNRM en 2001, 2003 et 2004 varient de manière importante et synchronisée avec les précipitations durant la période estivale. Un rabattement de la nappe à proximité des fossés qui drainent la tourbière a été observé et plus particulièrement en période estivale lorsque les précipitations ne sont plus assez importantes pour saturer le sol en eau et que la végétation en pleine période de croissance doit puiser l'eau du sol dont elle a besoin (PNRM 2005). Le PNRM a réalisé 8 profils pédologiques afin de caractériser la zone, et trois types de tourbe (tourbe fibrique, tourbe mésique et tourbe saprique) ainsi qu'un sol évolué (anmoor d'après la classification américaine) ont été différenciés (PNRM 2005). Une carte de profondeur de tourbe a été réalisée (Figure III-2).

2.1.1.2. Échantillonnage et mesures

Les solutions ont été prélevées mensuellement entre mai 2007 et juin 2008 dans 5 piézomètres de la tourbière (4, 5, 6, 7 et 9) à 20 cm en dessous du niveau piézométrique et à 20 cm au dessus du fond du piézomètre afin de réaliser un transect Ouest-Est du site suivant le sens d'écoulement de la nappe (Figure III-2).

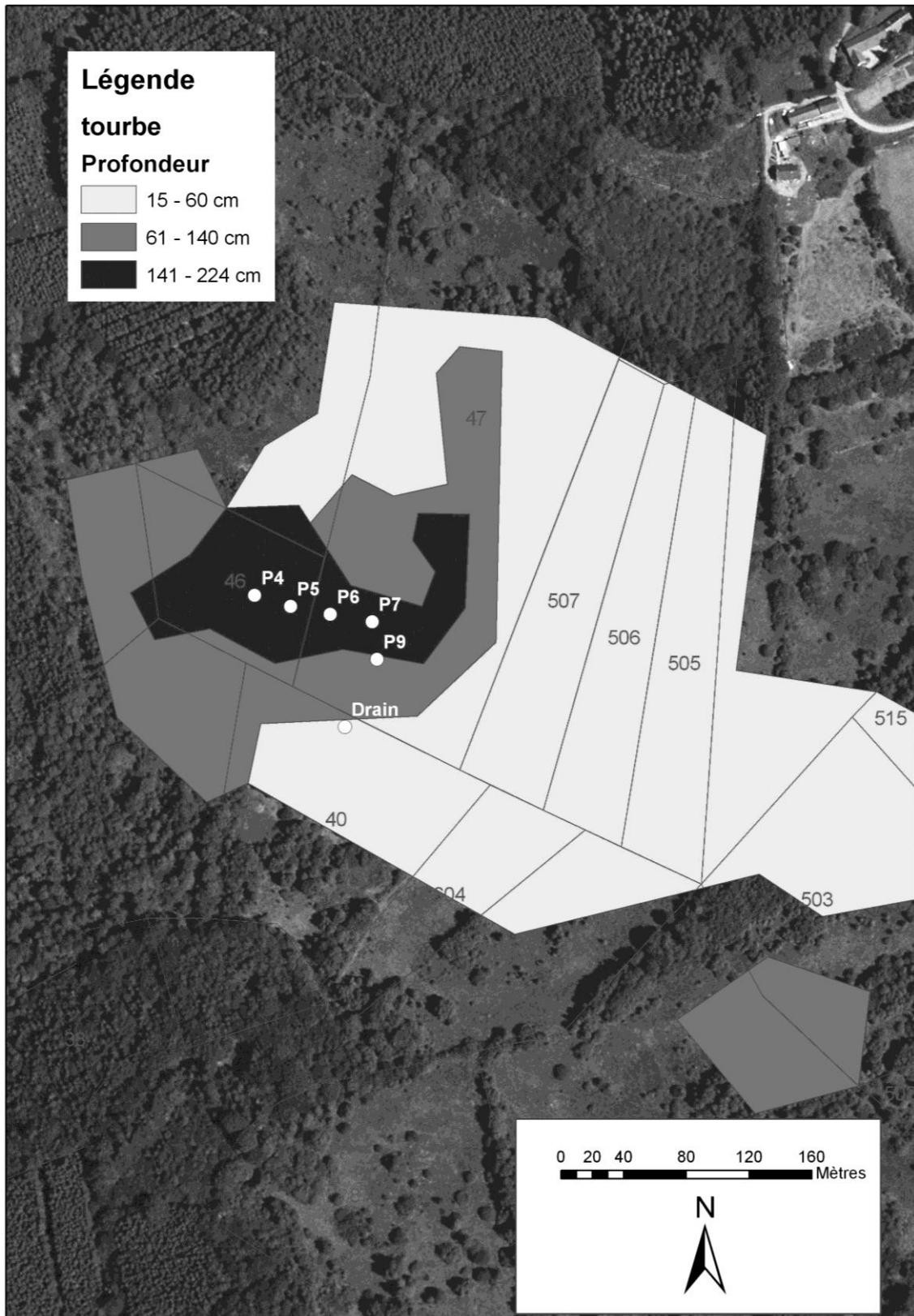


Figure III-2 : Carte de localisation des piézomètres sur la tourbière de Montbé et profondeur de tourbe (d'après PNRM 2005).

Les prélèvements de fond ont ainsi été effectués entre 114 et 216 cm en dessous de la surface de la nappe. Le fond des piézomètres 4, 5, 6, 7 et 9 se situe respectivement à 156, 170, 181, 216 et 114 cm en dessous de la surface du sol. A chaque fois 1 litre de solution a été prélevé dans des flacons en polypropylène à double bouchon, rincés avec l'eau du piézomètre sur le terrain. Le drain principal au Sud de la zone a également été échantillonné lors de chaque campagne (2 litres) et le débit y a été mesuré par la méthode du jaugeage chimique par injection ponctuelle comme suit : un volume (V) d'une solution de NaCl de concentration (C_1) est injecté dans le ruisseau ; après mélange complet dans le ruisseau, on calcule le débit de la façon suivante :

$$Q = \frac{M}{T} = \frac{V * C_1}{T * \overline{C_2}} \quad \text{(Equation III-1)}$$

Q = débit du cours d'eau ($l s^{-1}$)

M = masse du traceur injecté (g)

V = volume de la solution contenant le traceur (l ou m^3)

C_1 = concentration de la solution du traceur (g/l)

C_2 = concentration du traceur dans le cours d'eau au temps t (g/l)

$\overline{C_2}$ = concentration moyenne du traceur dans le cours d'eau obtenue par intégration (g/l)

T = temps écoulé entre le début et la fin du passage du traceur (s)

Les piézomètres 4, 5, 6 et 7 sont situés dans la zone interne de la tourbière, là où l'épaisseur de tourbe varie entre 140 et 220 cm. Le piézomètre 9 est situé à la limite de cette zone et de la zone d'épaisseur 60-140 cm. Le drain est quand à lui situé à la limite de la zone intermédiaire et de la zone la moins épaisse (15-60 cm).

Pour chaque campagne d'échantillonnage, le niveau d'eau dans chaque piézomètre a été mesuré avant de prélever les solutions. Chaque échantillon a été caractérisé par son pH, sa conductivité, sa température directement sur le terrain. Les concentrations en COD, en éléments majeurs et en nutriments ont aussi été déterminées. De retour au laboratoire, les solutions ont été filtrées sur des filtres en ester de cellulose mixte préalablement rincés avec 100 ml d'eau ultra-pure. 150 ml de solution filtrée sont congelées en prévision des analyses en

éléments majeurs (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ , Cl^- , SO_4^{2-} , NO_3^-) par chromatographie ionique (Dionex DX 100 et ICS 1500). Les concentrations en COD sont déterminées dans les 24 heures suivant le prélèvement par analyseur de carbone Shimadzu TOC 5000 après acidification par HCL 2N afin d'abaisser le pH à la valeur de 3 et d'éliminer le carbone inorganique dissous.

Le bassin versant correspondant à l'exutoire du drain a été délimité sur la base de la carte topographique au 1:25000 de l'Institut Géographique National. Le périmètre est estimé à 4.25 km et la surface à 0.73 km². Les flux spécifiques de COD exporté par le drain sont calculés en faisant la somme des flux pour chaque période d'échantillonnage. L'équation utilisée prend en compte les débits du drain lors de chaque prélèvement. Ce n'est donc qu'une approximation étant donné la fréquence minimale des campagnes d'échantillonnage.

$$COD_{\text{spécificflux}} (\text{kgC ha}^{-1} \text{ a}^{-1}) = \sum_{i=1}^n \left[\frac{Q_i * [\text{COD}]_i * 3600 * 24 * T_i}{10^6} \right] * \frac{1}{A} \quad \text{(Equation III-2)}$$

Q : débit du drain (l s^{-1})

[COD] : concentration en COD (mg l^{-1})

A : surface du bassin versant (km^2)

$T_i = t_2 - t_1$: nombre de jour entre les 2 prélèvements

Des échantillons de sol ont été collectés à l'aide d'une sonde russe fin mai 2007 sur une profondeur totale de 1 m à proximité du piézomètre 9 afin de mesurer la teneur en carbone organique extractible à l'eau (WEOC). Cette méthode de carottage permet d'obtenir un échantillon de sol non remanié, lequel pourra être subdivisé suivant la profondeur. L'extraction a été réalisée par agitation-centrifugation avec le protocole standardisé proposé par Jones and Willet (2006). La carotte a été découpée en parts de 10 cm et 20 g de sol humide sont placés dans des fioles de 250 ml. Pour une dilution par 5 nous avons ajouté 100 ml d'eau ultra pure. Les fioles sont ensuite soumises à une agitation par retournement à l'aide d'un mélangeur/ secoueur orbital Reax 2 Heidolph pendant environ 16h. Les solutions sont alors centrifugées durant 40 min à 7500 tours/min afin de séparer la phase solide de la phase liquide. Le surnageant est récupéré par aspiration, filtré à 0.45 μm sur des membranes en ester de cellulose préalablement rincé avec 100 ml d'eau ultra-pure, puis acidifié avec de l'HCl 2N pour passage à l'analyseur de COD Shimadzu TOC 5000.

Le site se situe à une dizaine de kilomètres au Sud de Montsauche-les-Settons et donc nous utiliserons les données de la station Météo France de Montsauche-les-Settons (Yves Richard, Centre de Recherches de Climatologie, UMR 5210 CNRS/université de Bourgogne, convention Météo France/Université de Bourgogne).

2.1.2. La forêt de Breuil-Chenué

2.1.2.1. Localisation du site

Le site expérimental est situé dans les parcelles 7 et 8 de la forêt domaniale de Breuil-Chenué dans le département de la Nièvre (58) (coordonnées Lat. 47° 18'10'', Long. 4° 4'44'') à une altitude de 638 m. La situation morphologique locale du terrain est un plateau légèrement incliné vers le Sud. Le climat général est à dominante hivernale avec des précipitations moyennes annuelles atteignant 1100 mm en 2002 et 2003 sur le site et une température moyenne annuelle variant de 8,9 °C à 10 °C suivant le peuplement forestier (données avril 2002 à avril 2004) (Ranger 2004).

Le substrat géologique est constitué par la granulite leucocrate à gros grains et deux micas de la Pierre-qui-Vire. Une couche variable mais peu épaisse de limon éolien recouvre la granulite et l'ensemble a subi une cryoturbation de surface variable mais généralisée au cours du quaternaire (Arousseau 1976; Ranger 2004). Les sols sont acides et désaturés de type Alocrisols. La texture est sablo-limoneuse, souvent plus limoneuse en surface, et plus argileuse dans l'arène en profondeur.

La forêt native est un Taillis-sous-futaie (TSF) vieilli à réserves de hêtres (*Fagus sylvatica* L) et de chênes (*Quercus sessiliflora* Smith) et taillis de diverses essences (*Quercus sessiliflora* Smith, *Betula verrucosa* Ehrh., *Corylus avellana* L.). Elle a été coupée à blanc et remplacée en 1976 par des plantations de 6 essences feuillues et résineuses réparties en 9 parcelles individuelles de 10 ares dans une zone cartographiée comme homogène (Bonneau et al. 1977). Un plan du site est présenté Figure III-3. Nous nous intéresserons dans cette étude au Douglas (*Pseudotsuga menziesii* Franco) et à la forêt native.

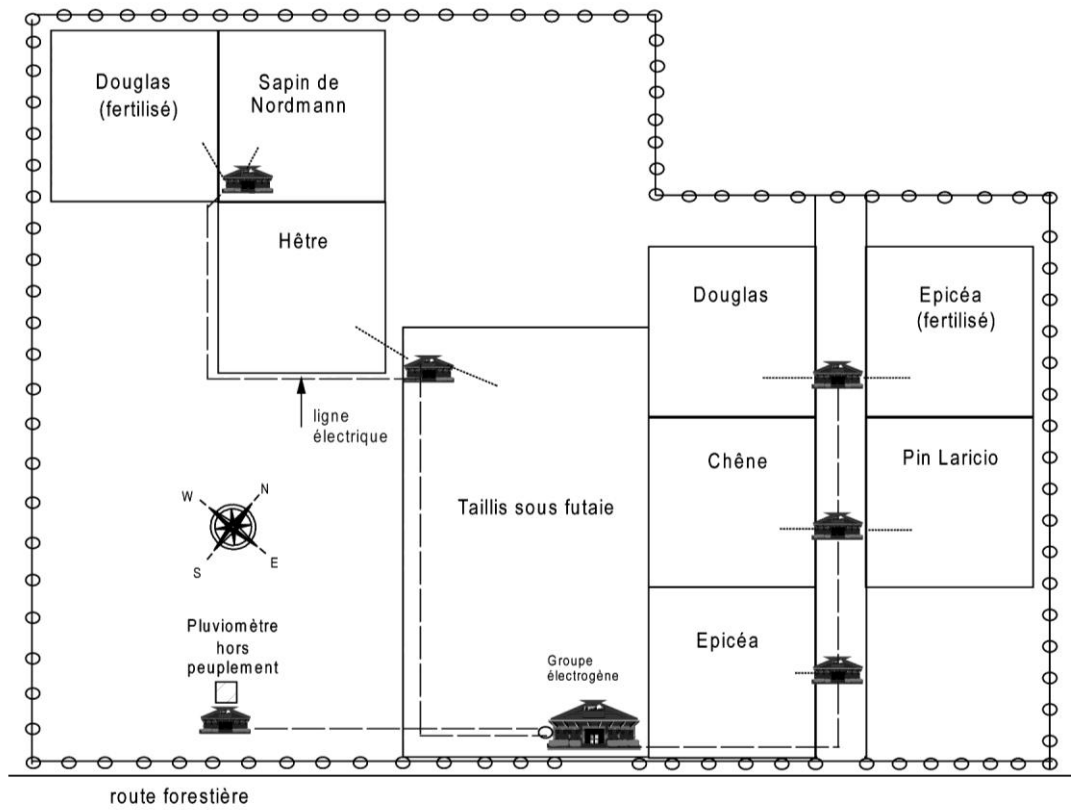


Figure III-3 : Plan du site expérimental de la forêt de Breuil-Chenu (Ranger 2004).

2.1.2.2. Echantillonnage et mesures

Les solutions ont été collectées *in situ* dans les parcelles à peuplement de Douglas (Dg) et de forêt native (TSF) entre juin 2007 et juin 2008 à raison d'un prélèvement par mois. Les solutions ont été prélevées aux profondeurs -15 cm, -30 cm et -60 cm par l'intermédiaire de 5 répétitions de bougies micro-poreuses avec application d'une succion (vide d'environ 400 hPa) et sous la litière par un système de plaques lysimétriques. Les pluviollessivats ont également été collectés sur les mêmes blocs par l'équipe gestionnaire du site. La composition chimique des solutions est représentative d'une période comprise entre 19 et 35 jours suivant le délai entre 2 campagnes de prélèvements et non d'un instant précis.

Les données concernant les températures (Ranger and Gelhaye 2003), l'humidité des sols et les teneurs en carbone du sol (mesure sur 16 profils sous Douglas et 20 profils sous TSF) proches des points de collection (Ranger et al. 2003) ainsi que le pH des solutions et les données concernant les pluviollessivats (quantité, COD, pH...) (Ranger et al. 2004) ont été fournies par l'équipe gestionnaire du site.

Les données de climat sous couvert et de pédoclimat nous ont été fournies pour le couple Douglas-Hêtre. Malheureusement la parcelle TSF n'est pas équipée pour recueillir ses données et nous nous servons donc des températures et humidités sous hêtre. Concernant l'air, les sondes de température et d'humidité relative sont placées à 1.30 m du sol dans des abris normalisés. Pour le pédoclimat, la température a été mesurée à 15, 30 et 60 cm de profondeur par des guides d'ondes enterrés et reliés à une TDR Trase BE via une station de multiplexage. Les mesures ont été effectuées toutes les 4 heures (Ranger 2004).

Les pluviolessivats sont récupérés grâce à 4 gouttières de 2 m par peuplement qui sont remplacées par 4 bacs en hiver. Ces données sont complétées par 10 collecteurs de ruissellement de troncs.

Les analyses de concentration en COD des solutions de sol ont été réalisées dans les 24h après leur collecte suivant le même protocole que celui utilisé pour les solutions de la tourbière de Montbé. Les flux spécifiques de COD ont été calculés grâce au volume de pluviolessivats. Cependant toute l'eau de pluie traversant la canopée ne se retrouve pas à 30 cm et d'autant plus à 60 cm de profondeur dans le sol (pour cause d'évapotranspiration). Malheureusement aucun modèle hydrique n'a été développé sur le site du Breuil et nous ne pouvons connaître précisément les flux drainés dans le sol à partir des volumes de pluviolessivats récupérés. D'autre part, certaines quantités de pluviolessivats ont du être corrigées car les collecteurs se sont parfois retrouvés pleins au moment du prélèvement. Ainsi, les quantités de pluviolessivats mesurées étant sous-estimées, nous les avons corrigées grâce aux quantités de précipitation. Les volumes totaux de pluviolessivat ont atteint 1215 mm sous TSF contre 908 mm sous Douglas. Les flux de COD calculés sont donc très surestimés mais rendent compte de la dynamique des transferts de COD dans le sol en supposant que les flux estimés sont grossièrement proportionnels aux flux réellement exportés. Le flux spécifique moyen annuel est calculé en faisant la somme des flux spécifiques de chaque période d'échantillonnage. L'équation utilisée prend en compte les quantités de pluviolessivats accumulées entre chaque échantillonnage :

$$COD_{fluxspécifique\text{moyen}}(kgC\ ha^{-1}\ a^{-1}) = \sum_{i=1}^n \frac{(Q_i * [COD]_i)}{100} \quad \text{(Equation III-3)}$$

[COD]_i : concentration en COD en mg l⁻¹ pour la période i

Q_i : hauteur de pluviolessivats en mm pour la période i

2.2. Analyses statistiques

La distribution des données ne suit pas une loi de normalité pour tous les paramètres mesurés. Nous avons donc utilisé le test non paramétrique de Kruskal-Wallis suivi d'un post test de Dunn pour comparer nos échantillons. Lorsque les comparaisons n'ont mis en jeu que 2 échantillons, le test U de Mann-Whitney a été utilisé.

Le seuil de significativité a été fixé à P<0.05. Les analyses statistiques ont été réalisées sur XLSTAT®.

3. Résultats

3.1. La production de COD dans la zone humide de Montbé

3.1.1. Les conditions du milieu : température de l'eau, débit, pH, conductivité

Les températures de l'eau de la nappe mesurées dans les piézomètres ainsi que celle du drain varient conjointement et saisonnièrement durant l'année de prélèvement (Figure III-4). Les minimums sont atteints durant les mois de novembre à avril, avec un minimum en décembre, et les maximums durant les chauds mois d'été de mai à octobre. L'amplitude saisonnière des températures sur l'année atteint 15.3°C dans le drain contre 11.7°C dans les piézomètres. Il n'y a pas de variation spatiale de la température de l'eau sur la tourbière, les seules différences mesurées concernent les valeurs en fond et en surface des piézomètres. La

partie superficielle de la nappe est soumise aux variations des températures de l'air tout comme le drain et donc les variations saisonnières y sont les plus marquées. L'eau de la nappe en surface a une température plus élevée en été et plus faible en hiver que celles mesurées au fond des piézomètres. L'amplitude des températures du niveau de surface de la nappe est plus importante que pour le niveau du fond.

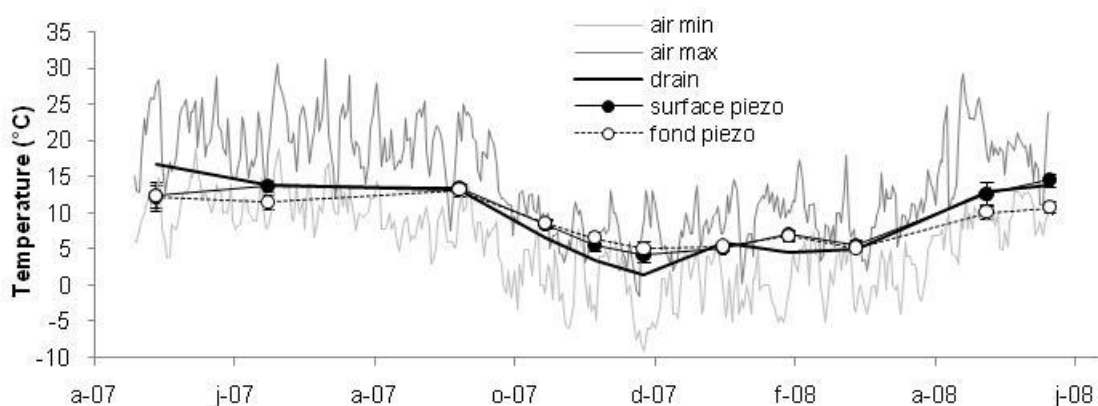


Figure III-4 : Variation de la température moyenne de l'eau en surface et en fond des piézomètres (avec écart type) et dans le drain de la tourbière de mai 2007 à juin 2008 en comparaison avec les températures journalières minimum et maximum de l'air à Montsauche-les-Settons (Données Météo France)

Le débit du drain, même s'il est de plusieurs ordres inférieur au débit des rivières drainant le Morvan, montre les mêmes tendances que les débits journaliers relevés pour l'Houssière à Chaumard (Figure III-5). Le débit du drain varie entre 3 et 22 l s⁻¹, le débit maximal ayant été mesuré en janvier alors qu'il pleuvait ce jour là sur la tourbière. Le drain est soumis aux variations climatiques comme nous l'avons vu pour la température de l'eau mais aussi à la dynamique de l'eau due à l'écoulement et aux précipitations. Localement, les niveaux piézométriques montrent des différences (Figure III-6). Les niveaux diminuent de juillet à début novembre 2007, puis fluctuent mensuellement jusqu'en février pour ré-augmenter. L'eau de la nappe affleure parfois pour le piézomètre 9, alors que la surface de la nappe se trouve entre 25 et 55 cm sous la surface du sol pour le piézomètre 5.

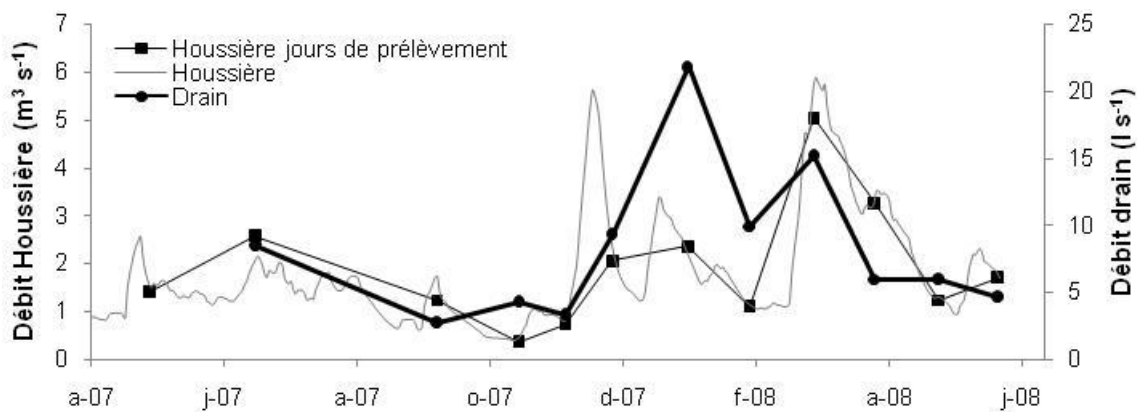


Figure III-5 : Variation du débit mesuré sur le drain et du débit de l'Houssière à Chaumard. Les débits de l'Houssière présentés ici sont les moyennes mobiles sur 7 jours. Nous avons aussi représenté les débits pour chaque journée de prélèvement afin de pouvoir comparer l'Houssière avec le drain de la tourbière.

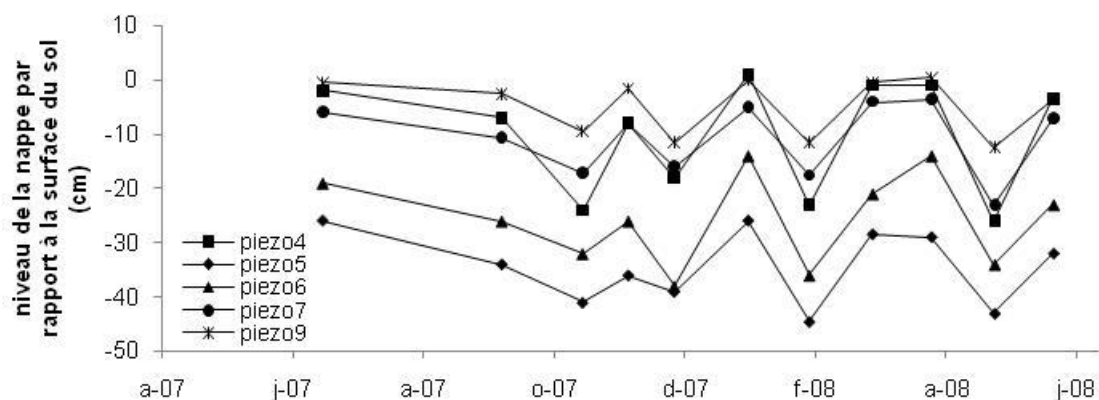


Figure III-6 : Variation de la hauteur d'eau dans les piézomètres. Les mesures ont été effectuées en rapport avec la surface du sol.

Le pH de l'eau du drain présente les valeurs les plus élevées avec un maximum de 6.55 mesuré en mai 2008. L'eau du drain se distingue de l'eau de la nappe prélevée dans les piézomètres où les pH sont nettement plus faibles et varient entre 4.3 et 5.9, témoignant du contexte acide de la tourbière (Figure III-7). Les valeurs mesurés dans le drain se rapprochent de celles qu'a pu mesurer Nathalie Linglois (2003) dans des petits bassins versants du Moran. De manière générale les eaux prélevées en surface sont plus acides que celles prélevées en profondeur. Toutes les valeurs de pH suivent les mêmes variations au cours des campagnes d'échantillonnage, mais les piézomètres 4 et 5 montrent une variation plus importante entre octobre 2007 et mars 2008.

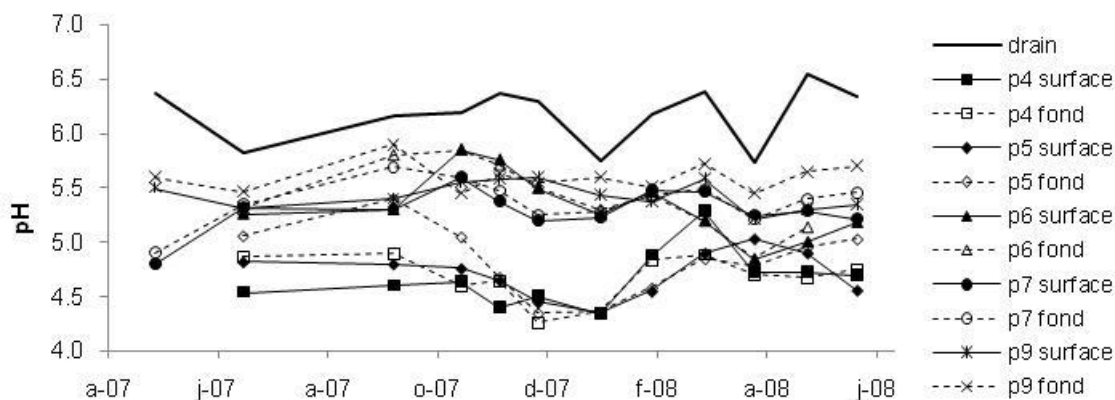


Figure III-7 : Variations du pH de l'eau dans les piézomètres et dans le drain de la tourbière.

Les conductivités électriques (Figure III-8) sont relativement faibles et typiques des eaux drainant des substrats difficilement altérables (Meybeck 1986). Les moyennes annuelles varient entre 35 (± 5) et 90 (± 27) $\mu\text{S cm}^{-1}$. L'eau du drain présente les valeurs de conductivité les plus faibles, mais qui restent cependant très proches voire inférieures aux conductivités mesurées dans l'eau de surface du piézomètre 5 (minimum : 24 $\mu\text{S cm}^{-1}$). Il n'y a pas de différence significative entre les conductivités moyennes mesurées en surface et au fond des piézomètres excepté pour le piézomètre 9 qui présente des conductivités plus élevées au fond qu'en surface, avec un maximum mesuré de 132 $\mu\text{S cm}^{-1}$ (Figure III-8). Cependant, durant l'été 2007 (juin à octobre), les valeurs mesurées en surface sont plus faibles que celles mesurées en fond de piézomètre. Les conductivités mesurées lors des 2 derniers prélèvements les 15 mai et 10 juin 2008 suggèrent une tendance similaire pour l'été 2008. Sur le reste de la période d'échantillonnage, la conductivité de l'eau au fond et en surface suivent la même évolution et retrouvent des valeurs identiques. Ces différences s'expliquent par un effet de dilution des eaux en surface de la nappe et dans le drain car elles sont plus sensibles aux variations de températures et aux précipitations que les eaux prélevées en profondeur des piézomètres.

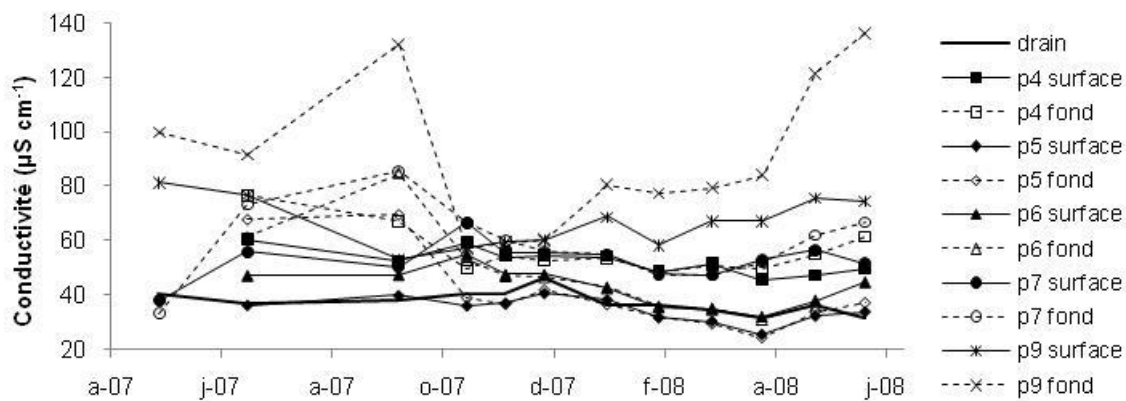


Figure III-8 : Variations de la conductivité électrique de l'eau dans le drain et dans les piézomètres de la tourbière pendant la campagne de prélèvement.

3.1.2. Le carbone organique dissous : variation spatiale et saisonnière

La teneur en carbone organique extractible à l'eau (WEOC) mesurée sur la carotte de sol prélevée à proximité du piézomètre 9 montre une augmentation des concentrations jusqu'à 50 cm de profondeur (de 38.7 mg l^{-1} en surface à $74,7 \text{ mg l}^{-1}$ à 50 cm) puis une diminution entre 50 et 100 cm (Figure III-9). On note également un pic (66.4 mg l^{-1}) de WEOC entre le niveau de surface et le niveau situé entre 10 et 20 cm de profondeur. Ce pic correspond au niveau de surface de la nappe lors du prélèvement. L'humidité massique du sol est très élevée. Elle s'accroît avec la profondeur et varie entre $4.25 \text{ g}_{\text{eau}} \text{ g}^{-1}_{\text{sol}}$ en surface pour rapidement atteindre $8 \text{ g}_{\text{eau}} \text{ g}^{-1}_{\text{sol}}$ dans l'horizon 30-40 cm et $9.78 \text{ g}_{\text{eau}} \text{ g}^{-1}_{\text{sol}}$ à 80-90 cm de profondeur.

Les concentrations en COD mesurées dans les piézomètres sont différentes d'un point de prélèvement à un autre et couvrent une large gamme de valeurs entre les valeurs annuelles moyennes les plus faibles pour le piézomètre 6 ($31 \pm 5 \text{ mg l}^{-1}$) et les valeurs annuelles moyennes les plus fortes pour le piézomètre 4 ($71 \pm 4 \text{ mg l}^{-1}$). Les piézomètres 5, 6 et 7 ont des valeurs assez proches tandis que le piézomètre 9 présente des concentrations intermédiaires, de l'ordre de 49 mg l^{-1} . L'eau du drain présente des concentrations annuelles moyennes en COD de $13 \pm 5 \text{ mg l}^{-1}$, bien inférieures à celles mesurées dans l'eau de la nappe au niveau des piézomètres. Les piézomètres 5, 6 et 7 présentent des concentrations en COD qui se rapprochent de celles qui ont été mesurées par extraction sur la carotte de sol, alors que le sol a été prélevé à proximité du piézomètre 9. Ceci suggère que les valeurs obtenues par

extractions ne reflètent pas les concentrations en COD directement mesurées dans les solutions.

Le flux annuel de COD exporté par le drain a été estimé à $45 \text{ kg C ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ suivant les méthodes de calcul avec des variations suivant les jours de prélèvement pouvant aller de 20 à $140 \text{ kg C ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$. Bien entendu ces variations dépendent fortement du débit du drain qui intervient dans la formule de calcul. On remarque également qu'il y a très peu de différence entre les concentrations en COD des eaux prélevées en surface et celles des eaux au fond des piézomètres.

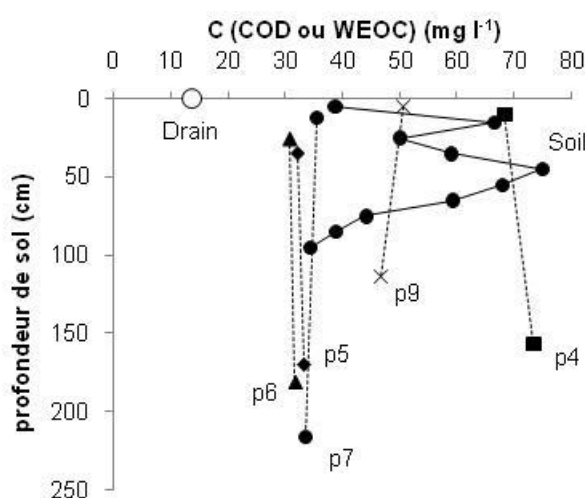


Figure III-9 : Schéma vertical des différentes concentrations en COD et en WEOC (mg l^{-1}) mesuré sur le site de la tourbière. Les valeurs de COD pour le drain et les piézomètres (p4, p5, p6, p7 et p9) sont les moyennes sur la campagne d'échantillonnage (traits en pointillés) alors que les valeurs de WEOC ont été obtenues après extraction sur un carottage de 1 m (trait plein) à proximité du piézomètre 9.

Les variations saisonnières des concentrations en COD sont marquées sur les piézomètres 5, 6 et 7 ainsi que sur le drain. Celui-ci présente des valeurs toujours nettement inférieures allant de 7 à 24 mg l^{-1} alors que les concentrations en COD s'échelonnent de 22 à 88 mg l^{-1} dans les piézomètres. Le drain n'est pas uniquement alimenté par l'eau de la tourbière mais également par les eaux de pluie et de ruissellement qui vont diluer le COD retrouvé. La Figure III-10 montre que les variations de concentrations en COD dans le drain sont corrélées avec celles de la température de l'eau et donc de l'air, comme nous l'avons vu Figure III-4. Cette tendance peut également s'expliquer par un effet de dilution pendant les

périodes hivernales et de concentration pendant les périodes estivales où le débit est le plus faible (Figure III-5).

Les valeurs mesurées en surface ou en fond de piézomètre ne présentent pas de différence, excepté pour le prélèvement du 1^{er} octobre dans le piézomètre 4 qui est bien plus concentré en fond qu'en surface. Pour plus de lisibilité nous présenterons désormais les moyennes surface-fond pour les concentrations en COD (Figure III-11). Les concentrations en COD des eaux des piézomètres 5 et 6 suivent les mêmes tendances et montrent une corrélation positive avec leurs températures respectives ($r = 0.646$, $p = 0.043$, $n = 10$ pour le piézomètre 5 et $r = 0.679$, $p = 0.031$, $n = 10$ pour le piézomètre 6). Dans le piézomètre 7, les concentrations en COD présentent les variations inverses par rapport aux piézomètres 5 et 6, avec des concentrations plus élevées en hiver qu'en été. Les concentrations en COD de l'eau du piézomètre 7 sont corrélées négativement avec les températures moyennes surface-fond de son eau ($r = 0.840$, $p = 0.001$, $n = 11$). Cette variabilité saisonnière ne se retrouve pas dans les piézomètres 4 et 9 dont les concentrations en COD ne présentent pas de corrélation avec la température de l'eau ($p = 0.890$ et $p = 0.139$ respectivement).

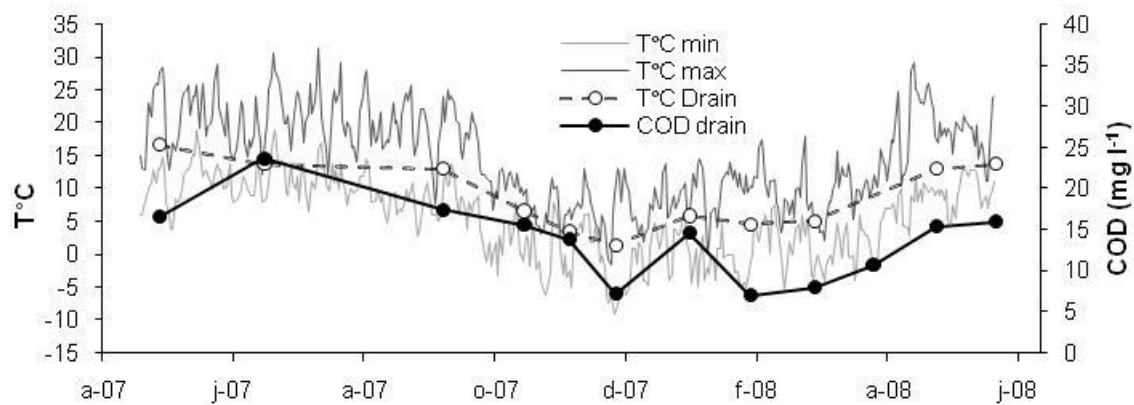


Figure III-10 : Evolution comparée de la température de l'air, de l'eau du drain et des concentrations en COD des eaux du drain.

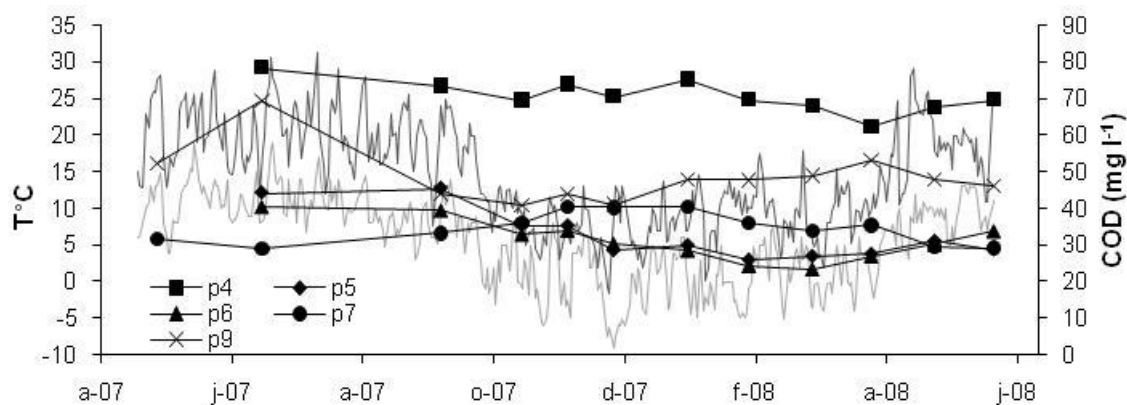


Figure III-11 : Variations des concentrations en carbone organique dissous dans le drain et les piézomètres de la tourbière pendant la campagne de prélèvements en comparaison avec les températures de l'air.

Les concentrations en COD sont corrélées négativement avec les valeurs de pH des eaux de la tourbière (Figure III-12). Les solutions les plus concentrées en COD sont les plus acides. Ainsi, le drain dont la concentration en COD est la plus faible montre des valeurs de pH relativement élevées alors que l'eau prélevée dans le piézomètre 4 est la plus acide et la plus concentrée en COD. L'eau des piézomètres 5, 6, 7 et 9 présente des valeurs intermédiaires. Cette relation met en avant le caractère acidifiant des acides organiques libérés par la matière organique lors de sa dégradation et de sa maturation, diminuant ainsi les valeurs du pH des solutions. Cependant, pour un même point de prélèvement, il n'y a pas de relation entre le pH et le COD localement.

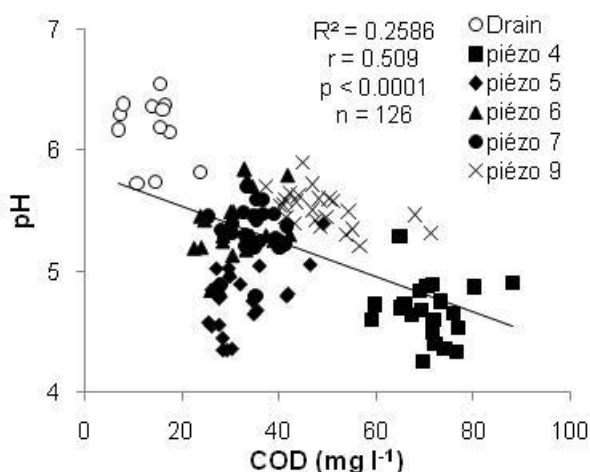


Figure III-12 : Relation entre le pH et les concentrations en COD dans les eaux de la tourbière. Pour des raisons de lisibilité, les valeurs en fond et en surface de piézomètre sont représentées avec le même figuré.

3.2. La production de carbone organique dissous dans l'écosystème forestier du site du Breuil-Chenue

3.2.1. Climat sous couvert et pédoclimat

Sur le site, la température moyenne de l'air est plus fraîche sous hêtre que sous Douglas de 0.2 à 0.3 °C sur le site (Ranger 2004). Sous Douglas, la température moyenne de l'air est de 8.6 °C pour une moyenne des minimums et des maximums de 5.7 °C et de 11.0 °C respectivement. Les températures montrent des évolutions saisonnières avec les températures les plus chaudes observées durant les mois d'été et les températures les plus basses durant les mois hivernaux (Figure III-13). Les résineux se distinguent en été et en automne avec des moyennes légèrement plus fortes se rapprochant de celles des feuillus. Ce sont les seules différences saisonnières.

Les températures moyennes du sol (Table III-1) sont plus faibles sous Douglas que sous hêtre avec des écarts de 1.6 °C à 15 cm de profondeur et de 2.1 °C à 30 cm de profondeur. A 60 cm de profondeur, la tendance s'inverse. Les sols sous feuillus sont plus frais que sous résineux de 0.2 °C quelque soit la saison, mais la différence n'est pas statistiquement significative ($p=0.120$).

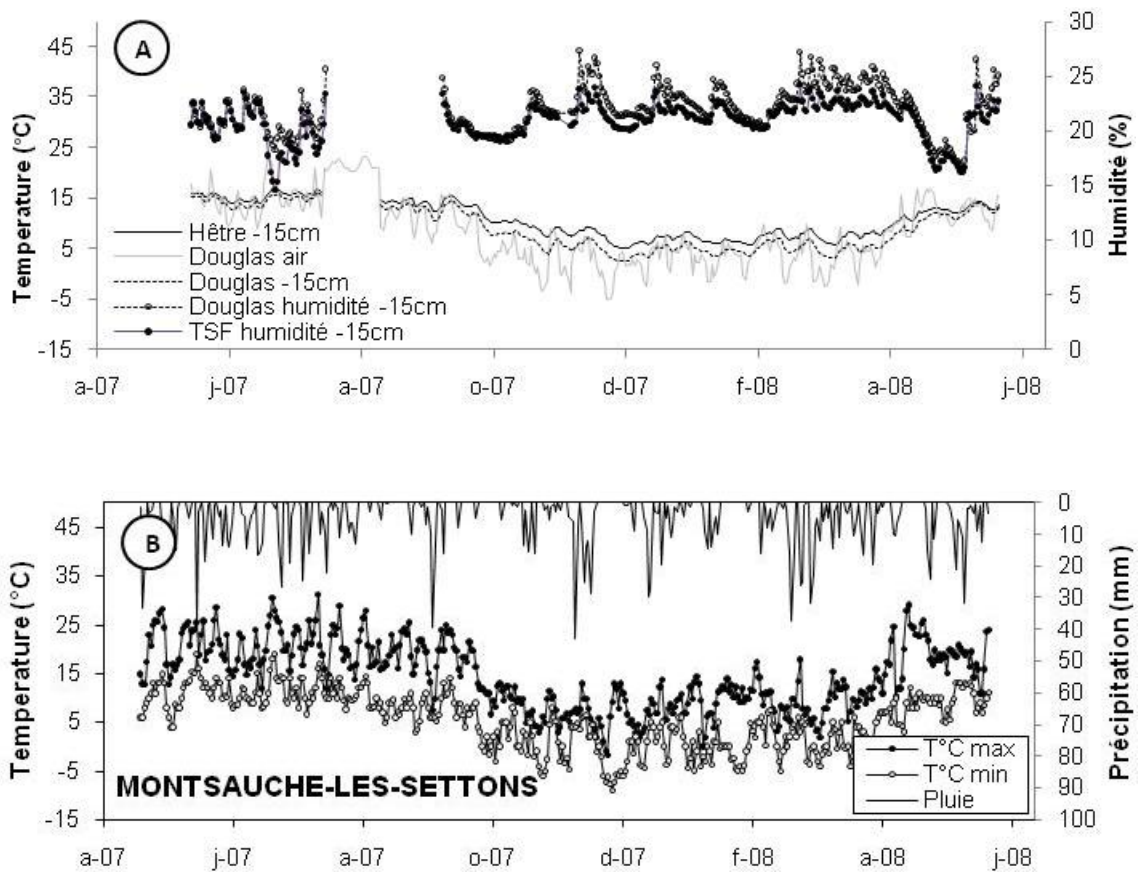


Figure III-13 : A : Climat et pédoclimat du couple Douglas-Hêtre. Les données de température et d'humidité présentées ici sont les moyennes journalières : humidité à 15 cm de profondeur, température de l'air et du sol à 15 cm de profondeur sur la parcelle Douglas et humidité et température du sol à 15 cm de profondeur sur la parcelle Hêtre. B : Précipitations journalières et températures de l'air à la station Météo France de Montsauche-les-Settons durant la campagne de prélèvement.

Table III-1 : Pédoclimat (température et humidité) pour le couple Douglas-Hêtre pendant la période de collecte des échantillons. Les différences statistiques ont été calculées entre essences et pour une même profondeur.

	profondeur	T°C min.	T°C max.	T°C moy.	Humidité min. (%)	Humidité max. (%)	Humidité moy. (%)
Douglas	-15 cm	8.66	9.12	8.86 ^b	21.44	22.65	22.00 ^a
	-30 cm	8.76	9.06	8.91 ^b	21.48	22.45	21.97 ^a
	-60 cm	8.86	8.98	8.92 ^{ns}	20.43	21.27	20.85 ^a
Hêtre	-15 cm	10.38	10.72	10.52 ^a	20.42	21.55	20.94 ^b
	-30 cm	10.88	11.06	10.98 ^a	21.15	22.01	21.57 ^b
	-60 cm	8.68	8.78	8.73 ^{ns}	19.07	19.90	19.48 ^b

L'humidité est plus élevée sous conifères que sous feuillus pendant la période de prélèvement. Les humidités sont présentées dans le Table III-1. La différence entre les essences est toujours statistiquement significative. On note une tendance saisonnière avec des sols plus humides pendant les mois d'automne et d'hiver (Figure III-13).

3.2.2. Variabilité spacio-temporelle des concentrations en COD

Les concentrations moyennes en COD mesurées pour l'ensemble des échantillons sont présentées Table III-2. Elles sont conformes aux valeurs préalablement mesurées sur le site du Breuil (Ranger 2004; Ranger et al. 2004). Les solutions échantillonnées dans la parcelle de Douglas présentent des concentrations en COD supérieures aux concentrations provenant de la parcelle de TSF excepté pour les solutions collectées à la base de la litière qui ont des concentrations en COD supérieures sous TSF. On remarque également une diminution des concentrations en COD avec la profondeur de sol.

Les concentrations en COD mesurées à la base de la litière présentent les plus grandes variations et semblent varier simultanément entre les essences avec des maximums et des minimums aux mêmes dates de prélèvement (Figure III-14). Cependant, la corrélation n'est

pas significative ($p = 0.159$). Les autres solutions ne montrent pas de variation nette au cours de la campagne de prélèvement, mais l'ensemble des points montre une relation positive entre les concentrations mesurées pour la parcelle de TSF et les concentrations mesurées pour la parcelle de Douglas (Figure III-15). On retrouve les plus fortes concentrations en COD dans les solutions à la base de la litière et les plus faibles dans les solutions collectées à 60 cm de profondeur. En analysant chaque profondeur individuellement, les corrélations ne sont pas significatives, excepté pour la profondeur 30 cm ($r = 0.552$, $p = 0.041$, $n = 14$).

Table III-2: Moyennes et écarts types (entre parenthèses) des concentrations en carbone organique dissous (COD) en mg l^{-1} dans les solutions de sol collectées (0 cm = mini-lysimètres sans tension à la base de la litière; 15, 30, 60 cm = bougies microporeuses avec tension d'environ 400 hPa). Les mesures sur les pluviollessivats ont été fournies par l'UMR Biogéochimie des Ecosystèmes forestiers – INRA Nancy Champenoux - gestionnaire du site. Les lettres indiquent des différences significatives entre les couverts forestiers.

	TSF			Douglas		
	COD (mg l^{-1})	Flux ($\text{kg C ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$)	pH	COD (mg l^{-1})	Flux ($\text{kg C ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$)	pH
pluviollessivats	3.97 ^b (2.33)	41.85	6.0 ^{ns} (0.4)	6.16 ^a (3.06)	52.44	5.9 ^{ns} (0.3)
0 cm (litière)	33.61 ^a (6.02)	366.57	4.2 ^b (0.4)	22.46 ^b (3.70)	184.57	4.6 ^a (0.3)
-15 cm	5.96 ^b (1.70)	60.92	5.1 ^a (0.2)	8.01 ^a (1.46)	63.03	4.8 ^b (0.4)
-30 cm	2.92 ^b (1.19)	32.95	5.4 ^a (0.3)	4.24 ^a (1.41)	34.56	4.7 ^b (0.3)
-60 cm	1.08 ^b (0.67)	12.71	5.1 ^{ns} (0.1)	2.24 ^a (1.16)	13.36	5.1 ^{ns} (0.6)

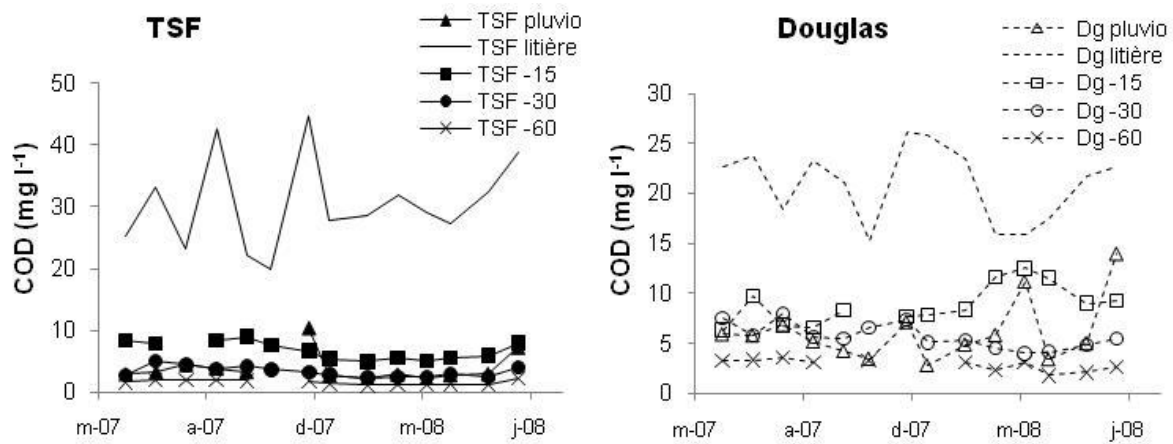


Figure III-14 : Evolution des concentrations en COD sur les 2 parcelles échantillonnées. On remarque que les solutions collectées directement sous la litière présentent des valeurs bien supérieures aux échantillons collectés dans le sol ainsi que les pluviollessivats.

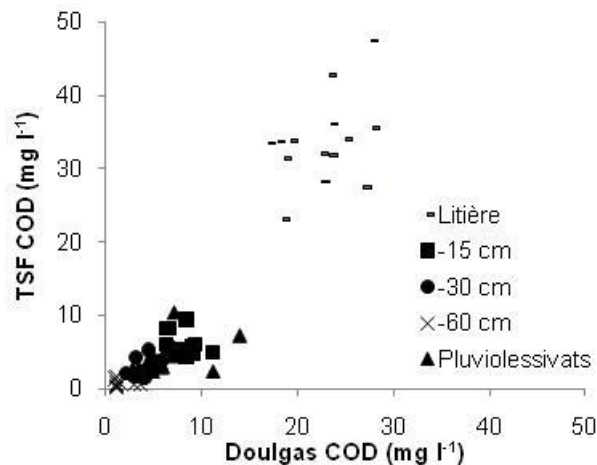


Figure III-15 : Relation entre les concentrations en COD des solutions prélevées sur les 2 parcelles forestières.

Une relation négative existe entre les concentrations en COD et les valeurs de pH mesurées dans les solutions, les solutions les plus concentrées en COD étant corrélées aux pH les plus acides (Figure III-16). Cependant pour un même horizon, les solutions ne montrent pas de relation entre les concentrations en COD et le pH. On remarque que les pluviollessivats ne suivent pas cette tendance avec des valeurs de pH plus élevées que les autres solutions mais des concentrations en COD dans les gammes de celles mesurées dans les sols.

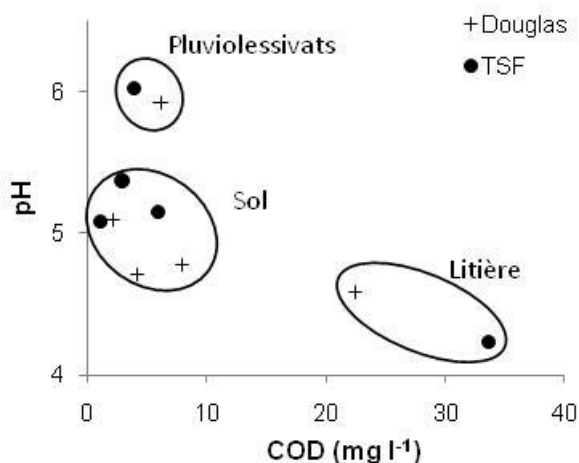


Figure III-16 : Relation entre les concentrations moyennes en COD et le pH moyen des solutions. La droite de régression a été établie sans les points provenant des pluiolessivats.

Les relations entre les concentrations en COD et l'humidité moyenne entre 2 prélèvements sont moins nettes. Les concentrations en COD sous Douglas à la profondeur -15 cm et l'humidité à cette même profondeur ($r = 0.650$, $p = 0.022$, $n = 12$) ainsi que les concentrations en COD sous TSF à la profondeur -60 cm et l'humidité à -60 cm ($r = 0.626$, $p = 0.022$, $n = 13$) sont les seuls relations statistiquement significatives entre le paramètre humidité et les concentrations en COD.

Concernant les températures moyennes de la période entre 2 prélèvements (températures de l'air, ainsi qu'à 15, 30 et 60 cm de profondeur), aucune relation significative n'a été mise en évidence avec les concentrations en COD des solutions de sol.

Les volumes de pluiolessivats n'expliquent pas non plus les concentrations en COD mesurées dans les solutions sur l'année de prélèvement. Aucune corrélation significative n'a été montrée.

3.2.3. Variabilité spatio-temporelle des flux de COD

Les flux spécifiques de COD montrent les mêmes tendances spatiales que les concentrations en COD (Table III-2). Ils sont supérieurs dans les pluviollessivats sous Doulgas. A la base de la litière, les flux spécifiques de COD sont deux fois plus élevés sous végétation TSF que sous végétation Douglas, avec des valeurs qui atteignent respectivement $367 \text{ kg C ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ et $185 \text{ kg C ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$. Dans les horizons de sols, les valeurs sont très proches mais toutefois supérieures sur la parcelle Douglas.

En ce qui concerne les variations saisonnières (Figure III-17), il faut noter que les flux sont calculés à partir des quantités d'eau récupérées sous la forme de pluviollessivats. Les pluviollessivats sont en relation directe avec les quantités de pluie et donc avec l'humidité du sol en surface. Des relations positives statistiquement significatives existent entre les flux de COD et les précipitations, les 2 paramètres étant directement liés par l'intermédiaire des pluviollessivats.

Les Figure III-14 et Figure III-17 montrent des tendances similaires pour concentration et les flux de COD sur les 2 parcelles, surtout à la base de la litière. Les concentrations et flux de COD varient rapidement d'un mois à l'autre à la base de la litière et plusieurs mécanismes peuvent être avancés pour expliquer ces brusques variations. Nous avons vu que la température, l'humidité et le volume de pluviollessivats n'étaient pas corrélés avec les concentrations en COD, mais ces paramètres peuvent intervenir individuellement durant la période de l'année ou interagir les uns avec les autres. Les pics de concentrations mesurés entre juin et juillet 2007 et août et septembre 2007 correspondent à des périodes où l'humidité était élevée et les températures constantes. De novembre à décembre 2007, la production de litière, matériel frais et facilement dégradable, doit pouvoir expliquer les concentrations qui atteignent leur maximum avec 28 mg l^{-1} sous Douglas et 47 mg l^{-1} sous TSF. De mai à juillet 2008, on assiste à une augmentation des températures et de l'humidité qui favorisent la production de COD. Les concentrations les plus faibles semblent correspondre à des périodes plus fraîches et moins humides comme par exemple d'octobre à novembre et de décembre à mai. Il faut également noter que derrière le couple température/humidité, l'activité microbienne entre en jeu : elle est à son maximum lorsque les températures et l'humidité sont élevées et à son minimum durant les périodes froides (hiver) ou sèche (certaines périodes de l'été).

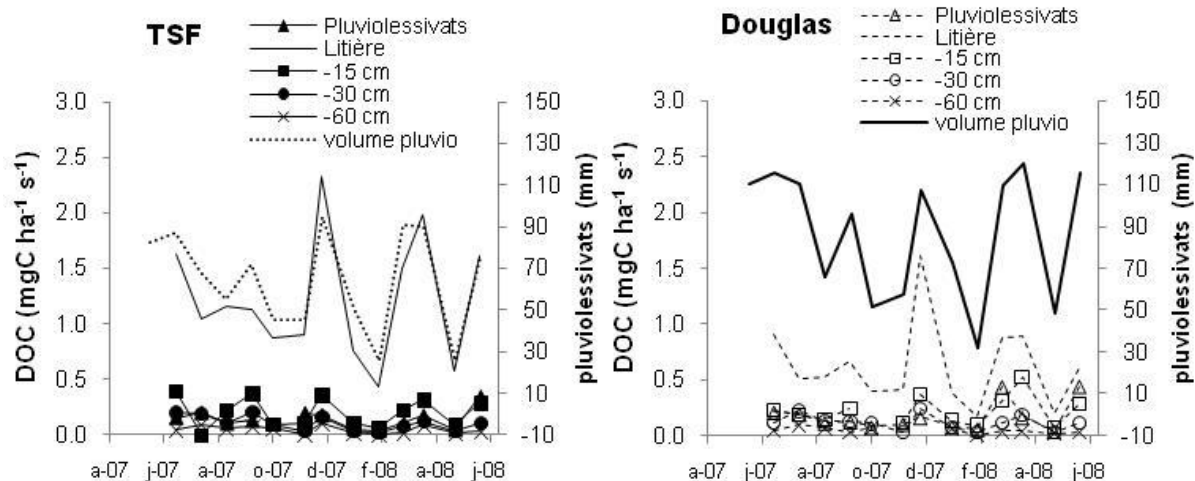


Figure III-17 : Evolution des flux spécifiques de COD sur les 2 parcelles échantillonnées.

4. Discussion

4.1. Les concentrations en COD dans les eaux de nappe de la tourbière de Montbé

Contrairement à Xi et al (2007) et à Kalbitz and Wennrich (1998) qui montrent une forte diminution des concentrations en COD avec la profondeur en zone humide, mais aussi contrairement à Bossio et al. (2006) qui relèvent une forte augmentation des concentrations en COD vers le fond de deux zones humides, nos données ne montrent pas de tendances statistiquement significatives à l'enrichissement ou l'appauvrissement en COD avec la profondeur de prélèvement des solutions de nappe de la tourbière de Montbé. Toutefois, les concentrations mesurées sont du même ordre de grandeur que pour ces trois auteurs avec des concentrations allant de 30 à 60 mg l⁻¹ pour Bossio et al. (2006), de 10 à 60 mg l⁻¹ pour Kalbitz and Wennrich (1998) et de 6 à 40 mg l⁻¹ pour Xi et al. (2007).

4.2. Variabilité spatiale des concentrations en COD dans la nappe

La carte Figure III-2 a montré l'étendue de la zone tourbeuse ainsi que son développement en profondeur. L'épaisseur de tourbe s'explique soit par un développement plus ancien à cette zone, soit par le remplissage d'une dépression. C'est cette seconde hypothèse qui est avancée par le parc naturel régional du Morvan qui au cours de sondages pédologiques a détecté des secteurs surcreusés principalement sur les parcelles 46 et 47 où se trouve le piézomètre 4, point de départ de notre transect. Le creusement de ces cuvettes serait probablement lié à l'action mécanique d'anciens cours d'eau qui auraient pu évoluer dans la zone humide par colmatage partiel de l'exutoire suite aux derniers épisodes glaciaires (PNRM 2005). C'est dans ce piézomètre au centre de la zone de plus forte épaisseur de tourbe (2.24 m) que les plus fortes concentrations en COD ont été mesurées. Le piézomètre 9 se situerait approximativement à l'intersection entre la zone de plus forte épaisseur (141 – 224 cm) et celle de moyenne épaisseur de tourbe (61 – 140 cm). Cependant les concentrations mesurées ne sont pas les plus faibles, et bien au contraire sont environ 15 mg l^{-1} supérieures à celles mesurées aux piézomètres 5, 6 et 7 situés en plein centre de la zone où la tourbe est la plus épaisse sur les parcelles 46 et 47. Il n'y a pas de corrélation entre le sens d'écoulement supposé de la nappe et les concentrations en COD que nous avons mesurées.

Ainsi on voit que même sur une surface très réduite s'étendant sur quelques dizaines de mètres, les concentrations en COD peuvent varier du simple au double. Une zonation verticale de la tourbière pourrait expliquer ce schéma, avec des tourbes plus ou moins évoluées, minéralisées ou humides comme l'a souligné le rapport du PNRM (2005). L'hydrodynamique du système peut également apporter des réponses à cette variabilité spatiale, mais nous n'avons pas de donnée concernant ce paramètre.

4.3. Variabilité temporelle des concentrations en COD dans la nappe

La zone humide étant saturée en eau toute l'année, nous pouvons nous affranchir d'un des paramètres majeurs du contrôle de la concentration en COD qu'est l'humidité (Chow et al. 2006; Kalbitz et al. 2000; Lundquist et al. 1999) et qui donc n'influence pas les variations saisonnières que nous pouvons observer dans la nappe de la tourbière.

Les résultats concernant les variations de la concentration en COD dans l'eau de la nappe et les températures de l'eau sont hétérogènes (Figure III-11). On observe des corrélations parfois positives (piézomètres 5 et 6), parfois négatives (piézomètre 7) ou alors aucune corrélation comme c'est le cas pour les piézomètres 4 et 9. Aucun exemple de comparaison température/concentration en COD dans les tourbières n'a été vu dans la bibliographie. Cependant, de nombreuses études font références à la production de COD dans les sols forestiers ou agricoles. Ainsi, des relations positives entre température et concentration en COD ont été montrées en laboratoire (Andersson et al. 2000; Christ and David 1996b; Marschner and Kalbitz 2003), mais également des relations négatives (Marschner and Bredow 2002) et même aucune relation (Chapman et al. 2001). Cette relation entre température et concentration en COD a aussi été observée sur le terrain dans des solutions de sol provenant d'écosystèmes forestiers tempérés (Michalzik et al. 2001). Les corrélations positives s'expliquent par les dynamiques de production qui diffèrent d'une saison à l'autre. Durant la période chaude estivale, les températures plus élevées favoriseraient la dégradation des matières organiques de la tourbière et donc la production de COD. En hiver, la fraîcheur de l'air, et donc de l'eau, va contraindre cette dégradation des matières organiques et donc la production de COD. Christ and David (1996b) ont montré une telle relation positive entre la production de COD et la température dans une expérience menée en laboratoire. Cependant, le piézomètre 7 a révélé une corrélation négative, la concentration en COD diminuant lorsque la température de l'eau du piézomètre augmentait. Ainsi les concentrations en COD étaient plus élevées en hiver qu'en été. Nous n'avons trouvé aucun exemple dans la littérature qui permette d'expliquer cette tendance. Les piézomètres 4 et 9, sans montrer de variations avec la température de l'eau contenue dans les piézomètres, semblent corrélés avec les grandes tendances climatiques saisonnières avec des concentrations plus élevées durant les périodes estivales chaudes et surtout de brusques variations lors des changements de saison. La production de COD dans ces piézomètres 4, 7 et 9 doit être contrôlée chimiquement plutôt que biologiquement. Nous avons ici un autre exemple des variations spatiales qu'il peut y avoir au sein même de la tourbière.

4.4. Les concentrations en COD dans le drain et l'influence des facteurs climatiques

Les concentrations en COD dans le drain ne montrent aucune corrélation avec le débit du drain mais montrent des corrélations claires et positives avec les températures de l'eau (Figure III-10). Les concentrations en COD les plus élevées ont été mesurées aux cours des mois chaud d'été, et les concentrations les plus faibles durant les mois froids d'hiver. Cette saisonnalité a été observée par Eimers et al. (2008) qui expliquent que les fortes concentrations en COD mesurées en été et en automne (de juin à novembre) sont à attribuer aux conditions optimales (i.e. eau stagnante, température élevées) pour produire du COD dans la tourbière. Ce sont justement ces conditions qui sont mises en évidence par la relation entre les concentrations en COD de l'eau du drain et la température.

4.5. Effet du peuplement forestier sur les concentrations en COD dans les solutions de sol

Les concentrations en COD mesurées dans les solutions de sol des parcelles forestières sont statistiquement supérieures sous Douglas dans les pluviolessivats, à 15, 30 et 60 cm de profondeur, alors que les concentrations mesurées à la base de la litière sont 1.5 fois supérieures sous TSF ($33.61 \text{ mg l}^{-1} \pm 6.02$) par rapport à sous Douglas ($22.46 \text{ mg l}^{-1} \pm 3.70$). Dans une synthèse sur les forêts tempérées nord américaines et européennes, Michalzik et al. (2001) n'observent pas de différences significatives entre les concentrations moyennes annuelles en COD sous feuillus et sous conifères avec respectivement des concentrations moyennes de $33.8 (\pm 18) \text{ mg l}^{-1}$ et de $46.5 (\pm 19.6) \text{ mg l}^{-1}$. L'explication avancée par les auteurs est une hétérogénéité des conditions écologiques et climatiques entre les sites d'études, masquant ainsi de potentielles différences dues au couvert forestier. Kaiser et al. (2001a) mesurent des concentrations supérieures dans les solutions de sol sous hêtres (maximum de 145 mg l^{-1}) par rapport à des solutions provenant de sol sous pins (maximum de 106 mg l^{-1}). La dégradation de la matière organique des litières va produire des solutions très riches en COD, notamment si l'on compare aux concentrations mesurées dans les pluviolessivats qui vont venir directement alimenter ces solutions à la base de la litière. Cette production est cependant plus forte sous TSF que sous Douglas, probablement à cause d'une différence de

qualité de la matière organique mais aussi de quantité de litière disponible comme le montrent Andreux et al. (2002) qui mesurent des poids de litière sèche supérieurs sous végétation feuillus (entre 2.5 et 3.0 kg m⁻²) par rapport à sous Douglas (entre 1.5 et 2.5 kg m⁻²). La différence de concentration en COD mesuré sous les deux couverts forestiers n'est pas à relier à des différences de température et d'humidité car les variations sont similaires d'une parcelle à l'autre. C'est d'ailleurs pour cette raison que les variations saisonnières à la base des litières sont sensiblement les mêmes. Toutefois, dans les horizons plus profonds, la tendance est inversée et les solutions de sol retrouvées sous Douglas contiennent des quantités légèrement supérieures de COD par rapport aux solutions de sol collectées sous TSF. Nous pouvons avancer 2 hypothèses :

- Le COD produit à la base de la litière se dégrade mieux (minéralisation, adsorption) sous TSF que sous Douglas, sans que la production de COD de chaque horizon ne compense cette perte. Ainsi nous mesurons des concentrations supérieures de 1 à 2 mg l⁻¹ dans les solutions de sols sous Douglas.
- Il n'y a pas de différence de dégradation mais une différence de dilution liée au flux d'eau dans le sol. Les quantités de pluviolessivats récupérées sous TSF montrent que les flux d'eau sous TSF sont supérieurs à sous Douglas. Le COD va être dilué sous TSF alors qu'il sera plus concentré sous Douglas.

Les concentrations en COD sont corrélées négativement avec le pH des solutions que ce soit dans la tourbière ou dans les sols forestiers. Cette corrélation a déjà été observée chez plusieurs auteurs qui avancent comme explication le fait que les conditions de dégradation sont plus favorables pour les communautés microbiennes dans les sols forestiers à plus haute valeur de pH (Andersson et al. 2000; Michalzik et al. 2001), ou le résultat d'une augmentation de la solubilité du COD due à l'augmentation de la déprotonation de groupes fonctionnels (Tipping and Hurley 1988). Lors de sa dégradation, la matière organique libère des quantités importantes d'acides organiques conduisant à diminuer les valeurs de pH. Les litières sont les solutions les plus acides, alors que les solutions de sol restent assez similaires d'une végétation à l'autre.

4.6. Flux de COD en zone humide et en zone forestière

Les concentrations en COD mesurées dans les solutions de sol provenant des parcelles forestières sont inférieures à celles que l'on a pu mesurer en zone humide excepté pour les solutions récoltées à la base de la litière. Nous avons observé des variations saisonnières dans les deux systèmes, avec une forte relation entre la production de COD et la température dans l'eau du drain et des interactions plus difficiles à mettre en évidence dans les zones forestières. La température, l'humidité, le volume d'eau traversant la canopée et l'activité microbienne sont des paramètres qui vont entrer en action à différentes périodes de l'année et avec des effets régulateurs importants sur la production du COD dans les systèmes forestiers.

Concernant les flux de COD, Buckingham et al. (2008) ont calculé des flux de COD à partir des solutions de sol collectées en zone forestière à des profondeurs allant de 5 à 20 cm. Les auteurs obtiennent une moyenne de $90 (\pm 50) \text{ kg C ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ et de $92 (\pm 50) \text{ kg C ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ pour les flux de COD associés à des sols sous conifères et sous feuillus respectivement. Dans une synthèse bibliographique, Neff and Asner (2001) présentent des valeurs de flux moyen de COD dans l'horizon de surface 0-20 cm de $166 (\pm 165) \text{ kg C ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ sous végétation de feuillus et de $199 (\pm 137) \text{ kg C ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ sous végétation de conifères, soit de même grandeur quelque soit le couvert végétal. Kaiser et al. (2001a) mesurent des flux supérieurs dans les sols sous hêtres par rapport au sol sous pins avec des flux annuels de $193 \text{ kg C ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ contre $102 \text{ kg C ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ pour des mesures effectuées en 1997/1998 et de $143 \text{ kg C ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ contre $75 \text{ kg C ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ en 1998/1999. La différence entre la plantation de conifères et la forêt native de TSF est importante et significative à la base de la litière où les flux de COD sont supérieurs sous TSF (**Erreur ! Source du renvoi introuvable.**). Les différences dans les horizons de sols sont significatives, mais minimales en comparaison à ce qui a été mesuré à la base de la litière.

Nos résultats montrent des flux de COD inclus dans les gammes de valeurs retrouvées dans la littérature pour les solutions collectées dans les sols mais aussi à la base de la litière, mais toutefois sans prendre en compte l'évapotranspiration et en tenant compte des volumes d'eau mesurés sous la forme de pluviolessivats dans nos calculs. Ces valeurs surestimées sont donc à prendre avec beaucoup de recul et sont simplement une estimation maximale des flux annuels. Toutefois, les flux à la base de la litière ainsi qu'à 15 cm de profondeur montrent un

fort potentiel de transfert du COD lors de fortes pluies, acheminant ainsi le COD en grandes quantités vers les cours d'eau.

Les flux légèrement supérieurs pour les autres horizons de sol sous Douglas sont en accord avec les observations faites par Currie et al. (1996) qui mesurent des flux de COD supérieurs sous résineux par rapport à sous feuillus. Ces flux calculés pour les profondeurs -30 et -60 cm sont les plus représentatifs des flux atteignant la nappe puis les sources. Il est intéressant de voir qu'ils sont inférieurs aux flux de COD transportés par le drain de la tourbière.

5. Conclusion

Les forêts, les zones humides et notamment les tourbières, sont réputées être des milieux fortement producteurs de COD. Les résultats d'une année d'observation confirment bien ce préalable. Les concentrations en COD dans l'eau de nappe de la tourbière sont comprises entre 22 et 88 mg l⁻¹ alors que dans le drain elles sont très nettement inférieures, avec des valeurs comprises entre 7 et 24 mg l⁻¹. Ces concentrations sont corrélées aux températures de l'eau et de l'air et montrent donc une variabilité saisonnière marquée : en été, les températures plus élevées favorisent la dégradation des matières organiques et donc probablement la production de COD ; en hiver, les températures froides limitent la dégradation des matières organique et donc la production de COD. La deuxième hypothèse avancée pour expliquer ces variations dans le drain est à relier à un effet de concentration en été et de dilution en hiver. Les concentrations en COD mesurées dans les deux systèmes forestiers (comprises entre 1 et 10 mg l⁻¹ sur la parcelle TSF et entre 1 et 14 mg l⁻¹ sur la parcelle plantée de Douglas) sont bien inférieures aux concentrations mesurées dans la zone humide excepté pour les solutions collectées à la base de la litière qui varient entre 23 et 47 mg l⁻¹ sous TSF et entre 17 et 27 mg l⁻¹ sous Douglas. Toutefois, il est important de préciser que les comparaisons entre les résultats obtenus d'une part dans les parcelles forestières et d'autre part dans la tourbière doivent être considérées avec précaution. En effet ; les solutions collectées par bougies poreuses ne sont pas exactement représentatives des eaux s'écoulant dans le sol par gravité, et d'autant plus dans les rivières.

L'influence du couvert végétal se retrouve principalement dans les solutions s'écoulant à la base de la litière où le couvert forestier feuillu montre des concentrations et des flux de COD deux fois plus élevés que sous couvert forestier résineux. Cependant, dans les horizons de sols plus profonds ainsi que dans les pluviolessivats, les concentrations et flux de COD sont légèrement mais statistiquement supérieurs sous Douglas.

Les observations et conclusions avancées par Dillon and Molot (1997), Johnston et al. (2008), Mattson et al. (2009) et Sachse et al. (Sachse et al. 2005) concernant l'importance de la présence de zones humides dans l'explication des concentrations en COD retrouvées dans les rivières se confirment bien sur notre étude. A surface égale, les tourbières vont permettre la production de grandes quantités de COD et ainsi favoriser l'acheminement vers les rivières de flux de COD bien plus élevés que ceux produits dans les horizons minéraux des sols forestiers, à l'exception des solutions à la base de la litière.

**Chapter IV: Dynamics of the water extractable
organic carbon pool during mineralisation in
soils from a Douglas fir plantation and an oak-
beech forest – an incubation experiment**

Le chapitre précédent vient de montrer que de fortes différences de concentrations en COD existaient à la base de la litière entre les deux couverts forestiers étudiés. Les concentrations à la base de la litière TSF sont plus élevées que celles mesurées à la base de la litière sous plantation de Douglas. Cependant, les tendances s'inversent dans les horizons de sol plus profonds avec des concentrations supérieures sous Douglas par rapport à sous TSF, les valeurs étant toutefois bien inférieures à celles qui ont été mesurées sous litière.

Nous nous sommes ici plus particulièrement intéressés à ce qui se passait dans ces horizons de sol. Pour cela nous avons suivi la dynamique du pool de carbone organique extractible à l'eau dans les sols des deux parcelles forestières au cours d'une incubation.

Cette partie est présentée sous la forme d'un article qui a été accepté par la revue « Plant and soil ».

IV. Dynamics of the water extractable organic carbon pool during mineralisation in soils from a Douglas fir plantation and an oak-beech forest – an incubation experiment

Anthony Gauthier^a, Philippe Amiotte-Suchet^b, Paul N. Nelson^c, Jean Lévêque^b, Bernd Zeller^d, Catherine Hénault^a

^a UMR INRA 1229 Microbiologie du Sol et de l'Environnement, 17 rue Sully BP 86510, 21065 Dijon Cedex France. Telephone No. +33 3 80 39 39 75 / Fax No. +33 3 80 39 63 87. E-mail: anthony.gauthier@u-bourgogne.fr

^b UMR CNRS 5561 Biogéosciences, Université de Bourgogne, 6 boulevard Gabriel 21000 Dijon, France.

^c School of Earth and Environmental Sciences, James Cook University, PO Box 6811 Cairns, QLD 4870, Australia.

^d UR INRA 1138 Biogéochimie des Ecosystèmes Forestiers, 54280 Champenoux, France.

Plant and Soil

DOI 10.1007/s11104-009-0220-x

(2009)

Abstract

In the context of land use change, the dynamics of the water extractable organic carbon (WEOC) pool and CO₂ production were studied in soil from a native oak-beech forest and a Douglas fir plantation during a 98-day incubation at a range of temperatures from 8 to 28°C. The soil organic carbon, water contents and mineralisation rates of soil samples from the 0-5 cm layer were higher in the native forest than in the Douglas fir plantation. During incubation, a temperature-dependent shift in the $\delta^{13}\text{C}$ of respired CO₂ was observed, suggesting that different carbon compounds were mineralised at different temperatures. The initial size of the WEOC pool was not affected by forest type. The WEOC pool size of samples from the native forest did not change consistently over time whereas it decreased significantly in samples from the Douglas plantation, irrespective of soil temperature. No clear changes in the $\delta^{13}\text{C}$ values of the WEOC were observed, irrespective of soil origin. The fate of the WEOC, independent of soil organic carbon content or mineralisation rates, appeared to relate to forest types. Replacement of native oak-beech forest with Douglas fir plantation impacts carbon input to the soil, mineralisation rates and production of dissolved organic carbon.

Keywords: Dissolved organic carbon – deciduous – coniferous - delta 13C - mineralisation

1. Introduction

At the interface between soil and water, dissolved organic matter (DOM) is a dynamic fraction of soil organic matter. DOM includes dissolved organic forms of carbon (DOC), nitrogen and phosphorus (Michalzik et al. 2001). Its significance is largely due to its mobility, both within the soil and from the soil into ground or surface water. In the soil, DOM serves as a substrate and a carbon source for microorganisms (Marschner and Kalbitz 2003; Maurice and Leff 2002; Neff and Asner 2001). DOM is also a significant source of carbon and energy in stream ecosystems (Ludwig et al. 1996a; Ludwig et al. 1996b; Maurice and Leff 2002; Tipping et al. 1997) where it also filters solar UV and visible radiation (Dahlén et al. 1996; Zuo and Jones 1997). DOM also enhances the mobility of pollutants such as trace metals and hydrophobic organic compounds (Cabaniss and Shuman 1988; Piccolo 1994). Over long time scales, small but consistent losses of DOM can reduce the capacity of ecosystems to support primary productivity (Aiken et al. 1985; Hedin et al. 1995; Vitousek et al. 1998).

DOC in streams is generally assumed to mainly come from the degradation of organic matter in the soil (Bishop and Pettersson 1996; Hongve 1999; Ludwig et al. 1996a; Ludwig et al. 1996b) and from the contribution of biological processes in the stream (Meybeck 1993). In soils, DOC production (nature and amounts) depends on environmental factors such as climate (temperature, precipitation) and vegetation, and on anthropic ones such as land-use, acidification, tillage and application of fertiliser, lime, or manure (Herbert and Bertsch 1995; Chantigny 2003). DOC transfer into streams is influenced by climate (Moore 1989a; b; Tipping et al. 1997; Worrall et al. 2004), soil type (Dawson et al. 2001; Grieve and Marsden 2001; Nelson et al. 1993), forest type (Hongve 1999; Moore 1989a; b; Neal et al. 2005; Ross et al. 1999) and microbial activity (Aiken et al. 1985). Temperature affects DOC concentrations directly, via an effect on the microbial-mediated processes governing the production of DOC, and indirectly, by affecting the amount of litter produced and decomposed in the ecosystem. For example, positive relationships between temperature and microbial respiration have been found in numerous studies (Andrews et al. 2000; Kirschbaum 1995; Xu et al. 2006). Forest type, the activity of soil microorganisms and fauna and their ability to mix residues into the surface mineral horizons also affect DOC concentration and quality (Baldock and Nelson 2000).

For studying processes involved in DOC formation, the soil water extractable organic matter (WEOM) is commonly used. WEOM is defined as the fraction of the SOM extracted with water or dilute salt solution that has passed through a 0.45 μm filter (Zsolnay 2003). WEOM quantification can be complemented by chemical and physical analysis including carbon stable isotope composition (Boutton 1991) or characterisation of its composition and properties (Hagedorn et al. 2004; Kaiser et al. 2001; Kalbitz and Kaiser 2003; Marschner and Kalbitz 2003; Nelson et al. 1993). The ^{13}C composition of SOM changes during its decay. Different authors have observed that ^{12}C is preferentially used by decomposers, resulting in an enrichment in ^{13}C of the remaining SOM (Andreux et al. 1990; Balesdent and Mariotti 1996; Boutton 1991; Desjardins et al. 1994; Martin et al. 1990). Nevertheless, this enrichment may also be controlled by factors such as the quality of the initial material (Agren et al. 1996), the degree of its degradation (Blair et al. 1985) and the diversity of decomposers (Andrews et al. 2000). As a result, there are spatial and temporal variations in the isotopic composition of soil CO_2 (Amundson et al. 1998; Andrews et al. 2000) and DOC (Amiotte-Suchet et al. 2007; Kaiser et al. 2001) produced during the decomposition of SOM. Therefore, natural carbon isotopic composition ($^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$) of DOC in soil solution is a useful tool for tracing the fate and turnover of solid SOM and of the DOC pool.

The dynamics of SOM and DOM in forested soils and catchments are known to be influenced by tree species (Kaiser et al. 2001; Moukoumi et al. 2006). Since the 20th century, in order to improve profitability, many deciduous forests have been converted to well managed coniferous plantations, especially in Europe, using fast growing species (eg. spruce, Douglas fir). The substitution of native deciduous forest by coniferous forest has been shown to affect DOC concentrations, fluxes and chemical composition in soil solution (Kaiser et al. 2001) and in stream water. For example, Amiotte-Suchet et al. (2007) observed that mean annual DOC concentrations in stream water were two times lower in catchments under coniferous forest than in catchments under deciduous forest. In order to develop environmentally sustainable management practices, understanding of key biogeochemical processes is required. In the particular case of forest management, understanding of DOC production in soils could help to develop practices that have positive impacts on water quality.

The objective of this study was to evaluate the impact of the substitution of a native deciduous forest (mainly oak and beech) by a coniferous plantation (Douglas fir) on the

production and fate of DOC during mineralisation of SOM. Through a 98-day incubation experiment, we mainly focused on the size and isotopic composition of the WEOC and CO₂ pools of soil samples from the 0-5 and 5-10 cm depth layers. The incubation was carried out at several temperatures in order to take into account possible effects of mineralisation rate on the processes. We analysed how the forest type (native forest vs Douglas fir plantation) affected soil characteristics (moisture, SOC and WEOC contents and isotopic composition) and how both forest type and temperature influenced carbon pool dynamics.

2. Materials and Methods

2.1. Site description and soil sampling

We investigated soils from the Breuil-Chenue forest experimental site, located in the north eastern part of the Massif Central in the Natural Regional Park of Morvan, in Burgundy, France (04° 04' E, 47° 18' N). The elevation is 638 m on a plateau with a low incline to the south (Ranger 2004). The climate is continental, with oceanic influence, with a mean annual rainfall of approximately 1280 mm y⁻¹ and a mean annual temperature of 9°C. The bedrock is alkaline granite of “La Pierre qui Vire” covered by a thin layer of aeolian silt. Soils are classified as a cambisol aluminic (WRB 2006) with a silty-sand texture. On the basis of pedological and topographic features, the experimental site was previously characterised as homogeneous.

The native forest is an oak (*Quercus sessiliflora* Smith) and beech (*Fagus sylvatica* L) forest, which was in part clear-cut in 1976. The cleared area was divided into 8 blocks of 0.1 ha each. Six of the blocks were planted with deciduous or coniferous species: oak (*Quercus sessiliflora* Smith), beech (*Fagus sylvatica* L.), spruce (*Picea abies* Karst.), Douglas fir (*Pseudotsuga menziesii* Franco), Nordmann fir (*Abies nordmanniana* Spach.), or pinus laricio (*Pinus nigra* Arn. ssp *laricio* Poiret var *corsicana*), after a superficial rake up of the soil, but without fertiliser application. The remaining two blocks were fertilised and planted with spruce or Douglas fir. This study involved the unfertilised Douglas fir block and an adjacent older native forest block located in the central part of the experimental site. Douglas fir was studied

because it is the predominant coniferous species planted in Morvan and more generally in France the last 50 years. The introduction of Douglas fir plantations has not been observed to induce soil acidification, and a slight increase in soil pH values has actually been observed (table IV-1) (Andreux et al. 2002). The understory vegetation in these blocks represents less than 300 kg ha⁻¹ and was ignored in this study.

Table IV-1: Mean pH and particle size of the soil layers of the 2 studied blocks. These data were obtained by Ranger et al. (2004)

Species	depth	pH	Clay (%)	Silt (%)	Sand (%)
Native forest	0-5 cm	3.8	19.2	20.9	59.9
	5-10 cm	4.2	17.4	20.0	62.6
Douglas fir plantation	0-5 cm	4.0	19.2	20.9	59.9
	5-10 cm	4.1	17.4	20.0	62.6

On the 20th of March 2007, soil samples were taken from 4 places within each of the two blocks. At each place the litter layers were removed and soil samples of about 2 kg each were collected with a trowel from the 0-5 cm depth layer and the 5-10 cm depth layer. The 0-5 and 5-10 cm depths were previously defined and characterised (table IV-1) by other studies (Moukoui et al. 2006; Ranger 2004). The 0-5 cm layer corresponds to the A/Ab horizon while the 5-10 cm layer includes the transition between the A/Ab and Sp horizons. The 16 soil samples (2 forest types x 2 soil depths x 4 replicates) were kept separate throughout preparation and incubation. They were sieved (<5mm), homogenised and maintained at field moisture at 8°C for no more than 15 hours before the start of the incubation. Measured parameters (see below) at t₀, describing field conditions, were determined at the beginning of incubation, on subsamples of these 16 samples.

2.2. Incubation design

Soil samples (70 g each) were incubated in glass flasks (565 ml) for 98 days at 4 different temperatures (8, 12, 20 or 28°C). As the soil analyses performed during the incubation were destructive (WEOC content and isotopic composition, see below), flasks were sacrificed at each sampling date (7, 21, 42, 63 and 98 days). Therefore, at the start of the incubation there were 320 flasks divided in 5 groups (to be sacrificed at 7, 21, 42, 63 and 98

days) of 64 flasks. The 64 flasks corresponded to 2 forest types x 2 depths x 4 replicates x 4 incubation temperatures. Flask atmospheres were removed and renewed with CO₂-free air at the beginning of the incubation and once per week thereafter. Atmospheres of flasks destined to be stopped after 98 days of incubation were periodically sampled (7, 21, 42, 63 and 98 days) into 3-ml Venoject® glass tubes for analysis of CO₂ concentration and into 37-ml flasks for analysis of CO₂ isotopic composition. In addition, the content and isotopic composition of the bulk soil SOC pool was determined on flasks sacrificed on day 98.

2.3. Extraction of WEOC

WEOC was extracted using the standardised procedure described by Jones and Willet (2006). Briefly, soil was shaken with pure water (1:5 w/v ratio) for 16 h in polypropylene flasks (250 ml) previously washed with pure water, followed by centrifugation of the same flasks (40 min at 7 500 rpm). Supernatants were filtered through 0.45 µm Millipore cellulose ester membranes pre-rinsed with 100 ml of pure water. Extracts were stored in the dark at 4°C and analysed as soon as possible and always less than 24 hours after preparation. Prior to analysis, all the dissolved inorganic carbon (aqueous CO₂, HCO₃⁻ and CO₃²⁻) was removed by acidification with 2N HCl, decreasing pH to values lower than 3.

2.4. Sample analysis

CO₂ concentration was determined using a MTI-M200 – SRA Instruments micro-gas-chromatograph equipped with a TCD detector and an autosampler (Dani HSS37.50). WEOC concentration was measured using a Shimadzu TOC 5000 analyser. WEOC data presented in the figures are means of the 4 replicates. Isotopic analyses were carried out using a VG Isochrom stable isotope ratio mass spectrometer (Micromass, Manchester, UK) in continuous flow mode with an internal precision of 0.2 ‰, calibrated with a standard isotope of graphite with a δ¹³C value of -16.1 (± 0.2) ‰. Each sample was analysed three times and the reported results are an average of these replicates. Results are expressed as δ¹³C (equation IV-1). To avoid “size effects”, weights of samples were adapted to contain approximately the same quantity of carbon.

$$\delta^{13}\text{C}(\text{‰}) = \left[\frac{(R_{\text{sample}} - R_{\text{standard}})}{R_{\text{standard}}} \right] \times 10^3 \quad (\text{Equation IV-1})$$

where R is the $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ratio and R_{standard} is 0.0112372 (for Pee Dee Belemnite).

Soil samples and freeze-dried extracts were analysed for C by dry combustion in an NA 1500 NCS elemental analyser (Carlo Erba Instruments, Milan, Italy) coupled in continuous flow mode to the VG Isochrom stable isotope ratio mass spectrometer. Gas samples were transferred to the trace gas interface of the mass spectrometer using a Sample Lock gas syringe (Hamilton, Reno, NV, USA). Pure CO_2 (> 99.99 % CO_2 , N40, Air Liquide, Dijon, France), previously calibrated against IAEA NBS-19 reference material (IAEA, Vienna, Austria), was selected as an internal standard; $\delta^{13}\text{C} = +1.95 \text{‰}$ (Coplen et al. 1983; Gonfiantini 1984).

2.5. Data analysis

Statistical analyses were based on the techniques of regression, correlation, tests of hypothesis and curve fitting. For regression and correlation analyses, the terms “individual level”, and “treatment level” are respectively used for characterising analysis performed using the 16 soil samples (2 forest types x 2 soil depths x 4 replicates) or the average value for each treatment (i.e. a forest type at a specific depth). As WEOC extraction was destructive, statistical analysis over time on this variable was possible at the treatment level only. Due to the small number of replicates at this latter level (4), we therefore used non parametric statistical tests.

The Mann-Whitney test was used to test the null hypothesis that forest type (native forest vs Douglas plantation) does not affect soil moisture, soil C content (SOC and WEOC) or soil C isotopic composition ($\delta^{13}\text{C}$), separately for depths 0-5 cm and 5-10 cm. The effect of soil depth on soil characteristics was beyond the scope of this paper.

To analyse the effect of both forest type and temperature on carbon pool dynamics, we firstly used the Wilcoxon signed rank test to analyse changes over time in each carbon pool (amount and composition) at each temperature and for each forest type. In cases of significant

change over time, we used the non parametric Friedman test followed by a Nemenyi post-test with the correction of the level of significance proposed by Bonferroni to test the null hypotheses (1) that forest type does not affect the changes (difference between final and initial values) in carbon pool during incubation and (2) that the temperature does not affect the changes (difference between final and initial values) in carbon pools during the incubation.

Kinetics of mineralisation were described using a linear model for testing the correspondence with zero order kinetics (equation IV-2) and the exponential rise to maximum model for testing the correspondence with 1st order kinetics (equation IV-3).

$$[P]_t = k_0 t \quad \text{(Equation IV-2)}$$

Where $[P]_t$ is the concentration of the product of the reaction at time t , and k_0 is the rate constant (units of g C kg⁻¹ soil d⁻¹)

$$[P]_t = P_f (1 - e^{-k_1 t}) \quad \text{(Equation IV-3)}$$

Where P_f is the product concentration at the end of the reaction, and k_1 is the rate constant (units of d⁻¹)

Q_{10} values (the ratio of reaction rate at temperature T_1 to that at T_2) were derived from the Arrhenius equation and calculated according to equations IV-4 and IV-5.

$$Q_{10} = e^{\frac{10B}{T^2}} \quad \text{(Equation IV-4)}$$

$$B = \ln \frac{k(0)_1}{k(0)_2} \times \left(\frac{1}{\frac{1}{T_1} - \frac{1}{T_2}} \right) \quad \text{(Equation IV-5)}$$

Where $(k_0)_x$ is the rate constant (units of g C kg⁻¹ soil d⁻¹) at temperature T_x .

Statistical significance for all tests was set at $P < 0.05$. Statistical analyses were performed using XLSTAT®. Curve fitting was carried out by iteration and the least squares method using SigmaPlot®, 2000.

3. Results

At sampling, soil moisture in the 0-5 cm layer was significantly higher in the native forest than in the Douglas fir plantation while no significant difference was observed between the two forest types for samples from the 5-10 cm layer (table IV-2). The SOC content in the 0-5 cm layer was also significantly higher in the native forest than in the Douglas fir plantation, with values (mean \pm standard deviation) of 99.1 ± 21.1 g C kg⁻¹ soil and 61.2 ± 10.5 g C kg⁻¹ soil, respectively. For samples from the 5-10 cm layer, there was no significant difference in SOC content between the forest types, with values of 40.27 ± 3.12 g C kg⁻¹ soil in the native forest and 35.73 ± 4.55 g C kg⁻¹ soil in the Douglas fir plantation. SOC contents and soil moisture were highly correlated at both the individual (figure IV-1) and the treatments levels.

Table IV-2: Initial soil conditions and kinetic characteristics of the mineralisation process. k_0 is for the first 50 days of incubation. Q_{10} values (calculated using equations 4 and 5) represent the relationship between mineralisation rates and temperature for the temperature range indicated. Soil organic carbon (SOC) and water contents were significantly affected by forest type at 0-5 cm depth but not at 5-10 cm depth.

	soil moisture g water g ⁻¹ soil	SOC g C kg ⁻¹ soil	k_0 (g C kg ⁻¹ soil d ⁻¹)				Q_{10} values		
			8°C	12°C	20°C	28°C	8-12°C	12-20°C	20-28°C
0-5 cm soil depth									
Native forest	0.622	99.1	0.015	0.0174	0.0488	0.0750	1.58	3.48	1.71
Douglas fir plantation	0.403	61.2	0.007	0.0056	0.0158	0.0275	1.00	3.46	2.00
5-10 cm soil depth									
Native forest	0.297	40.3	0.002	0.0031	0.0079	0.0141	2.01	3.08	2.07
Douglas fir plantation	0.328	35.7	0.002	0.0020	0.0056	0.0108	2.25	3.40	2.29

$\delta^{13}\text{C}$ values of the SOC were not significantly different between the two forest types at either depth. Soil $\delta^{13}\text{C}$ values were -27.4 ± 0.3 ‰ and -27.3 ± 0.1 ‰, respectively for native forest and Douglas fir plantation at 0-5 cm (figure IV-2). In the 5-10 cm layer, SOC appeared slightly (but not significantly: $p > 0.05$) enriched in ^{13}C compared to the 0-5 cm layer, with $\delta^{13}\text{C}$ values of -27.1 ± 0.3 ‰ for native forest and -27.0 ± 0.3 ‰ for Douglas fir plantation.

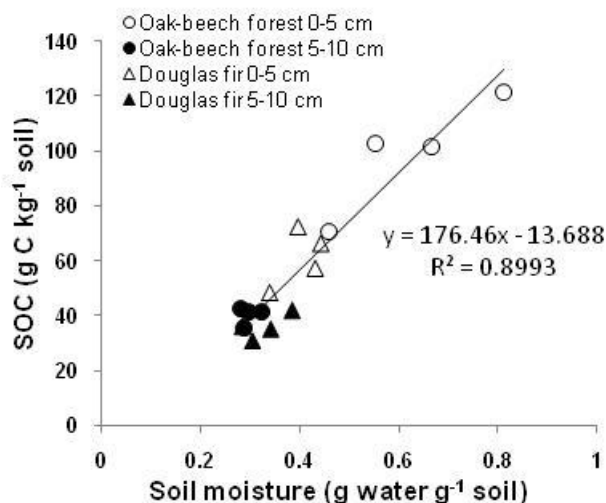


Figure IV-1: Relationship between soil moisture and SOC contents of the initial soil samples

The final SOC contents and $\delta^{13}\text{C}$ values were not significantly different to initial values, irrespective of forest type, depth, or temperature of incubation. However, during the incubation period, variability of the $\delta^{13}\text{C}$ values within each treatment decreased, and at the end of the incubation period soil $\delta^{13}\text{C}$ values were significantly lower in the native forest soil than in the Douglas fir plantation soil, at all temperatures and depths.

Mineralisation, as revealed by CO_2 production, occurred throughout the incubation period (figure IV-3). Both linear (0 order rate equation) and exponential rise to maximum (1st order rate equation) regressions were highly significant for all treatments. Linear rate constants for all treatments for the first 50 days of incubation are shown in table IV-2. For all soils, mineralisation rates increased with temperature. Q_{10} values (table IV-2), expressing temperature sensitivity of mineralisation, were not constant across the range of temperatures and differed significantly with temperature, irrespective of soil origin. The highest Q_{10} values (>3) were obtained in the range 12-20°C whereas at 8-12°C and 20-28°C, Q_{10} was approximately 2.0.

Fitting a first order rate equation to the data showed that, for any particular soil, there was much more variation across temperatures in P_f than in k_1 . The coefficients of variation were greater than 70 % and less than 40 % respectively. Constraining k_1 to the mean value of

0.017 d⁻¹ also resulted in a significant regression for all treatments, with P_f values increasing with temperature. This result suggests that at lower temperatures there was a restricted range of substrates being mineralised, probably as a result of interactions between substrate availability and composition of the active microbial community. However, the inference (temperature affecting P_f more than k_1) is uncertain because the incubation was too short to be very confident in the estimate of P_f .

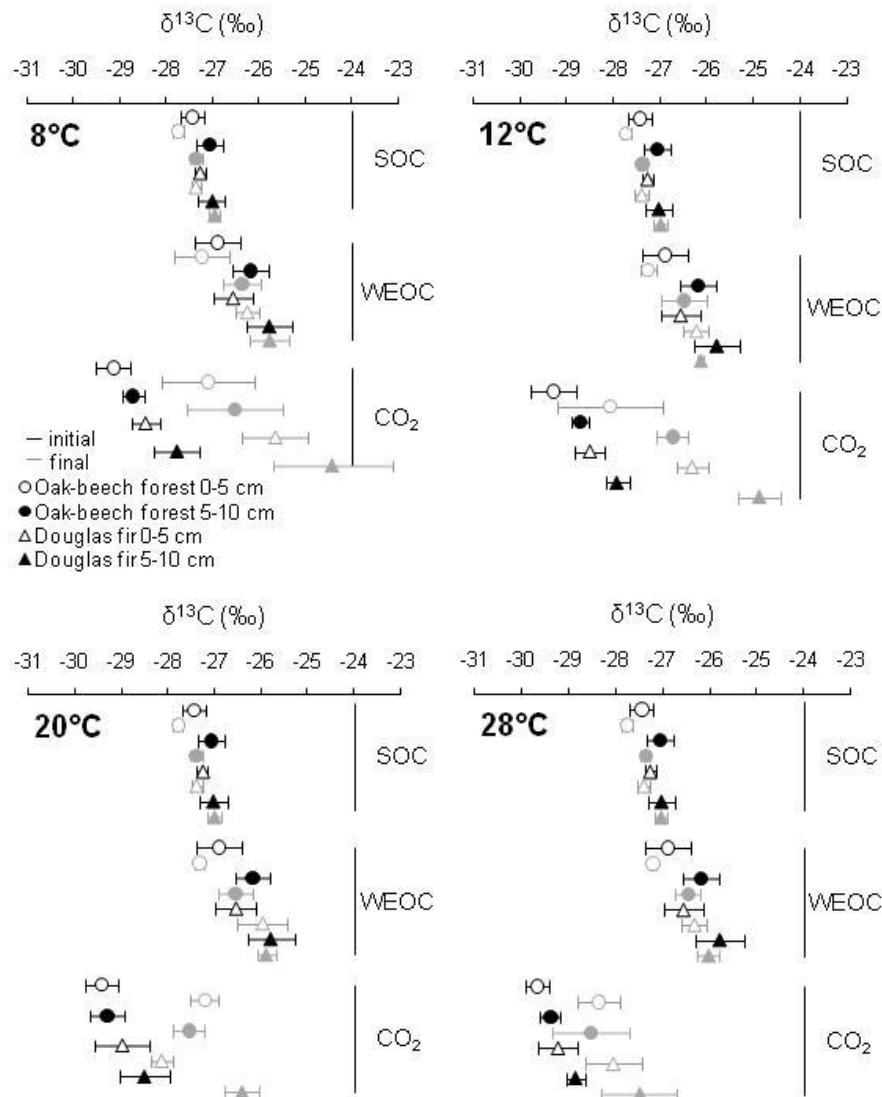


Figure IV-2: $\delta^{13}\text{C}$ values (mean \pm standard deviation) of the SOC, WEOC and CO_2 pools at the start (black) and end (grey) of the incubation at 8, 12, 20 and 28°C. “Initial” values for CO_2 are for CO_2 collected at the end of the first week of incubation

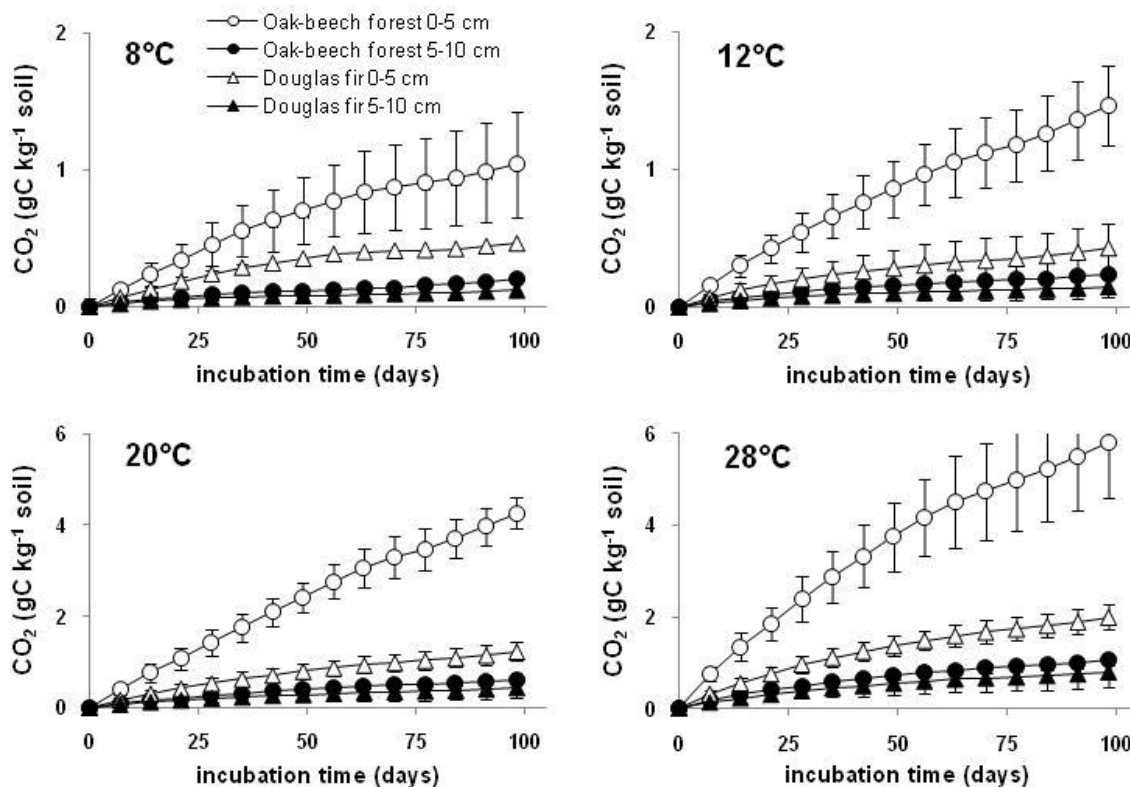


Figure IV-3: Cumulative CO₂ production (mean ± standard deviation) of the soil samples during the incubation

For the 0-5 cm layer, CO₂ production rates were higher for the native forest soil than for the Douglas fir plantation soil. For the 5-10 cm samples, there were no significant differences in CO₂ production rates between soils. Rates of mineralisation were proportional to the initial SOC content and the correlated soil moisture content. These relationships were observed both at the individual and treatments levels.

There was a shift in $\delta^{13}\text{C}$ values of the CO₂ pool during the incubation ($p < 0.05$) for all treatments and incubation temperatures (figure IV-4). During the first 42 days of incubation, the emitted CO₂ was depleted in ¹³C compared to the SOC source, with values constant over time and generally less than -28 ‰. Then, in samples collected at day 63 and day 98, there was an enrichment in ¹³C of the CO₂ pool. At 8°C and 12°C, $\delta^{13}\text{C}$ values of the CO₂ pool approached or exceeded the $\delta^{13}\text{C}$ values of the SOC (figure IV-2), with the shift in $\delta^{13}\text{C}$ values of CO₂ over time being greatest for samples from the Douglas fir plantation. For all soil samples incubated at 20°C and 28°C, the shift was significant but smaller, with $\delta^{13}\text{C}$ values of the CO₂ remaining lower than those of the SOC. ¹³C enrichment of CO₂ at the end

of the incubation decreased with increasing temperature, irrespective of soil sample origin (figure IV-5).

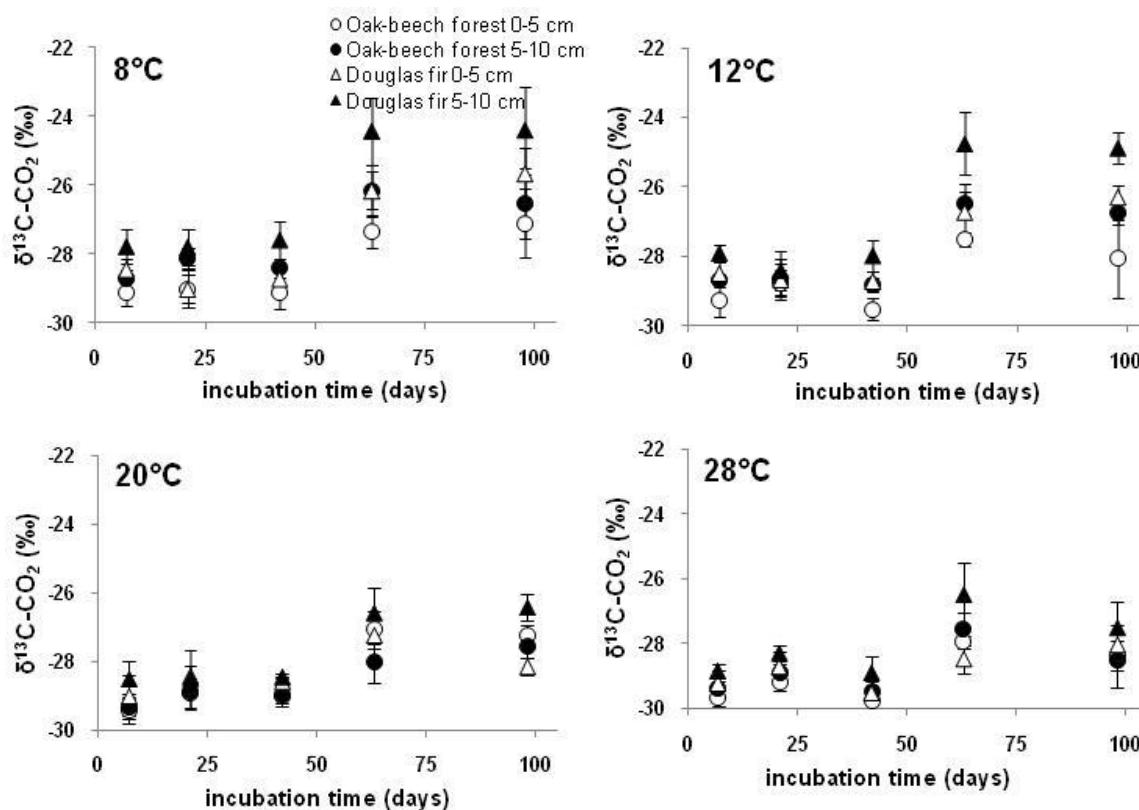


Figure IV-4: $\delta^{13}\text{C}$ of CO_2 emitted (mean \pm standard deviation) during the incubation of the soil samples at 8, 12, 20 and 28°C

At sampling, the size of the WEOC pool did not differ significantly between the two forest types at either depth, with values of $0.15 (\pm 0.04)$ and $0.17 (\pm 0.03)$ g C kg⁻¹ soil at 0-5 cm and $0.22 (\pm 0.06)$ and $0.16 (\pm 0.03)$ g C kg⁻¹ soil at 5-10 cm, for the native forest and the Douglas fir plantation respectively. During the incubation period, the size of the WEOC pool decreased by about 0.1 g C kg⁻¹ soil for samples from the Douglas fir plantation, irrespective of incubation temperature, which corresponds to a loss of more than 50 % of the initial stock. For the samples from the native forest, the mean WEOC concentrations decreased slightly during the first 21 days and thereafter remained stable at 8°C and 12°C or returned to about the initial level at 20°C and 28°C. However, these changes in WEOC concentration over time were not significant ($p > 0.05$), except for samples collected from the 0-5 cm layer and incubated at 28°C. In this latter case the size of the WEOC pool increased slightly ($p < 0.05$) to $0.18 (\pm 0.04)$ g C kg⁻¹ soil (figure IV-6). For all soils, temperature did not significantly influence the amount of WEOC.

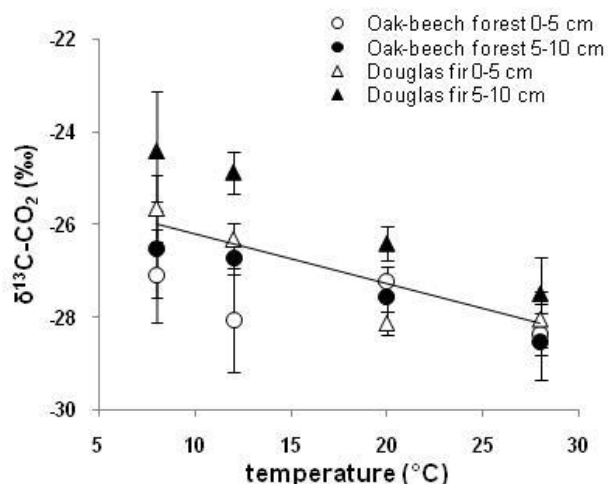


Figure IV-5: $\delta^{13}\text{C}$ value of the produced CO_2 after 98 days of incubation of the soil samples at 8, 12, 20 and 28°C

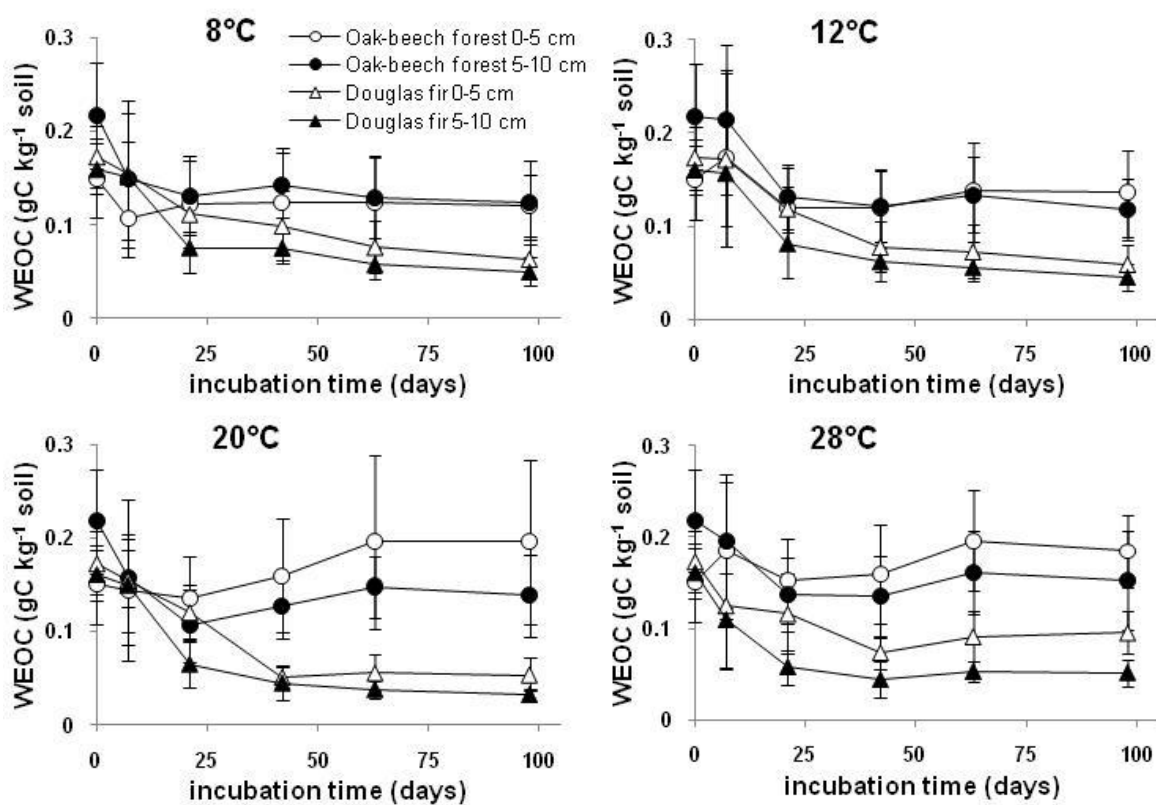


Figure IV-6: Water extractable organic carbon (WEOC) content during the incubation of the soil samples at 8, 12, 20 and 28°C

The WEOC pools were, for all treatments, slightly enriched in ^{13}C (0.5 to 1.2 ‰) compared to their corresponding SOC pools (figure IV-2). Initial $\delta^{13}\text{C}$ values of the WEOC did not differ significantly between forest types at either depth. $\delta^{13}\text{C}$ values of the WEOC did

not change significantly during incubation for any treatment (figure 7). However, during the incubation, $\delta^{13}\text{C}$ of the WEOC in samples from the 0-5 cm layer of the native forest became significantly lower than that of the other treatments, very close to the SOC values. For the other treatments, there appeared to be some variations in $\delta^{13}\text{C}$ of the WEOC during the incubation period. For example, an impoverishment in ^{13}C after 21 days in comparison to initial values was sometimes observed. Temperature of incubation did not affect the isotopic values of the WEOC pool (figure IV-7).

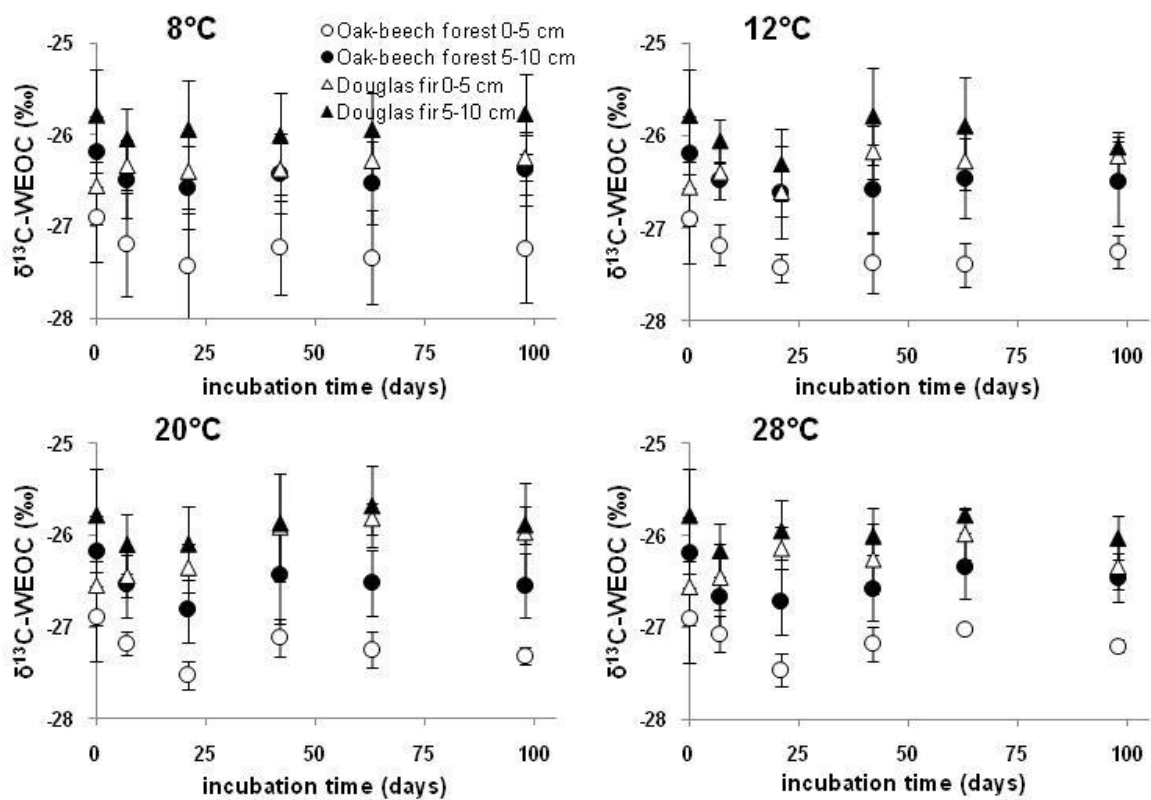


Figure IV-7: $\delta^{13}\text{C}$ of water extractable organic carbon (WEOC) during the incubation of the soil samples at 8, 12, 20 and 28°C. Mean and standard deviation are represented

4. Discussion

In this experiment, we tested the impact of forest type and temperature on carbon mineralisation and dynamics of the WEOC pool in forest soils. The effect of the forest type related to the context of land use change. The range of temperatures was established to create a range of mineralisation rates in conditions relevant to our climate.

SOC contents in 0-5 cm layer were significantly higher in the native forest than in the Douglas fir plantation, as previously observed by Andreux et al. (2002). This difference is mainly attributed to litter deposition. Andreux et al., 2002 observed higher total dry weight of litter on the forest floor under the deciduous forest (between 2.5 and 3.0 kg m⁻²) than under Douglas fir (1.5 and 2.5 kg m⁻²). The difference was not attributed to root exudates because, in forest soils, root exudates are generally used as substrate by microorganisms in the root region (Hernesmaa et al., 2005) and particularly by ectomycorrhizal fungus. In our study, no significant difference in SOC contents was found in the 5-10 cm layers. Baldock and Nelson (2000) proposed that the greatest effects of vegetation on SOC contents are confined to the A horizon of soils and that concentrations of organic carbon below the A horizon result from pedogenic processes which occur over much longer time scales than the lifetime of current vegetation. Our results are in accordance with these propositions; the 0-5 cm layer (A/Ab) was affected by the forest type whereas the 5-10 cm layer (zone of transition between the A/Ab and the Sp horizon) was not. Any differences in pedogenic processes between forest types are unlikely to be detectable in the relatively short time (30 years) since the plantation was established.

Various studies have observed higher carbon mineralisation rates in soils under deciduous tree species than in soils under coniferous species (Cote et al. 2000; Priha et al. 2001; Priha and Smolander 1999; Smolander and Kitunen 2002). In the current study, the forest type clearly influenced mineralisation rates in the 0-5 cm layer as well as dynamics of the WEOC pool in both the 0-5 and 5-10 cm layers. Mineralisation rates were correlated with both SOC and water contents, these two parameters also being highly correlated with each other (Fig. 1). Previously, Wang et al. (2002) also observed positive relationships between SOC content and soil water content in forests. The present study did not allow us to separate the effects of these two parameters, but it is clear that SOC content is a key parameter

(Garcia-Pausas et al. 2008; Kadono et al. 2008), mainly due to the contribution of its labile fraction to microbial activity (Fontaine et al. 2007). We suggest that the quantitative relationship between CO₂ mineralisation rates and SOC content at the 4 temperatures was due to differences in quality of the SOM between forest types. Quideau et al. (2001) observed that oak-derived SOM was extensively oxidised compared to the original litter material, which they attributed to intense microbial activity, whereas SOM from coniferous vegetation contained more recalcitrant alkyl C, indicative of low bioavailability. Low mineralisation rates in the 5-10 cm layers could be due to the SOM being depleted in easily degradable compounds and reflecting a lack of fresh carbon available for microorganisms (Fontaine et al. 2007).

The initial sizes of the WEOC pool were consistent with the literature, previously reported concentrations often falling in the approximate range of 0.03-0.2 -g C kg⁻¹ (e.g. Corvasce et al. 2006; Hishi et al. 2004; Zhao et al. 2008). There were no significant differences in WEOC pool size between the different forest types or soil depths at time zero. Neither was there any relationship between the initial sizes of the WEOC pools and the SOC content or microbial activity. Indeed, the WEOC pool was smaller in the 0-5 cm layer from the Douglas fir plantation than in the 5-10 cm layer of the native forest soils, despite the latter having lower SOC content and CO₂ emission rates. Similarly, Cookson et al. (2007) observed less WEOC in pine forest soil than in beech soil, even though SOC content and microbial activity was higher in the pine forest soil. In the current study, $\delta^{13}\text{C}$ values of the WEOC at sampling were also similar between forest types and depths. The initial WEOC concentrations and $\delta^{13}\text{C}$ values reflect the field conditions, as they were measured promptly after sampling. As the initial WEOC content was not related to initial SOC content, soil moisture or mineralisation rates, we suggest that this pool may have been composed of inputs from throughfall and litter leachates rather than being produced during mineralisation of soil C. Therefore the size of the WEOC pool may be more controlled by above-ground factors (rainfall, nature of canopy and litter layer) and infiltration into the soil rather than by composition of the soil itself. Moreover, we propose that the small (although statistically insignificant) decrease of the mean WEOC pool size during the first three weeks of incubation corresponded to the consumption of the labile part of this initial WEOC stock, freshly introduced into the soil. Slight decreases in $\delta^{13}\text{C}$ values were observed after 21 days of incubation, especially for surface layer samples of the native forest, which suggests a loss of

easily degradable DOM, like carbohydrates, and a relative enrichment in lignin-derived and aliphatic material, as shown by Kaiser et al. (2001). Another hypothesis explaining the dynamics of the WEOC pool would be a change in sorption/desorption or precipitation/dissolution reactions during incubation (Sanderman et al. 2008).

During the incubation, the fate of the WEOC pool was clearly influenced by forest type. The WEOC pool size in soil samples from the native forest (0-5 cm layer) did not change significantly over time at 8°C, 12°C and 20°C and increased slightly at 28°C. In contrast, the WEOC pool size in soil samples from the Douglas fir plantation steadily decreased over time, irrespective of temperature. During the incubation there were no clear changes in $\delta^{13}\text{C}$ of the WEOC with time for either forest type. The only significant difference in isotopic composition of WEOC between treatments was that between the 0-5 cm layer of the native forest and the three other treatments. The absence of clear variations over time of the $\delta^{13}\text{C}$ of the WEOC pool makes it difficult to interpret the data in terms of production and consumption of this pool. Chow et al. (2006) proposed a conceptual model describing CO_2 production in soils, where DOC comes from SOC, and both are involved in CO_2 production. Some studies have actually shown an increase in WEOC concentrations during soil incubation. Andersson et al. (2000) observed such an increase during incubation over 80 days of soil samples from a Scots pine plantation. Christ and David (1996) observed an increase in DOC concentration for longer incubation periods in soil sampled from a red spruce forest.

Even if the production of WEOC observed at high temperature for native forest soil appeared very small, it demonstrated that new amounts of WEOC could possibly be produced from the SOC of these soil samples. The SOM under deciduous tree species is generally more easily decomposed than the SOM under coniferous species (Cote et al. 2000; Priha et al. 2001; Priha and Smolander 1999; Smolander and Kitunen 2002) and thus constitutes a potential source of DOC. On the other hand, Khomutova et al. (2000) found that soils under coniferous forest produce more DOC than soils under deciduous forest due to the nature of carbon compounds. In their case, the plant litter from the coniferous forest contained high levels of easily oxidisable organic compounds.

For the samples from the native forest incubated at temperatures lower than 28°C, there are two possible explanations for the results: (1) production and consumption of WEOC were approximately equal, without any fractionation, or (2) the WEOC pool was 'biologically

inert' and not affected by microbial activity (after the degradation of the labile part of the initial pool observed in the 0-21 day period). No evidence of WEOC production was obtained on soil samples from the Douglas fir plantation, whereas a diminution in pool size was clearly observed. All these observations suggest that WEOC does not originate during decomposition of SOM, but originates from external inputs, as previously suggested by the analysis of initial values of WEOC contents. Furthermore, the differences in SOM quality, and observed differences in the fate of the WEOC pool between the two forest types could also be due to factors such as contrasting biochemical composition of the WEOC pool. Kiikkilä et al. (2005) have shown that DOM in the humus layer under pine and spruce was more degradable than that in the humus layer under birch, associated with the higher content of hydrophilic fraction in samples from pine compared to those from birch.

Quite unexpectedly, we observed neither a clear relationship between WEOC pool size and temperature nor any effect of temperature on the isotopic composition of the WEOC pool. Increasing temperature is known to raise microbial activity, which enhances the biodegradation of SOM and potentially the concomitant production of DOM. Nevertheless, the effect of temperature on the WEOC pool size appears unclear in the literature, often with a positive effect on WEOC or DOC concentration in soils (Andersson et al. 2000; Christ and David 1996; Marschner and Kalbitz 2003) but sometimes with a negative effect (Marschner and Bredow 2002) or even with no influence (Chapman et al. 2001). The absence of a relationship between WEOC pool size and temperature in our study suggests that the WEOC pool size is not influenced by the microbial activity but rather, is controlled by its own quality.

While temperature did not affect the size or the isotopic composition of the WEOC pool, it clearly affected mineralisation rates and isotopic composition of the CO₂, in accordance with Chow et al. (2006). Observed Q₁₀ values were in the commonly observed range (Christ and David 1996; Götter et al. 1996; Reichstein et al. 2000; Xu et al. 2006). Andrews et al. (2000) and Crow et al. (2006) also observed an increase in δ¹³C of respired CO₂ during soil incubation. However, in their studies the increase appeared only a few days after the beginning of incubation, whereas in our study it occurred after more than 42 days. The shift in δ¹³C of respired CO₂ during mineralisation suggests a change in the components of SOC being mineralised. Isotopic composition of SOC is a product of the quality of the initial material (Agren et al. 1996), its degree of degradation (Blair et al. 1985) and the

composition of the decomposer community (Andrews et al. 2000). For example, different components of plant materials have different $\delta^{13}\text{C}$ values (Fernandez et al. 2003). Lignin for instance, is generally depleted in ^{13}C relative to cellulose (Andrews et al. 2000; Fernandez et al. 2003). Moreover, the magnitude of this shift in $\delta^{13}\text{C}$ of emitted CO_2 was temperature-dependent. Indeed, we observed a linear increase in the $\delta^{13}\text{C}$ of the CO_2 pool with decreasing temperature (28 to 8°C), as already noted by Andrews et al. (2000) who observed a larger increase of the $\delta^{13}\text{C}$ value of the CO_2 pool at 4°C than at 22°C. This result is consistent with our interpretation of the mineralisation rates in this study, which suggested that different carbon compounds were mineralised at different temperatures. Such results could also be related to the structure of the microbial community as proposed by Andrews et al. (2000) who noticed a relative lack of diversity at low temperature. Thus the microorganisms active at low temperature could mineralise specific organic compounds, leading to ^{13}C enrichment of the emitted CO_2 .

5. Conclusion

Land use change, especially the replacement of native forest, mainly composed of oak and beech, by Douglas fir plantation, affects various processes involved in the turnover of soil organic matter. The incubation experiment performed on soil samples from the 0-5 cm and 5-10 cm layers from these two forest types revealed higher carbon mineralisation rates in samples from the 0-5 cm soil layer of the native forest than the other samples. Mineralisation rates were correlated with SOC and water contents.

Results suggest that the WEOC did not mainly come from decomposition of the SOM, and consequently we suggest that it may rather have originated from inputs from vegetation, such as litter leachates. Dynamics of the WEOC pool were significantly different for samples from the native forest (apparently quite inert in most cases) compared to samples from the Douglas fir plantation (partially lost). These dynamics were not affected by temperature, suggesting that the WEOC pool size was mainly controlled by its own quality, rather than by soil microbial activity. On the other hand, a temperature-dependent shift in the isotopic composition of respired CO_2 was observed, suggesting that different carbon compounds were mineralised at different temperatures, irrespective of the forest type and mineralisation rates.

Finally, we observed that both forest type and temperature affected the fate of SOC but in different ways. We did not detect clear interactions between these two factors; forest type mainly influencing the WEOC pool, and temperature mainly influencing the mineralised SOC forms. Replacement of native oak-beech forest with Douglas fir plantation leads to decreased inputs of carbon to the soil, mineralisation rates and size of the WEOC pool. Further studies are now required to evaluate how changes in the WEOC pool dynamics in soil due to land-use change will affect DOC exports to stream and water quality. Moreover, this study could be extended by evaluating the potential consequences of climate change on the soil organic matter degradation, taking into account that temperature determines the forms of carbon that are mineralised.

6. Acknowledgements

This work was supported by grants from the Regional Council of Burgundy and from the Seine-Normandie Water Agency. The authors are grateful to Marie-Jeanne Milloux for performing stable isotope analysis of carbon, to Florian Bizouard for his technical help and to Olivier Mathieu for discussions. P. Nelson's involvement was funded by the Marine and Tropical Science Research Facility and the Department of Environment, Science and Training through the International Science Linkages programme, French-Australian Science and Technology Programme. The manuscript has been greatly improved thanks to the comments of an anonymous reviewer on the initial version.

7. References

- Agren G I, Bosatta E and Balesdent J 1996 Isotope Discrimination during Decomposition of Organic Matter: A Theoretical Analysis. *Soil Science Society of American Journal* 60, 1121-1126.
- Aiken G R, Mc Knight D M, Wershaw R L and Mac Carthy P 1985 Humic Substances. *In* Soils, Sediment and Water, Eds J Wiley and Sons. pp 153-167. Environment, New York.
- Amiotte-Suchet P, Linglois N, Leveque J and Andreux F 2007 ^{13}C composition of dissolved organic carbon in upland forested catchments of the Morvan Mountains (France): Influence of coniferous and deciduous vegetation. *Journal of Hydrology* 335, 354-363.
- Amundson R, Stern L, Baisden T and Wang Y 1998 The isotopic composition of soil and soil-respired CO_2 . *Geoderma* 82, 83-114.
- Andersson S, Nilsson S I and Saetre P 2000 Leaching of dissolved organic carbon (DOC) and dissolved organic nitrogen (DON) in mor humus as affected by temperature and pH. *Soil Biology and Biochemistry* 32, 1-10.
- Andreux F, Cerri C, Vose P B and Vitorello V A 1990 Potential of stable isotope, ^{15}N and ^{13}C , methods for determining input and turnover in soils. *In* Nutrient cycling in terrestrial ecosystems, Eds A F Harrison, P Ineson and O W Heal. pp 259-275.
- Andreux F, Roux F, Linglois N, Nguyen T, Amiotte-Suchet P and Lévêque J 2002 Impact of changing forest management on soil organic matter in low mountain acid media. *In* Soil Mineral-Organic Matter-Microorganism Interactions and Ecosystem Health, Eds A Violante, P M Huang, J-M Bollag and L Gianfreda. pp 383-407. Elsevier, Amsterdam.
- Andrews J A, Matamala R, Westover K M and Schlesinger W H 2000 Temperature effects on the diversity of soil heterotrophs and the $[\delta]^{13}\text{C}$ of soil-respired CO_2 . *Soil Biology and Biochemistry* 32, 699-706.
- Baldock J A and Nelson P N 2000 Soil Organic Matter. *In* Handbook of Soil Science, Ed M E Sumner. pp B25-B84. CRC Press, Boca Raton USA.
- Balesdent J and Mariotti A 1996 Measurements of soil organic matter turnover using ^{13}C abundance. *In* Mass spectrometry of soils, Eds T W Boutton and S Yamashi. pp 83-111.
- Bishop K and Pettersson C 1996 Organic carbon in the boreal spring flood from adjacent subcatchments. *Environment International* 22, 535-540.

- Blair N, Leu A, Munoz E, Olsen J, Kwong E and Des Marais D 1985 Carbon isotopic fractionation in heterotrophic microbial metabolism. *Applied and Environmental Microbiology* 50, 996-1001.
- Boutton T W 1991 Stable Carbon Isotope Ratios of Natural Materials: 1. Sample Preparation and Mass Spectrometric Analysis. *In* Carbon Isotope Techniques, Eds D C Coleman and B Fry. pp 155-169. Academic Press.
- Cabaniss S E and Shuman M S 1988 Copper binding by dissolved organic matter: I. Suwannee River fulvic acid equilibria. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 52, 185-193.
- Chantigny M H 2003 Dissolved and water-extractable organic matter in soils: a review on the influence of land use and management practices. *Geoderma* 113, 357-380.
- Chapman P J, Williams B L and Hawkins A 2001 Influence of temperature and vegetation cover on soluble inorganic and organic nitrogen in a spodosol. *Soil Biology and Biochemistry* 33, 1113-1121.
- Chow A T, Tanji K K, Gao S and Dahlgren R A 2006 Temperature, water content and wet-dry cycle effects on DOC production and carbon mineralization in agricultural peat soils. *Soil Biology and Biochemistry* 38, 477-488.
- Christ M J and David M B 1996 Temperature and moisture effects on the production of dissolved organic carbon in a Spodosol. *Soil Biology and Biochemistry* 28, 1191-1199.
- Cookson W R, Osman M, Marschner P, Abaye D A, Clark I, Murphy D V, Stockdale E A and Watson C A 2007 Controls on soil nitrogen cycling and microbial community composition across land use and incubation temperature. *Soil Biology and Biochemistry* 39, 744-756.
- Coplen T, Kendall C and Hopple J 1983 Comparison of stable isotope reference samples. *Nature* 302, 236-238.
- Corvasce M, Zsolnay A, D'Orazio V, Lopez R and Miano T M 2006 Characterization of water extractable organic matter in a deep soil profile. *Chemosphere* 62, 1583-1590.
- Cote L, Brown S, Pare D, Fyles J and Bauhus J 2000 Dynamics of carbon acid nitrogen mineralization in relation to stand type, stand age and soil texture in the boreal mixedwood. *Soil Biology & Biochemistry* 32, 1079-1090.
- Crow S E, Sulzman E W, Rugh W D, Bowden R D and Lajtha K 2006 Isotopic analysis of respired CO₂ during decomposition of separated soil organic matter pools. *Soil Biology and Biochemistry* 38, 3279-3291.

- Dahlén J, Bertilsson S and Pettersson C 1996 Effects of UV-A irradiation on dissolved organic matter in humic surface waters. *Environment International*. The HUMEX/HUMOR Project and Humic Substances 22, 501-506.
- Dawson J J C, Bakewell C and Billett M F 2001 Is in-stream processing an important control on spatial changes in carbon fluxes in headwater catchments? *The Science of The Total Environment* 265, 153-167.
- Desjardins T, Andreux F, Volkoff B and Cerri C 1994 Organic carbon and ^{13}C contents in soils and soil-size fractions, and their changes due to deforestation and pasture installation in eastern Amazonia. *Geoderma* 61, 103-118.
- Fernandez I, Mahieu N and Cadisch G 2003 Carbon isotopic fractionation during decomposition of plant materials of different quality. *Global Biogeochemical Cycles* 17.
- Fontaine S, Barot S, Barre P, Bdioui N, Mary B and Rumpel C 2007 Stability of organic carbon in deep soil layers controlled by fresh carbon supply. *Nature* 450, 277-U210.
- Garcia-Pausas J, Casals P, Camarero L, Huguet C, Thompson R, Sebastià M-T and Romanyà J 2008 Factors regulating carbon mineralization in the surface and subsurface soils of Pyrenean mountain grasslands. *Soil Biology and Biochemistry* 40, 2803-2810.
- Gödde M, David M B, Christ M J, Kaupenjohann M and Vance G F 1996 Carbon mobilization from the forest floor under red spruce in the northeastern U.S.A. *Soil Biology and Biochemistry* 28, 1181-1189.
- Gonfiantini R 1984 I.A.E.A. advisory group meeting on stable isotope reference samples for geochemical and hydrological investigations : Vienna, Austria, September 19-21, 1983. *Journal of Hydrology* 72, 205.
- Grieve I C and Marsden R L 2001 Effects of forest cover and topographic factors on TOC and associated metals at various scales in western Scotland. *The Science of The Total Environment* 265, 143-151.
- Hagedorn F, Saurer M and Blaser P 2004 A ^{13}C tracer study to identify the origin of dissolved organic carbon in forested mineral soils. *European Journal of Soil Science* 55, 91-100.
- Hedin L O, Armesto J J and Johnson A H 1995 Patterns of nutrient loss from unpolluted old-growth temperate forest: evaluation of biogeochemical theory. *Ecology* 76, 493-509.
- Herbert B E and Bertsch P M 1995 Characterization of dissolved and colloidal organic matter in soil solutions: A review. *In Carbon forms and functions in forest soils.*, Eds J M Kelly and M W.W. pp 63-88. Soil Science Society of America, Madison, WI.

- Hernesmaa, A., Bjorklof, K., Kiikkila, O., Fritze, H., Haahtela, K., Romantschuk, M. 2005 Structure and function of microbial communities in the rhizosphere of Scots pine after tree-felling. *Soil Biology & Biochemistry*, 37(4), 777-785.
- Hishi T, Hirobe M, Tateno R and Takeda H 2004 Spatial and temporal patterns of water-extractable organic carbon (WEOC) of surface mineral soil in a cool temperate forest ecosystem. *Soil Biology and Biochemistry* 36, 1731-1737.
- Hongve D 1999 Production of dissolved organic carbon in forested catchments. *Journal of Hydrology* 224, 91-99.
- Jones D L and Willet V B 2006 Experimental evaluation of methods to quantify dissolved organic nitrogen (DON) and dissolved organic carbon (DOC) in soil. *Soil Biology & Biochemistry*, 9.
- Kadono A, Funakawa S and Kosaki T 2008 Factors controlling mineralization of soil organic matter in the Eurasian steppe. *Soil Biology and Biochemistry* 40, 947-955.
- Kaiser K, Guggenberger G, Haumaier L and Zech W 2001 Seasonal variations in the chemical composition of dissolved organic matter in organic forest floor layer leachates of old-growth Scots pine (*Pinus sylvestris* L.) and European beech (*Fagus sylvatica* L.) stands in northeastern Bavaria, Germany. *Biogeochemistry* 55, 103-143.
- Kalbitz K and Kaiser K 2003 Ecological aspects of dissolved organic matter in soils. *Geoderma* 113, 177-178.
- Khomutova T E, Shirshova L T, Tinz S, Rolland W and Richter J 2000 Mobilization of DOC from sandy loamy soils under different land use (Lower Saxony, Germany). *Plant and Soil* 219, 13-19.
- Kiikkilä O, Kitunen V and Smolander A 2005 Degradability of dissolved soil organic carbon and nitrogen in relation to tree species. *FEMS Microbiology Ecology - Microbial Life in Cold Ecosystems* 53, 33-40.
- Kirschbaum M U F 1995 The temperature dependence of soil organic matter decomposition, and the effect of global warming on soil organic C storage. *Soil Biology and Biochemistry* 27, 753-760.
- Ludwig W, Amiotte-Suchet P and Probst J L 1996a River discharges of carbon to the world's oceans: determining local inputs of alkalinity and of dissolved and particulate organic carbon. *C.R. Acad. Sci. Paris* 323, 1007-1014.
- Ludwig W, Probst J L and Kempe S 1996b Predicting the oceanic input of organic carbon by continental erosion. *Global Biogeochemistry Cycles* 10, 23-41.

- Marschner B and Bredow A 2002 Temperature effects on release and ecologically relevant properties of dissolved organic carbon in sterilised and biologically active soil samples. *Soil Biology and Biochemistry* 34, 459-466.
- Marschner B and Kalbitz K 2003 Controls of bioavailability and biodegradability of dissolved organic matter in soils. *Geoderma* 113, 211-235.
- Martin A, Mariotti A, Balesdent J, Lavelle P and Vuattoux R 1990 Estimate of organic matter turnover rate in a savanna soil by ^{13}C natural abundance measurements. *Soil Biology & Biochemistry* 72, 517-523.
- Maurice P A and Leff L G 2002 Hydrogeochemical controls on the organic matter and bacterial ecology of a small freshwater wetland in the New Jersey Pine Barrens. *Water Research* 36, 2561-2570.
- Meybeck M 1993 C, N, P and S in rivers; from sources to global inputs. *In* Interactions of C, N, P and S biogeochemical cycles and global changes., Eds R Wallast, F T Mackenzie and L Chou. pp 163-193. Springer Verlag, Berlin.
- Michalzik B, Kalbitz K, Park J-H, Solinger S and Matzner E 2001 Fluxes and concentrations of dissolved organic carbon and nitrogen - a synthesis for temperate forests. *Biogeochemistry* 52, 173-205.
- Moore T R 1989a Dynamics of dissolved organic carbon in forested and disturbed catchments, Westland, New Zealand, 1. Maimai. *Water Resources Research* 25, 1321-1330.
- Moore T R 1989b Dynamics of dissolved organic carbon in forested and disturbed catchments, Westland, New Zealand, 2. Larry river. *Water Resources Research* 25, 1331-1339.
- Moukoui J, Munier-Lamy C, Berthelin J and Ranger J 2006 Effect of tree species substitution on organic matter biodegradability and mineral nutrient availability in a temperate topsoil. *Annals of Forest Science* 63, 763-771.
- Neal C, Robson A J, Neal M and Reynolds B 2005 Dissolved organic carbon for upland acidic and acid sensitive catchments in mid-Wales. *Nutrient Mobility within River Basins: A European Perspective. Journal of Hydrology* 304, 203-220.
- Neff J C and Asner G P 2001 Dissolved Organic Carbon in Terrestrial Ecosystems: Synthesis and a Model. *Ecosystems* 4, 29-48.
- Nelson P N, Baldock J A and Oades J M 1993 Concentration and composition of dissolved organic carbon in streams in relation to catchment soil properties. *Biogeochemistry* 19, 27-50.

- Piccolo A 1994 Interactions between organic pollutants and humic substances in the environment. *In* Humic Substances in the Global Environment and Implications on Human Health, Eds N Senesi and T M Miano. pp 961-979. Elsevier, Amsterdam.
- Priha O, Grayston S J, Hiukka R, Pennanen T and Smolander A 2001 Microbial community structure and characteristics of the organic matter in soils under *Pinus sylvestris*, *Picea abies* and *Betula pendula* at two forest sites. *Biology and Fertility of Soils* 33, 17-24.
- Priha O and Smolander A 1999 Nitrogen transformations in soil under *Pinus sylvestris*, *Picea abies* and *Betula pendula* at two forest sites. *Soil Biology & Biochemistry* 31, 965-977.
- Quideau S A, Chadwick O A, Benesi A, Graham R C and Anderson M A 2001 A direct link between forest vegetation type and soil organic matter composition. *Geoderma* 104, 41-60.
- Ranger J 2004 Effet des substitutions d'essence sur le fonctionnement organo-minéral de l'écosystème forestier, sur les communautés microbiennes et sur la diversité des communautés fongiques mycorhiziennes et saprophytes (cas du dispositif expérimental de Breuil - Morvan). Rapport Final. pp 202. Institut de la Recherche Agronomique, Biogéochimie des Ecosystèmes Forestiers, Nancy.
- Ranger J, Bienaimé S, P. B, Gelhaye D, Gelhaye L and Pollier B 2004 Base de données ' Solutions ' du site-atelier de Breuil (Morvan). Unité Biogéochimie des Ecosystèmes Forestiers. INRA Centre de Nancy, F54280 Champenoux.
- Reichstein M, Bednorz F, Broll G and Kätterer T 2000 Temperature dependence of carbon mineralisation: conclusions from a long-term incubation of subalpine soil samples. *Soil Biology and Biochemistry* 32, 947-958.
- Ross D J, Tate K R, Scott N A and Feltham C W 1999 Land-use change: effects on soil carbon, nitrogen and phosphorus pools and fluxes in three adjacent ecosystems. *Soil Biology and Biochemistry* 31, 803-813.
- Smolander A and Kitunen V 2002 Soil microbial activities and characteristics of dissolved organic C and N in relation to tree species. *Soil Biology & Biochemistry* 34, 651-660.
- Sanderman J, Baldock JA, Amundson R 2008 Dissolved organic carbon chemistry and dynamics in contrasting forest and grassland soils. *Biogeochemistry* 89:181-198.
- 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 and Simon B M 1997 Organic carbon in the Humber rivers. *Science of The Total Environment* 194-195, 345-355.

- Vitousek P M, Hedin L O, Matson P A, Fownes J H and Neff J C 1998 Within-system element cycles, input-output budgets and nutrient limitation. *In* Successes, limitations and frontiers in ecosystem science, Eds G PM and P ML. pp 432-451. Springer, New York.
- Wang H Q, Hall C A S, Cornell J D and Hall M H P 2002 Spatial dependence and the relationship of soil organic carbon and soil moisture in the Luquillo Experimental Forest, Puerto Rico. *Landscape Ecology* 17, 671-684.
- Worrall F, Burt T and Adamson J 2004 Can climate change explain increases in DOC flux from upland peat catchments? *Science of The Total Environment* 326, 95-112.
- WRB 2006 - IUSS Working Group. World reference base for soil resources 2006. 2nd edition. World Soil Resources Reports No. 103. FAO, Rome.
- Xu X, Inubushi K and Sakamoto K 2006 Effect of vegetations and temperature on microbial biomass carbon and metabolic quotients of temperate volcanic forest soils. *Geoderma* 136, 310-319.
- Zhao M, Zhou J and Kalbitz K 2008 Carbon mineralization and properties of water-extractable organic carbon in soils of the south Loess Plateau in China. *European Journal of Soil Biology* 44, 158-165.
- Zsolnay Á 2003 Dissolved organic matter: artefacts, definitions, and functions. *Geoderma* 113, 187-209.
- Zuo Y and Jones R D 1997 Photochemistry of natural dissolved organic matter in lake and wetland waters--production of carbon monoxide. *Water Research* 31, 850-858.

Conclusion

Conclusions générales

Conclusion

Conclusions générales

1. Objectifs et stratégies

Les objectifs de ce travail étaient d'une part d'améliorer nos connaissances des processus de production et de dégradation des MOD dans les écosystèmes forestiers et d'autre part de comprendre et de quantifier la dynamique de transfert de celles-ci dans les hydrosystèmes forestiers tempérés.

Nous avons mis en place une démarche à trois échelles pour répondre à ces objectifs :

- A l'échelle de bassins versants de tailles, nous avons réalisé un échantillonnage bimensuel dans les cours d'eau de six bassins versants de méso-échelle (50 à 300 km²) du Morvan. Un bilan annuel des flux de COD a pu être établi. Ces résultats ont été couplés aux paramètres topographiques et à la couverture forestière des bassins versants, avec une opposition feuillus et résineux. Cette étude a été réalisée dans le but de voir d'éventuelles corrélations entre les proportions peuplées de feuillus, de conifères ou présentant des zones humides, avec les concentrations et les flux de COD mesurés dans les cours d'eau. Pour compléter ces données, plusieurs crues à différentes périodes de l'année auraient dû être suivies afin de voir comment les concentrations en COD évoluent pendant de tels événements climato-hydrologiques. Ces données sur les crues auraient du éventuellement servir à appliquer des corrections aux calculs de flux annuels. Malheureusement, une seule crue a pu être échantillonnée.

- A une échelle parcellaire, un échantillonnage de trois zones potentiellement productrices en MOD a été réalisé pour définir dans quelle proportion ces systèmes pouvaient avoir une influence sur les quantités produites puis transférées. Nous avons donc réalisé un suivi mensuel d'une zone humide ainsi que d'une forêt de feuillus et d'une plantation de conifères toutes deux installées sur des substrats et dans une zone topographiquement homogène.

Conclusion

- Enfin, à l'échelle du microsm, nous avons réalisé une incubation de sols provenant des mêmes parcelles forestières échantillonnées au cours de l'étape visant à suivre trois zones productrices de MOD. Ces incubations ont eu pour but de tester l'influence de la couverture forestière sur la production et la dégradation du COD soumis à différents niveaux d'intensité de l'activité microbienne générés par une variation de température.

2. Les zones de forte production de COD

L'identification des zones productrices de COD, et de MOD en générale, est d'un réel intérêt pour la compréhension et la préservation des environnements naturels. Les concentrations en COD dans les lacs et des rivières sont influencées en premier lieu par les apports de COD allochtone qui vont découler directement de la présence de zones productrices riches en matières organiques comme peuvent l'être les zones humides et les zones forestières (Mattsson et al. 2009). Pour cette étude, nous nous sommes appuyés sur deux sites expérimentaux du Morvan. D'un côté, le site forestier de Breuil-Chenu appartenant à l'ORE ECOFOR et géré par l'unité de Biogéochimie des Ecosystèmes Forestiers de l'INRA de Nancy, et de l'autre, le site de la tourbière de Montbé qui fait l'objet d'un suivi par le Parc Naturel Régional du Morvan et qui est équipé de piézomètres.

2.1. Les zones humides

Le climat frais et humide associé aux zones humides fait du Morvan une région potentiellement efficace en matière de production de MOD. Le site de Montbé correspond à l'une des dix tourbières identifiées du Morvan et de Bourgogne (PNRM).

La répartition spatiale des concentrations en COD mesurées dans les piézomètres montrent une tendance à l'augmentation en rapport avec l'épaisseur de tourbe, le piézomètre situé en zone centrale ayant les concentrations les plus élevées pour une profondeur d'échantillonnage égale, voir inférieure aux autres piézomètres. Les concentrations vont de 31 à 71 mg l⁻¹ et montrent des variations annuelles importantes allant jusqu'à doubler les valeurs. Une zonation verticale de la tourbière avec des tourbes plus ou moins évoluées, minéralisées

ou humides ainsi que des différences concernant l'hydrodynamisme du système pourraient expliquer ces différences de concentration en COD entre les piézomètres.

Les concentrations en COD mesurées dans le drain sont bien inférieures à celles des eaux de la nappe mesurées dans les piézomètres. Elles varient entre 7 et 24 mg l⁻¹ et les flux ont été estimés à 45 kg C ha⁻¹ a⁻¹ sur le drain. Les variations suivant les jours de prélèvement peuvent aller de 20 à 140 kg C ha⁻¹ a⁻¹ et sont fortement dépendantes du débit du drain.

Les tendances annuelles de la concentration en COD du drain montrent une corrélation significative avec la température de l'air et de l'eau mais aucun lien avec le débit. Deux hypothèses pourraient expliquer cette corrélation. Premièrement, les fortes températures et les eaux stagnantes durant les périodes sèches favoriseraient la dégradation des matières organiques et la production de COD dans la tourbière, alors que les températures plus faibles comme en période hivernale contraindraient cette dégradation. Deuxièmement, ceci ne serait que le reflet d'un effet de concentration en été et de dilution en hiver. Cette corrélation température-concentration n'a pas été clairement mise en évidence dans l'ensemble des piézomètres de la tourbière, ce qui tendrait à montrer que la seconde hypothèse serait la plus probable.

2.2. La production et les flux de COD dans les zones forestières

Compte tenu de son homogénéité morphologique et pédologique, le site expérimental de la forêt de Breuil-Chenu a permis une comparaison de l'effet de deux types d'essences forestières sur les concentrations en COD retrouvées dans les solutions de sol. Ces solutions ont été prélevées grâce à des micro-bougies poreuses positionnées à 3 profondeurs (-15, -30, -60 cm) et à un système de plaques lysimétriques destinés à récupérer les solutions s'écoulant à la base de la litière.

Les résultats montrent des concentrations en COD supérieures dans les solutions collectées sous la plantation de Douglas dans les différents horizons de sol plutôt que dans les solutions collectées sur la parcelle de forêt native de TSF. La tendance s'inverse pour les seules solutions s'écoulant à la base de la litière dont les concentrations sont 1.5 fois supérieures sous litière de TSF par rapport à sous litière de Douglas.

Conclusion

Les calculs de flux sont à considérer avec beaucoup de précaution car nous ne connaissons pas les quantités d'eau percolant à travers le sol et seuls les volumes de pluviolessivats ont été mesurés ou éventuellement estimés grâce aux relevés de précipitation dans les cas où les récipients collecteurs ont été entièrement remplis. Toutefois les moyennes calculées montrent des flux légèrement supérieurs sous litière de Douglas alors que seuls les flux à la base de la litière diffèrent largement, les flux sous litière de TSF étant 2 fois supérieurs aux flux sous litière de Douglas (respectivement de 367 et 185 kg C ha⁻¹ a⁻¹). Deux hypothèses peuvent être avancées pour expliquer les concentrations et les flux de COD supérieurs sous Douglas : le COD sous litière est plus dégradé que sous TSF sans que la production de COD de chaque horizon ne compense cette perte, ou alors, les flux d'eau sous TSF sont supérieurs ce qui va provoquer un effet dilution/concentration sur le COD.

Cette étude a permis de montrer que les solutions à la base de la litière sont des sources importantes de MOD qui seront directement mobilisées suite aux écoulements de surface pouvant se produire lors des pluies, acheminant ainsi de grandes quantités de COD vers les cours d'eau. Les solutions provenant des litières feuillues auront une plus grande capacité à provoquer une augmentation des concentrations en COD des cours d'eau par rapport aux solutions à la base de la litière sous la plantation de conifères. Les flux de COD calculés pour les horizons de sol plus profond montrent des valeurs comprises entre 12 et 35 kg C ha⁻¹ a⁻¹, ce qui reste dans les ordres de grandeur de ce que nous avons mesuré dans les bassins versants (entre 24 et 42 kg C ha⁻¹ a⁻¹).

3. Le transfert de MOD dans les cours d'eau

Comme nous avons pu le noter grâce aux échantillonnages des deux systèmes forestiers et de la zone humide, la présence de ces écosystèmes favorable à la production de MOD dans un bassin versant va participer en grande partie aux concentrations en COD retrouvées dans les rivières et les étendues d'eau. Le Morvan est une région où les lacs et plans d'eau sont très nombreux compte tenu de l'histoire forestière lié à l'acheminement du bois par voie fluviale. Sur les six bassins versants étudiés, le pourcentage de plan d'eau peut aller jusqu'à 2.1 % de la surface totale du bassin versant. La qualité physico-chimique des

eaux est également un enjeu majeur pour le massif du Morvan. Il s'agit non seulement de préserver des écosystèmes (zones humides, rivières) de grande valeur abritant des espèces rares et d'intérêt communautaire (la Moule perlière - *Margaritifera margaritifera*, l'Ecrevisse à pieds blancs - *Austropotamobius pallipes*), mais aussi de gérer une ressource en eau de qualité.

Au cours de cette année de prélèvement, les concentrations en COD ont montré des fluctuations saisonnières avec des concentrations en COD plus élevées durant les mois de juin à décembre par rapport aux saisons hivernales de décembre à mars. En prenant en compte les volumes d'eau transférés et les surfaces des bassins versants, la tendance s'inverse lorsque les flux spécifiques de COD sont calculés. Les flux spécifiques de COD sont supérieurs durant les mois de novembre à avril et ils participent à l'augmentation des quantités totales transférées au cours de l'année. Pendant la saison plus sèche de juin à octobre, les flux sont faibles. L'impact du couvert forestier n'a pas été mis en évidence au cours de cet échantillonnage, les différences en termes de pourcentage d'utilisation des terres étant trop faibles. Les différences isotopiques à l'échelle des prélèvements bimensuels sont également trop faibles pour dissocier les impacts respectifs des deux types de couvert forestier. Les proportions de terre boisée ne permettent pas non plus d'expliquer les différences de concentration et de flux observées entre les bassins versants. Toutefois, la pente du bassin est apparue être un facteur majeur faisant varier avec une tendance négative les concentrations en COD. Cette corrélation est à relier au fait que les configurations de bassins en pentes faibles favorisent le développement et la présence de zones humides, lesquelles ont montré une forte capacité à enrichir les cours d'eau suite aux précipitations.

L'étude a aussi mis en évidence l'impact de phénomènes ponctuels sur les concentrations en COD des cours d'eau. Les efflorescences algales (bloom algal) provoquent l'augmentation des concentrations en COD des cours d'eau par le développement de COD autochtone comme nous l'avons observé entre juin et octobre dans la Romanée à Bussière. Le second concerne l'impact des événements pluvieux et des crues sur les bilans annuels de quantité et de flux de COD. Le suivi de la crue du 26 novembre 2006 sur l'Houssière a montré une relation entre les concentrations en COD et débit. Cependant, la relation débit/concentration en COD n'est pas identique durant toute la crue et les concentrations en COD sont supérieures pendant la montée de crue par rapport à la période de descente de crue. Il en va de même pour les concentrations en carbone organique particulaire (COP) et en

Conclusion

éléments en suspension. Les analyses isotopiques ont révélé la mobilisation de différentes sources de COD au cours de la crue avec une évolution linéaire du $\delta^{13}\text{C}_{\text{COD}}$ de -28.81 ‰ à -28.37 ‰ à la fin des prélèvements. Les analyses isotopiques du COP ont montré que différents matériaux étaient transportés durant la crue. Pendant la période d'augmentation du débit, le COP trouve son origine dans les feuilles et les branchages alors que pendant la période de diminution du débit, la source du COP est à rechercher dans le compartiment sol et les MOS.

Les conditions climatiques saisonnières ou même journalières peuvent avoir de lourdes conséquences lors des calculs de flux annuels de COD. Cette remarque est d'autant plus importante que les facteurs climatiques ont été clairement identifiés comme responsables de la production et de l'apport de grandes quantités de COD dans les cours d'eau drainant les zones humides. Nous avons aussi montré que de grandes quantités de COD étaient disponibles à la base des litières et directement mobilisables lors des pluies. La fréquence et le choix des dates d'échantillonnages sont des facteurs essentiels pour avoir une bonne estimation des flux annuels de COD dans les cours d'eau.

4. Influence du couvert forestier à l'échelle du sol

Afin de mieux comprendre les mécanismes de production et de dégradation à l'échelle de l'échantillon de sol, le cycle du carbone a été suivi au cours d'une incubation de sol à différentes températures dans le but de produire un gradient de l'activité microbienne. L'utilisation de sols provenant d'une forêt de TSF et d'une plantation de Douglas a aussi permis d'évaluer l'impact des substitutions d'essences sur la dynamique des MOD dans les sols.

Cette étude a apporté une information essentielle sur l'origine du carbone organique extractible à l'eau dans les sols. En effet, les conditions initiales et la dynamique du COD extractible suggèrent qu'il ne provient pas majoritairement de la matière organique du sol mais serait plutôt dépendant des apports externes tels que le lessivage des litières, les pluviollessivats ou les exsudats racinaires. Les dynamiques du COD extractible soumis aux différentes températures d'incubation n'ont pas montré de variation. Par contre elles diffèrent

entre les types de forêt, avec une tendance à l'appauvrissement en COD extractible sous Douglas et à la stabilité voire à une légère augmentation des teneurs sous TSF. Cette observation suggère que la taille du compartiment COD extractible est principalement contrôlée par sa propre qualité, plutôt que par l'activité microbienne du sol.

Les différentes températures auxquelles ont été soumis les échantillons de sol ont provoqué de plus forts taux de minéralisation pour les échantillons provenant de la forêt native de TSF. Un shift de la composition isotopique du CO₂ émis a également été observé, suggérant que différents composés carbonés sont minéralisés en fonction de la température et ceci quelque soit le type de couvert forestier ou de taux de minéralisation.

5. Conclusions

Les apports de carbone organique par l'intermédiaire du lessivage des litières, des pluviolessivats et des exsudats racinaires, joueraient un rôle majeur dans la constitution du stock de COD dans les sols. Les variations saisonnières dépendent de la combinaison de plusieurs facteurs comme la production de litière, les précipitations, les conditions de température, d'humidité. Les conditions climatiques chaudes et humides vont favoriser la dégradation des MOD disponibles et donc la production du COD.

Les études de terrain et de laboratoire indiquent que le type d'essence forestière affecte la taille du compartiment de COD extractible, de COD et de CO₂ émis, mais pas leur composition isotopique. La substitution des forêts de TSF par des plantations de Douglas aboutit à de plus faibles apports de carbone dans le sol et à une baisse des taux de minéralisation du carbone du sol.

Les dynamiques d'exportation du COD vers les cours d'eau sont contrôlées par les conditions climatiques et hydrologiques, notamment en automne et en hiver où les crues favorisent les quantités de COD exportées. La pluie aura également un impact majeur sur la mobilisation des MOD dans les zones humides et à la surface des sols forestiers (base de litière) où les concentrations en COD sont deux fois plus élevées sous feuillus que sous conifères.

Conclusion

A l'échelle des bassins versants à végétation mixte de méso-échelle (50 à 350 km²), les concentrations en COD mesurées dans l'eau des rivières sont principalement corrélées à la présence de zones humides plutôt qu'au type de couvert forestier. A cette échelle, l'impact de la végétation est minimisé ou masqué par la configuration des bassins versants et la présence des zones humides.

6. Perspectives

6.1. Quantification et participation des environnements producteurs de MOD

Si cette étude a permis d'identifier des environnements fortement producteurs de MOD participant de façon plus ou moins importante aux flux de COD transportés par les rivières, elle n'a pas permis de déterminer la nature exacte de ces sources ni de quantifier les proportions apportées par chaque environnement. Pour cela, une analyse isotopique des solutions mais aussi des sols et des litières collectées in-situ dans chaque zone productrice permettrait, grâce à une équation de mélange prenant en compte les flux observés, de quantifier leurs apports respectifs. Un tel échantillonnage est difficile à mettre en place compte tenu de l'étendu des bassins versants sur lesquels nous avons travaillé. Il serait alors nécessaire de procéder à un prélèvement prenant en compte le type d'utilisation des terres (terres agricoles, plantations forestières, zones urbanisées...), la lithologie, la pédologie, la topographie, etc. Bien des paramètres qui ont montré leur importance dans l'étude des concentrations en COD et en SOC (par exemple Chantigny 2003; Nelson et al. 1993; Wang et al. 2002; Wang and Wang 2007). Une solution consisterait à individualiser plusieurs petits bassins versants de quelques kilomètres carrés représentatifs d'une seule variable. C'est ce qui a été mis en place au cours de la thèse de Nathalie Linglois (2003) avec l'étude de quatre petits bassins versants de tailles inférieures ou proches à 1 km² et caractérisés par une végétation résineuse, feuillus ou mixte (Amiotte-Suchet et al. 2007). En laboratoire, des percolations sur colonnes et des incubations pourraient permettre de mieux quantifier les exportations et la dégradation des matières organiques en conditions strictement comparables et en étudiant ainsi l'impact d'un seul paramètre.

6.2. Suivi de crues

Il a été montré au cours de cette thèse que la fréquence et les dates d'échantillonnage pouvaient avoir une influence significative sur les calculs de flux de COD. Un échantillonnage bimensuel mis en relation avec les événements climatiques est apparu être un

minimum et est important à prendre en compte pour le suivi des concentrations et des flux de COD dans les rivières et les solutions de sols. Les apports de COD par les crues représentent une part importante dans les flux annuels de COD transportés par les rivières et un suivi de plusieurs crues successives et à différentes périodes de l'année permettrait d'affiner nos bilans. Ce type d'étude a été réalisé au cours de la thèse de Bruno Morel (2009) et par Dalzell et al. (2007) en ce qui concerne le COD et par Coynel et al. (2005) en ce qui concerne le COP. Dalzell et al. (2007) estiment que 70 à 85 % des apports de carbone organique annuel sont exportés aux cours des crues qui représentent seulement 20 % du temps. Une reproductibilité des résultats permettrait de mieux appréhender les dynamiques saisonnières d'exportation de COD.

6.3. Etudes hydrologiques des zones humides

Suite au suivi saisonnier de concentration en COD dans le drain et dans la nappe de la tourbière de Montbé, il serait utile de mesurer les concentrations en COD à la sortie du bassin englobant la totalité de la zone humide afin d'avoir une information sur les quantités totales de COD transférées. Nous pourrions ainsi mieux déterminer la surface réellement drainée et apporter une plus grande précision aux flux calculés. Un profil des zones les plus amonts vers les zones les plus avals permettrait de suivre l'évolution des concentrations de COD.

Références bibliographiques

Références bibliographiques

Références bibliographiques

- Agren G I, Bosatta E and Balesdent J 1996 Isotope Discrimination during Decomposition of Organic Matter: A Theoretical Analysis. *Soil Science Society of American Journal* 60, 1121-1126.
- Aiken G R, Mc Knight D M, Wershaw R L and Mac Carthy P 1985 Humic Substances. *In* Soils, Sediment and Water, Eds J Wiley and Sons. pp 153-167. Environment, New York.
- Aitkenhead J A, Hope D and Billett M F 1999 The relationship between dissolved organic carbon in stream water and soil organic carbon pools at different spatial scales. *Hydrological Processes* 13, 1289-1302.
- Aitkenhead M J, Aitkenhead-Peterson J A, McDowell W H, Smart R P and Cresser M S 2007 Modelling DOC export from watersheds in Scotland using neural networks. *Computers & Geosciences* 33, 423-436.
- Amiotte-Suchet P 2000 Qualité physico-chimique des eaux et facteurs environnementaux dans le Bas Morvan: exemple du bassin versant du Cousin, Université de Bourgogne, Centre des Sciences de la Terre, Dijon.
- Amiotte-Suchet P and Andreux F 2004 Variations des stocks de matières organiques et des nutriments en fonction de l'occupation des sols dans le Massif du Morvan : vers la constitution d'un site atelier. Contrat d'Étude Régional. Rapport de la deuxième tranche et synthèse des travaux (n° 912 03 - HCP 2000). pp 44.
- Amiotte-Suchet P and Andreux F 2003 Variations des stocks de matières organiques et des nutriments en fonction de l'occupation des sols dans le Massif du Morvan : vers la constitution d'un site atelier. Contrat d'Étude Régional. Rapport de la première tranche des travaux (n° 912 03 - HCP 2000). pp 23.
- Amiotte-Suchet P, Linglois N, Leveque J and Andreux F 2007 ¹³C composition of dissolved organic carbon in upland forested catchments of the Morvan Mountains (France): Influence of coniferous and deciduous vegetation. *Journal of Hydrology* 335, 354-363.
- Amundson R, Stern L, Baisden T and Wang Y 1998 The isotopic composition of soil and soil-respired CO₂. *Geoderma* 82, 83-114.
- Andersson S, Nilsson S I and Saetre P 2000 Leaching of dissolved organic carbon (DOC) and dissolved organic nitrogen (DON) in mor humus as affected by temperature and pH. *Soil Biology and Biochemistry* 32, 1-10.
- Andreux F, Roux F, Linglois N, Nguyen T, Amiotte-Suchet P and Lévêque J 2002 Impact of changing forest management on soil organic matter in low mountain acid media. *In* Soil Mineral-Organic Matter-Microorganism Interactions and Ecosystem Health, Eds A Violante, P M Huang, J-M Bollag and L Gianfreda. pp 383-407. Elsevier, Amsterdam.

Références bibliographiques

- Andrews J A, Matamala R, Westover K M and Schlesinger W H 2000 Temperature effects on the diversity of soil heterotrophs and the $\delta^{13}\text{C}$ of soil-respired CO_2 . *Soil Biology and Biochemistry* 32, 699-706.
- Aurousseau P 1976 Morphologie et genèse des sols sur granite du Morvan. pp 220. Université de Rennes ENSAR, Rennes.
- Baldock J A and Nelson P N 2000 Soil Organic Matter. *In Handbook of Soil Science*, Ed M E Sumner. pp B25-B84. CRC Press, Boca Raton USA.
- Belger L and Forsberg B R 2006 Factors controlling Hg levels in two predatory fish species in the Negro river basin, Brazilian Amazon. *Science of The Total Environment* 367, 451-459.
- Billings S A and Richter D D 2006 Changes in stable isotopic signatures of soil nitrogen and carbon during 40 years of forest development. *Oecologia* 148, 325-333.
- Bishop K and Pettersson C 1996 Organic carbon in the boreal spring flood from adjacent subcatchments. *Environment International* 22, 535-540.
- Blair N, Leu A, Munoz E, Olsen J, Kwong E and Des Marais D 1985 Carbon isotopic fractionation in heterotrophic microbial metabolism. *Applied and Environmental Microbiology* 50, 996-1001.
- Bolan N S, Domy C A and de-la-Luz M 2004 Dynamics and environmental significance of dissolved organic matter in soil., University of Sydney, Australia. 8 p.
- Bonneau M, Brethes A, Lacaze J F, Lelong F, Levy G, Nys C and Souchier B 1977 Modifications de la fertilité des sols sous boisements artificiels de résineux purs. pp 88. Station des Sols Forestiers et de la Fertilisation, INRA-Champenoux.
- Bossio D A, Fleck J A, Scow K M and Fujii R 2006 Alteration of soil microbial communities and water quality in restored wetlands. *Soil Biology and Biochemistry* 38, 1223-1233.
- Boutton T W 1991 Stable Carbon Isotope Ratios of Natural Materials: 1. Sample Preparation and Mass Spectrometric Analysis. *In Carbon Isotope Techniques*, Eds D C Coleman and B Fry. pp 155-169. Academic Press.
- Buckingham S, Tipping E and Hamilton-Taylor J 2008 Concentrations and fluxes of dissolved organic carbon in UK topsoils. *Science of The Total Environment* 407, 460-470.
- Cabaniss S E and Shuman M S 1988 Copper binding by dissolved organic matter: I. Suwannee River fulvic acid equilibria. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 52, 185-193.
- Chantigny M H 2003 Dissolved and water-extractable organic matter in soils: a review on the influence of land use and management practices. *Geoderma* 113, 357-380.
- Chaplot V, Walter C, Curmi P, Lagacherie P and King D 2004 Using the topography of the saprolite upper boundary to improve the spatial prediction of the soil hydromorphic index. *Geoderma* 123, 343-354.

- Chapman P J, Edwards A C and Shand C A 1997 The phosphorus composition of soil solutions and soil leachates: Influence of soil: solution ratio. *European Journal of Soil Science* 48, 703-710.
- Chapman P J, Williams B L and Hawkins A 2001 Influence of temperature and vegetation cover on soluble inorganic and organic nitrogen in a spodosol. *Soil Biology and Biochemistry* 33, 1113-1121.
- Chow A T, Tanji K K, Gao S and Dahlgren R A 2006 Temperature, water content and wet-dry cycle effects on DOC production and carbon mineralization in agricultural peat soils. *Soil Biology and Biochemistry* 38, 477-488.
- Christ M J and David M B 1996a Dynamics of extractable organic carbon in Spodosol forest floors. *Soil Biology and Biochemistry* 28, 1171-1179.
- Christ M J and David M B 1996b Temperature and moisture effects on the production of dissolved organic carbon in a Spodosol. *Soil Biology and Biochemistry* 28, 1191-1199.
- Clarke N, Wu Y and Strand L 2007 Dissolved organic carbon concentrations in four Norway spruce stands of different ages. *Plant and Soil* 299, 275-285.
- Coyne A, Seyler P, HETcheber H and Meybeck M 2005 Spatial and seasonal dynamics of total suspended sediment and organic carbon species in the Congo River. *Global Biogeochemical Cycles* 19, 17.
- Crow S E, Sulzman E W, Rugh W D, Bowden R D and Lajtha K 2006 Isotopic analysis of respired CO₂ during decomposition of separated soil organic matter pools. *Soil Biology and Biochemistry* 38, 3279-3291.
- Curie F, Gaillard S, Ducharne A and Bendjoudi H 2007 Geomorphological methods to characterise wetlands at the scale of the Seine watershed. *Science of The Total Environment* 375, 59-68.
- Currie W S, Aber J D, McDowell W H, Boone R D and Magill A H 1996 Vertical transport of dissolved organic C and N under long-term N amendments in pine and hardwood forests. *Biogeochemistry* 35, 471-505.
- Dahlén J, Bertilsson S and Pettersson C 1996 Effects of UV-A irradiation on dissolved organic matter in humic surface waters. *Environment International. The HUMEX/HUMOR Project and Humic Substances* 22, 501-506.
- Dalzell B J, Filley T R and Harbor J M 2007 The role of hydrology in annual organic carbon loads and terrestrial organic matter export from a midwestern agricultural watershed. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 71, 1448-1462.
- Dawson J J C, Bakewell C and Billett M F 2001 Is in-stream processing an important control on spatial changes in carbon fluxes in headwater catchments? *The Science of The Total Environment* 265, 153-167.
- Dawson J J C and Smith P 2007 Carbon losses from soil and its consequences for land-use management. *Science of The Total Environment* 382, 165-190.

Références bibliographiques

- Dillon P J and Molot L A 1997 Effect of landscape form on export of dissolved organic carbon, iron, and phosphorus from forested stream catchments. *Water Resources Research* 33, 2591-2600.
- Don A and Kalbitz K 2005 Amounts and degradability of dissolved organic carbon from foliar litter at different decomposition stages. *Soil Biology and Biochemistry* 37, 2171-2179.
- Dunnivant F M, Jardine P M, Taylor D L and J.F. M 1992 Transport of naturally occurring dissolved organic carbon in laboratory columns containing aquifer material. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 56, 437-444.
- Eckhardt B W and Moore T R 1990 Controls on dissolved organic carbon concentrations in streams, southern Quebec. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences* 47, 1537-1544.
- Eimers M C, Watmough S A, Buttle J M and Dillon P J 2008 Examination of the potential relationship between droughts, sulphate and dissolved organic carbon at a wetland-draining stream. *Glob. Change Biol.* 14, 938-948.
- Exbrayat J-F 2007 Pré-cartographie des zones humides par analyse numérique des formes du relief. Application sur le bassin versant du Cousin dans le massif du Morvan. pp 32. Université de Bourgogne, Dijon.
- Feller M C and Kimmins J P 1979 Chemical Characteristics of Small Streams near Haney in Southwestern British-Columbia. *Water Resources Research* 15, 247-258.
- Fröberg M 2004 Processes Controlling Production and Transport of Dissolved Organic Carbon in Forest Soils. *In* Department of Soil Sciences. pp 39. Swedish University of Agricultural Sciences, Uppsala.
- Fröberg M, Berggren D, Bergkvist B, Bryant C and Knicker H 2003 Contributions of Oi, Oe and Oa horizons to dissolved organic matter in forest floor leachates. *Geoderma* 113, 311-322.
- Fröberg M, Kleja D B, Bergkvist B, Tipping E and Mulder J 2005 Dissolved Organic Carbon Leaching from a Coniferous Forest Floor -- A Field Manipulation Experiment. *Biogeochemistry* 75, 271-287.
- Gergel S E, Turner M G and Kratz T K 1999 Dissolved organic carbon as an indicator of the scale of watershed influence on lakes and rivers. *Ecological Applications* 9, 1377-1390.
- Godard A 2008 Pré-cartographie des zones humides à partir des paramètres topographiques. Bassins du Cousin, de la Cure et de l'Yonne amont (Morvan). pp 29. Université de Bourgogne, Dijon.
- Gorham E, Underwood J K, Janssens J A, Freedman B, Maass W, Waller D H and Ogden J G 1998 The chemistry of streams in southwestern and Central Nova Scotia, with particular reference to catchment vegetation and the influence of dissolved organic carbon primarily from wetlands. *Wetlands* 18, 115-132.

- Grieve I C and Marsden R L 2001 Effects of forest cover and topographic factors on TOC and associated metals at various scales in western Scotland. *The Science of The Total Environment* 265, 143-151.
- Grossman J and Udluft P 1991 The extraction of soil water by the suction cup method: A review. *Journal of Soil Sciences* 42, 83-93.
- Hagedorn F, Saurer M and Blaser P 2004 A ¹³C tracer study to identify the origin of dissolved organic carbon in forested mineral soils. *European Journal of Soil Science* 55, 91-100.
- Hedin L O, Armesto J J and Johnson A H 1995 Patterns of nutrient loss from unpolluted old-growth temperate forest: evaluation of biogeochemical theory. *Ecology* 76, 493-509.
- Herbert B E and Bertsch P M 1995 Characterization of dissolved and colloidal organic matter in soil solutions: A review. *In Carbon forms and functions in forest soils.*, Eds J M Kelley and M W.W. pp 63-88. Soil Science Society of America, Madison, WI.
- Homann P S and Crigal D F 1992 Molecular weight distribution of soluble organics from laboratory manipulated surface soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 56, 1305-1310.
- Hongve D 1999 Production of dissolved organic carbon in forested catchments. *Journal of Hydrology* 224, 91-99.
- Hope D, Billett M F and Cresser M S 1994 A Review of the Export of Carbon in River Water - Fluxes and Processes. *Environmental Pollution* 84, 301-324.
- Jackson R B, Canadell J, Ehleringer J R, Mooney H A, Sala O E and Schulze E D 1996 A global analysis of root distributions for terrestrial biomes. *Oecologia* 108, 389-411.
- Jobbagy E G and Jackson R B 2000 The vertical distribution of soil organic carbon and its relation to vegetation and climate. *Ecol. Appl.* 10, 423-436.
- Johnston C A, Shmagin B A, Frost P C, Cherrier C, Larson J H, Lamberti G A and Bridgham S D 2008 Wetland types and wetland maps differ in ability to predict dissolved organic carbon concentrations in streams. *Science of The Total Environment, BIOGEOCHEMISTRY OF FORESTED ECOSYSTEM - Selected papers from BIOGEMON, the 5th International Symposium on Ecosystem Behaviour, held at the University of California, Santa Cruz, on June 25-30, 2006* 404, 326-334.
- Jones D L and Willett V B 2006 Experimental evaluation of methods to quantify dissolved organic nitrogen (DON) and dissolved organic carbon (DOC) in soil. *Soil Biology and Biochemistry* 38, 991-999.
- Kaiser K, Guggenberger G, Haumaier L and Zech W 2001a Seasonal variations in the chemical composition of dissolved organic matter in organic forest floor layer leachates of old-growth Scots pine (*Pinus sylvestris* L.) and European beech (*Fagus sylvatica* L.) stands in northeastern Bavaria, Germany. *Biogeochemistry* 55, 103-143.
- Kaiser K, Guggenberger G and Zech W 1996 Sorption of DOM and DOM fractions to forest soils. *Geoderma* 74, 281-303.

Références bibliographiques

- Kaiser K, Guggenberger G and Zecht W 2001b Isotopic fractionation of dissolved organic carbon in shallow forest soils as affected by sorption. *European Journal of Soil Science* 52, 585-597.
- Kalbitz K and Kaiser K 2003 Ecological aspects of dissolved organic matter in soils. *Geoderma* 113, 177-178.
- Kalbitz K, Schwesig D, Rethemeyer J and Matzner E 2005 Stabilization of dissolved organic matter by sorption to the mineral soil. *Soil Biology and Biochemistry* 37, 1319-1331.
- Kalbitz K, Solinger S, Park J-H, Michalzik B and Matzner E 2000 Controls on the dynamics of dissolved organic matter in soils: a review. *Soil Science* 165, 277-304.
- Kalbitz K and Wennrich R 1998 Mobilization of heavy metals and arsenic in polluted wetland soils and its dependence on dissolved organic matter. *The Science of The Total Environment* 209, 27-39.
- Khomutova T E, Shirshova L T, Tinz S, Rolland W and Richter J 2000 Mobilization of DOC from sandy loamy soils under different land use (Lower Saxony, Germany). *Plant and Soil* 219, 13-19.
- Kirschbaum M U F 2006 The temperature dependence of organic-matter decomposition--still a topic of debate. *Soil Biology and Biochemistry* 38, 2510-2518.
- Kling G W, Kipphut G W and Miller M C 1991 Arctic lakes and streams as gas conduits to the atmosphere: implications for tundra carbon budgets. *Science* 251, 298-301.
- Linglois N 2003 Suivi interannuel et modélisation de la composition chimique des eaux d'écoulement en relation avec les occupations du sol. Cas du bassin versant du Cousin (Morvan). *In* Centre des Sciences de la Terre. pp 159. Université de Bourgogne, Dijon.
- Linglois N, Amiotte-Suchet P, Lévêque J and Andreux F 2000 Dissolved organic carbon content and $\delta^{13}C$ variations in streams of small catchment with contrasted vegetation. (Morvan, France). *In* 10th International Meeting of the International Humic Substances Society (IHSS 10), Toulouse (France), 24-28 July 2000, 2000. pp 735-738.
- Liu J, Peng C, Apps M, Dang Q, Banfield E and Kurz W 2002 Historic carbon budgets of Ontario's forest ecosystems. *Forest Ecology and Management* 169, 103-114.
- Ludwig W, Amiotte-Suchet P, Munhoven G and Probst J-L 1998 Atmospheric CO₂ consumption by continental erosion: present-day controls and implications for the last glacial maximum. *Global and Planetary Change* 16-17, 107-120.
- Ludwig W, Amiotte-Suchet P and Probst J L 1996a River discharges of carbon to the world's oceans: determining local inputs of alkalinity and of dissolved and particulate organic carbon. *C.R. Acad. Sci. Paris* 323, 1007-1014.
- Ludwig W, Probst J L and Kempe S 1996b Predicting the oceanic input of organic carbon by continental erosion. *Global Biogeochemistry Cycles* 10, 23-41.

- Lundquist E J, Jackson L E and Scow K M 1999 Wet-dry cycles affect dissolved organic carbon in two California agricultural soils. *Soil Biology and Biochemistry* 31, 1031-1038.
- Marschner B and Bredow A 2002 Temperature effects on release and ecologically relevant properties of dissolved organic carbon in sterilised and biologically active soil samples. *Soil Biology and Biochemistry* 34, 459-466.
- Marschner B and Kalbitz K 2003 Controls of bioavailability and biodegradability of dissolved organic matter in soils. *Geoderma* 113, 211-235.
- Mattsson T, Kortelainen P, Laubel A, Evans D, Pujo-Pay M, Räike A and Conan P 2009 Export of dissolved organic matter in relation to land use along a European climatic gradient. *Science of The Total Environment* 407, 1967-1976.
- Maurice P A, Cabaniss S E, Drummond J and Ito E 2002 Hydrogeochemical controls on the variations in chemical characteristics of natural organic matter at a small freshwater wetland. *Chemical Geology* 187, 59-77.
- Maurice P A and Leff L G 2002 Hydrogeochemical controls on the organic matter and bacterial ecology of a small freshwater wetland in the New Jersey Pine Barrens. *Water Research* 36, 2561-2570.
- McDowell W H 2003 Dissolved organic matter in soils - future directions and unanswered questions. *Geoderma* 113, 179-186.
- McDowell W H and Likens G E 1988 Origin, composition and flux of dissolved organic carbon in the Hubbard Brook Valley. *Ecol. Monogr.* 58, 177-195.
- McDowell W H and Wood T 1984 Soil processes control dissolved organic carbon concentration in stream water. *Soil Sciences* 137, 23-32.
- Meybeck M 1993 C, N, P and S in rivers; from sources to global inputs. *In Interactions of C, N, P and S biogeochemical cycles and global changes.*, Eds R Wallast, F T Mackenzie and L Chou. pp 163-193. Springer Verlag, Berlin.
- Meybeck M 1986 Composition chimique des ruisseaux non pollués de France. *Bulletin de la Société Géologique* 39, 3-77.
- Meybeck M 1988 How to establish and use world budgets of riverine materials. *In Physical and Chemical Weathering in Geochemical Cycles*, Eds A Lerman and M Meybeck. pp 247-272. Kluwer Academic, Dordrecht.
- Michalzik B, Kalbitz K, Park J-H, Solinger S and Matzner E 2001 Fluxes and concentrations of dissolved organic carbon and nitrogen - a synthesis for temperate forests. *Biogeochemistry* 52, 173-205.
- Michalzik B, Tipping E, Mulder J, Lancho J F G, Matzner E, Bryant C L, Clarke N, Lofts S and Esteban M A V 2003 Modelling the production and transport of dissolved organic carbon in forest soils. *Biogeochemistry* 66, 241-264.

Références bibliographiques

- Michelsen A, Andersson M, Jensen M, Kjøller A and Gashe M 2004 Carbon stocks, soil respiration and microbial biomass in fire-prone tropical grassland, woodland and forest ecosystems. *Soil Biology and Biochemistry* 36, 1707-1717.
- Moore T R 1989a Dynamics of dissolved organic carbon in forested and disturbed catchments, Westland, New Zealand, 1. Maimai. *Water Resources Research* 25, 1321-1330.
- Moore T R 1989b Dynamics of dissolved organic carbon in forested and disturbed catchments, Westland, New Zealand, 2. Larry river. *Water Resources Research* 25, 1331-1339.
- Morel B 2009 Transport de Carbone Organique Dissous dans un bassin versant agricole à nappe superficielle. *In* *Agrocampus Ouest*. pp 203. Rennes, Rennes.
- Mulholland P J 1997 Dissolved organic matter concentration and flux in streams. *Journal of the North American Benthological Society* 16, 131-141.
- Mulholland P J 2003 Large-Scale Patterns in Dissolved Organic Carbon Concentration, Flux, and Sources. *In* *Aquatic Ecosystems*, Eds S E G Findlay and R L Sinsabaugh. pp 139-159. Academic Press, Burlington.
- Neal C, Robson A J, Neal M and Reynolds B 2005 Dissolved organic carbon for upland acidic and acid sensitive catchments in mid-Wales. *Nutrient Mobility within River Basins: A European Perspective*. *Journal of Hydrology* 304, 203-220.
- Neff J C and Asner G P 2001 Dissolved Organic Carbon in Terrestrial Ecosystems: Synthesis and a Model. *Ecosystems* 4, 29-48.
- Nelson P, Cotsaris E, Oades J M and Bursill D B 1990 Influence of soil clay content on dissolved organic matter in stream waters. *Australian Journal of Marine & Freshwater Research* 41, 761-774.
- Nelson P N, Baldock J A and Oades J M 1993 Concentration and composition of dissolved organic carbon in streams in relation to catchment soil properties. *Biogeochemistry* 19, 27-50.
- Nelson P N and Oades J M 1998 Organic matter, sodicity and soil structure. *In* *Sodic soils: Distribution, processes, management and environmental consequences.*, Eds M E Sumner and R Naidu. pp 67-91. Oxford University Press, New York.
- Peltzer E T, Fry B, Doering P H, McKenna J H, Norrman B and Zweifel U L 1996 A comparison of methods for the measurement of dissolved organic carbon in natural waters. *Marine Chemistry* 54, 85-96.
- Petitjean P, Henin O and Gruau G 2004 Dosage du carbone organique dissous dans les eaux douces naturelles. Intérêt, Principe, Mise en Oeuvre et Précautions Opératoires. *Cahiers techniques de Géosciences Rennes n°3*. pp 48. Géosciences, Rennes.
- Piccolo A 1994 Interactions between organic pollutants and humic substances in the environment. *In* *Humic Substances in the Global Environment and Implications on Human Health*, Eds N Senesi and T M Miano. pp 961-979. Elsevier, Amsterdam.

- PNRM 2005 Plan de gestion des prairies paratourbeuses et de la tourbière de Montbé (Nièvre). Rapport interne. pp 96 + annexes. Parc Naturel Régional du Morvan.
- Ranger J 2004 Effet des substitutions d'essence sur le fonctionnement organo-minéral de l'écosystème forestier, sur les communautés microbiennes et sur la diversité des communautés fongiques mycorhiziennes et saprophytes (cas du dispositif expérimental de Breuil - Morvan). Rapport Final. pp 202. Institut de la Recherche Agronomique, Biogéochimie des Ecosystèmes Forestiers, Nancy.
- Ranger J, Bienaimé S, P. B, Gelhaye D, Gelhaye L and Pollier B 2004 Base de données ' Solutions ' du site-atelier de Breuil (Morvan). Unité Biogéochimie des Ecosystèmes Forestiers. INRA Centre de Nancy, F54280 Champenoux.
- Ranger J and Gelhaye D 2003 Base de données ' Climat ' du site-atelier de Breuil (Morvan). Unité Biogéochimie des Ecosystèmes Forestiers. INRA Centre de Nancy, F54280 Champenoux.
- Ranger J, P. B and Gelhaye D 2003 Base de données ' Sols ' du site-atelier de Breuil (Morvan). Unité Biogéochimie des Ecosystèmes Forestiers. INRA Centre de Nancy, F54280 Champenoux.
- Rees R M and Parker J P 2005 Filtration increases the correlation between water extractable organic carbon and soil microbial activity. *Soil Biology and Biochemistry* 37, 2240-2248.
- Ross D J, Tate K R, Scott N A and Feltham C W 1999 Land-use change: effects on soil carbon, nitrogen and phosphorus pools and fluxes in three adjacent ecosystems. *Soil Biology and Biochemistry* 31, 803-813.
- Sachse A, Henrion R, Gelbrecht J and Steinberg C E W 2005 Classification of dissolved organic carbon (DOC) in river systems: Influence of catchment characteristics and autochthonous processes. *Organic Geochemistry* 36, 923-935.
- Sanderman J and Amundson R 2008 A comparative study of dissolved organic carbon transport and stabilization in California forest and grassland soils. *Biogeochemistry* 89, 309-327.
- Sanderman J, Baldock J and Amundson R 2008 Dissolved organic carbon chemistry and dynamics in contrasting forest and grassland soils. *Biogeochemistry* 89, 181-198.
- Schimel D C, Enting I G, Heimann M, Wigley T M L, Raynaud D, Alves D and Siegenthaler U 1995 CO₂ and the Carbon Cycle. *In* The Carbon Cycle, Eds T M L Wigley and D S Schimel. pp 35-71. Cambridge University Press.
- Sharp J H, Benner R, Bennett L, Carlson C A, Fitzwater S E, Peltzer E T and Tupas L M 1995 Analyses of dissolved organic carbon in seawater: the JGOFS EqPac methods comparison. *Marine Chemistry* 48, 91-108.
- Sharp J H, Rinker K R, Savidge K B, Abell J, Yves Benaim J, Bronk D, Burdige D J, Cauwet G, Chen W, Doval M D, Hansell D, Hopkinson C, Kattner G, Kaumeyer N, McGlathery K J, Merriam J, Morley N, Nagel K, Ogawa H, Pollard C, Pujon-Pay M, Raimbault P, Sambrotto R, Seitzinger S, Spyres G, Tirendi F, Walsh T W and Wong C

Références bibliographiques

- S 2002 A preliminary methods comparison for measurement of dissolved organic nitrogen in seawater. *Marine Chemistry* 78, 171-184.
- Smolander A, Loponen J, Suominen K and Kitunen V 2005 Organic matter characteristics and C and N transformations in the humus layer under two tree species, *Betula pendula* and *Picea abies*. *Soil Biology and Biochemistry* 37, 1309-1318.
- Stevenson F J 1994 *Humus chemistry. Genesis, composition, reactions*. 2nd Edition, New York.
- Stutter M I, Langan S J and Cooper R J 2008 Spatial and temporal dynamics of stream water particulate and dissolved N, P and C forms along a catchment transect, NE Scotland. *Journal of Hydrology* 350, 187-202.
- Sun L, Perdue E M and McCarthy J F 1995 Using reverse osmosis to obtain organic matter from surface and ground waters. *Water Research* 29, 1471-1477.
- Tipping E and Hurley M A 1988 A Model of Solid-Solution Interactions in Acid Organic Soils, Based on the Complexation Properties of Humic Substances. *Journal of Soil Science* 39, 505-519.
- 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 and Simon B M 1997 Organic carbon in the Humber rivers. *Science of The Total Environment* 194-195, 345-355.
- Tipping E, Woof C, Rigg E, Harrison A F, Ineson P, Taylor K, Benham D, Poskitt J, Rowland A P, Bol R and Harkness D D 1999 Climatic influences on the leaching of dissolved organic matter from upland UK moorland soils, investigated by a field manipulation experiment. *Environment International* 25, 83-95.
- Trumbore S E, Schiff S L, Aravena R and Elgood R 1992 Sources and transformation of dissolved organic carbon in the Harp Lake forested catchment: the role of soils. *Radiocarbon* 34, 626-635.
- Tu K and Dawson T 2005 Partitioning Ecosystem Respiration Using Stable Carbon Isotope Analyses of CO₂. *Stable Isotopes and Biosphere Atmosphere Interactions*. pp 125-153. Academic Press, San Diego.
- Urbansky E T 2001 Total organic carbon analyzers as tools for measuring carbonaceous matter in natural waters. *Journal of Environmental Monitoring* 3, 102-112.
- Uselman S, Qualls R and Lilienfein J 2007 Fine Root Production across a Primary Successional Ecosystem Chronosequence at Mt. Shasta, California. *Ecosystems* 10, 703-717.
- Vitousek P M, Hedin L O, Matson P A, Fownes J H and Neff J C 1998 Within-system element cycles, input-output budgets and nutrient limitation. *In* *Successes, limitations and frontiers in ecosystem science*, Eds G P M and P M L. pp 432-451. Springer, New York.
- Waddington J J and Roulet N T 1997 Ground water flow and dissolved carbon movement in a boreal peatland. *Journal of Hydrology* 191, 122-138.

- Wagner L E, Vidon P, Tedesco L P and Gray M 2008 Stream nitrate and DOC dynamics during three spring storms across land uses in glaciated landscapes of the Midwest. *Journal of Hydrology* 362, 177-190.
- Wang H Q, Hall C A S, Cornell J D and Hall M H P 2002 Spatial dependence and the relationship of soil organic carbon and soil moisture in the Luquillo Experimental Forest, Puerto Rico. *Landscape Ecology* 17, 671-684.
- Wang Q K and Wang S L 2007 Soil organic matter under different forest types in Southern China. *Geoderma* 142, 349-356.
- Worrall F, Burt T and Adamson J 2004 Can climate change explain increases in DOC flux from upland peat catchments? *Science of The Total Environment* 326, 95-112.
- XI M, LU X-g, LI Y and KONG F-l 2007 Distribution characteristics of dissolved organic carbon in annular wetland soil-water solutions through soil profiles in the Sanjiang Plain, Northeast China. *Journal of Environmental Sciences* 19, 1074-1078.
- Zogg G P, Zak D R, Ringelberg D B, MacDonald N W, Pregitzer K S and White D C 1997 Compositional and Functional Shift in microbial Communities due to soil warming. *Soil Science Society of America* 61, 475-481.
- Zsolnay A 1996 Dissolved Humus in Soil Waters. *In Humic Substances in Terrestrial Ecosystems*, Ed A Piccolo. pp 171-223. Elsevier Science B.V., Amsterdam.
- Zsolnay Á 2003 Dissolved organic matter: artefacts, definitions, and functions. *Geoderma* 113, 187-209.
- Zsolnay A, Baigar E, Jimenez M, Steinweg B and Saccomandi F 1999 Differentiating with fluorescence spectroscopy the sources of dissolved organic matter in soils subjected to drying. *Chemosphere* 38, 45-50.
- Zsolnay A and Görlitz H 1994 Water extractable organic matter in arable soils: Effects of drought and long-term fertilization. *Soil Biology and Biochemistry* 26, 1257-1261.
- Zuo Y and Jones R D 1997 Photochemistry of natural dissolved organic matter in lake and wetland waters--production of carbon monoxide. *Water Research* 31, 850-858.

Annexes

Liste des annexes

Annexe 1 : Base de données des mesures et échantillons du drain dans la tourbière de Montbé	185
Annexe 2 : Base de données des mesures et échantillons prélevés dans le piézomètre 4 dans la tourbière de Montbé	186
Annexe 3 : Base de données des mesures et échantillons prélevés dans le piézomètre 5 dans la tourbière de Montbé	187
Annexe 4 : Base de données des mesures et échantillons prélevés dans le piézomètre 6 dans la tourbière de Montbé	188
Annexe 5 : Base de données des mesures et échantillons prélevés dans le piézomètre 7 dans la tourbière de Montbé	189
Annexe 6 : Base de données des mesures et échantillons prélevés dans le piézomètre 9 dans la tourbière de Montbé	190
Annexe 7 : Concentrations en COD (mg/l) dans les solutions de sol et les pluviocessivats collectés entre juin 2007 et juin 2008 sur le site de la forêt du Breuil-Chenu sur les parcelles Douglas et TSF.....	191
Annexe 8 : Base de données des campagnes d'échantillonnage du Cousin à Avallon.....	192
Annexe 9 : Base de données des campagnes d'échantillonnage de la Romanée à Bussière..	193
Annexe 10 : Base de données des campagnes d'échantillonnage de la Cure à Crottefou	194
Annexe 11 : Base de données des campagnes d'échantillonnage de l'Yonne à Chassy.....	195
Annexe 12 : Base de données des campagnes d'échantillonnage de l'Houssière à Chaumard	196
Annexe 13 : Base de données des campagnes d'échantillonnage de l'Yonne à Corancy.....	197
Annexe 14 : Base de données de l'échantillonnage de la crue de l'Houssière à Chaumard du 25 au 27 novembre 2006	198

Annexes

Annexe 15 : Concentration initiale et finale en SOC des échantillons de sol incubés.....	199
Annexe 16 : Base de données des analyses isotopiques et élémentaires du carbone organique extractible à l'eau au cours de l'incubation pour les sols de la forêt native.....	200
Annexe 17 : Base de données des analyses isotopiques et élémentaires du carbone organique extractible à l'eau au cours de l'incubation pour les sols de la plantation de Douglas.....	201
Annexe 18 : Base de données des analyses isotopiques du CO ₂ émis par les sols au cours de l'incubation.....	202
Annexe 19 : Base de données des analyses élémentaires et isotopiques des sols en début et en fin d'incubation	203
Annexe 20 : Résultats des analyses isotopiques et élémentaires du SOC après extraction ...	204
Annexe 21 : Concentration (mg/l) en carbone organique extractible à l'eau (WEOC) des échantillons de sol au cours de l'incubation.....	205
Annexe 22 : Concentration en carbone organique extractible à l'eau (rapporté au poids de sol sec) des échantillons de sol au cours de l'incubation.....	206
Annexe 23 : Concentrations hebdomadaires de CO ₂ (ppm) produit durant l'incubation des sols aux 4 températures	207
Annexe 24 : Concentrations hebdomadaires de CO ₂ (gC/kg SolSec) produit durant l'incubation des sols aux 4 températures.....	208

Montbé	débit drain	Conductivité	pH	T	COD		Na	NH4	K	Mg	Ca	Cl	NO3	SO4	PO4
	l/s	µS/cm		°C	mg/l	±	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l
Drain	date														
	24/05/07		40.50	6.38	16.70	16.58	0.15	4.26	0.00	0.97	0.87	3.18	2.59		0.00
	11/07/07	8.51	36.90	5.83	13.80	23.71	0.12	5.50	0.28	0.87	1.01	3.70	2.90		0.00
	01/10/07		38.30	6.16	13.10	17.46	0.96	3.84	0.09	1.01	0.77	2.96	2.47		0.00
	07/11/07	4.28	40.70	6.20	6.60	15.63	0.43	4.29	0.00	0.71	0.83	3.12	3.04		0.00
	28/11/07	3.38	40.50	6.37	3.40	13.87	0.40	4.07	0.03	0.73	0.82	3.06	3.38		0.00
	19/12/07	9.38	46.60	6.30	1.40	7.21	0.06	3.97	0.12	1.17	0.93	3.37	3.11		0.00
	22/01/08	21.82	36.10	5.75	5.90	14.64	0.24	3.33	0.08	1.07	0.68	2.64	3.22		0.00
	19/02/08	9.88	36.20	6.18	4.50	7.02	0.10	3.93	0.08	1.09	0.77	2.86	3.32		0.00
	19/03/08	15.17	34.40	6.39	5.00	7.91	0.19	4.26	0.00	1.26	0.97	3.45	2.68		0.00
	15/04/08		31.50	5.74		10.73	0.24	3.88	0.00	0.98	0.83	3.05	2.37		0.00
	14/05/08	5.97	36.60	6.55	13.00	15.44	0.43	4.11	0.00	0.69	0.81	2.95	2.55		0.00
10/06/08	4.67	31.5	6.34	13.8	16.00	0.59	3.41	0.02	0.60	0.81	3.11				

Annexe 1 : Base de données des mesures et échantillons du drain dans la tourbière de Montbé

Montbé	surface piézo	Conductivité	pH	T	COD		Na	NH4	K	Mg	Ca	Cl	NO3	SO4	PO4
	date	cm		µS/cm	°C	mg/l	±	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l
Piézo 4 surface	11/07/07	-2.00	60.50	4.54	13.10	76.86	1.11	2.07	1.88	0.60	0.66	4.91	1.85		0.15
	01/10/07	-7.00	52.50	4.60	13.20	59.19	0.92	1.94	1.39	0.28	0.68	4.53	1.80		0.00
	07/11/07	-24.00	59.40	4.64	8.10	67.44	1.60	2.16	1.93	0.27	0.75	4.96	2.45		0.10
	28/11/07	-8.00	54.10	4.40	6.00	72.15	1.62	2.04	1.70	0.22	0.84	5.47	2.35		0.00
	19/12/07	-18.00	54.50	4.50	4.50	71.70	0.74	2.04	1.72	0.72	0.82	5.72	2.52		0.00
	22/01/08	1.00	54.20	4.34	5.80	76.56	0.63	1.99	1.59	0.28	0.79	5.14	2.58		0.00
	19/02/08	-23.00	48.40	4.88	7.50	70.50	1.31	1.92	1.64	0.34	0.74	4.58	2.51		0.00
	19/03/08	-1.00	51.40	5.29	6.50	64.86	0.43	2.29	2.03	0.44	0.93	5.69	2.37		0.00
	15/04/08	-1.00	45.50	4.73		59.88	1.15	2.10	2.02	0.57	0.80	4.73	2.11		0.00
	14/05/08	-26.00	47.10	4.73	15.10	65.91	1.20	1.76	1.69	0.31	0.73	4.25	2.19		0.00
	10/06/08	-3.50	49.5	4.7	15.9	66.09	2.11	1.57	1.40	0.38	0.67	4.29			

Montbé	fond du piézo	Conductivité	pH	T	COD		Na	NH4	K	Mg	Ca	Cl	NO3	SO4	PO4
	date	cm		µS/cm	°C	mg/l	±	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l
Piézo 4 fond	11/07/07	-156.00	76.80	4.87	11.30	80.07	0.06	3.00	4.78	0.76	0.95	6.24	1.75		1.05
	01/10/07	-156.00	67.30	4.90	12.00	87.96	0.09	2.21	3.25	0.35	0.86	6.53	1.68		0.74
	07/11/07	-156.00	50.00	4.60	9.00	71.67	0.98	2.40	1.77	0.26	0.82	5.24	2.50		0.00
	28/11/07	-156.00	54.50	4.65	6.40	75.81	0.86	1.99	1.69	0.24	0.84	5.44	2.52		0.00
	19/12/07	-156.00	52.60	4.26	4.50	69.57	0.51	2.12	1.56	0.29	0.82	5.63	2.31		0.00
	22/01/08	-156.00	53.60	4.36	5.60	73.95	1.15	2.14	1.51	0.32	0.83	5.17	2.72		0.00
	19/02/08	-156.00	48.60	4.84	6.60	68.85	0.32	2.50	1.60	0.45	0.74	4.61	3.01		0.00
	19/03/08	-156.00	50.80	4.89	5.20	71.37	0.80	2.52	1.95	0.43	1.02	6.01	2.36		0.00
	15/04/08	-156.00	49.50	4.70		64.92	1.22	2.33	2.23	0.44	0.95	5.38	2.14		0.10
	14/05/08	-156.00	55.30	4.68	10.30	69.24	1.46	2.05	1.85	0.36	0.78	4.49	2.29		0.17
	10/06/08	-156.00	61.6	4.75	12.2	73.23	0.81	1.94	1.73	0.33	0.90	5.17			

Annexe 2 : Base de données des mesures et échantillons prélevés dans le piézomètre 4 dans la tourbière de Montbé

Montbé	surface piézo	Conductivité	pH	T	COD		Na	NH4	K	Mg	Ca	Cl	NO3	SO4	PO4	
	date	cm		µS/cm	°C	mg/l	±	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l
Piézo 5 surface	11/07/07	-26.00	36.20	4.82	13.10	76.86	1.28	1.64	0.66	0.50	0.46	3.26	1.34			0.00
	01/10/07	-34.00	39.80	4.80	14.20	41.79	1.08	1.58	0.78	0.36	0.58	3.96	1.12			0.00
	07/11/07	-41.00	36.00	4.76	9.20	34.80	0.64	1.65	0.62	0.23	0.54	3.40	1.18			0.00
	28/11/07	-36.00	37.00	4.65	5.60	35.01	0.63	1.50	0.35	0.19	0.52	3.22	1.08			0.00
	19/12/07	-39.00	40.60	4.45	5.00	28.60	0.46	1.45	0.08	0.48	0.56	3.44	1.28			0.00
	22/01/08	-26.00	38.20	4.35	5.10	29.47	0.92	1.37	0.14	0.44	0.50	3.11	1.51			0.00
	19/02/08	-44.50	31.60	4.55	7.70	26.35	0.19	1.38	0.11	0.49	0.49	3.62	1.58			0.00
	19/03/08	-28.50	30.30	4.90	5.00	27.71	0.56	1.77	0.28	1.10	0.58	3.66	1.80			0.00
	15/04/08	-29.00	25.40	5.03		27.32	0.56	1.80	0.70	0.58	0.55	3.47	1.57			0.00
	14/05/08	-43.00	32.20	4.90	11.90	32.22	0.07	1.37	0.68	0.44	0.40	2.58	1.68			0.00
	10/06/08	-32.00	33.8	4.56	13.8	27.87	1.54	1.12	0.66	0.80	0.43	2.82				

Montbé	fond du piézo	Conductivité	pH	T	COD		Na	NH4	K	Mg	Ca	Cl	NO3	SO4	PO4	
	date	cm		µS/cm	°C	mg/l	±	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l
Piézo 5 fond	11/07/07	-170.00	67.90	5.06	10.80	46.50	1.41	1.89	2.70	0.57	0.55	3.80	1.31			0.84
	01/10/07	-170.00	69.70	5.40	14.40	49.23	3.26	2.11	4.64	0.58	0.58	3.64	1.17			1.85
	07/11/07	-170.00	39.00	5.05	9.30	36.06	0.65	2.28	1.27	0.43	0.55	3.49	2.45			0.00
	28/11/07	-170.00	36.80	4.68	6.40	35.58	1.00	1.77	0.41	0.26	0.55	3.46	1.24			0.00
	19/12/07	-170.00	41.90	4.35	6.20	28.52	0.63	1.52	0.14	0.51	0.56	3.61	1.35			0.00
	22/01/08	-170.00	36.60	4.36	5.40	30.39	1.06	1.43	0.13	0.46	0.53	3.77	1.44			0.00
	19/02/08	-170.00	32.00	4.58	7.50	25.56	0.05	1.39	0.10	0.52	0.46	2.97	1.62			0.00
	19/03/08	-170.00	29.50	4.85	5.00	26.23	0.94	1.79	0.27	0.55	0.58	3.66	1.39			0.00
	15/04/08	-170.00	24.40	4.78		27.75	0.26	1.79	0.69	0.49	0.55	3.45	1.44			0.00
	14/05/08	-170.00	33.90	4.96	10.80	29.93	0.50	1.60	0.82	0.39	0.44	2.75	1.65			0.00
	10/06/08	-170.00	37.2	5.03	10.3	29.71	0.96	1.64	0.94	0.60	0.53	3.20				

Annexe 3 : Base de données des mesures et échantillons prélevés dans le piézomètre 5 dans la tourbière de Montbé

Montbé	surface piézo	Conductivité	pH	T	COD		Na	NH4	K	Mg	Ca	Cl	NO3	SO4	PO4	
	date	cm		µS/cm	°C	mg/l	±	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l
Piézo 6 surface	11/07/07	-19.00	47.20	5.26	14.70	39.06	0.56	2.03	0.18	0.20	0.76	5.65	1.21			0.93
	01/10/07	-26.00	47.50	5.30	12.60	37.44	0.33	2.29	0.21	0.23	1.04	6.87	1.39			0.84
	07/11/07	-32.00	55.00	5.85	8.90	32.88	0.65	3.54	0.19	0.26	1.13	7.78	2.02			1.40
	28/11/07	-26.00	47.60	5.76	4.60	33.51	0.28	2.60	0.02	0.18	1.03	7.28	1.49			0.90
	19/12/07	-38.00	47.60	5.50	2.70	30.60	0.14	2.42	0.09	0.37	1.01	7.29	1.46			0.67
	22/01/08	-14.00	42.50	5.25	5.40	28.45	1.42	2.09	0.08	0.27	0.95	7.67	1.24			1.03
	19/02/08	-36.00	35.60	5.46	7.10	23.76	0.84	1.96	0.09	0.52	0.81	5.93	1.49			1.00
	19/03/08	-14.00	35.00	5.20	5.80	23.96	0.60	2.18	0.06	0.26	0.91	6.13	1.08			0.59
	15/04/08	-14.00	31.90	4.84		25.86	0.27	1.74	0.06	0.15	0.70	5.01	1.10			0.48
	14/05/08	-34.00	38.00	5.00	12.90	29.87	1.09	1.64	0.25	0.19	0.60	4.47	1.46			0.66
	10/06/08	-23.00	44.8	5.18	14.1	33.30	1.43	2.00	0.38	0.19	0.80	5.83				

Montbé	fond du piézo	Conductivité	pH	T	COD		Na	NH4	K	Mg	Ca	Cl	NO3	SO4	PO4	
	date	cm		µS/cm	°C	mg/l	±	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l
Piézo 6 fond	11/07/07	-181.00	61.30	5.31	11.60	42.09	0.74	3.75	1.07	0.21	1.12	8.35	1.69			1.57
	01/10/07	-181.00	84.80	5.80	13.50	41.67	1.44	3.88	1.54	0.29	1.19	9.16	1.85			1.60
	07/11/07	-181.00	53.00	5.85	8.90	32.82	1.21	3.54	0.08	0.25	1.13	7.85	2.00			1.46
	28/11/07	-181.00	47.10	5.71	7.50	34.47	0.49	2.63	0.00	0.19	1.02	7.24	1.57			0.89
	19/12/07	-181.00	46.80	5.50	5.80	30.03	0.82	2.30	0.00	0.19	1.01	6.85	1.36			0.70
	22/01/08	-181.00	43.00	5.30	5.90	28.39	0.29	2.08	0.06	0.22	0.92	6.42	1.26			1.04
	19/02/08	-181.00	35.80	5.43	6.80	24.65	0.53	1.97	0.07	0.36	0.82	6.25	1.26			1.00
	19/03/08	-181.00	34.80	5.20	6.20	22.52	0.39	2.21	0.00	0.21	0.92	6.34	0.98			0.50
	15/04/08	-181.00	31.10	4.85		27.88	1.27	1.90	0.04	0.19	0.71	5.23	1.10			0.47
	14/05/08	-181.00	36.20	5.14	11.40	30.39	0.78	1.81	0.30	0.11	0.66	4.91	1.41			0.93
	10/06/08	-181.00	49.9	5.3	10.6	34.35	1.15	2.34	0.51	0.24	0.93	6.81				

Annexe 4 : Base de données des mesures et échantillons prélevés dans le piézomètre 6 dans la tourbière de Montbé

Montbé	surface piézo	Conductivité	pH	T	COD		Na	NH4	K	Mg	Ca	Cl	NO3	SO4	PO4	
	date	cm		µS/cm	°C	mg/l	±	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l
Piézo 7 surface	11/07/07	-6.00	56.00	5.32	13.70	30.27	0.48	4.21	0.22	0.19	0.96	7.17	1.08			0.71
	01/10/07	-10.50	50.50	5.30	13.40	33.15	0.67	3.95	0.00	0.16	0.88	6.77	1.27			0.22
	07/11/07	-17.00	66.80	5.60	8.30	36.72	0.77	4.73	0.63	0.15	1.06	8.31	1.33			0.52
	28/11/07	-28.00	55.90	5.38	6.50	41.52	0.01	4.31	0.49	0.14	1.01	8.37	1.22			0.53
	19/12/07	-16.00	55.50	5.20	5.30	40.05	0.58	4.19	0.13	0.17	0.95	7.86	1.07			0.45
	22/01/08	-5.00	54.90	5.23	5.50	41.22	0.79	4.00	0.12	0.15	0.92	7.66	1.14			0.65
	19/02/08	-17.50	47.80	5.48	7.30	36.54	0.43	4.15	0.00	0.17	0.93	7.36	1.21			0.69
	19/03/08	-4.00	47.60	5.47	6.10	34.89	0.56	4.94	0.00	0.16	1.15	9.10	1.00			0.32
	15/04/08	-3.50	53.10	5.25		35.88	1.27	4.92	0.00	0.18	1.14	8.99	1.04			0.36
	14/05/08	-23.00	56.60	5.29	13.30	28.81	0.92	4.03	0.32	0.16	0.93	7.24	2.05			0.51
	10/06/08	-7.00	51.7	5.21	14.3	33.06	0.77	3.53	0.17	0.19	0.85	6.70				

Montbé	fond du piézo	Conductivité	pH	T	COD		Na	NH4	K	Mg	Ca	Cl	NO3	SO4	PO4	
	date	cm		µS/cm	°C	mg/l	±	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l
Piézo 7 fond	11/07/07	-216.00	73.50	5.35	11.00	28.21	1.08	5.49	0.62	0.17	1.21	8.74	1.17			1.07
	01/10/07	-216.00	85.80	5.70	12.90	33.42	4.21	5.91	1.05	0.18	1.32	10.05	1.31			1.16
	07/11/07	-216.00	67.00	5.60	8.60	35.54	0.70	4.81	0.55	0.12	1.12	8.66	1.34			0.62
	28/11/07	-216.00	60.10	5.48	7.30	39.09	0.56	4.46	0.54	0.12	1.04	8.39	1.27			0.62
	19/12/07	-216.00	56.10	5.25	5.40	40.38	0.43	4.28	0.12	0.14	0.99	8.15	1.04			0.50
	22/01/08	-216.00	55.00	5.28	5.80	39.36	0.61	4.32	0.10	0.15	0.99	8.01	1.20			0.81
	19/02/08	-216.00	47.50	5.43	7.80	35.43	1.61	4.29	0.00	0.20	0.97	7.65	1.22			0.80
	19/03/08	-216.00	47.20	5.49	5.80	32.76	0.60	5.18	0.00	0.17	1.22	9.53	1.03			0.35
	15/04/08	-216.00	52.40	5.21		35.07	0.13	5.08	0.00	0.17	1.18	9.35	1.01			0.49
	14/05/08	-216.00	62.20	5.40	9.10	30.51	0.77	4.73	0.43	0.15	1.08	8.11	1.34			0.90
	10/06/08	-216.00	67	5.46	10.8	25.59	0.88	4.94	0.46	0.26	1.16	8.93				

Annexe 5 : Base de données des mesures et échantillons prélevés dans le piézomètre 7 dans la tourbière de Montbé

Montbé	surface piézo	Conductivité	pH	T	COD		Na	NH4	K	Mg	Ca	Cl	NO3	SO4	PO4
	date	cm		µS/cm	°C	mg/l	±	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l
Piézo 9 surface	11/07/07	-0.50	77.00	5.32	14.30	71.22	1.36	3.10	0.53	0.22	0.91	9.79	1.11		0.00
	01/10/07	-2.50	53.00	5.40	14.00	43.29	1.31	2.45	0.35	0.29	0.74	7.41	1.35		0.00
	07/11/07	-9.50	57.20	5.55	7.70	40.32	0.71	3.51	0.53	0.24	0.84	7.58	1.78		0.00
	28/11/07	-1.50	59.50	5.58	5.40	43.53	0.93	3.16	0.62	0.25	0.83	7.71	1.49		0.00
	19/12/07	-11.50	60.10	5.60	4.20	41.19	0.17	3.57	0.59	0.38	0.88	8.02	1.74		0.00
	22/01/08	0.00	68.80	5.43	4.60	47.58	1.42	3.12	0.71	0.32	0.85	8.15	1.61		0.00
	19/02/08	-11.50	58.50	5.37	5.90	48.51	0.49	3.18	0.83	0.52	0.83	7.29	1.82		0.00
	19/03/08	-0.50	67.20	5.59	4.40	51.09	1.00	4.19	1.27	0.44	1.17	10.57	1.48		0.00
	15/04/08	0.50	67.20	5.21		56.58	0.87	4.12	1.45	0.48	1.17	10.35	1.53		0.00
	14/05/08	-12.50	75.90	5.30	10.60	53.85	1.59	3.27	1.01	0.25	0.94	8.60	1.47		0.00
	10/06/08	-3.50	74.6	5.35	15.1	55.02	0.75	2.99	1.02	0.44	0.90	9.25			

Montbé	fond du piézo	Conductivité	pH	T	COD		Na	NH4	K	Mg	Ca	Cl	NO3	SO4	PO4
	date	cm		µS/cm	°C	mg/l	±	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l
Piézo 9 fond	11/07/07	-113.50	91.60	5.47	13.20	67.95	1.21	4.44	1.17	0.28	1.22	12.78	1.32		0.00
	01/10/07	-113.50	132.00	5.90	13.30	44.97	3.25	4.42	0.95	0.24	1.41	12.72	1.25		0.00
	07/11/07	-113.50	57.60	5.45	7.70	41.43	0.83	3.46	0.55	0.22	0.83	7.54	1.69		0.00
	28/11/07	-113.50	59.50	5.63	5.80	44.01	1.79	3.14	0.60	0.15	0.86	7.74	1.39		0.00
	19/12/07	-113.50	60.70	5.55	4.40	40.86	0.79	3.58	0.58	0.28	0.86	8.13	1.72		0.00
	22/01/08	-113.50	80.70	5.60	4.90	48.24	1.04	3.33	0.68	0.32	0.94	9.82	1.67		0.00
	19/02/08	-113.50	77.40	5.51	6.00	46.95	1.62	3.50	0.83	0.36	0.99	9.26	1.55		0.00
	19/03/08	-113.50	79.60	5.72	4.60	46.89	0.69	4.51	1.28	0.42	1.35	13.28	1.40		0.00
	15/04/08	-113.50	84.20	5.45		49.65	0.28	4.54	1.33	0.36	1.37	13.35	1.59		0.00
	14/05/08	-113.50	121.60	5.65	9.30	42.21	0.49	3.97	1.15	0.25	1.24	10.88	1.56		0.00
	10/06/08	-113.50	136.4	5.7	10.4	37.32	0.95	4.61	1.09	0.24	1.61	13.07			

Annexe 6 : Base de données des mesures et échantillons prélevés dans le piézomètre 9 dans la tourbière de Montbé

COD (mg/l)	Douglas pluviolessivat	Douglas litière	Douglas -15 cm	Douglas -30 cm	Douglas -60 cm	TSF pluviolessivat	TSF litière	TSF -15 cm	TSF -30 cm	TSF -60 cm
12/06/07	5.94	26.93	6.36	4.94	3.25	2.95	27.40	6.12	3.36	1.00
10/07/07	5.84	25.05	6.41	3.17	1.46	3.29	33.96	8.25	4.29	0.88
07/08/07	6.89	18.49	6.85	7.96	3.59	4.45	23.10		4.43	2.03
04/09/07	5.22	23.32	6.62	5.69	3.18	3.87	42.70	8.30	3.80	1.89
02/10/07	4.28	22.59	8.38	4.41	1.10	3.32	28.25	9.42	5.27	1.71
25/10/07	3.52	17.94		4.86	3.27		33.68	3.60	3.63	2.03
29/11/07	7.16	27.76	7.73	2.13		10.43	47.42	5.46	2.09	0.24
18/12/07	2.85	27.88	6.42	4.22		2.76	35.48	5.55	2.55	1.54
22/01/08	4.93	23.44	8.41	4.05	3.68	2.34	31.86	4.32	1.58	0.59
19/02/08	5.88	16.97	9.17	3.18	1.15	2.89	33.46	4.83	1.81	0.15
17/03/08	11.23	22.48	8.32	2.93	1.17	2.30	32.08	4.79	1.73	0.45
08/04/08	3.46	18.71	11.15	3.99	0.94	2.79	31.36	5.05	1.89	1.35
13/05/08	5.06	23.56	9.04	4.09	2.99	3.00	36.06	5.82	2.12	0.57
10/06/08	14.01	19.40	9.28	3.69	1.09	7.27	33.76	6.03	2.37	0.72

Annexe 7 : Concentrations en COD (mg/l) dans les solutions de sol et les pluviolessivats collectés entre juin 2007 et juin 2008 sur le site de la forêt du Breuil-Chenué sur les parcelles Douglas et TSF

Annexes

Houssière crue	n° flacon	COD		débit	MEST	COP		COP		δ ¹³ C COP			N MEST		δ ¹³ C COD		C MOD		N MOD	
		mg/l	±	m ³ /s	mg/l	mg/l	±	%	‰	±	%	‰	±	‰	±	%	±	%	±	
25/11/06 17:00	1	4.94	0.21	3.75	64.91	8.16	0.00	12.56	-28.84	0.01	0.65	0.02								
25/11/06 19:00	2	5.66	0.25	4.75	137.45	17.18	1.38	12.50	-28.87	0.01	0.77	0.04	-28.81	0.06	9.87	0.18	1.62	0.04		
25/11/06 21:00	3	5.80	0.13	5.25	138.00	18.83	0.14	13.65	-28.78	0.09	0.64	0.11								
25/11/06 23:00	4	5.89	0.25	5.60	176.00	30.15	0.95	17.13	-29.08	0.21	0.81	0.06								
26/11/06 1:00	5	6.71	0.10	5.60	143.27	19.68	0.97	13.74	-28.97	0.09	0.55	0.01	-28.84	0.05	11.35	0.09	1.68	0.01		
26/11/06 3:00	6	5.74	0.17	5.20	88.36	11.85	0.35	13.41	-28.67	0.09	0.42	0.06								
26/11/06 5:00	7	5.36	0.10	5.28	68.73	7.33	0.07	10.67	-28.86	0.13	0.48	0.01								
26/11/06 7:00	8	5.17	0.15	5.15	50.36	5.57	0.00	11.05	-28.79	0.05	0.78	0.02	-28.77	0.10	10.62	0.09	1.78	0.01		
26/11/06 9:00	9	4.90	0.19	5.10	49.09	7.62	0.13	15.52	-28.80	0.08	0.77	0.00								
26/11/06 11:00	10	4.64	0.20	4.98	48.36	4.69	0.02	9.71	-28.69	0.11	0.54	0.17								
26/11/06 13:00	11	4.53	0.11	4.72	56.91	7.22	0.06	12.69	-28.51	0.05	0.63	0.00	-28.56	0.10	9.16	0.03	1.66	0.02		
26/11/06 15:00	12	4.43	0.08	4.55	63.64	4.49	0.16	7.06	-28.83	0.08	0.51	0.03								
26/11/06 17:00	13	4.00	0.03	4.45	38.55	3.16	0.05	8.20	-28.71	0.04	0.60	0.01								
26/11/06 19:00	14	4.13	0.03	4.39	45.27	3.17	0.09	6.99	-28.82	0.04	0.51	0.01								
26/11/06 21:00	15	3.73	0.09	4.38	29.64	2.73	0.04	9.20	-28.60	0.07	0.64	0.02								
26/11/06 23:00	16	3.58	0.12	4.40	64.36	6.45	0.15	10.02	-28.93	0.04	0.69	0.01	-28.61	0.12	7.21	0.09	1.81	0.02		
27/11/06 1:00	17	3.72	0.05	4.40	28.73	2.63	0.07	9.17	-28.61	0.21	0.64	0.01								
27/11/06 3:00	18	3.39	0.15	4.41	27.09	3.68	0.08	13.59	-29.40	0.18	0.70	0.02								
27/11/06 5:00	19	3.43	0.08	4.40	25.45	4.89	0.53	19.20	-29.02	0.06	1.02	0.08								
27/11/06 7:00	20	3.01	0.11	4.36	24.36	2.58	0.25	10.58	-28.66	0.08	0.72	0.00								
27/11/06 9:00	21	2.97	0.09	4.40	22.36	2.63	0.00	11.77	-28.53	0.13	0.73	0.01								
27/11/06 11:00	22	2.99	0.03	4.32	26.55	2.74	0.00	10.33	-28.75	0.15	0.75	0.03	-28.37	0.16	6.37	0.07	1.74	0.02		
27/11/06 13:00	23	3.22	0.12	4.30	22.91	2.28	0.01	9.94	-28.59	0.10	0.70	0.00								
27/11/06 15:00	24	3.33	0.11	4.30	21.82	2.09	0.02	9.59	-28.66	0.18	0.66	0.01								

Annexe 14 : Base de données de l'échantillonnage de la crue de l'Houssière à Chaumard du 25 au 27 novembre 2006

Essence	Point	Profondeur	humidité massique	C (%)	±	SOC initial (t0)	SOC final (98 jours)			
						mgC/gSolSec	8°C	12°C	20°C	28°C
TSF	A	0-5	0.66	10.16	0.08	101.55	104.63	108.08	106.75	106.43
TSF	B	0-5	0.81	12.15	0.22	121.52	136.48	142.28	128.67	118.77
TSF	C	0-5	0.55	10.29	0.23	102.85	95.32	103.65	96.30	98.16
TSF	D	0-5	0.46	7.06	0.29	70.55	91.38	79.31	76.59	83.46
TSF	A	5-10	0.32	4.14	0.00	41.45	40.16	27.57	39.58	40.79
TSF	B	5-10	0.30	4.14	0.05	41.37	37.71	41.14	42.14	41.52
TSF	C	5-10	0.28	4.26	0.03	42.59	32.57	34.59	42.97	32.97
TSF	D	5-10	0.29	3.57	0.09	35.65	28.48	20.65	29.51	28.01
Douglas	A	0-5	0.43	5.74	0.29	57.38	58.49	58.56	54.78	55.28
Douglas	B	0-5	0.44	6.64	0.18	66.44	70.03	70.45	66.08	64.80
Douglas	C	0-5	0.40	7.25	0.13	72.50	66.84	60.56	58.64	61.82
Douglas	D	0-5	0.34	4.85	0.10	48.48	42.09	43.79	44.59	48.53
Douglas	A	5-10	0.39	4.17	0.14	41.66	45.36	43.86	44.75	44.28
Douglas	B	5-10	0.30	3.06	0.04	30.60	30.82	33.34	40.70	32.15
Douglas	C	5-10	0.34	3.48	0.10	34.84	31.12	31.96	32.33	32.34
Douglas	D	5-10	0.28	3.58	0.16	35.82	26.25	29.56	27.31	27.65

Annexe 15 : Concentration initiale et finale en SOC des échantillons de sol incubés

			$\delta^{13}\text{C CO}_2$ (‰)				
			t1	t2	t3	t4	t5
			7 jours	21 jours	42 jours	63 jours	98 jours
TSF	8°C	A	-29.36	-28.87	-29.10	-27.11	-27.24
		B	-28.59	-28.36	-28.53	-26.80	-27.24
		C	-29.26	-29.21	-29.47	-27.91	-28.17
		D	-29.36	-29.66	-29.45	-27.59	-25.76
		A	-28.47	-27.87	-28.51	-26.27	-26.98
		B	-27.94	-27.94	-28.41	-25.81	-25.50
		C	-28.75	-28.53	-28.24	-25.39	-25.87
		D	-28.94	-28.11	-28.38	-27.15	-27.76
TSF	12°C	A	-29.59	-28.58	-29.65	-27.79	-27.58
		B	-28.54	-28.37	-29.06	-27.42	-26.70
		C	-29.42	-29.17	-29.59	-27.57	-28.95
		D	-29.53	-29.01	-29.81	-27.34	-29.01
		A	-28.78	-28.46	-28.71	-26.52	-27.11
		B	-28.47	-28.19	-28.60	-26.21	-26.47
		C	-28.90	-28.69	-28.90	-26.97	-26.92
		D	-28.67	-29.25	-29.07	-26.27	-26.42
TSF	20°C	A	-29.87	-29.01	-29.03	-27.61	-27.17
		B	-29.06	-28.27	-28.87	-26.87	-27.05
		C	-29.22	-29.07	-29.41	-27.35	-26.99
		D	-29.56	-29.36	-28.71	-26.37	-27.64
		A	-29.84	-29.14	-28.75	-28.60	-27.96
		B	-29.04	-28.73	-28.70	-27.93	-27.15
		C	-29.21	-28.77	-29.27	-27.20	-27.52
		D	-29.11	-28.75	-29.02	-28.34	-27.56
TSF	28°C	A	-29.88	-29.01	-29.95	-28.05	-27.96
		B	-29.31	-28.99	-29.49	-27.71	-28.10
		C	-29.77	-29.42	-29.62	-28.10	-28.43
		D	-29.69	-29.38	-29.97	-27.95	-28.96
		A	-29.62	-28.67	-29.31	-27.49	-28.73
		B	-29.12	-28.70	-29.51	-27.08	-27.43
		C	-29.48	-29.26	-29.48	-28.26	-29.39
		D	-29.29	-28.88	-29.50	-27.32	-28.53
Douglas	8°C	A	-28.55	-28.79	-29.06	-26.86	-26.36
		B	-28.74	-29.50	-28.70	-25.68	-24.67
		C	-28.43	-29.15	-28.40	-25.74	-25.91
		D	-28.04	-28.61	-28.68	-26.32	-25.65
		A	-28.30	-28.42	-28.36	-25.18	-26.13
		B	-28.10	-27.49	-27.11	-25.33	-23.08
		C	-27.30	-28.04	-27.38	-23.99	-23.96
		D	-27.45	-27.25	-27.51	-23.28	-24.48
Douglas	12°C	A	-28.89	-28.93	-29.04	-27.65	-26.76
		B	-28.40	-29.35	-28.59	-26.77	-26.34
		C	-28.14	-28.13	-28.44	-25.65	-25.95
		D	-28.57	-28.27	-28.82	-26.92	-26.22
		A	-28.15	-28.85	-28.58	-25.99	-25.51
		B	-27.94	-28.40	-27.82	-24.69	-24.86
		C	-28.00	-28.79	-27.98	-24.49	-24.62
		D	-27.56	-27.63	-27.54	-23.83	-24.49
Douglas	20°C	A	-29.70	-28.62	-28.80	-27.60	-27.96
		B	-29.14	-28.61	-28.57	-27.02	-28.43
		C	-28.86	-28.33	-28.58	-27.20	-27.91
		D	-28.25	-28.04	-28.30	-27.02	-28.21
		A	-29.18	-29.72	-28.47	-26.56	-26.05
		B	-28.37	-28.14	-28.41	-27.64	-26.80
		C	-28.58	-28.32	-28.45	-25.94	-26.15
		D	-27.89	-27.78	-28.46	-26.16	-26.64
Douglas	28°C	A	-29.72	-28.69	-29.78	-28.94	-28.15
		B	-29.31	-28.96	-29.57	-28.70	-27.81
		C	-29.21	-29.17	-29.77	-27.98	-28.83
		D	-28.68	-28.05	-28.99	-28.31	-27.39
		A	-29.12	-28.33	-29.36	-27.34	-28.70
		B	-28.82	-28.32	-29.12	-25.21	-27.01
		C	-28.76	-28.56	-28.96	-27.20	-27.22
		D	-28.66	-27.95	-28.14	-26.18	-27.07

Annexe 18 : Base de données des analyses isotopiques du CO₂ émis par les sols au cours de l'incubation

		$\delta^{13}\text{C SOC} (\text{‰})$		C (%)		N (%)				$\delta^{13}\text{C SOC} (\text{‰})$		C (%)		N (%)	
		t0	t5	t0	t5	t0	t5			t0	t5	t0	t5	t0	t5
		0 jour	98 jrs	0 jour	98 jrs	0 jour	98 jrs			0 jour	98 jrs	0 jour	98 jrs	0 jour	98 jrs
TSF 0-5 A	8°C		-27.67		10.46		0.52	Douglas 0-5 A	8°C		-27.32		5.85		0.23
	ecartype		0.07		0.17		0.02		ecartype		0.21		0.17		0.02
	12°C		-27.74		10.81		0.54		12°C		-27.58		5.86		0.23
	ecartype	-27.52	0.07	10.16	0.19	0.50	0.01		ecartype	-27.18	0.23	5.74	0.27	0.25	0.02
	20°C	0.02	-27.76	0.08	10.68	0.01	0.54		20°C	0.05	-27.43	0.29	5.48	0.01	0.22
	ecartype		0.08		0.46		0.02		ecartype		0.22		0.05		0.01
	28°C		-27.70		10.64		0.54		28°C		-27.47		5.53		0.22
ecartype		0.02		0.34		0.02	ecartype		0.18		0.05		0.01		
TSF 0-5 B	8°C		-27.69		13.65		0.70	Douglas 0-5 B	8°C		-27.29		7.00		0.34
	ecartype		0.07		0.29		0.02		ecartype		0.04		0.21		0.02
	12°C		-27.68		14.23		0.76		12°C		-27.31		7.04		0.35
	ecartype	-27.61	0.09	12.15	0.37	0.61	0.02		ecartype	-27.42	0.07	6.64	0.13	0.33	0.01
	20°C	0.09	-27.76	0.22	12.87	0.02	0.66		20°C	0.08	-27.29	0.18	6.61	0.01	0.32
	ecartype		0.07		0.29		0.02		ecartype		0.05		0.20		0.01
	28°C		-27.73		11.88		0.61		28°C		-27.32		6.48		0.32
ecartype		0.06		0.11		0.02	ecartype		0.09		0.12		0.01		
TSF 0-5 C	8°C		-27.93		9.53		0.42	Douglas 0-5 C	8°C		-27.49		6.68		0.27
	ecartype		0.05		0.39		0.02		ecartype		0.18		0.18		0.01
	12°C		-27.86		10.36		0.45		12°C		-27.48		6.06		0.25
	ecartype	-27.56	0.08	10.29	0.77	0.48	0.04		ecartype	-27.30	0.03	7.25	0.02	0.32	0.00
	20°C	0.06	-27.92	0.23	9.63	0.01	0.43		20°C	0.04	-27.52	0.13	5.86	0.01	0.23
	ecartype		0.05		0.36		0.02		ecartype		0.10		0.03		0.01
	28°C		-27.93		9.82		0.44		28°C		-27.53		6.18		0.26
ecartype		0.07		0.40		0.02	ecartype		0.03		0.07		0.01		
TSF 0-5 D	8°C		-27.72		9.14		0.41	Douglas 0-5 D	8°C		-27.31		4.21		0.19
	ecartype		0.05		0.26		0.00		ecartype		0.07		0.08		0.00
	12°C		-27.63		7.93		0.35		12°C		-27.25		4.38		0.19
	ecartype	-27.07	0.10	7.06	0.09	0.36	0.00		ecartype	-27.15	0.03	4.85	0.03	0.26	0.00
	20°C	0.06	-27.68	0.29	7.66	0.01	0.36		20°C	0.05	-27.28	0.10	4.46	0.00	0.19
	ecartype		0.05		0.06		0.01		ecartype		0.05		0.07		0.00
	28°C		-27.70		8.35		0.39		28°C		-27.25		4.85		0.21
ecartype		0.13		0.19		0.00	ecartype		0.06		0.13		0.01		
TSF 5-10 A	8°C		-27.19		4.02		0.20	Douglas 5-10 A	8°C		-27.11		4.54		0.23
	ecartype		0.09		0.12		0.00		ecartype		0.03		0.07		0.00
	12°C		-27.28		4.14		0.20		12°C		-27.16		4.39		0.22
	ecartype	-27.10	0.10	4.14	0.03	0.21	0.00		ecartype	-27.31	0.07	4.17	0.15	0.19	0.01
	20°C	0.05	-27.26	0.00	3.96	0.00	0.20		20°C	0.06	-27.20	0.14	4.47	0.01	0.22
	ecartype		0.05		0.10		0.00		ecartype		0.03		0.09		0.00
	28°C		-27.23		4.08		0.20		28°C		-27.22		4.43		0.23
ecartype		0.03		0.07		0.00	ecartype		0.04		0.07		0.00		
TSF 5-10 B	8°C		-27.44		3.77		0.16	Douglas 5-10 B	8°C		-26.91		3.08		0.15
	ecartype		0.09		0.12		0.01		ecartype		0.03		0.05		0.00
	12°C		-27.43		4.11		0.17		12°C		-26.94		3.33		0.15
	ecartype	-27.37	0.12	4.14	0.11	0.19	0.00		ecartype	-27.20	0.06	3.06	0.04	0.15	0.00
	20°C	0.06	-27.50	0.05	4.21	0.01	0.18		20°C	0.04	-26.96	0.04	4.07	0.00	0.19
	ecartype		0.06		0.15		0.00		ecartype		0.07		0.22		0.02
	28°C		-27.45		4.15		0.18		28°C		-26.93		3.22		0.15
ecartype		0.06		0.02		0.01	ecartype		0.07		0.02		0.00		
TSF 5-10 C	8°C		-27.47		3.26		0.13	Douglas 5-10 C	8°C		-26.97		3.11		0.13
	ecartype		0.09		0.07		0.00		ecartype		0.03		0.05		0.00
	12°C		-27.47		3.46		0.14		12°C		-27.03		3.20		0.13
	ecartype	-27.09	0.03	4.26	0.03	0.20	0.00		ecartype	-26.87	0.10	3.48	0.14	0.18	0.01
	20°C	0.02	-27.48	0.03	4.30	0.00	0.18		20°C	0.02	-27.04	0.10	3.23	0.00	0.13
	ecartype		0.04		0.30		0.01		ecartype		0.07		0.07		0.00
	28°C		-27.43		3.30		0.14		28°C		-27.07		3.23		0.13
ecartype		0.04		0.02		0.00	ecartype		0.02		0.02		0.00		
TSF 5-10 D	8°C		-27.32		2.85		0.12	Douglas 5-10 D	8°C		-26.86		2.63		0.11
	ecartype		0.07		0.03		0.00		ecartype		0.10		0.02		0.00
	12°C		-27.33		3.10		0.13		12°C		-26.84		2.96		0.12
	ecartype	-26.67	0.04	3.57	0.01	0.18	0.00		ecartype	-26.69	0.18	3.58	0.03	0.20	0.00
	20°C	0.05	-27.30	0.09	2.95	0.01	0.13		20°C	0.03	-26.84	0.16	2.73	0.01	0.11
	ecartype		0.13		0.14		0.00		ecartype		0.04		0.09		0.01
	28°C		-27.33		2.80		0.12		28°C		-26.95		2.76		0.12
ecartype		0.19		0.11		0.00	ecartype		0.07		0.02		0.00		

Annexe 19 : Base de données des analyses élémentaires et isotopiques des sols en début et en fin d'incubation

Essence	Point	Profondeur	$\delta^{13}\text{C}$ SOC extrait	±	C (%)	±	N (%)	±
TSF	A	0-5	-27.49	0.03	10.76	0.39	0.55	0.01
	B		-27.67	0.01	12.42	0.13	0.67	0.01
	C		-27.67	0.08	9.53	0.09	0.44	0.01
	D		-26.99	0.07	6.68	0.15	0.34	0.00
	A	5-10	-27.09	0.05	3.86	0.04	0.21	0.00
	B		-27.47	0.06	3.92	0.03	0.20	0.00
	C		-27.20	0.04	4.71	0.18	0.25	0.01
	D		-26.73	0.04	3.12	0.04	0.16	0.00
Douglas	A	0-5	-27.36	0.02	5.60	0.09	0.28	0.00
	B		-27.43	0.11	6.50	0.06	0.31	0.01
	C		-27.25	0.07	5.86	0.06	0.23	0.00
	D		-27.46	0.06	4.96	0.13	0.25	0.01
	A	5-10	-27.27	0.01	3.95	0.04	0.17	0.00
	B		-27.10	0.05	2.96	0.07	0.14	0.00
	C		-26.83	0.05	3.47	0.02	0.16	0.00
	D		-26.71	0.05	2.99	0.05	0.15	0.00

Annexe 20 : Résultats des analyses isotopiques et élémentaires du SOC après extraction

		WEOC (mgC/gSolSec)					
		t0	t1	t2	t3	t4	t5
		0 jour	7 jrs	21 jrs	42 jrs	63 jrs	98 jrs
TSF 0-5 A	8°C	0.134	0.089	0.119	0.091	0.111	0.108
	12°C		0.116	0.099	0.114	0.123	0.121
	20°C		0.116	0.117	0.139	0.146	0.153
	28°C		0.150	0.117	0.125	0.160	0.165
TSF 0-5 B	8°C	0.104	0.064	0.061	0.066	0.062	0.080
	12°C		0.071	0.070	0.063	0.070	0.076
	20°C		0.085	0.084	0.083	0.093	0.096
	28°C		0.097	0.107	0.106	0.140	0.138
TSF 0-5 C	8°C	0.205	0.159	0.174	0.192	0.170	0.155
	12°C		0.265	0.161	0.164	0.194	0.165
	20°C		0.223	0.186	0.199	0.245	0.238
	28°C		0.242	0.206	0.226	0.257	0.222
TSF 0-5 D	8°C	0.157	0.114	0.132	0.150	0.153	0.137
	12°C		0.242	0.149	0.135	0.162	0.179
	20°C		0.156	0.158	0.216	0.299	0.294
	28°C		0.252	0.176	0.182	0.226	0.213
TSF 5-10 A	8°C	0.252	0.129	0.130	0.118	0.120	0.117
	12°C		0.115	0.125	0.127	0.118	0.125
	20°C		0.125	0.122	0.137	0.134	0.119
	28°C		0.129	0.127	0.134	0.146	0.155
TSF 5-10 B	8°C	0.279	0.144	0.184	0.178	0.177	0.177
	12°C		0.202	0.175	0.169	0.186	0.152
	20°C		0.183	0.078	0.158	0.178	0.181
	28°C		0.164	0.184	0.180	0.218	0.221
TSF 5-10 C	8°C	0.169	0.119	0.130	0.165	0.148	0.133
	12°C		0.308	0.137	0.116	0.144	0.125
	20°C		0.135	0.154	0.136	0.171	0.166
	28°C		0.300	0.148	0.149	0.172	0.143
TSF 5-10 D	8°C	0.170	0.206	0.081	0.108	0.074	0.070
	12°C		0.232	0.092	0.075	0.088	0.073
	20°C		0.183	0.071	0.078	0.108	0.084
	28°C		0.189	0.087	0.075	0.108	0.091

		WEOC (mg/l)					
		t0	t1	t2	t3	t4	t5
		0 jour	7 jrs	21 jrs	42 jrs	63 jrs	98 jrs
Douglas 0-5 A	8°C	0.125	0.068	0.112	0.052	0.037	0.032
	12°C		0.074	0.116	0.041	0.031	0.030
	20°C		0.087	0.111	0.040	0.035	0.040
	28°C		0.049	0.088	0.060	0.069	0.082
Douglas 0-5 B	8°C	0.200	0.110	0.137	0.090	0.077	0.070
	12°C		0.112	0.153	0.106	0.087	0.066
	20°C		0.098	0.163	0.065	0.059	0.054
	28°C		0.158	0.181	0.084	0.085	0.102
Douglas 0-5 C	8°C	0.184	0.235	0.093	0.137	0.099	0.075
	12°C		0.265	0.107	0.085	0.090	0.073
	20°C		0.159	0.112	0.056	0.081	0.079
	28°C		0.088	0.101	0.093	0.132	0.125
Douglas 0-5 D	8°C	0.185	0.205	0.106	0.118	0.094	0.078
	12°C		0.234	0.098	0.081	0.085	0.070
	20°C		0.276	0.097	0.045	0.049	0.045
	28°C		0.206	0.093	0.058	0.079	0.072
Douglas 5-10 A	8°C	0.197	0.098	0.080	0.067	0.055	0.044
	12°C		0.090	0.069	0.065	0.052	0.036
	20°C		0.092	0.042	0.036	0.036	0.033
	28°C		0.073	0.050	0.059	0.062	0.065
Douglas 5-10 B	8°C	0.161	0.094	0.110	0.086	0.079	0.071
	12°C		0.132	0.094	0.088	0.074	0.062
	20°C		0.125	0.090	0.067	0.050	0.041
	28°C		0.086	0.080	0.057	0.055	0.052
Douglas 5-10 C	8°C	0.148	0.229	0.073	0.095	0.059	0.051
	12°C		0.209	0.124	0.057	0.059	0.050
	20°C		0.205	0.081	0.048	0.037	0.030
	28°C		0.184	0.063	0.042	0.057	0.055
Douglas 5-10 D	8°C	0.135	0.189	0.043	0.057	0.040	0.036
	12°C		0.195	0.037	0.037	0.039	0.032
	20°C		0.174	0.045	0.026	0.027	0.024
	28°C		0.091	0.036	0.016	0.037	0.032

Annexe 22 : Concentration en carbone organique extractible à l'eau (rapporté au poids de sol sec) des échantillons de sol au cours de l'incubation

Résumé

Production et devenir des matières organiques dissoutes dans les hydrosystèmes faiblement anthropisés.

Les matières organiques dissoutes (MOD) constituent un paramètre essentiel de la qualité des milieux aquatiques et du fonctionnement des écosystèmes. La production de MOD dans les sols et leur devenir lors de leur transfert dans les bassins versants ont été étudiés au cours d'expérimentation réalisées à différentes échelles, du microcosme de sol au bassin versant, à l'aide du traçage isotopique des formes stables du carbone ($\delta^{13}\text{C}$). À l'échelle du bassin versant, nous avons mis en évidence le rôle des zones humides dans la formation du carbone organique dissous (COD). Lors d'évènement de crues nous avons néanmoins observé la mobilisation de plusieurs sources de COD pour alimenter les rivières. Au cours d'expérimentations de laboratoire, nous avons démontré que le type d'essence forestière influence le devenir du carbone extractible à l'eau contenu dans les sols. La substitution de forêts natives par des plantations de *Douglas* diminue les apports de carbone dans le sol et les vitesses de minéralisation du carbone organique du sol lesquelles dépendent aussi de la température. Pourtant, l'évolution du carbone extractible à l'eau des sols de forêt, conditionnée par le type d'essences, ne dépend ni des vitesses de minéralisation du carbone ni de la température. Nous avons donc conclu que dans les horizons de surface des sols forestiers, le COD ne provient pas principalement de la décomposition de la matière organique du sol mais de la végétation par l'intermédiaire des lessivats de litière.

Mots clés : matière organique dissoute, carbone organique dissous, carbone organique extractible, enrésinement, solution de sol, minéralisation, ^{13}C , eau des rivières

Abstract

Production and fate of dissolved organic matter in ecosystems with low human impact.

Dissolved organic matter (DOM) is an essential parameter of quality and aquatic ecosystem functioning. The production of DOM in soils and its fate as it moves through the catchment were studied during experiments conducted at different scales, from the soil microcosm to the catchment, using natural abundance tracing of stable carbon isotopes ($\delta^{13}\text{C}$). At the catchment scale, we highlighted the role of wetlands in the formation of dissolved organic carbon (DOC). During discharge events we nevertheless observed the mobilisation of several sources of DOC to feed rivers. During laboratory experiments, we demonstrated that forest type influences the fate of water extractable organic carbon content in soil. The substitution of native forests by Douglas plantations reduces carbon inputs into the soil and mineralisation rates of soil organic carbon, which also depend on temperature. However, the water extractable organic carbon content of forest soils, which is influenced by the forest type, depends neither on carbon mineralisation rate nor temperature. We have therefore concluded that in the surface horizons of forest soils, the DOC mainly originates, not from the decomposition of soil organic matter but rather, from the vegetation via litter leachate.

Key words: dissolved organic matter, dissolved organic carbon, extractable organic carbon, land use change, soil solution, mineralisation, ^{13}C , stream water