



HAL
open science

Biogeochemical cycling and mineral fertility budgets in a beech forest

Arnaud Legout

► **To cite this version:**

Arnaud Legout. Biogeochemical cycling and mineral fertility budgets in a beech forest. Sciences of the Universe [physics]. ENGREF (AgroParisTech), 2008. English. NNT : 2008AGPT0027 . pastel-00004547

HAL Id: pastel-00004547

<https://pastel.hal.science/pastel-00004547>

Submitted on 5 May 2009

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.

THÈSE

pour obtenir le grade de

Docteur

de

l'ENGREF

(Institut des Sciences et Industries du Vivant et de l'Environnement)

Spécialité : Sciences forestières

*présentée et soutenue publiquement
par*

Arnaud LEGOUT

le 28/04/2008

CYCLES BIOGEOCHIMIQUES ET BILANS DE FERTILITE MINERALE EN HETRAIES DE PLAINE

Directeur de thèse : Claude NYS

Codirecteur de thèse : Etienne DAMBRINE

Travail réalisé : INRA, UR 1138 Biogéochimie des Ecosystèmes Forestiers, F-54280 Champenoux

Devant le jury :

M. Bruno FERRY
Mme Catherine KELLER
M. Marc VOLTZ
M. Joseph DUFEY
M. Claude NYS
M. Alain BRETHERS

Maître de Conférences, **ENGREF - Nancy**
Professeur, **CEREGE - Marseille**
Directeur de Recherche, **INRA - Montpellier**
Professeur, **UCL - Louvain la Neuve**
Directeur de Recherche, **INRA - Nancy**
Docteur, **ONF - Orléans**

Président du jury
Rapporteur
Rapporteur
Examineur
Examineur
Examineur

Avant propos

Ce mémoire de thèse a été réalisé à l'Unité de Recherche Biogéochimie des Ecosystèmes Forestiers (UR1138) de L'INRA de Nancy. Il est le résultat d'un travail initié en janvier 2005. La co-direction de cette thèse a été assurée par Claude Nys (Directeur de Recherche INRA) et Etienne Dambrine (Directeur de recherche INRA).

Cette thèse a bénéficié d'un cofinancement ONF et Région Lorraine. Le travail présenté dans ce mémoire s'inscrit dans le cadre de l'Observatoire de Recherche en Environnement (ORE) « Fonctionnement des écosystèmes forestiers ». Dans le cadre de cet ORE, le GIP Ecofor fédère des réseaux d'observation ainsi que des sites ateliers instrumentés de façon permanente, parmi lesquels le site de Fougères représente un écosystème particulier de hêtraie de plaine.

L'avancement des travaux a été suivi par un comité de pilotage composé de :

- **Henri Ciesielski** (INRA Arras, Laboratoire d'Analyses des Sols)
- **Jean-François Dhote** (INRA Nancy-AgroParisTech, UMR Laboratoire d'Etude des Ressources Forêt-Bois)
- **Eric Dufrêne** (Université Paris XI Orsay, UMR Ecologie, Systématique & Evolution)
- **André Granier** (INRA Nancy, UMR Ecologie et Ecophysologie Forestière)
- **Guy Landmann** (GIP ECOFOR)
- **Patrice Mengin-Lecreulx** (ONF, Département Recherche & Développement)
- **Jérôme Molenat** (INRA Rennes, UMR Sol Agro et hydrosystème Spatialisation)
- **Quentin Ponette** (UCL, Unité des eaux et forêts)
- **Laurent Saint André** (CIRAD Montpellier-INRA Nancy, UR Biogéochimie des Ecosystèmes Forestiers)
- **Marie-Pierre Turpault** (INRA Nancy, UR Biogéochimie des Ecosystèmes Forestiers)
- **Christian Walter** (Agrocampus Rennes, UMR Sol Agro et hydrosystème Spatialisation)

Remerciements

L'écriture des remerciements signe la fin de cette thèse et permet de figer l'ensemble des remerciements verbaux que j'ai pu formuler tout au long de ces trois années à tous les collaborateurs proches et lointains impliqués dans ce travail. Les remerciements sont, je le pense, un bon moyen de montrer que ce mémoire de thèse est le fruit d'un travail collectif qui n'aurait pas pu aboutir sans la contribution d'un grand nombre de personnes.

Tout d'abord, merci à Etienne Dambrine de m'avoir accueilli dans l'Unité de Recherche Biogéochimie des Ecosystèmes Forestiers ; je tiens également à te remercier Etienne pour tes conseils pertinents tout au long de la réalisation de ce travail et pour tes relectures assidues pendant la dernière ligne droite qu'est la rédaction. Ce travail a été encadré au quotidien par Claude Nys : un grand merci Claude, pour m'avoir donné l'opportunité de continuer dans cette voie, pour votre disponibilité et votre aide généreuse tant sur le terrain qu'au laboratoire. Je pense par exemple à cette expérimentation de traçage qui ne devait être qu'exploratoire...

Je tiens également à remercier le personnel technique de l'unité qui a contribué de près ou de loin à ce travail. Ce mémoire de thèse est bien le fruit d'un travail d'équipe qui n'aurait pas pu aboutir sans votre contribution. Merci Serge pour ton aide précieuse et les très bons moments passés en ta compagnie. Merci également à Louissette, Séverine, Gilles, Carine, Pascal et Christian, pour les analyses d'échantillons concernant le site de Fougères et pour ces bons moments passés en votre compagnie. Merci à toi Isabelle pour ton aide « administrative » et pour le reste.

Merci aux scientifiques de l'INRA de Nancy qui ont su me consacrer du temps et qui m'ont permis d'avancer dans ce travail : je pense notamment à Marie-Pierre Turpault, André Granier, mais également à tous ceux qui ont contribué à l'avancement de ce travail.

Merci aux personnes de l'UMR SAS, notamment Christian Walter et Jérôme Molenat pour leurs conseils toujours pertinents. Merci également à Yannick Hamont pour son appui technique sur le site de Fougères et pour sa bonne humeur.

Je remercie également tous les thésards et thésardes du laboratoire responsables en partie de la bonne ambiance qui règne dans cette unité. Merci à ceux qui m'ont accompagné et avec qui

j'ai avancé en parallèle pendant cette thèse (Louis, Valérie), merci à ceux qui m'ont précédé (Nico, Jay, Christophe, Marianne, Théodora...) et à ceux qui suivent (Sitraka, Christelle). Merci également aux footballeurs amateurs du jeudi soir pour les bons moments passés en leur compagnie.

J'espère n'avoir oublié personne et auquel cas, veuillez m'en excuser et me le faire savoir !!!

Merci à mes colocataires (mais avant tout amis) pour les bons moments passés en votre compagnie en dehors du labo et pour m'avoir supporté pendant ces trois années. J'espère avoir pu vous nourrir à votre faim pendant ces trois ans !

Enfin, j'adresse mes plus sincères remerciements à mes parents qui m'ont soutenu durant ces trois années (que dis-je, ces 27 années !) et ont toujours porté un grand intérêt à mes travaux et au bon déroulement de cette thèse. Merci pour leur dévouement et leur amour. Je remercie également mon frère Cédric qui m'a aidé et soutenu tout au long de ce travail. Un grand merci à ma petite fée, qui m'a accompagnée durant ma dernière année de thèse. Enfin une « spéciale dédicace » de dernière minute à la petite Manon : bienvenue parmi nous ! Sache tout de même, petite Manon, que ce mémoire n'est pas le meilleur moyen d'apprendre à lire...

Table des matières

Chapitre 1	Introduction générale	9
1	Contexte de l'étude	10
2	Objectifs	13
3	Approches utilisées et organisation du mémoire	15
4	Les sites d'étude	19
4.1	Localisation	19
4.2	Climat	19
4.3	Géologie et pédologie	21
4.4	Peuplements et sylviculture	21
4.5	Sites expérimentaux	23
5	Quelques précisions concernant la chronoséquence de Fougères	25
5.1	Homogénéité des conditions pédologiques (Article A)	25
5.2	Homogénéité des conduites sylvicoles sur le massif	27
5.3	Homogénéité des fertilités des sites ateliers	27
Chapitre 2	Sols, pédogénèse actuelle et altération des minéraux	29
1	Introduction	31
1.1	Généralité et liaison au bilan de fertilité	31
1.2	Géologie du secteur d'étude	31
1.3	La Pédogénèse au cours du Quaternaire	32
1.4	Géomorphologie	32
1.5	Classification des sols actuels	33
1.6	Quelques rappels de pédogénèse	33
1.6.1	Définition d'un horizon glossique	33
1.6.2	Formation des horizons glossiques	34
2	Objectifs	35
3	Matériels et Méthodes	37
3.1	Les sites d'étude	37
3.2	Echantillonnage	39
3.3	Description des sols	39
3.4	Méthodes d'analyses	40
3.4.1	Analyse de la roche	40
3.4.2	Préparation et analyses de la terre fine	41

3.4.3	Préparation des fractions	42
3.4.4	Analyses des fractions	42
3.4.5	Méthode de quantification des minéraux dans les différentes fractions de la terre fine	46
3.4.6	Modélisation des flux d'altération	47
4	Résultats	48
4.1	<i>La granodiorite</i>	48
4.1.1	Observation au microscope optique	48
4.1.2	Analyses totales	48
4.2	<i>La terre fine</i>	50
4.2.1	Distribution granulométrique	50
4.2.2	pH _{eau} , C, N, P	50
4.2.3	Capacité d'échange cationique	52
4.2.4	Dissolutions sélectives	52
4.2.5	Éléments totaux	52
4.3	<i>Fractions granulométriques</i>	55
4.3.1	CEC et dissolutions sélectives	55
4.3.2	Éléments totaux	55
4.3.3	Quantification de la kaolinite	56
4.3.4	Identification des minéraux	56
4.3.5	Composition des minéraux	62
4.3.6	Minéralogie quantitative	62
4.3.7	Localisation des cations nutritifs dans les minéraux	64
4.4	<i>Comparaison de la matrice et des gloses</i>	66
4.4.1	Distribution granulométrique, C, N, P et Al _{Tamm} de la terre fine	66
4.4.2	CEC Ba et dissolutions sélectives	66
4.4.3	Éléments totaux	66
4.5	<i>Les flux d'altération</i>	69
5	Discussion	69
5.1	<i>Altération des minéraux</i>	69
5.1.1	Réaction de transformation des minéraux et libération potentielle de nutriments	69
5.1.2	Flux d'altération	74
5.1.3	Relation entre les teneurs en nutriments échangeables et totaux	76
5.2	<i>Pédogénèse actuelle</i>	76
5.2.1	Processus dominant : l'acidification du sol	76
5.2.2	Processus secondaire : podzolisation de surface	77
5.3	<i>Comparaison matrice – glose</i>	82
6	Conclusion partielle	84
Chapitre 3	Solutions dans l'écosystème	86
1	Introduction	88
1.1	<i>Généralité et liaison au bilan de fertilité</i>	88
1.2	<i>Notion d'hydrologie en sol forestier</i>	89
1.3	<i>Les méthodes d'acquisition des flux d'éléments</i>	90
2	Les objectifs	93

3	Matériels et méthodes.....	93
3.1	<i>Sites d'études et installations permanentes.....</i>	93
3.1.1	Dispositifs hors-couvert et sous-couvert	93
3.1.2	Dispositifs présents dans les sols.....	95
3.2	<i>Echantillonnage et analyses chimiques des solutions.....</i>	96
3.2.1	Echantillonnage.....	96
3.2.2	Périodes chronologiques étudiées et regroupement d'échantillons	97
3.2.3	Analyses chimiques des solutions de sol.....	97
3.3	<i>Validité et traitements des données chimiques.....</i>	97
3.3.1	Pollutions soufrée et carbonée des solutions de bougies poreuses	97
3.3.2	Effet filtre des bougies poreuses ?.....	99
3.3.3	Epuration des bases de données « solutions »	101
3.3.4	Traitements statistiques et représentations	104
3.4	<i>Extraction de solutions de sol par centrifugation</i>	104
3.5	<i>Modélisation hydrique</i>	104
3.5.1	Présentation du modèle	104
3.5.2	Entrées et paramétrage du modèle.....	104
3.5.3	Les sorties du modèle	107
3.5.4	Les simulations réalisées	107
3.5.5	Validation des simulations	108
3.6	<i>Etablissement des flux d'éléments.....</i>	108
4	Résultats et Discussion	110
4.1	<i>Expérimentation de traçage (Article B)</i>	110
4.2	<i>Modélisation hydrique</i>	112
4.2.1	Validation des simulations	112
4.2.2	Interception par le couvert arboré.....	117
4.2.3	Evapotranspiration et transpiration du couvert arboré.....	117
4.2.4	La pluie au sol et les drainages aux différentes profondeurs de sol	119
4.2.5	Les réserves hydriques des sols.....	122
4.3	<i>Comparaison des eaux ZTL, TL, extraites par centrifugation et effet de la profondeur de sol.....</i>	124
4.3.1	Résultats	124
4.3.2	Discussion	126
4.4	<i>Effet de la tempête de 1999 (Article C).....</i>	133
4.5	<i>L'élément phosphore en forêt de Fougères.....</i>	137
4.5.1	Synthèse et précision sur les résultats acquis dans le Chapitre 2.....	137
4.5.2	Résultats	137
4.5.3	Discussion	139
4.6	<i>Flux d'éléments en solution et effet de l'âge des peuplements.....</i>	145
4.6.1	Résultats	145
4.6.2	Discussion	149
5	Conclusion partielle.....	156
Chapitre 4	Bilans de fertilité minérale et conclusion générale.....	158
1	Les pertes d'éléments liée à l'exportation de biomasse	159
1.1	<i>Introduction.....</i>	159
1.2	<i>Objectifs</i>	160

1.3	<i>Matériels et méthodes</i>	160
1.3.1	Echantillonnage et mesures terrain.....	160
1.3.2	Analyses chimiques.....	162
1.3.3	Extrapolation au peuplement.....	162
1.4	<i>Résultats</i>	162
1.4.1	Concentrations en éléments dans la biomasse.....	162
1.4.2	Immobilisation d'éléments dans la biomasse.....	164
1.4.3	Exportations d'éléments liées à la récolte de biomasse.....	164
1.5	<i>Discussion</i>	166
1.5.1	Concentrations en éléments dans la biomasse.....	166
1.5.2	Pertes liées à l'exportation de biomasse.....	167
2	Les bilans de fertilité sur la chronoséquence	168
2.1	<i>Etablissement des bilans</i>	168
2.2	<i>Résultats et discussion</i>	170
3	Conclusion générale	173
3.1	<i>Rappels des objectifs</i>	173
3.2	<i>Principaux résultats obtenus</i>	173
3.3	<i>Quelques recommandations</i>	178
ANNEXES	180
Article A	203
Article B	214
Article C	238
Références hors article	259
Table des figures hors article	272
Table des tableaux hors article	279

Chapitre 1

Introduction générale

L'objectif de ce chapitre est d'introduire de façon générale le travail réalisé au cours de cette thèse. Ce Chapitre s'attache à la présentation :

- *du contexte scientifique et environnemental de l'étude, ainsi que des objectifs généraux de ce travail,*
- *de l'approche générale utilisée et de l'organisation de ce mémoire,*
- *des sites d'études.*

Dans un souci d'homogénéité et de clarté, la littérature détaillée et les matériels et méthodes seront passés en revue au sein de chaque chapitre, de manière à ce que chaque chapitre soit compréhensible individuellement. De la même façon, les informations relatives à la présentation des sites d'études (climat, pédologie, géologie, végétation) ne constituent qu'un préambule aux descriptions, analyses et interprétations détaillées qui suivront.

1 Contexte de l'étude

Le Groupement d'Intérêt Public (GIP) Ecofor développe depuis 1993 des programmes de recherche sur le fonctionnement des écosystèmes forestiers. Une des missions du GIP Ecofor est l'organisation et le suivi de programmes de recherche autour de l'Observatoire de Recherche en Environnement (ORE) « fonctionnement des écosystèmes forestiers ». Dans le cadre de cet ORE, le GIP Ecofor fédère des réseaux d'observation ainsi que des sites ateliers instrumentés de façon permanente, parmi lesquels le site de Fougères représente un écosystème particulier de hêtraie de plaine.

Le hêtre (*Fagus sylvatica* L.) est une des grandes essences forestières feuillues présente en Europe (2003) avec une surface couverte de 11 millions d'hectares. Son aire de répartition s'étend en longitude du Sud de l'Angleterre au Nord de l'Espagne en passant par la France et à l'Est, jusqu'en Pologne et en Roumanie. Elle s'étend en latitude du Sud de la Suède au Nord de l'Italie et de la Grèce (Durand, 2005). Le hêtre commun apprécie les zones d'altitude peu élevée mais on le trouve également dans les zones montagneuses jusqu'à 1700-1800 m d'altitude. Le hêtre nécessite généralement une pluviosité abondante et une humidité atmosphérique élevée, cette essence étant peu résistante à la sécheresse. Cette essence craint également les milieux trop argileux, mal drainés et l'exposition trop brutale à la lumière et à la chaleur (Durand, 2005). En France, le hêtre est la seconde essence feuillue de nos forêts, couvrant 1.4 millions d'hectares c'est-à-dire 9.4 % des surfaces françaises boisées (IFN, 2005-2006). Le hêtre joue un rôle socio-économique important avec un poids fort dans la filière bois : 23 % du bois d'œuvre de feuillus et 10 % du bois d'œuvre total. Le bois de hêtre constitue en effet un excellent bois de chauffage, bois d'industrie et est également utilisé en menuiserie et ébénisterie (Durand, 2005).

Figure I.1 : Evolution sur la période 1974-2006 des teneurs en Mg, Ca, K et N des feuilles de hêtre d'un peuplement de hêtre pur âgé de 60 ans en 1974 et localisé en Forêt de Fougères (France, 35).

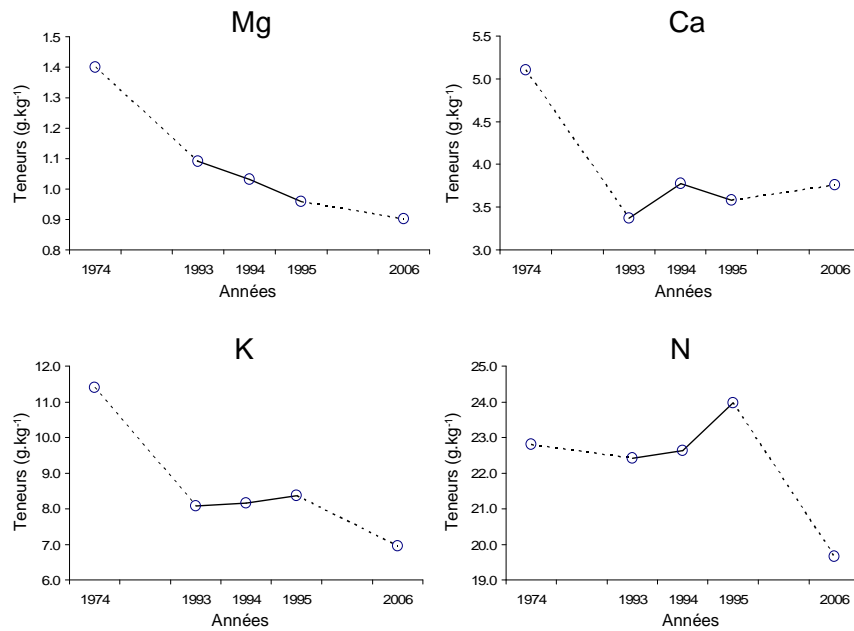
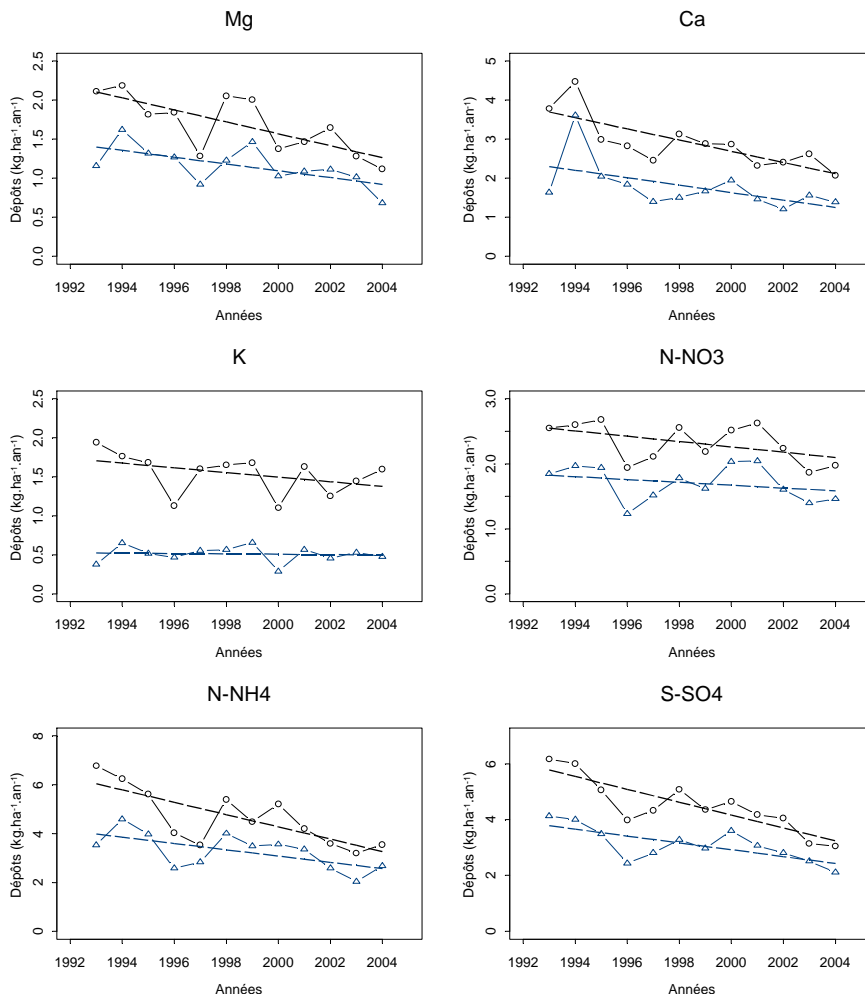


Figure I.2 : Dépôts annuels totaux (○) et humides (Δ) mesurés sur la placette RNECOFOR CHS35 (France, 35) sur la période 1993-2004. Les tendances linéaires callées sur les moyennes annuelles sont représentées en pointillés.



Malgré l'ancienneté de la sylviculture du hêtre, les sylviculteurs et les professionnels ont pris conscience du manque de connaissances scientifiques concernant les hêtraies, notamment les besoins nutritifs de cette essence et sa réaction face aux changements globaux et aux perturbations occasionnelles par la gestion forestière. Dans les écosystèmes forestiers, le maintien de la fertilité minérale des sols est fondement de la durabilité du système (Nambiar, 1996). Depuis quelques décennies, des recherches portant sur l'évolution de la fertilité des écosystèmes forestiers remettent en question leur durabilité. En France, Bonneau et Ranger (1999) constatent par exemple un déclin de la fertilité minérale de plusieurs hêtraies. Quelques études mettent également en avant l'augmentation de dépérissements chez le hêtre sur des stations à faible fertilité minérale (Nageleisen and Huart, 2005; Nageleisen and Reuter, 2007). Plus précisément, en forêt de Fougères (35), on constate une diminution alarmante des teneurs en certains éléments nutritifs dans les feuilles de hêtre depuis les années 1970 (Figure I.1). Les teneurs en K, Ca et Mg des feuilles de hêtre reflétant généralement les propriétés des sols (Bauer et al., 1997), cette observation peut être interprétée comme un déclin de la fertilité minérale et pourrait être accompagné d'une croissance diminuée des peuplements.

Plusieurs phénomènes pouvant avoir un impact fort sur la fertilité, la nutrition, la productivité et de façon plus générale sur la durabilité des écosystèmes forestiers, sont cités dans la littérature. Pour ne citer que les principaux :

- la sylviculture passée et à venir, en particulier le prélèvement de biomasse (Baumler and Zech, 1999; Brown et al., 1973; Dahlgren and Driscoll, 1994; Hornbeck et al., 1990; Piirainen et al., 2002; Piirainen et al., 2004), ainsi que l'usage ancien des sols (Dambrine et al., 2007; Dupouey et al., 2002) ;
- les changements passés et en cours de la qualité et de la quantité des apports atmosphériques. L'effet des dépôts atmosphériques acides sur l'acidification des sols a été très largement démontré au cours des années 1980 (Ulrich, 1983). Depuis la fin des années 1970, l'acidité des dépôts a fortement régressé, sous l'influence de la réduction des émissions de soufre, tandis que les émissions et dépôts d'azote ne se réduisaient que faiblement. D'autre part, les émissions de poussières et les dépôts de K, Ca et Mg se sont réduits considérablement en Europe, cette évolution pouvant modifier profondément la nutrition des peuplements. La Figure I.2 illustre cette diminution des apports de nutriments par les dépôts atmosphériques pour la placette RENECOFOR CHS35, localisée en Bretagne (France, 35);
- l'augmentation de la productivité des forêts européennes dans la deuxième moitié du 20^{ème} siècle (Dittmar et al., 2003), due à l'augmentation de la température, de la teneur en CO₂ dans l'air et des dépôts azotés, pouvant induire des carences nutritionnelles en certains éléments minéraux parmi les plus limitants pour la croissance (K, Ca, Mg (Fichter et al., 1998)) ;

- les changements climatiques avec l'augmentation de la fréquence des étés chauds et secs en Europe (IPCC, 2001; Schär et al., 2004) pouvant entraîner des sécheresses (Gebler et al., 2007; Gebler et al., 2004; Raftoyannis and Radoglou, 2002);

Dans un contexte de changement climatique (Schär et al., 2004) et de production de bois énergie (IFN, 2005), une amélioration de la compréhension du fonctionnement des hêtraies de plaine dans leur aire de répartition actuelle semble nécessaire. Ces travaux de recherche apparaissent primordiaux notamment sur les hêtraies à faible fertilité minérale, celles-ci étant par définition plus sensibles aux perturbations extérieures.

Les questions générales soulevées sont les suivantes :

- Sur quels flux d'éléments nutritifs repose la nutrition minérale des hêtraies ?
- Comment la hêtraie gère-t-elle les variations de ses besoins au cours de son cycle sylvogénétique ?
- Quelles sont les répercussions sur la nutrition minérale des hêtraies, des changements passés et en cours des dépôts atmosphériques et des pratiques sylvicoles ?
- Quelle gestion sylvicole serait la plus adaptée pour maintenir la fertilité des hêtraies à faible fertilité minérale ?
- Dans quelle mesure la monoculture de hêtre peut être responsable d'une baisse de fertilité des sols ?

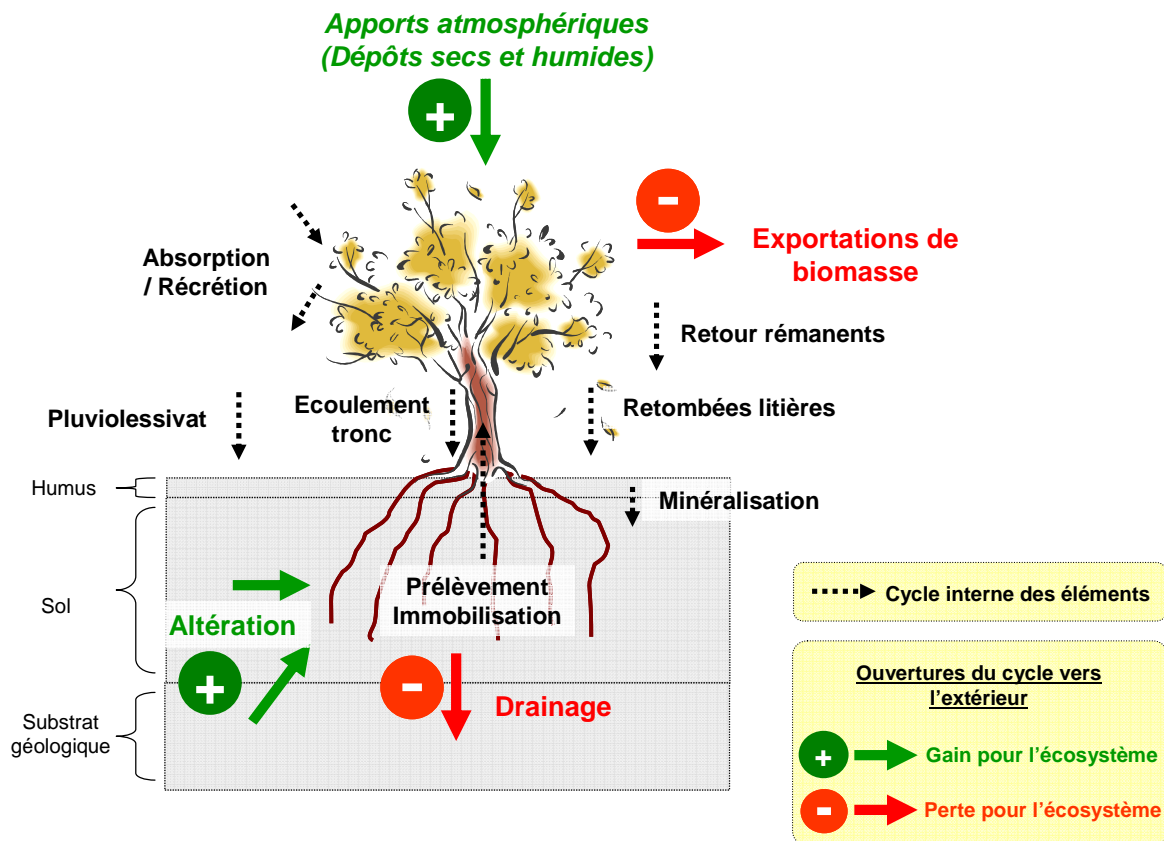
2 Objectifs

Pour apporter des réponses aux questionnements scientifiques soulevés précédemment et aux enjeux sociétaux et économiques en découlant, l'objectif général de ce travail est de réaliser un état des lieux du fonctionnement minéral d'une hêtraie (Fougères, 35), sur l'ensemble d'une révolution forestière. Les objectifs détaillés sont les suivants :

- Mesurer les flux d'éléments minéraux dans des peuplements de hêtre d'âge croissant, répartis au sein d'une révolution forestière ;
- Etablir le bilan de fertilité minérale à l'échelle de la révolution de cette hêtraie ;
- Comprendre les processus internes à l'écosystème qui influencent les flux d'éléments ;
- Prévoir comment les flux et le bilan de fertilité minérale de la hêtraie vont varier en fonction des changements globaux et des pratiques sylvicoles.

L'objectif finalisé de ces recherches est de fournir des données pouvant servir de base à l'établissement futur de propositions de gestion sylvicole adaptée (fréquence des exploitations, mode d'exploitation et gestion des rémanents). Quelques pistes seront données en conclusion générale de ce travail.

Figure 1.3 : Schéma récapitulant les principaux flux d'éléments chimiques dans les écosystèmes forestiers.



3 Approches utilisées et organisation du mémoire

La Figure 1.3 schématise les principaux flux d'éléments au sein d'un écosystème forestier. Le concept de « cycle biogéochimique » est lié au fait que les éléments chimiques circulent entre le sol et la plante : une quantité d'élément est prélevée par l'arbre dans la solution du sol, distribuée dans la biomasse arborée puis une partie peut retourner au sol via des restitutions solides (chute de litière, de branches...) ou liquides (récrétion).

Cette boucle de circulation au sein de l'écosystème possède des ouvertures vers l'extérieur :

- **les apports atmosphériques** : ils apportent à l'écosystème des quantités non-négligeables d'éléments, notamment dans le cas d'écosystèmes à faible fertilité minérale. Ces apports sont sous forme de dépôts humides (pluie, neige), de dépôts secs (particule et gaz) ou de dépôts occultes (brouillard et aérosol) ;
- **les apports par altération des minéraux du sol** : l'altération permet la mise à disposition d'éléments jusque la inaccessible pour les organismes vivants ;
- **les pertes par drainage** : la migration des eaux dans le sol entraîne en profondeur des éléments chimiques solubles ou en suspension. Si l'on considère des remontées d'éléments par capillarité nulles, le flux d'éléments drainés au delà de la zone classiquement explorée par les racines (0-120 cm) est alors considéré comme une perte pour l'écosystème ;
- **les pertes liées à la récolte de biomasse** : dans les écosystèmes forestiers exploités par l'homme, le prélèvement périodique de la biomasse arborée et donc d'éléments chimiques contenus dans cette biomasse constitue une perte pour l'écosystème.

L'objectif majeur du projet est de réaliser un état des lieux du fonctionnement minéral actuel de hêtraies gérées selon le mode de traitement en futaie régulière pure. Une approche par bilan de fertilité a été retenue, ces bilans constituant un des outils pertinents pour le diagnostic global de l'évolution d'un système (Beier, 1998; Hornbeck et al., 1997; Ranger et al., 2002; Ranger and Turpault, 1999b; Tsutsumi, 1969; Turpault et al., 1999; Williams, 1987). Ces bilans prennent en compte les ouvertures vers l'extérieur du cycle des éléments au sein de l'écosystème (Figure 1.3). L'écriture d'un bilan théorique de fertilité minérale, pour un peuplement à l'échelle de la placette, est la suivante :

$$\Delta \text{SB} = \text{Entrées [AA + AF + FS + FnS + A + AL + Rc + AB + Aan]} \\ - \text{Sorties [EB + Dr + Drl + Pg + Pb + E]}$$

Avec :

SB = Stock **Bio**-disponible + éléments échangeables + éléments liés à la matière organique

ENTREES	SORTIES
<ul style="list-style-type: none"> • AA = Apports Atmosphériques (dépôts humides + dépôts secs + dépôts occultes + dépôts orographiques) • AF = Absorption Foliaire • FS = Fixation Symbiotique de N • FnS = Fixation non Symbiotique de N • A = Flux d'Altération • AL = Apports Latéraux (drainage latéral + Colluviums) • Rc = Remontées capillaires • AB = Apports Biologiques (flore, faune) • Aan = Apports anthropiques (fertilisation, déchets) 	<ul style="list-style-type: none"> • EB = Exportations liées à la récolte de Biomasse • Dr = Pertes par Drainage pendant la révolution forestière et les phases de récolte et régénération (pertes en solution + matières solides) • Drl = Drainage latéral • Pg = Pertes gazeuses de N par dénitrification et volatilisation • Pb = Pertes d'éléments biologiques issus de la placette (flore, faune) • E = Erosion.

En condition de relief modéré et en climat tempéré, le bilan de fertilité peut être simplifié et s'écrire (Ranger and Turpault, 1999a):

$$\Delta \text{SB} = \text{Entrées [AA + A]} - \text{Sorties [EB + Dr]}$$

Cette équation simplifiée du bilan de fertilité minérale a été utilisée tout au long de ce travail. Notons que les transformations internes au système (redistribution, recyclage interne...) ne sont pas prises en compte dans le calcul des bilans. Au cours de notre travail, nous avons cependant étudié de façon détaillée, lorsque cela était possible, le cycle biogéochimique des éléments au sein des différents compartiments de l'écosystème et les relations existantes entre ces compartiments. Ces études complémentaires permettent de bien connaître l'écosystème étudié pour, d'une part apporter une interprétation des bilans la plus proche possible de la réalité, et d'autre part mettre en avant les points critiques et les limites d'une approche par bilan.

Les travaux réalisés dans cette étude concernent la hêtraie de Fougères (France, 35). Une approche par chronoséquence a été utilisée, cette approche étant classiquement utilisée en recherche forestière pour appréhender l'effet de l'âge des peuplements sur un paramètre de l'écosystème. Cette approche consiste à étudier sur une même période, des peuplements d'âge différent répartis au sein d'une révolution forestière.

La chronoséquence de Fougères est composée de peuplements de hêtre d'âge croissant (8 ans, 25 ans, 50 ans, 80 ans et 145 ans), répartis au sein d'une révolution forestière complète. Le calcul des bilans de fertilité minérale et l'étude des cycles d'éléments chimiques ont été

réalisés sur cette chronoséquence pour des segments temporels de 7 ans (1998-2004). Ce travail améliore et élargit le travail de Peiffer (2005), qui avait établi des bilans de fertilité partiels sur les peuplements âgés de 25 ans et 145 ans de la chronoséquence de Fougères, pour les années 2002 et 2003.

L'organisation de ce mémoire est en partie basée sur l'obtention des différents termes nécessaires au calcul du bilan de fertilité minérale sur la chronoséquence de Fougères :

- **Le Chapitre 2, intitulé « Sols, pédogénèse actuelle et altération des minéraux »** permet d'établir les apports d'éléments chimiques par altération des minéraux dans les sols de l'écosystème étudié. Il permet également d'appréhender les stocks d'éléments disponibles dans les sols et les processus de pédogénèse actuelle pouvant influencer le bilan de fertilité.
- **Le Chapitre 3, intitulé « Solutions dans l'écosystème »**, permet d'établir les apports d'éléments chimiques par les dépôts atmosphériques et les pertes par drainage. Il permet également d'appréhender la dynamique des éléments chimiques en solution dans les différents compartiments des écosystèmes étudiés.
- **Le Chapitre 4, intitulé « Bilan de fertilité minérale et conclusion générale »** permet d'établir les bilans de fertilité minérale pour les peuplements d'âge différent de la chronoséquence de Fougères. L'obtention du terme du bilan « perte d'éléments liée à la récolte de biomasse » est intégrée à ce Chapitre. Une conclusion générale termine ce Chapitre.

Figure I.4 : Diagramme ombrothermique de la station météorologique RENECOFOR HET35 sur la période 1998-2004.

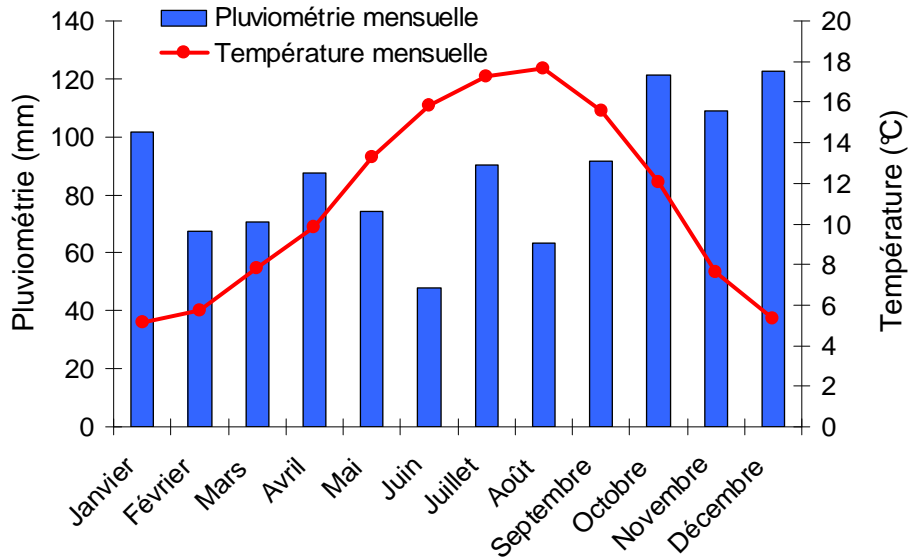
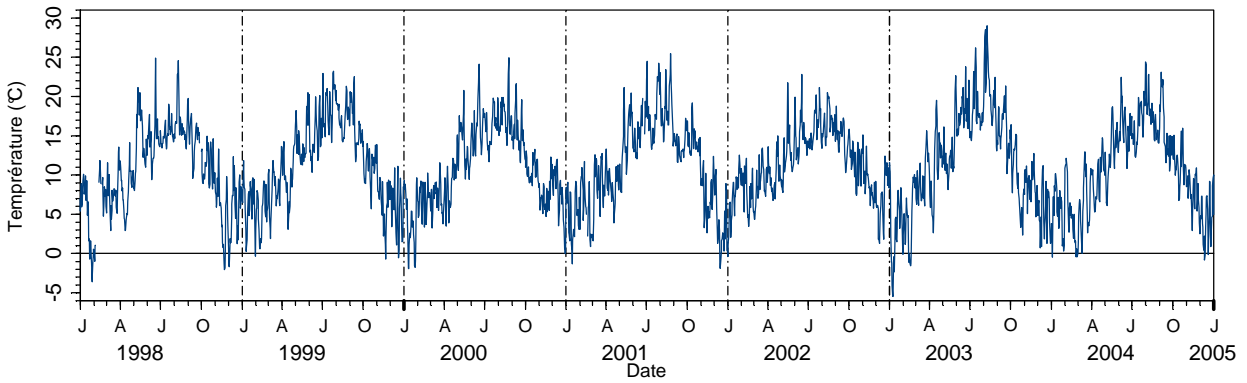
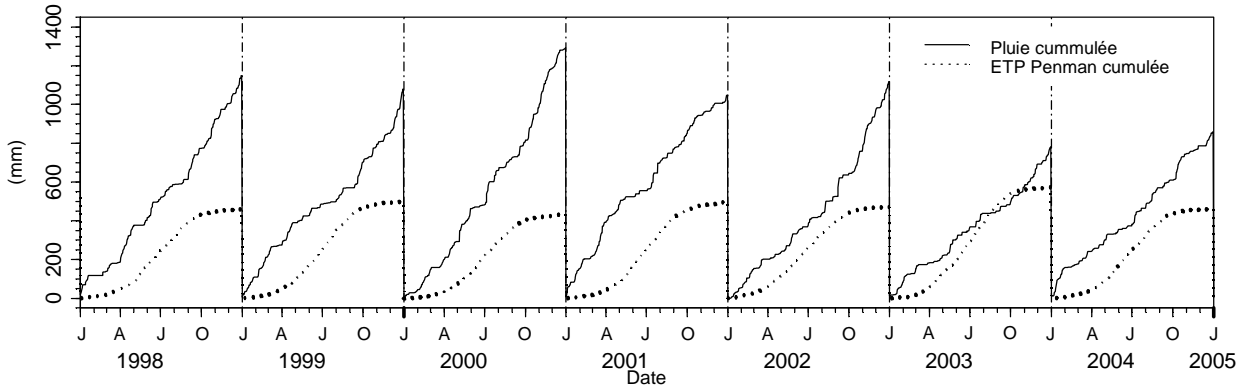


Figure I.5 : Données météorologiques journalières de la station météorologique RENECOFOR HET35 sur la période 1998-2004. **(a)** Températures journalières moyennes et **(b)** cumuls annuels par année civile de la pluviométrie journalière et de l'évapotranspiration Penman journalière. J=Janvier ; A=Avril ; J=Juillet ; O=Octobre.

a



b



4 Les sites d'étude

4.1 Localisation

La forêt domaniale de Fougères est située en Bretagne (Annexe I.1), au Nord Est de l'Ille et Vilaine (48°23'4" N; 1°8'10" W), à 35 km de la mer. La superficie est de 1660 hectares et cette forêt s'étend sur deux communes, Landéan et Laignelet.

4.2 Climat

Les données météorologiques de la station RENECOFOR HET35 ont été utilisées tout au long de ce travail. Cette station météorologique est localisée dans une clairière de la forêt de Fougères (48°22' N, 1°10' O, altitude 175 m) et a été mise en service le 31/01/1997. Les paramètres mesurés hors couvert et la fréquence d'acquisition sont les suivants :

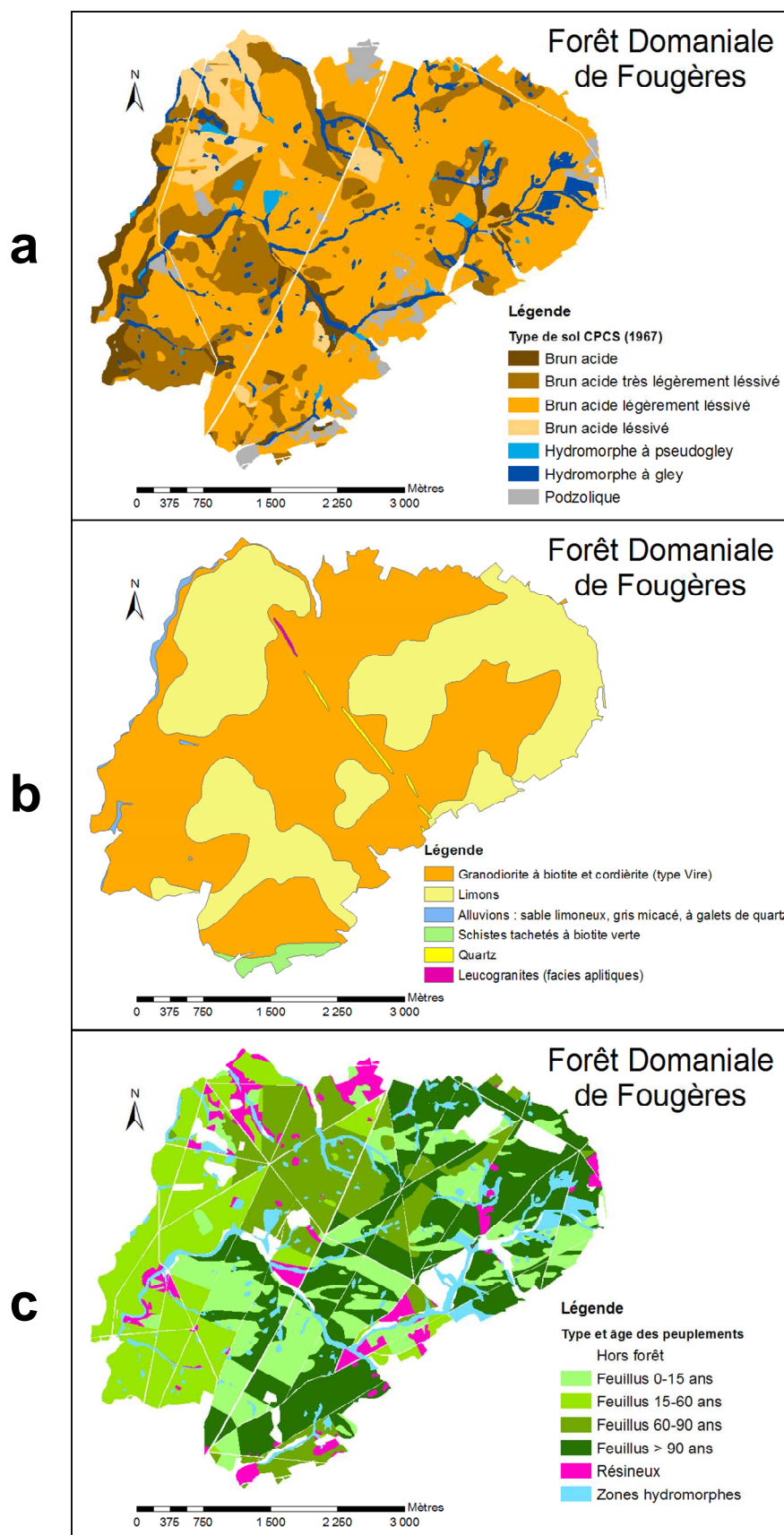
- la température de l'air (°C) au pas de temps d'une minute,
- l'humidité relative de l'air (%) au pas de temps d'une minute,
- les précipitations (mm) en continu,
- la vitesse du vent (m.s^{-1}) au pas de temps d'une demi-seconde,
- la direction du vent (°) au pas de temps d'une demi-seconde,
- le rayonnement global (J.m^{-2}) au pas de temps d'une minute.

La Figure I.4 présente le diagramme ombrothermique obtenu sur la période 1998-2004. Le climat breton est de type tempéré océanique. La pluviométrie annuelle sur la période 1998-2004 est de 1047 mm.an^{-1} et la température moyenne de 11.1 °C . Les amplitudes thermiques sont faibles. La température moyenne mensuelle sur la période 1998-2004 est maximale en Août (17.6 °C) et minimale en Janvier (5.1 °C). Les pluies sont fréquentes et bien réparties tout au long de l'année avec cependant des maxima de Octobre à Janvier (de 101.5 à 122.5 mm) et des minima en Juin et Août (47.9 et 63.6 mm).

La Figure I.5 présente les températures journalières ainsi que la pluviométrie et l'évapotranspiration Penman cumulées par année civile pour la période 1998-2004. Les températures varient peu d'une année sur l'autre ; on note cependant des températures plus élevées pendant l'été 2003, année de la canicule. D'autre part, il existe sur la période 1998-2004 une variabilité assez forte des précipitations annuelles avec un maxima de 1294 mm pour l'année 2000 et un minima de 781 mm pour l'année 2003. Pour l'évapotranspiration, la variabilité interannuelle est moins marquée ; on note cependant un maxima en 2003 (573 mm), année de la canicule.

Par ailleurs, les données acquises par la station météorologique de Fougères (48°20'48" N, 1°11'54" O, altitude 100 m) et présentées dans la thèse de Follain (2005) montrent que la pluviométrie cumulée annuelle entre 1966 et 2004 (905 mm.an^{-1} , écart-type 156 mm.an^{-1}) est plus faible que sur la période 1998-2004, avec cependant le même type de répartition sur l'année.

Figure I.6 : (a) Carte pédologique de la forêt de Fougères d'après Toutain (1965). (b) Carte géologique au 1/50000 par Bellion et al (1981). (c) Age et type de peuplements de la forêt de Fougères (ONF).



4.3 Géologie et pédologie

Le substrat majoritaire du secteur d'étude est une granodiorite à biotite et à cordiérite du type de celle de Vire (Jonin, 1973) (Figure I.6 b). Seule la partie sud de la forêt de Fougères (environ 50 hectares) se situe sur des schistes briovériens (Figure I.6 b). Quelques filons de quartz sont à dénombrer (Toutain, 1965). De la profondeur vers la surface, on trouve environ 30 mètres de granite sur les parties hautes du paysage, et moins de 10 mètres en fond de vallon. L'arène ne dépasse pas 3,5 à 5 mètres d'épaisseur sur le granite à structure conservée (Van Vliet-Lanoë et al., 1995).

Sur cette arène, sont plaqués des loëss weicheliens-wurmien. Leur épaisseur varie de 1 à 2 mètres en fonction de la partie concernée du massif. La profondeur des horizons limoneux est aussi fonction de la topographie avec parfois moins de 0.5 m en bordure de plateau à plus de 2 m en bas de pente. On peut alors distinguer deux grands ensembles de sols selon leur position topographique, en s'appuyant sur la terminologie du référentiel pédologique (Baize and Girard, 1998) :

- En position de plateau et de versant, on trouve des Alocri sols-Néoluvisols, développés dans la couverture limoneuse épaisse ;
- En position de bas de versant et en fond de vallon, on trouve des Colluviosols-Fluviosols développés dans des matériaux d'origines alluviales et/ou colluviales.

Les formes d'humus rencontrées, décrites sur l'ensemble du massif de Fougères par Toutain (1965) et plus précisément par Jabiol (2000) sur une chronoséquence, dépendent essentiellement de l'âge des peuplements. On trouve un mull modérément actif dans les jeunes peuplements au stade fourré, un dysmull ou très localement un héli-moder dans le gaulis et un moder avec des horizons O1 à Oh continus dans les jeunes et vieilles futaies. Ce type d'évolution des formes d'humus a également été observé par Forgeard et al. (1992), en forêt de Villecartier (France, 35). Sous résineux, l'évolution de l'humus est plus marquée pour les peuplements adultes, des mors étant présents sous les peuplements âgés. Sous l'influence de ces litières acidifiantes, des phénomènes de micro-podzolisation de surface ont été observés dans les sols de la forêt de Fougères (Jabiol, 2000).

Un travail de cartographie au 1/15000 des sols (Figure I.6 a) et des humus de cette forêt a été réalisé par Toutain (1965).

4.4 Peuplements et sylviculture

Les peuplements de la forêt de Fougères sont dominés à 75% par le hêtre (*Fagus Sylvatica* L.), le chêne pédonculé (*Quercus robur*) occupant quant à lui environ 15% de la forêt. Les résineux, principalement le Pin sylvestre (*Pinus sylvatica*), le Sapin pectiné (*Abies pectinata*) et l'Epicéa commun (*Picea abies*) occupaient avant la tempête de 1999 8% de la forêt, formant ça et là de petits bouquets (Figure I.6 c). La forêt est gérée par l'ONF en futaie régulière.

Figure I.7 : Localisation des sites expérimentaux de la chronoséquence de Fougères. Les âges des placettes sont donnés pour l'année 1996. L'essai de fertilisation mis en place en 1973 par Le Tacon est également indiqué (Le Tacon et Oswald, 1977).

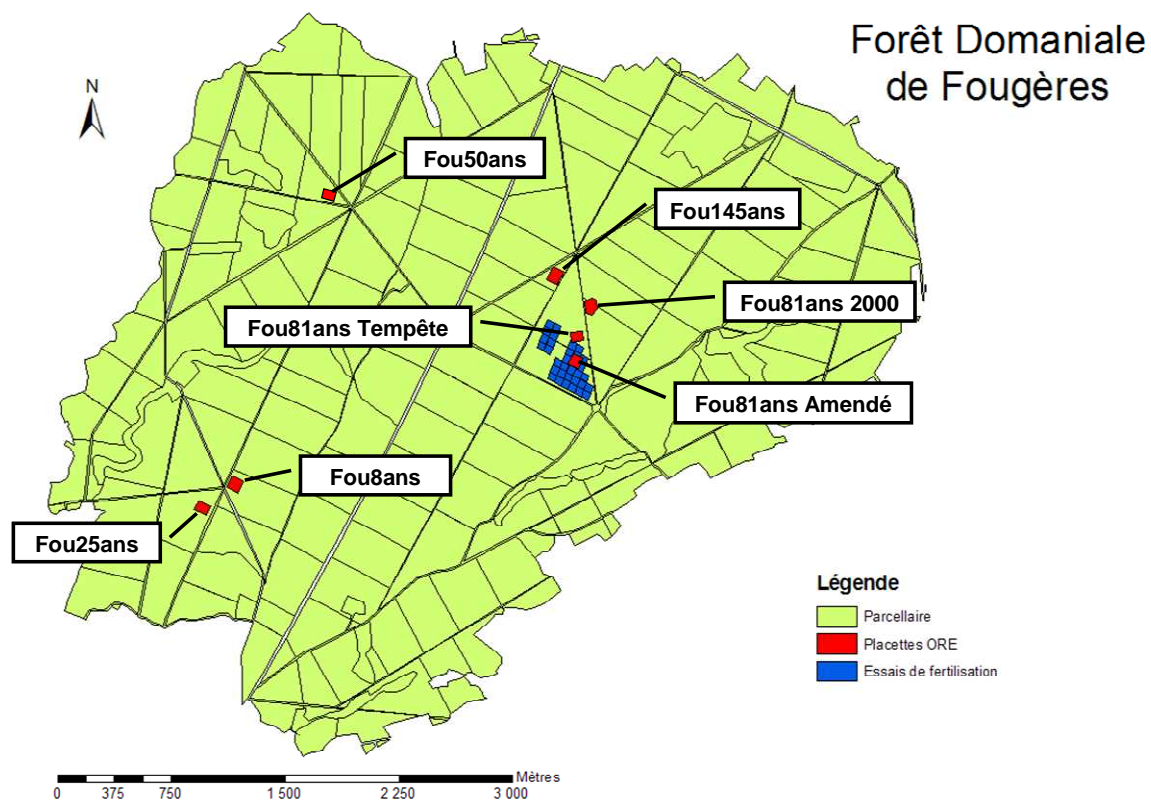


Tableau I.1 : Hauteurs dominantes, circonférences dominantes à 1.30 m et nombre de tiges par hectare des peuplements composants la chronoséquence de Fougères.

Site	Fou8ans	Fou25ans	Fou81ans Tempête	Fou81ans 2000	Fou81ans Amendé	Fou145ans
Date de la mesure	1996	1996	1996	2000	1996	1996
Hauteur dominante (m)	2	10	27	27	28	32
Circonférence dominante (cm)	5	15	123	123	150	138
Nombre de tiges par hectare	31026	5615	435	387	435	215

4.5 Sites expérimentaux

Le site atelier, qui couvre une chronoséquence de peuplements de différents âges, a pour but originel l'étude du fonctionnement minéral d'une hêtraie de plaine. La répartition spatiale des peuplements étudiés est présentée dans la Figure 1.7. Les caractéristiques sylvicoles des peuplements de la chronoséquence sont données dans le Tableau 1.1.

Les sites ont tous été choisis en position de plateau, où la pente est nulle. Les sites de la chronoséquence sont décrits ci-dessous, depuis le peuplement le plus jeune jusqu'au plus âgé. La référence temporelle pour l'âge des peuplements est 1996, année d'installation de la majorité des placettes (sauf Fou81ans 2000) :

- **Fou8ans (ou Fou1)** : âgé de 8 ans et installé sur la parcelle forestière n°50, la surface enclose est de 4700 m². La placette est divisée en 2 sous-placeaux de surface égale : un peuplement de hêtre pur et un peuplement mélangé de hêtre et de chêne. Dans ce travail, les 2 sous-placeaux en mélange hêtre et chêne ne seront pas considérés. Le site est instrumenté en sondes TDR et les solutions sont collectées hors couvert, au niveau du peuplement et dans le sol.
- **Fou25ans (ou Fou2)** : âgé de 25 ans et installé sur la parcelle forestière n°51, la surface enclose est de 4100 m². La placette est divisée en 2 sous-placeaux de surface égale : un peuplement de hêtre pur et un peuplement mélangé de hêtre et de chêne. Dans ce travail, les 2 sous-placeaux en mélange hêtre et chêne ne seront pas considérés. Le site est instrumenté en sondes TDR et les solutions sont collectées hors couvert, au niveau du peuplement et dans le sol.
- **Fou50ans (ou Fou50)** : âgé de 50 ans et situé dans la parcelle forestière n°24, ce site n'est ni enclos, ni instrumenté. La placette est un peuplement de hêtre pur.
- **Fou81ans Tempête (ou Fou3)** : âgé de 81 ans et installé sur les parcelles forestières n°75 et 77, la surface enclose est de 4800 m². Le peuplement de hêtre pur a été balayé par la tempête de 1999 mais le suivi de l'écosystème s'est prolongé après la tempête. Suite à la tempête, presque tous les arbres ont été déracinés (60%) ou cassés (30%). Le bois a été rapidement extrait de la placette (fin des travaux en mars 2000), en laissant sur place les rémanents et en respectant les équipements en place. Le site est instrumenté en sondes TDR et les solutions sont collectées au niveau du peuplement et dans le sol. Le site atelier sur l'ensemble de la période d'étude est appelé **Fou81ans Tempête**, sur la période précédant la tempête **Fou81ans pré-Temp** et sur la période suivant la tempête **Fou81ans post-Temp**.

- **Fou81ans 2000 (ou Fou30)** : installé en 2000 pour remplacer la placette expérimentale Fou81ans Tempête dévastée par la tempête de décembre 1999, la surface enclose est de 4800 m². La placette est un peuplement de hêtre pur (81 ans en 1996) et le site est instrumenté en sondes TDR et les solutions sont collectées au niveau du peuplement et dans le sol.
- **Fou81ans Amendé (ou Fou5)** : âgé de 81 ans et installé sur la parcelle forestière n°75, la surface enclose est de 4800 m². La placette est un peuplement de hêtre pur et ce site fait partie d'un essai de fertilisation mis en place en 1973 par Le Tacon. La placette est divisée en 4 sous-placeaux de surface égale :
 - 3 sous-placeaux amendés (appelés **Fou81ans A**) ayant reçus la même fertilisation NPKCa : 150 kg.ha⁻¹ de P₂O₅ (*Super Phosphate Triple*), 150 kg.ha⁻¹ de K₂O (*Sulfate de Potassium*), 1500 kg.ha⁻¹ de CaO (*Carbonate de Calcium*) en avril 1973 et 100 kg.ha⁻¹ de N (*Nitrate d'ammonium*) en mai 1973, renouvelé en mai 1974.
 - 1 sous-placeau témoin (appelé **Fou81ans T**) n'ayant pas reçu de fertilisation en 1973. Ce sous-placeau a servi de témoin jusqu'en 1999 puis a subi une fertilisation NPKCa en Juin 1999 puis un nouvel apport d'azote en mai 2002. Les doses appliquées sont les mêmes que celle appliquées en 1973 et 1974 sur les 3 autres sous-placeaux.Sur ce site, seul les pluviollessivats et les solutions gravitaires sont collectés.
- **Fou145ans (ou Fou4)** : âgé de 145 ans et installé sur la parcelle forestière n°79, la surface enclose est de 6000 m². La placette est un peuplement de hêtre pur, avec un sous étage de houx. Le site est instrumenté en sondes TDR et les solutions sont collectées au niveau du peuplement et dans le sol. Une partie du site a été touché par la tempête de 1999 et les mesures réalisées à partir de janvier 2000 sur la partie endommagée du site ne sont pas intégrées au site **Fou145ans**. A partir de janvier 2000, la partie endommagée du site est appelée **Fou145ans Temp.**

Hormis pour le site Fou50ans, l'ensemble des sites composant la chronosequence ont également été équipés en 1997 de bacs (type RENCOFOR, surface 0.5 m²) implantés au sol pour collecter les éléments aériens issus des peuplements (feuilles, branches mortes, écailles de bourgeon...).

Pour l'ensemble des sites d'études, les mesures destructives (fosses pédologiques...) intégrées à ce travail ont généralement été réalisées à l'extérieur des enclos grillagés, pour éviter des perturbations éventuelles des écosystèmes étudiés.

5 Quelques précisions concernant la chronoséquence de Fougères

Comme nous l'avons souligné précédemment, l'approche par chronoséquence est classiquement utilisée en recherche forestière pour appréhender l'effet de l'âge des peuplements sur un paramètre de l'écosystème (Bascietto et al., 2004; Carleton, 1990; Colin-Belgrand et al., 1996; Dambrine et al., 1991; Godefroid et al., 2005; Helmisaari and Malkonen, 1989; Hughes et al., 1994; Le Goaster et al., 1991; Marques and Ranger, 1997; Ranger and Colin-Belgrand, 1996; Ranger et al., 1997; Ranger et al., 2001; Stevens, 1987; Van der Salm et al., 2006). La durée d'une révolution forestière en climat tempéré ne permet pas l'étude directe de l'effet à long terme de l'âge des peuplements sur un paramètre de l'écosystème ; l'approche par chronoséquence permet de pallier à ce problème. L'utilisation d'une chronoséquence nécessite cependant une vérification soignée des postulats de travail, acte rarement réalisé dans les travaux cités précédemment. Dans ce travail de thèse, trois postulats étayant l'existence d'une chronoséquence « vraie » ont été vérifiés :

- Homogénéité des conditions pédologiques sur le massif ;
- Homogénéité des sylvicultures pratiquées depuis 150 ans sur le massif ;
- Homogénéité des fertilités des sites ateliers et absence d'impact majeur de la dérive temporelle de cette fertilité depuis 150ans.

5.1 Homogénéité des conditions pédologiques (Article A)

De nombreux travaux attestent d'une variabilité spatiale faible des propriétés physique, chimique et minéralogique des sols de la forêt de Fougères localisés en position de plateau (cas des sites atelier de la chronoséquence). Les principaux arguments sont les suivants :

- Toutain (1965) souligne sur l'ensemble du massif, l'homogénéité pédologique en position de plateau ;
- le substrat de l'ensemble des sites d'études est une granodiorite à biotite et à cordiérite du type de celle de Vire (Bellion et al., 1981 ; Jonin, 1973) ;
- l'épaisseur des plaquages de limons est homogène en position de plateau alors qu'elle varie en fonction de l'exposition des versants (Lautridou, 1980) ; la topographie plane en position de plateau n'a de plus pas permis une redistribution post-dépôts des limons.

Nous avons également réalisé une investigation de la distribution spatiale des réserves de nutriments échangeables (K, Ca et Mg) et « assimilable » (P) dans les sols, et des stocks totaux dans les humus, sur l'ensemble du massif de Fougères. Cette étude approfondie a fait l'objet d'une publication publiée dans *Annals of Forest Science*, présentée dans son intégralité à la fin de cette thèse (**Article A, p 203**), et intitulée :

Spatial variability of nutrient stocks in the humus and soils of a forest massif (Fougères, France)

A. Legout, C. Walter, C. Nys

Résumé de la publication :

Dans ce travail, la distribution spatiale des réserves de nutriments (K, Ca et Mg et P) échangeables dans les sols (0-70cm) et totaux dans les humus a été étudiée à l'échelle de la forêt de Fougères. Un plan d'échantillonnage aléatoire stratifié, regroupant 100 sites dispersés sur l'ensemble du massif, a été utilisé et trois facteurs potentiels de variation des stocks de nutriments ont été testés: âge et type de peuplements (feuillus et résineux) et type de sol. Les classes d'échantillonnage ont ensuite été comparées et les facteurs de variation des stocks examinés. Sur les 100 sites échantillonnés, 92 Alocrisols-Néoluvisols ont été identifiés, tous en position de plateau, ainsi que 8 Colluviosols-Fluviosols, tous localisés en bas de versants ou fonds de vallon. Les résultats montrent que les réserves de nutriments dans les humus ne sont influencées ni par l'âge, ni par le type de peuplements (feuillus et résineux), ni par le type de sol. Les réserves dans les sols sont quand à elles influencées par le type de sol ; les stocks de nutriments échangeables dans les sols sont en effet significativement plus élevés et les stocks de phosphore assimilable plus faibles dans les Colluviosols-Fluviosols à caractère hydromorphe en comparaison des Alocrisols-Néoluvisols. De plus, la variabilité des stocks pour les Alocrisols-Néoluvisols est faible en comparaison des Colluviosols-Fluviosols, ce qui suggère pour ce type de sol l'existence d'autres facteurs de variation non pris en compte lors de l'étude (gradient d'hydromorphie, type et âge des peuplements dans les zones hydromorphes).

Enseignements :

De façon générale, nous avons démontré que les sols de la forêt de Fougères en position de plateau sont caractérisés par une fertilité minérale faible et une variabilité spatiale faible, que l'on considère les réserves totales de nutriments dans les humus ou les réserves d'éléments échangeables dans les sols. Les zones de bas fond, ou les Colluviosols-Fluviosols ont été identifiés, sont quand à elles caractérisées par une fertilité très élevée et une variabilité spatiale forte. Le caractère très organique de ces sols, qui laisse supposer une redistribution des matériaux à l'échelle du versant, explique majoritairement ces constats.

Un des grands enseignements de ce travail est également que l'âge des peuplements de hêtre de Fougères ne semble pas avoir d'effet significatif sur les réserves en éléments disponibles dans les sols. D'autre part, dans cet écosystème de faible fertilité minérale, le recyclage interne des éléments serait le pilier d'une durabilité de l'écosystème ; le recyclage permettrait en effet d'augmenter la disponibilité des éléments nutritifs à la surface du sol en comparaison

de la profondeur. Le passage d'un humus de type mull en début de révolution à un humus de type dysmoder en fin de révolution permettrait par ailleurs un stockage important d'éléments nutritifs facilement mobilisables à la surface du sol ; les stocks dans les humus représentent en effet une part importante du stock de nutriments disponibles dans la couche 0-70cm des sols : environ 70% pour Ca et 40% pour le K et Mg.

5.2 Homogénéité des conduites sylvicoles sur le massif

Les informations détaillées ci-dessous proviennent de l'ouvrage de Serrand et Graton (2006) dédié à la forêt de Fougères. Cette forêt est une forêt ancienne : jadis propriété personnelle des barons de Fougères, puis des ducs de Bretagne et des rois de France, elle appartient désormais à l'état. Au XIIe siècle, le périmètre de la forêt de Fougères correspond vraisemblablement à celui d'aujourd'hui. On pratique au Moyen-Âge surtout le taillis fureté où l'on coupe les rejets de souches restées en terre. Au XVIIIe siècle, la forêt de Fougères a ensuite recours au taillis en raison des nombreuses industries fortement demandeuses de bois de chauffage. En 1824, l'école de Nancy est créée pour former les cadres de l'administration forestière. Trois ans après, l'Etat adopte un code forestier qui permettra de « reconstituer et protéger le patrimoine forestier national ». Les forêts du roi deviennent domaniales, les taillis sont convertis en futaies. La méthode de la futaie régulière à régénération naturelle est adoptée en Forêt de Fougères, comme dans bon nombre de forêts françaises.

Au regard de ces informations, nous pouvons conclure à l'homogénéité du traitement sylvicole pratiqué en forêt de Fougères depuis plus de 150 ans.

5.3 Homogénéité des fertilités des sites ateliers

La procédure utilisée, développée par Bontemps (2006) a permis de calculer les indices de fertilité des différents peuplements en prenant en compte un point essentiel d'une chronoséquence vraie, à savoir les changements de productivité au cours du temps (Hervé et al., 2000) (Tableau I.2).

Tableau I.2 : Indices de fertilité classiques (IF) et indices de fertilité corrigés (IF 1970) calculés par la procédure développée par Bontemps (2006), sur quelques peuplements de la chronoséquence.

Placette	Date de la mesure	Age à la date de mesure (an)	Hauteur dominante lors de la mesure (m)	IF (m)	IF 1970 (m)
Fou8ans	01/11/2000	12	3.96	33.2	24.6
Fou25ans	01/11/2000	29	11.72	33.1	31.0
Fou81ans 2000	01/03/2005	90	27.69	30.5	32.5
Fou145ans	01/03/2005	154	30.91	24.2	28.1

Cette méthode permet en effet le calcul d'indices de fertilité valables à une date de référence 1970, identique pour tous les peuplements en imaginant que les peuplements aient poussé dans les conditions de 1970. Cet indice (IF 1970) permet donc de s'affranchir de la dérive de productivité liée notamment à l'augmentation de la température, du CO₂ atmosphérique et des dépôts azotés au cours du dernier siècle. Si l'on s'intéresse tout d'abord aux indices de

fertilité classique (IF), on remarque qu'ils sont supérieurs dans les jeunes peuplements de la chronoséquence en comparaison des vieux peuplements. Cette observation montre que les jeunes peuplements n'ont connu que des périodes favorables, contrairement aux vieux peuplements qui ont traversé le temps. Dittmar et al (2003) rappellent en effet que les inventaires forestiers et les études des tendances de croissance à long terme révèlent fréquemment une augmentation de productivité des forêts Européennes depuis les années 1950. Ainsi, cela positionne les jeunes peuplements sur des trajectoires de croissance plus optimistes (Hervé et al., 2000). C'est précisément ce défaut que corrige le calcul des indices de fertilité corrigés (IF 1970). Concernant le peuplement Fou8ans, l'indice de fertilité corrigé n'a que très peu de valeur, ce peuplement étant très proche de la condition initiale du modèle de calcul à savoir 1,30 m à 5 ans. A ce stade de développement, la hauteur dépend sans doute plus de la densité de la régénération que de la fertilité. Si l'on s'intéresse maintenant aux peuplements plus âgés (Fou25ans, Fou81ans 2000 et Fou145ans), on constate que les indices de fertilité corrigés sont relativement voisins, ce qui prouve que les peuplements n'ont pas de grandes différences de fertilité. Les indices de fertilité corrigés montrent cependant que le peuplement Fou145ans est de près de 4 m en dessous du peuplement Fou81ans 2000, ce qui plaiderait en faveur d'une fertilité légèrement plus faible. Au regard des faibles différences de fertilité observées entre les peuplements de la chronoséquence de Fougères, ceux-ci peuvent néanmoins être considérés de fertilité homogène.

Chapitre 2

Sols, pédogénèse actuelle et altération des minéraux

Figure II.1 : Extrait de la carte géologique au 1/50000, feuille de Fougères (Bellion et al, 1981). La carte a été numérisée et les contours de la carte correspondent aux contours de la forêt de Fougères.

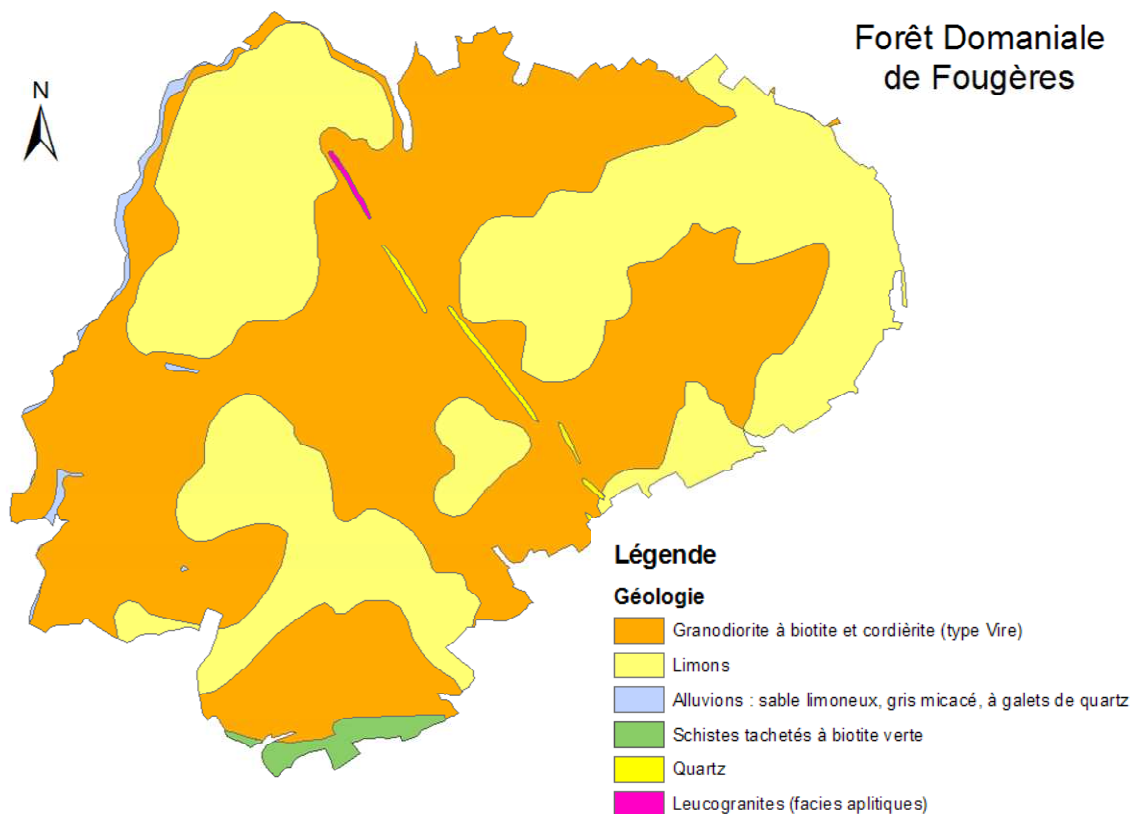
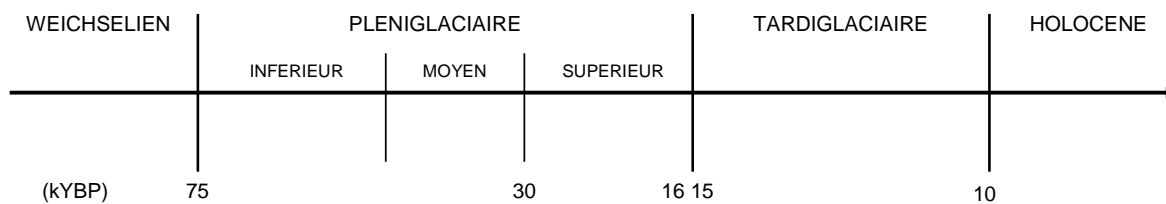


Tableau II.1 : Analyses chimiques de la granodiorite à biotite et cordièrite du massif de Fougères d'après Esteoule-Choux et al (1981). Les résultats d'analyse sont une moyenne de 8 échantillons (PF=Perte au feu).

Oxyde de l'élément	SiO ₂ (%)	Al ₂ O ₃ (%)	Fe ₂ O ₃ (%)	MnO (%)	MgO (%)	CaO (%)	Na ₂ O (%)	K ₂ O (%)	TiO ₂ (%)	P ₂ O ₅ (%)	PF (%)
Teneurs	67.0	15.2	5.5	0.1	1.9	1.4	2.9	3.5	0.7	0.2	1.7

Figure II.2 : Echelle stratigraphique définissant la terminologie utilisée par Lautridou et al (1985) et Van Vliet-Lanoë (1995).



Avant propos : Les travaux de minéralogie qualitative ont en partie été acquis dans le cadre d'un projet scientifique précédant cette thèse (Turpault, 2002). Au cours de cette thèse, ces travaux de minéralogie qualitative ont été complétés et la minéralogie quantitative a été établie.

1 Introduction

1.1 Généralité et liaison au bilan de fertilité

Dans les écosystèmes, qu'ils soient forestiers ou agricoles, les fonctions du sol sont multiples. Si l'on s'intéresse plus particulièrement à la fertilité minérale d'un écosystème, le sol peut être considéré comme un réacteur capable de stocker et/ou libérer des nutriments (Richter, 1987). Les éléments les plus limitants pour la nutrition des peuplements sont généralement Mg, Ca et K (Fichter et al., 1998) et Bonneau et Ranger (1999) ont observé des déclin de fertilité minérale sur plusieurs écosystèmes forestiers français. Dans le cas d'écosystèmes forestiers à faible fertilité minérale, tel que Fougères (Legout et al., 2008), la fourniture de nutriments par altération des minéraux du sol doit donc être examinée avec intérêt. L'altération permet en effet la mise à disposition d'éléments qui étaient jusque là inaccessibles aux organismes de l'écosystème. La quantité de nutriments stockés (stocks échangeables et totaux) dans les fractions de la terre fine détermine en partie le statut nutritionnel des sols et son évolution dans le moyen et long terme (Fichter et al., 1998 ; Johnson, 1992).

1.2 Géologie du secteur d'étude

La forêt de Fougères est localisée au niveau du massif granodioritique de Fougères. Le substrat majoritaire du secteur d'étude (Figure II.1) est une granodiorite à biotite et à cordiérite du type de celle de Vire (Jonin, 1973) daté à environ 570 MA (Esteoule-Choux et al., 1981). La partie sud de la forêt de Fougères (environ 50 hectares) se situe sur des schistes briovériens. Le massif granodioritique est également recoupé de quelques filons de quartz orientés SE-NW.

La granodiorite est composée de 35% de plagioclases, 28% de quartz, 12% de feldspaths alcalin, 13% de biotite, 4% de muscovite et 7% de cordiérite (Turpault, 2002). Sa composition chimique est donnée dans le Tableau II.1. Cette granodiorite s'altère fortement (Lautridou et al., 1984) et les structures d'arène généralement observées dans ces contextes limoneux sur granite sont celles d'une arène à structure conservée qui présente une fragmentation importante des minéraux et une altération différentielle des micas et des plagioclases, conduisant essentiellement à une néoformation de kaolinite. Le volume arénisé ne dépasse pas 3,5 à 5 mètres d'épaisseur sur le granite à structure conservée (Van Vliet-Lanoë et al., 1995).

Sur cette arène sont plaqués des loess weicheliens-wurmien. Leur épaisseur varie de 1 à 2 mètres en forêt de Fougères, avec généralement des plaquages d'une puissance supérieure à l'est du massif. Ces limons peuvent être caractérisés par les quatre critères suivants (Lautridou, 1985):

- une courbe granulométrique cumulative dominée par la fraction 10-50 µm,
- un stock quartzéux nettement dominant,
- l'absence de carbonate de calcium,
- des minéraux argileux où la kaolinite et la smectite sont dominantes.

1.3 La Pédogénèse au cours du Quaternaire

Le contexte pédogénétique est très fortement influencé par le substrat géologique ainsi que par la couverture limoneuse. Non loin du site d'étude, Lautridou (1985), en se référant à l'échelle stratigraphique de la Figure II.2, décrit la succession typique des lœss de Normandie et distingue au sein de la couverture limoneuse, de la profondeur vers la surface :

- des limons argileux ou argilo-sableux du Weichsélien mélangés avec les altérites,
- un lœss du Pléniglaciaire moyen,
- le sol de « Kesselt » défini comme un horizon pédologique cryoturbé (~ 29 kYBP),
- un lœss du Pléniglaciaire supérieur.

Cependant, dans la région de Fougères, quelques modifications sont à apporter à cette séquence. En effet, la séquence est incomplète dans le contexte de Fougères, les lœss du Pléniglaciaire ayant été le plus souvent totalement érodés au niveau du sol de « Kesselt » (Lautridou, 1980). Van Vliet-Lanoë et al. (1995), qui s'appuient sur l'étude pédostratigraphique de différentes successions observées dans le domaine mancellien, décrit la succession stratigraphique pour la région de Fougères comme suit :

- à la base, un pergélisol discontinu du Pléniglaciaire supérieur,
- des lœss sableux du Pléniglaciaire supérieur,
- un pergélisol du début du Tradiglaciaire avec formation de fragipan et présentant des incisions à sa surface.

Au début de l'Holocène commence une pédogénèse illuviale de surface, suivie par une phase de relative stabilité qui permet l'implantation d'un couvert forestier. Le sol lessivé dégradé se comporte alors à cette époque comme une roche mère. S'ensuit une brunification et une aluminisation qui se mettent en place dans les anciens horizons éluviaux (Van Vliet-Lanoë et al., 1995).

1.4 Géomorphologie

La topographie actuelle de la forêt de Fougères résulte d'une part de l'histoire des formations sous-jacentes et d'autre part de la distribution des plaquages limoneux. La granodiorite à biotite et cordiérite s'altère fortement (Lautridou et al., 1984). Son altération différentielle a en partie modelé le relief mais à cela s'ajoute l'hétérogénéité de la couverture limoneuse. Les

limons déposés dans la région de Fougères proviennent de la Manche et de la mer du Nord et ont été transportés par des vents à dominante O à O-NO (Lautridou, 1980). Les plaquages de limons ne furent donc pas homogènes en fonction de l'exposition des versants (Lautridou, 1980). S'ajoute à cela une redistribution post-dépôts de la couverture limoneuse en fonction de la position topographique. Ainsi, la couverture limoneuse est généralement plus épaisse en bas de versant en comparaison du haut de versant (Curmi, 1979).

De façon plus précise, Pellerin et al. (1993) ont mis en évidence dans la région de Fougères, une discordance géométrique entre le relief actuel et les altérations dont le front est recoupé par les versants actuels : la nappe d'eau évoluant dans la masse arénisée émerge alors dans les versants par résurgence. Curmi et al. (1993), s'appuyant sur ce travail, proposent une organisation locale des sols en deux systèmes :

- un système de versant généralement bien drainé, mais où les résurgences de nappe peuvent transformer les horizons limoneux par hydromorphie et dégradation,
- un système colluvio-alluvial localisé en aval du premier système et nourri par l'érosion de celui-ci, caractérisé par des solums marqués par l'hydromorphie dès la surface.

1.5 Classification des sols actuels

S'appuyant sur l'ensemble des travaux précédemment cités et celui de Legout et al. (2008), deux grands ensembles de sols peuvent être alors distingués en forêt de Fougères, en se référant à la terminologie du référentiel pédologique (Baize and Girard, 1998) :

- en position de plateau et de versants, on trouve des Alocriisols-Néoluvisols. (Toutain, 1965) souligne d'ailleurs le caractère homogène de cet ensemble de sols. Ces sols présentent des caractères fragiques (traits cryogéniques) et glossiques en profondeur et sont développés sur limon et arène granitique (Turpault, 2002).
- en position de bas de versants et en fond de vallon, on trouve des Colluviosols-Fluviosols développés dans des matériaux d'origines alluviales et/ou colluviales. Ces solums présentent généralement des caractères rédoxiques et/ou réductiques de plus en plus marqués du bas de versant vers le fond de vallon. Ces sols d'apport sont constitués d'une alternance de niveaux minéraux, organiques ou encore organo-minéraux (Chaplot, 1998) et présentent une variabilité spatiale importante (Stolt et al., 2001).

1.6 Quelques rappels de pédogénèse

1.6.1 Définition d'un horizon glossique

Le référentiel pédologique français (Baize and Girard, 1998) donne la définition suivante pour « glossique » : *qualifie un solum dans lequel la transition E/BT ou E/S ou E/FS ou A/S prend la forme de langues*. Les « langues » ou « glosses » sont des structures décrites dans le cadre d'horizons pédologiques dégradés. Un horizon BT présentant une dégradation morphologique

sous la forme de pénétration de langues d'un horizon E dans un horizon BT sous-jacent est qualifié d'horizon BT dégradé (BTd). Pour pouvoir être appelées « langues », ces pénétrations doivent être plus profondes que larges et avoir des dimensions horizontales minimales fonction de la texture de l'horizon BT : de 5 mm dans les matériaux argileux à 15 mm dans les matériaux limoneux à sableux, et présenter une occupation en volume supérieure à 15% de la partie de l'horizon BT affectée.

Selon le référentiel Soil Taxonomy, un horizon glossique est un horizon pédologique qui a au moins 5 cm d'épaisseur et qui comprend :

- une partie éluviale, c'est-à-dire des matériaux albiqes représentant 15 à 85 % en volume de l'horizon ;
- une partie illuviale, c'est-à-dire des restes d'un horizon (argilique, kandique ou natrique) ayant subi un processus de dégradation avec disparition de l'argile et des oxydes de fer libres.

Duchaufour (1977) rappelle que la formation des horizons « glossiques » est un processus de dégradation physico-chimique et minéralogique, qui est généralement la dernière étape du processus pédologique de lessivage. La glosse est ainsi définie comme une des résultantes du processus pédologique de dégradation.

1.6.2 Formation des horizons glossiques

Pour comprendre en détail le processus de formation de gloses, il faut tout d'abord revenir aux 3 phases du processus de lessivage pour comprendre la formation de ces structures (Duchaufour, 1977). Au départ, le processus est simple puisqu'il s'agit d'un entrainement mécanique des argiles fines. Il devient dans les phases plus évoluées de plus en plus complexe puisqu'il interfère avec d'autres processus comme hydromorphie et/ou podzolisation.

Phase 1 : Décarbonatation et entrainement mécanique des argiles fines

Lorsque le matériau contient une quantité limitée de carbonates de calcium (cas de limons glossiques), leur entrainement sous forme de bicarbonate soluble est favorable au lessivage qui intervient très rapidement en milieu décarbonaté. La dissolution des carbonates libère des argiles fines emprisonnées ; elle laisse alors des pores grossiers qui forment des voies de passage pour les argiles entraînées. Cet entrainement qui concerne peu les argiles plus grossières (argiles micacées) est d'ordre purement mécanique et reste donc limité. Dans ce milieu bien aéré, le fer ferrique reste lié aux argiles et est entraîné en même temps. La matière organique ne joue qu'un rôle très limité dans cette phase en raison de sa biodégradation rapide (Duchaufour, 1977).

Phase 2 : Lessivage en milieu acide et mal aéré

Cette phase succède à la précédente après la disparition des carbonates de calcium. Trois modifications du milieu interviennent pour modifier le processus : i) détérioration légère de l'humus, ii) acidification et iii) tassement avec diminution de l'aération. L'augmentation de l'acidité provoque une libération d'ions Al^{3+} . Ce sont des flocculants énergiques qui normalement empêchent tout lessivage mais la MO soluble qui persiste saisonnièrement dans un tel milieu contrarie l'action de Al^{3+} et disperse certaines argiles. En outre, elle réduit et mobilise une partie du fer ferrique, ce qui rompt les agrégats argiles fer et entraîne ainsi une migration séparée des deux éléments. Le fer se déposera sous forme ferrique dans les zones bien aérées, en taches rouilles/ocres. Notons que la MO, contrairement au processus de podzolisation ne s'accumulera pas dans le BT, car elle est vite dégradée (Duchaufour, 1977).

Phase 3 : Processus de dégradation et formation des horizons glossiques

La dégradation est ici prise dans son sens physico-chimique et minéralogique. La dégradation affecte principalement les argiles dont les feuillettes s'altèrent progressivement en libérant de l'aluminium ainsi qu'une petite quantité de fer contenue dans les couches octaédriques. Cette dégradation apparaît déjà à la fin de la phase 2, au contact de l'horizon E et BT ; l'eau acide a en effet tendance à stagner au contact du BT peu perméable et à former des nappes perchées temporaire. L'eau s'écoule ensuite par des fissures verticales qui délimitent souvent les prismes de l'horizon BT et qui constituent des zones d'écoulement préférentiel. Le processus de dégradation affecte ainsi le matériel de remplissage de ces fissures et se propage du haut vers le bas provoquant la formation des « glosses » ou « langues » (Duchaufour, 1977).

L'origine des fissures est encore controversée :

- Une des deux hypothèses est l'alternance humectation/dessiccation des horizons B, donc un processus pédologique relativement récent. Ceci suppose cependant la présence d'argiles gonflantes en quantité suffisante dans le B.
- La deuxième hypothèse est l'origine périglaciaire, comme pour les fragipans. En Europe occidentale, la deuxième hypothèse est privilégiée et pour le site de Fougères, l'origine périglaciaire est quasiment assurée (Van Vliet-Lanoë et al., 1995).

2 Objectifs

Les objectifs de ce Chapitre sont les suivants :

- Réaliser une description détaillée des sols de Fougères ;
- Réaliser une caractérisation physico-chimiques des sols de Fougères ;
- Identifier et quantifier les principaux minéraux présents dans les sols de Fougères ;
- Déterminer la localisation des nutriments dans les phases minérales ;
- Evaluer par modélisation les flux de nutriments issus de l'altération des minéraux ;
- Identifier et comprendre la pédogénèse actuelle ;
- Réaliser une étude comparative entre la matrice de sol et les structures glossiques traversant cette matrice.

Figure II.3 : Carte de localisation des fosses pédologiques d'une profondeur de 2.5 m ouvertes dans un périmètre restreint autour de quelques sites ateliers composant la chronoséquence de Fougères. Les fosses sont indiquées par les rectangles gris.

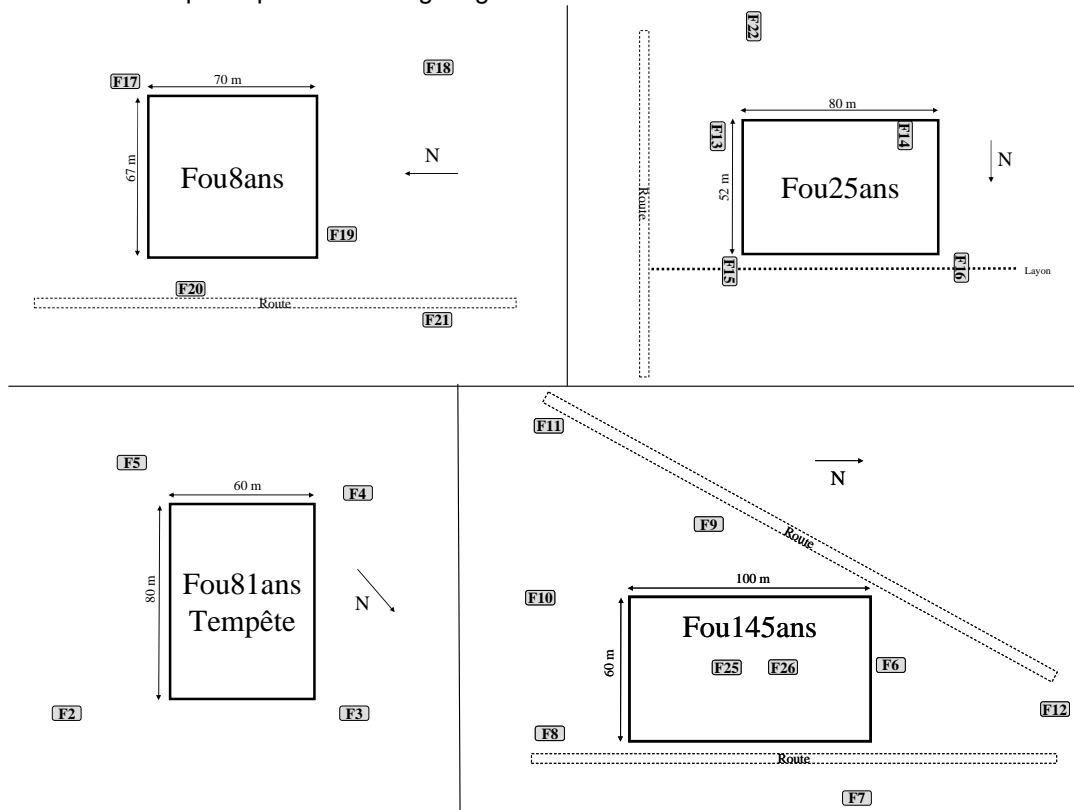
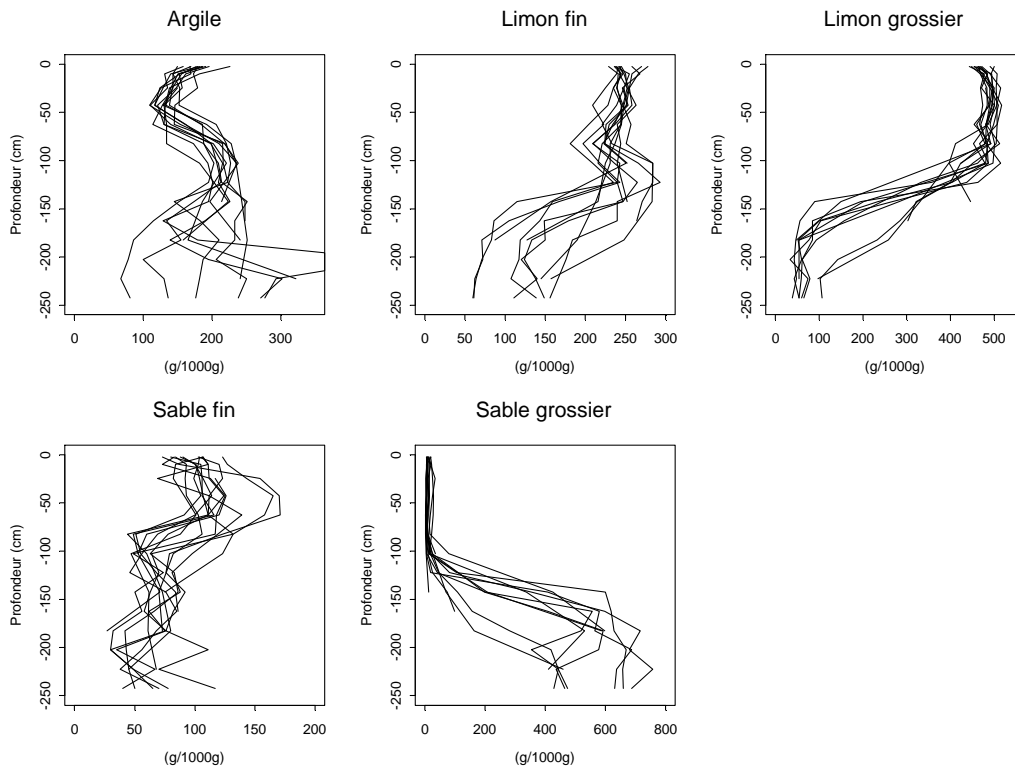


Figure II.4 : Variabilité des textures des sols prélevés dans les fosses ouvertes dans un périmètre restreint autour des sites ateliers composant la chronoséquence de Fougères.



3 Matériels et Méthodes

3.1 Les sites d'étude

Pour rappel, un des critères du choix des sites ateliers en forêt de Fougères était leur position topographique, les sites ayant tous été choisis en position de plateau. A l'installation des sites ateliers, des fosses pédologiques d'une profondeur de 2.5 m ont été ouvertes dans un périmètre restreint autour de ces sites. La localisation précise des fosses est présentée dans la Figure II.3.

Une étude pédologique et minéralogique détaillée a concerné le site Fou145ans (Fosse 25 et 26 Figure II.3). La lourdeur de la démarche n'a pas permis d'étude minéralogique poussée sur les autres sites de la chronoséquence. La variabilité spatiale n'a donc pas pu être prise en compte au cours de cette démarche, mais de nombreux travaux (Lecoite et al., 2006; Legout et al., 2008; Toutain, 1965) montrent que la variabilité spatiale des propriétés physique, chimique et minéralogique des sols de la forêt de Fougères localisés en position de plateau s'avère faible. Pour rappel :

- Toutain (1965) souligne l'homogénéité pédologique en position de plateau ;
- Le substrat de l'ensemble des sites d'études est une granodiorite à biotite et à cordiérite du type de celle de Vire (Bellion et al., 1981 ; Jonin, 1973) ;
- L'épaisseur des plaquages de limons est homogène en position de plateau alors qu'elle varie en fonction de l'exposition des versants (Lautridou, 1980) ; la topographie plane en position de plateau n'a de plus pas permis une redistribution post-dépôts des limons.

La variabilité des textures des sols prélevés dans les fosses ouvertes autour des sites ateliers est présentée dans la Figure II.4.

La variabilité des fractions granulométriques est faible jusqu'à 120 cm, hormis pour la fraction des sables fins. En dessous de 120 cm, la variabilité augmente avec la profondeur surtout pour les fractions les plus fines. Deux facteurs peuvent expliquer cette observation :

- l'épaisseur variable de limon et donc la variation de la profondeur d'apparition de la zone de mélange arène-limon,
- la présence de facies d'arène granitique plus ou moins argileux (Curmi et al., 1993).

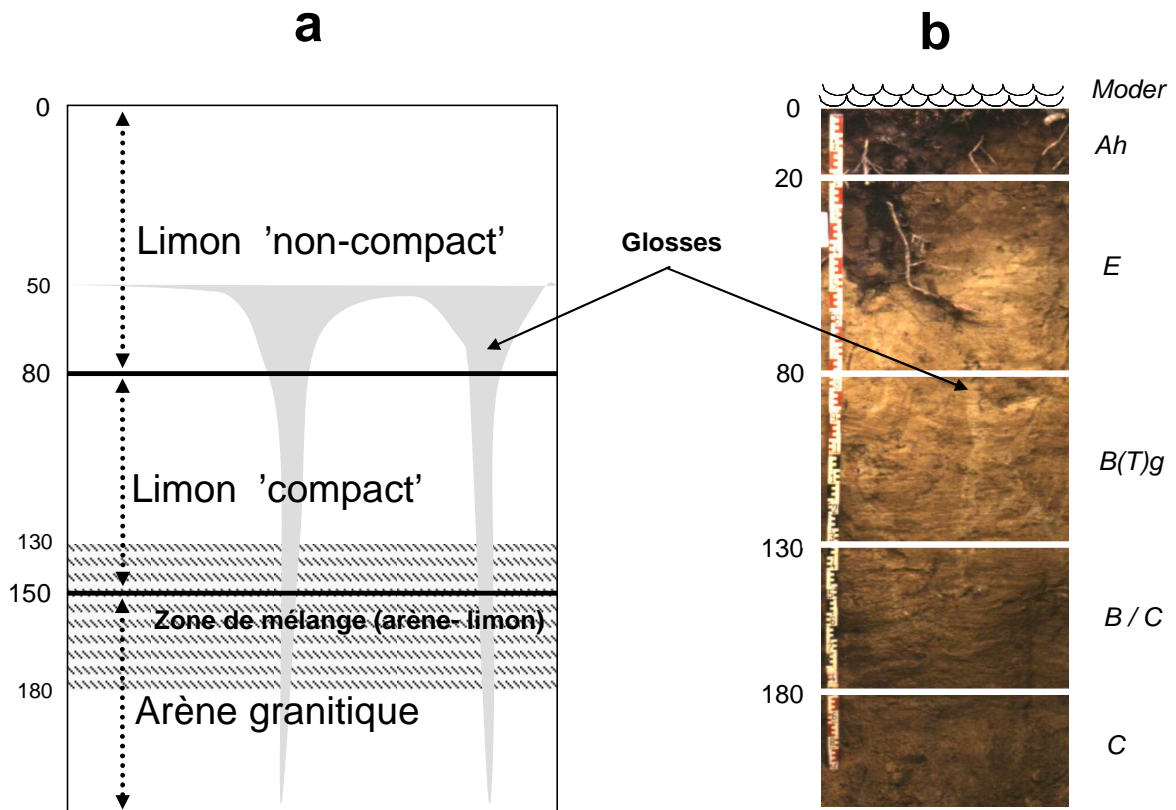
Si l'on considère ces deux facteurs potentiels de variation, nous pouvons conclure à la relative homogénéité des textures des sols de plateaux de la forêt de Fougères.

Tableau II.2 : Echantillonnages systématique et spécifique des sols de la fosse 25 et 26 du site Fou145ans. Les cellules grisées indiquent les échantillons pour lesquels des analyses minéralogiques ont été réalisées sur les différentes fractions granulométriques (argile, limon fin, limon grossier, sable fin, sable grossier).

Echantillonnage systématique		Echantillonnage spécifique		
Profondeur (cm)	Fosses	Profondeur (cm)	Fosse	Type d'échantillon
0-8	F25 & F26	40-58	F25	Tache d'hydromorphie
8-16	F25 & F26	80-90	F25	Couple Glosse-Matrice
16-35	F25 & F26	90-100	F25	Couple Glosse-Matrice
35-55	F25 & F26	150-160	F25	Couple Glosse-Matrice
55-75	F25 & F26	170-180	F25	Couple Glosse-Matrice
75-95	F25 & F26	180-190	F26	Couple Glosse-Matrice
95-115	F25 & F26	210-220	F26	Couple Glosse-Matrice
115-135	F25 & F26	220-230	F26	Couple Glosse-Matrice
135-155	F25 & F26	200-220	F26	Arène a facies argileux
155-175	F25 & F26			
175-195	F25 & F26			
195-215	F25 & F26			
215-235	F25 & F26			
235-250	F25 & F26			

Figure II.5 : Synthèses des descriptions pédologiques réalisées sur les fosses 25 et 26 du site Fou145ans. a) Matériaux identifiés et b) description des horizons pédologiques selon le référentiel pédologique (Baize and Girard, 1998).

Alocrisol-Néoluvisol développé sur limon et arène granitique et présentant des caractères fragiques et glossiques en profondeur



3.2 Echantillonnage

Deux échantillons de granodiorite ont été prélevés en août 1997 à proximité du site Fou145ans, dans une fosse de 5 m de profondeur.

Des échantillons de sols ont également été prélevés en août 1997 dans les fosses 25 et 26 du site Fou145ans (F25-F26 Figure II.3), sur un profil de chaque fosse, en réalisant 2 types d'échantillonnage (Tableau II.2) :

- Un échantillonnage systématique du sol jusqu'à 250 cm de profondeur, (14 échantillons par fosses ;
- un échantillonnage spécifique comprenant :
 - une tâche d'hydromorphie de surface (40-58 cm)
 - 7 couples glosses et matrices en dessous de 80 cm
 - un échantillon d'arène présentant un facies plus argileux (200-220 cm).

Pour les autres fosses pédologiques ouvertes dans un périmètre restreint autour des sites ateliers (Figure II.3), des échantillons de sols ont été prélevés à l'ouverture des fosses en suivant le plan d'échantillonnage systématique détaillé dans le Tableau II.2 pour les fosses 25 et 26.

3.3 Description des sols

Pour l'ensemble des fosses pédologiques, les humus et les sols ont été décrits avant de procéder à l'échantillonnage.

Les formes d'humus décrites dépendent essentiellement de l'âge des peuplements. Un mull modérément actif a été identifié dans les jeunes peuplements au stade fourré (Fou8ans), un dysmull ou très localement un héli-moder dans le gaulis (Fou25ans) et un moder avec des horizons Ol à Oh continus dans les jeunes et vieilles futaies (Fou81ans et Fou145ans) (Baize and Girard, 1998). Ces observations ont été détaillées par plusieurs auteurs (Forgeard et al., 1992; Jabiol, 2000; Lebreton, 2002 ; Lebreton et al., 2001).

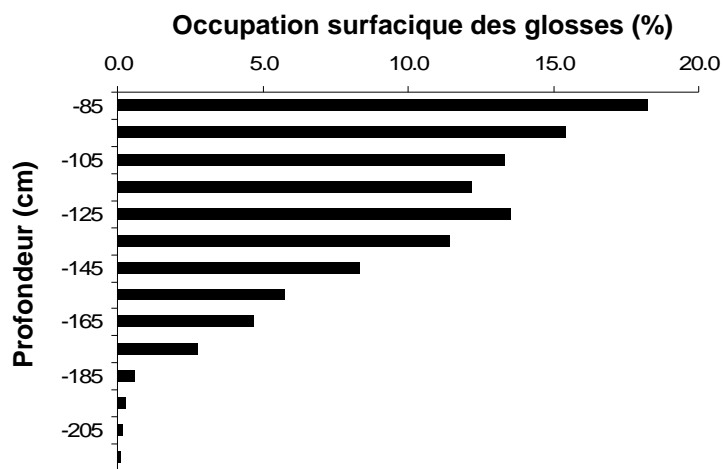
Les sols sont des Alocrisols-Néoluvisols (Baize and Girard, 1998) développés sur limon et arène granitique et présentant des caractères fragiques (traits cryogéniques) et glossiques en profondeur. Ces observations confirment celles de plusieurs auteurs (Lecoq et al., 2006; Legout et al., 2008; Toutain, 1965).

Pour l'étude pédologique et minéralogique détaillée concernant les Fosse 25 et 26 du peuplement Fou145ans, les sols ont été décrits de façon plus précise (Figure II.5) et 3 types de matériaux ont été identifiés au sein des profils (Turpault, 2002) :

- **le limon non-compact (0-80 cm)**, meuble et très friable avec présence importante de matière organique dans sa partie supérieure ;
- **le limon compact (80-150 cm)**, en mélange avec de l'arène dans sa partie inférieure ;
- **l'arène granitique (150-250 cm)**, en mélange avec du limon dans sa partie supérieure.

Dans les sols de la forêt de Fougères, les glosses apparaissent en dessous de 55-60 cm de profondeur ; elles ont des formes d'entonnoirs verticaux, se rétrécissant progressivement avec la profondeur mais dont la structure est encore préservée dans l'arène granitique. Turpault et al. (2002) ont quantifié dans le sol du Fou145ans, en dessous de 85 cm de profondeur, le pourcentage moyen d'occupation surfacique des glosses en fonction de la profondeur (Figure II.6). Ce pourcentage est de ~18% à 85 cm de profondeur puis diminue avec la profondeur pour atteindre moins de 1% à 205 cm. Cette quantification met en évidence la forme « entonnoir » des glosses observée sur le terrain.

Figure II.6 : Quantification du pourcentage moyen d'occupation surfacique des glosses dans le sol du Fou145ans, en fonction de la profondeur. La quantification a été réalisée par Turpault et al. (2002) à partir de l'analyse d'image de 32 profils de sol.



3.4 Méthodes d'analyses

3.4.1 Analyse de la roche

Observations au microscope optique

Les observations ont été faites sur des lames minces de granodiorite, au laboratoire de l'unité Biogéochimie des Ecosystèmes Forestiers (BEF) de l'INRA de Nancy. Le microscope est un LEICA polarisant (lumière transmise et réfléchi). Les études des roches par microscopie optique polarisante ont permis la détermination des minéraux constituant la roche et la visualisation de l'arrangement de ces minéraux (structure de la roche).

Analyses chimiques totales

Les analyses totales ont été réalisées au Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques (CRPG) de Nancy. Un échantillon de roche a été préalablement broyé puis les

teneurs totales en éléments ont été déterminées par ICP après fusion au LiBO_2 et dissolution par HNO_3 .

Micro analyses chimiques

Des micro-analyses des minéraux ont été réalisées sur des lames minces préparées à partir de la granodiorite échantillonnée. Les analyses ont été réalisées au département de chimie minérale de l'Université Henry-Poincaré (UHP) de Nancy. L'appareil qui a été utilisé est une sonde électronique Camebax type MBX avec spectromètre à sélection de longueur d'onde. Le volume analysé est de l'ordre du micromètre cube et les erreurs analytiques sont de $\pm 1\%$ pour K_2O , CaO , TiO_2 , MnO , FeO et de $\pm 1.5\%$ pour SiO_2 , Al_2O_3 , MgO , BaO et de $\pm 3\%$ pour Na_2O .

3.4.2 Préparation et analyses de la terre fine

Les échantillons de sols ont été ramenés au laboratoire, séchés à l'air libre puis tamisés à 2mm. La fraction supérieure à 2 mm (refus de tamis) était nulle sur l'ensemble des échantillons. Les analyses suivantes ont ensuite été réalisées :

- **granulométrie 5 fractions** ($< 2 \mu\text{m}$, $2-20 \mu\text{m}$, $20-50 \mu\text{m}$, $50-200 \mu\text{m}$ et $200-2000 \mu\text{m}$) ;
- mesure du **pH_{eau}** dans une suspension (5g de sol dans 25 ml d'eau distillée) en utilisant un pH mètre Mettler TS2DL25 ;
- détermination du **carbone organique total** selon la méthode Anne par oxydation en milieu sulfochromique puis dosage par absorptiométrie ;
- détermination de l'**azote total** selon la méthode Kjeldahl modifiée (extraction de l'azote organique et ammoniacal par minéralisation en milieu sulfurique en présence d'un catalyseur $\text{Se} + \text{K}_2\text{SO}_4$) ;
- détermination du **phosphore assimilable** selon la méthode Duchaufour (Duchaufour and Bonneau, 1959);
- détermination des **formes « libres » de Al, Fe et Si** (Tamm, 1922) après extraction à l'oxalate d'ammonium (20°C , $\text{pH}=3$, à l'obscurité) puis dosage de Al, Fe, Si dans l'extrait par ICP (Inductively Coupled Plasma emission spectrometry) (Tableau II.5) ;
- détermination de la **capacité d'échange cationique** au pH du sol et détermination des **éléments échangeables** après une double extraction KCl 1N (dosage Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , Mn^{2+} , Fe^{2+}) et NH_4Cl 1N (extraction K^+). Le dosage des éléments a été réalisé par ICP. Al^{3+} et H^+ ont été déterminés par titration (NaOH). La capacité d'échange cationique (CEC) est calculée comme la somme de l'acidité d'échange ($\text{AE}=\text{Al}^{3+} + \text{H}^+$) et des bases échangeables ($\text{S}=\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+} + \text{Na}^+ + \text{K}^+$) ;

Pour les échantillons prélevés dans les fosses 25 et 26 du site Fou145ans, des analyses totales après fusion au LiBO_2 et dissolution par HNO_3 ont été réalisées au CRPG de Nancy. Les teneurs totales en éléments ont ensuite été déterminées par ICP.

3.4.3 Préparation des fractions

Avant propos : La préparation des fractions n'a concerné que les échantillons des sols prélevés dans les fosses 25 et 26 du site Fou145ans (Tableau II.2).

Elimination de la matière organique

Les échantillons de terre fine ont été débarrassés de la matière organique par oxydation à l'eau oxygénée. Pour chaque échantillon, environ 40 g de terre fine ont été placés dans un bécher d'1 litre puis mis au contact d'H₂O₂ diluée (20 volumes). L'opération a été réalisée à 40°C et l'eau oxygénée des béchers a été régulièrement siphonnée et renouvelée pour accélérer la réaction. Une fois toute la matière organique éliminée, l'eau oxygénée a été éliminée des béchers par dilution à l'eau distillée et siphonage successifs. Enfin, les échantillons ont été séchés à l'air libre.

Séparation des fractions granulométriques

Les échantillons de sol débarrassés de la matière organique ont été introduits dans des allonges d'1 litre. Le complément à 1 litre a été réalisé avec de l'eau distillée et les allonges ont été placées à 20°C.

Les fractions les plus fines (< 20 µm) ont été séparées par sédimentation, en s'appuyant sur la loi de Stokes, qui prédit la vitesse de sédimentation en fonction de la taille des particules. Pour ce faire, la suspension de sol est homogénéisée par agitation manuelle des allonges puis laissée décanter. Après un temps t, qui dépend de la classe de tailles des particules à séparer (argiles < 2 µm ; limons fins 2-20 µm), la suspension au dessus du plan z=-h est récupérée par siphonage et stockée dans un bécher. Pour assurer une séparation totale de la fraction, le culot de l'allonge est remis en suspension et re-décanté autant de fois que nécessaire, ceci jusqu'à ce qu'aucune particule de la classe de tailles à séparer ne soit plus visible au dessus du plan z après le temps t. Lorsque nécessaire, des ajouts de NaOH 1N ont été réalisés pour assurer la dispersion du sol. Les fractions argiles puis limons fins ont donc été séparées pour chaque échantillon de sol en suivant le protocole ci-dessus. Les différentes fractions récupérées dans les béchers après siphonage ont ensuite été saturées au MgCl₂ puis séchées à l'air libre.

Après avoir séparé les argiles et les limons fins, les culots des allonges ont été récupérés puis les fractions plus grossières (> 20 µm) ont été séparées par tamisage sous eau distillée. Ainsi, les fractions limons grossiers (20-50 µm), sables fins (50-200 µm) et sables grossiers (200-2000 µm) ont été séparées pour chaque échantillon de sol. Les fractions récupérées ont ensuite été saturées au MgCl₂ puis séchées à l'air libre.

3.4.4 Analyses des fractions

Avant propos : Les différentes analyses conduites sur les fractions et décrites ci-dessous n'ont concerné qu'une partie des échantillons prélevés dans les fosses 25 et 26. Les échantillons concernés sont indiqués dans le Tableau II.2 (cellules grisées) et le détail par fraction est donné dans le Tableau II.3.

Tableau II.3 : Echantillons des fosses 25 et 26 du site Fou145ans pour lesquels des analyses minéralogiques ont été réalisées sur les différentes fractions granulométriques. Le détail des fractions concernées pour chaque échantillon est également indiqué.

Profondeur (cm)	Fosse	Echantillonnage	Type d'échantillon	Fractions granulométriques étudiées				
				Arg	Lf	Lg	Sf	Sg
0-8	F25	Systématique	Matrice	X				
8-16	F25	Systématique	Matrice	X	X	X		
16-35	F25	Systématique	Matrice	X	X	X		
35-55	F25	Systématique	Matrice	X	X	X	X	
90-100	F25	Spécifique	Matrice (couple)	X	X	X	X	X
90-100	F25	Spécifique	Glosse (couple)	X	X	X	X	X
180-190	F26	Spécifique	Matrice (couple)	X	X	X	X	X
180-190	F26	Spécifique	Glosse (couple)	X	X	X	X	X

Tableau II.4 : Clef de détermination des minéraux argileux du sol après traitements et diffraction au rayon X. Les distances sont données en Angstrom (1 Å = 10 nm).

Traitement Saturation	- Ca	Ethylène Glycol Ca		- K		Chauffage (550°C) K
	-	Avant Tamura	Après Tamura	Avant Tamura	Après Tamura	
	-					
Chlorite		14				14
Vermiculite		14		10		
Smectite	14	17		10-14		
HIS*		14	17	14	10-14	10
HIV**		14		14	10	
Kaolinite	7.15	7.15				disparition

* Hydroxy-Interlayered-Smectite

** Hydroxy-Interlayered-Vermiculite

Tableau II.5 : Synthèse de l'action des différents réactifs pour l'extraction des formes du Fer et de l'Aluminium.

Formes	ORGANIQUE	ORGANO-MINERALE	MINERALE			
			Non cristallines		Cristallines	
			Oxyde			
			Amorphe	Mal cristallisé	Bien cristallisé	Silicate
Efficacité des réactifs	Fe, Al				Fe ₃ O ₄	Allophane
	Oxalate pH 3 (Tamm)				γFeOOH	
	Fe					
	Citrate-Bicarbonate-Dithionite (Mehra Jackson)					
	Al					
	Tricitrate pH 7.2 (Tamura)					
	Fe, Al					
Total (fusion au métaborate)						

Diffraction de rayon X (DRX)

La diffraction de rayon X est une technique d'analyse basée sur la diffraction des rayons X sur la matière et permet l'identification des minéraux cristallins (notamment les phyllosilicates). Pour une longueur d'onde donnée, il existe une correspondance directe entre l'angle de diffraction et les distances ou dimensions caractéristiques du réseau cristallin, selon la loi de Bragg :

$$2d \sin\theta = n\lambda$$

ou d est la distance inter-réticulaire, θ l'angle de diffraction, n ordre de diffraction et λ la longueur d'onde.

L'appareil qui a été utilisé est un diffractomètre Siemens de type D5000 équipé d'une anticathode au cuivre (30mA et 40 KeV) et d'un monochromateur graphite.

Des diffractogrammes ont été acquis pour des échantillons de poudre sur l'ensemble des fractions et pour des échantillons de dépôts orientés sur la fraction argile. Les lames de dépôts orientés ont pour principal objectif l'identification des phyllosilicates, par renforcement des raies 001, alors que les poudres servent à l'identification des autres minéraux.

Divers prétraitements ont été appliqués pour contribuer à l'identification des minéraux : saturation par un cation compensateur (K, Mg), solvatation à l'éthylène-glycol, chauffage à différentes températures (110-550°C) après saturation K et extractions préalables (Tamura, Mehra Jackson). La clef de détermination pour l'identification des minéraux argileux après traitements et diffraction au rayon X est donnée dans le Tableau II.4.

La saturation K et les chauffages à diverses températures (110-220-330-440-550 °C) sont utilisés pour tester la fermeture de l'espace interfoliaire, l'extraction Mehra Jackson (Mehra and Jackson, 1960) pour éliminer les oxydes et hydroxydes, l'extraction Tamura (Tamura, 1958) pour extraire l'aluminium interfoliaire des minéraux callés (Hydroxy Interlayered Minerals) et l'éthylène-glycol pour tester la capacité de gonflement des minéraux.

La diffraction de rayon X a également été pratiquée sur des minéraux triés dans la fraction sable grossier.

Analyses thermopondérales différentielles (ATD)

Les analyses thermopondérales des fractions inférieures à 50 μm ont été réalisées à l'HYDRASA de Poitiers. Ces analyses sont effectuées sur une balance thermique qui permet d'enregistrer le comportement d'un échantillon (perte de poids, réactions endo- ou exothermiques) au cours d'une variation croissante de la température (de 20°C à 1000°C). La température à laquelle chaque réaction a lieu (déshydratation, déshydroxylation) étant spécifique à chaque minéral, une estimation de la quantité d'un minéral présent dans l'échantillon peut alors être réalisée.

Ainsi, la perte en masse autour de 490°C correspond principalement à la déshydroxylation de la kaolinite. Une part de la perte en masse autour de 500°C peut également être attribuée au mica et à la vermiculite intergrade (Caillere, 1960; Post, 1972). La perte en masse dans cette région ne constitue donc qu'une estimation de la quantité maximum de kaolinite en présence.

Dans notre cas, la perte en masse entre 440 et 540°C des fractions inférieures à 50 µm a été affectée à la kaolinite. Le taux de kaolinite Tk (%) est ensuite obtenu à partir de l'expression suivante (Dejou et al., 1977) :

$$Tk = \frac{X \times 100}{13.8}$$

ou X (%) représente la perte en eau de l'échantillon entre 440°C et 540°C et 13.8 la perte en eau dans ce même intervalle pour de la kaolinite pure.

Analyses chimiques totales

Les analyses totales des fractions ont été réalisées au CRPG de Nancy, après saturation au barium. Le barium étant présent à l'état de trace dans les sols de Fougères, le barium total dosé est un bon indicateur de la capacité d'échange cationique de la fraction saturée. Les teneurs totales en éléments ont été déterminées par ICP après fusion au LiBO_2 et dissolution par HNO_3 .

Micro analyses chimiques

Certains échantillons de la fraction sable grossier ont été inclus dans la résine afin d'y tailler des lames minces. Des micro-analyses des minéraux ont été réalisées sur ces lames minces ainsi que sur des lames de sol à structure conservée. Les analyses ont été réalisées suivant la méthode décrite dans la section 3.4.1 de ce Chapitre.

Extractions sélectives

Des extractions sélectives ont été utilisées pour quantifier le fer et l'aluminium « libres » dans les différentes phases solides des différentes fractions, notamment la fraction argileuse (Tableau II.5).

Les protocoles s'appuient sur le fait que le fer est sensible à la réduction et l'aluminium à la complexation :

- Extraction Mehra Jackson (Mehra and Jackson, 1960): extraction du fer soluble, échangeable, organique et présent dans les oxydes mal et bien cristallisés (Tableau II.5). L'extraction consiste en une réduction du fer par la présence de dithionite à 80°C. Le citrate est utilisé pour complexer le fer dissous. Le bicarbonate est utilisé pour tamponner la solution autour de $\text{pH}=7$.
- Extraction Tamura (Tamura, 1958) : extraction de l'aluminium et du fer amorphes (Tableau II.5) et une partie de l'aluminium interfoliaire des minéraux callés (Hydroxy Interlayered Minerals). Trois extractions consécutives au tricitrate de sodium sont réalisées à 95°C à $\text{pH}=7.3$.

Tous les éléments (Al, Fe, Si) ont ensuite été dosés dans l'extrait par ICP (Inductively Coupled Plasma emission spectrometry).

3.4.5 Méthode de quantification des minéraux dans les différentes fractions de la terre fine

Un calcul normatif a été réalisé pour quantifier la part de minéraux présente dans chaque fraction de la matrice des sols du Fou145ans, aux différentes profondeurs échantillonnées. Le calcul normatif consiste à résoudre, pour chaque fraction et chaque horizon de sol, un système d'équation réunissant d'une part les analyses chimiques totales de la terre fine et d'autre part les analyses chimiques ponctuelles des minéraux identifiés par Diffraction RX. La résolution du système d'équation permet d'estimer la part d'un minéral présent dans une fraction d'un horizon de sol. Cette méthode de quantification a déjà été utilisée par plusieurs auteurs (Ezzaim et al., 1997; Fichter et al., 1998). Pour la fraction des sables grossiers, les analyses chimiques ponctuelles des minéraux de la granodiorite échantillonnée ont été utilisées (Tableau II.6), cette fraction étant très majoritairement issue de l'altération du granite. Pour les fractions < 200 µm, les analyses chimiques ponctuelles des minéraux réalisées sur les lames de sol ont été utilisées, hormis la composition de l'apatite qui est celle de la granodiorite. Plusieurs simplifications ont néanmoins été réalisées pour permettre la quantification des minéraux de chaque fraction de la matrice des sols du Fou145ans :

- **Fraction argiles** : les minéraux ont été quantifiés pour les horizons 0-8 cm, 8-16 cm, 16-35 cm, 35-55 cm, 90-100 cm et 180-190 cm. Quelle que soit la profondeur, le feldspath potassique et la smectite n'ont pas été quantifiés au vu de leur probable faible quantité dans la fraction argileuse. Les interstratifiés n'ont également pas pu être quantifiés séparément car il est difficile de les analyser individuellement. Les différentes phases les constituants ont donc été quantifiées au sein de leur pôle respectif. Les intergrades (HIS=Hydroxy-Interlayered-Smectite et HIV= Hydroxy-Interlayered-Vermiculite) n'ont également pas pu être quantifiés, leur composition dépendant de la composition initiale du phyllosilicate mais également de la quantité d'hydroxydes en position interfoliaire, ce paramètre étant difficile à connaître. Enfin, une moyenne entre le pôle vermiculite di-octaédrique et vermiculite tri-octaédrique a été utilisée pour la quantification.
- **Fractions limons fins et limons grossiers** : les minéraux ont été quantifiés pour les horizons 8-16 cm, 16-35 cm, 35-55 cm, 90-100 cm et 180-190 cm, l'ensemble des analyses nécessaires à la quantification n'étant pas réuni pour l'horizon 0-8 cm. La vermiculite et la smectite n'ont pas été quantifiées pour la fraction limon au vu de leur probable faible quantité dans cette fraction.
- **Fractions sables fins et sables grossiers** : les minéraux ont été quantifiés pour les horizons 35-55 cm, 90-100 cm et 180-190 cm, l'ensemble des analyses nécessaires à la quantification n'étant pas réuni pour les autres horizons étudiés. De plus, les sables grossiers ne sont présents que dans les horizons profonds, cette fraction étant très majoritairement issue de l'altération du granite. Comme pour la fraction limon, la

vermiculite et la smectite n'ont pas été quantifiées pour la fraction sable au vu de leur probable faible quantité dans cette fraction.

Pour les fractions limon et sable, la quantité de minéraux acquise dans les horizons voisins a été attribuée aux horizons pour lesquels aucune quantification n'a été réalisée.

3.4.6 Modélisation des flux d'altération

Plusieurs méthodes permettent l'estimation du flux d'éléments chimiques issu de l'altération des minéraux des sols. Pour n'en citer que quelques unes (Fichter, 1997) : l'altération historique calculée à partir des « invariants » (quartz, Ti, Zr) d'un sol, l'expérimentation de dissolution des minéraux sur colonne entière de sol ou encore l'utilisation du traçage isotopique. Cependant, pour établir le flux d'éléments actuel issu de l'altération, ces méthodes sont mal adaptées (méthode des « invariants ») ou très lourdes à mettre en œuvre (dissolution sur colonne entière de sol, traçage isotopique). L'utilisation d'un modèle biogéochimique, PROFILE (Sverdrup and Warfvinge, 1988; Sverdrup and Warfvinge, 1993), a été retenue dans cette étude, cette approche permettant une estimation des flux d'altération dans un environnement naturel. Cependant, la précision des mesures et paramètres implémentés dans le modèle déterminent sa capacité à calculer le flux d'éléments libérés par altération.

Le modèle PROFILE permet d'estimer le flux de cations issu d'une dissolution congruente des minéraux du sol en utilisant les vitesses de dissolution déterminées individuellement pour chaque minéral en conditions contrôlées (Ezzaim, 1997). La libération d'un cation donné à partir d'un minéral est calculée en fonction des constantes de dissolution, de la composition chimique de la solution, de l'abondance du minéral dans chaque tranche de sol et de la surface réactionnelle du minéral (Ezzaim, 1997). Le modèle prédit alors la composition chimique des solutions de sol lorsque celle-ci se trouve à l'équilibre (*Apports atmosphériques + Altération = Immobilisation dans la biomasse + Pertes par drainage*) ; le modèle ne prend pas compte l'évolution temporelle des mesures et paramètres implémentés. Les mesures et paramètres acquis pour le peuplement Fou145ans tout au long de cette étude ont été implémentés dans le modèle, plusieurs entrées étant requises :

- **Le climat et le climat du sol** : température annuelle moyenne, précipitation annuelle moyenne et drainage annuel moyen dans le sol, humidité volumique annuelle moyenne du sol ;
- **Les dépôts atmosphériques** : les dépôts annuels moyens pour les éléments S, N, Cl, Ca, Mg, K et Na ;
- **Le prélèvement et cycle interne d'éléments** : prélèvement annuel moyen d'éléments par la biomasse (immobilisation), adsorption/récrétion foliaire annuelle moyenne et retour au sol annuel moyen par la chute de litière, pour N, Ca, Mg et K ;
- **Caractéristiques minéralogique et physique du sol** : texture, pourcentage de minéraux, composition chimique des minéraux, surface réactionnels des minéraux, densité apparente du sol ;
- **Processus biologiques** : pression de CO₂ dans le sol, carbone organique dissous ;

Les moyennes annuelles des différents paramètres implémentés dans le modèle ont été calculées sur la période 1998-2004. Les paramètres inhérents au sol sont entrés individuellement pour chaque tranche de sol (y compris le prélèvement d'éléments par la biomasse), un découpage des sols du Fou145ans ayant été réalisé en fonction de la position des lysimètres (0-10 cm, 10-30 cm, 30-55 cm, 55-80 cm, 80-120 cm). La surface géométrique des fractions granulométriques est calculée automatiquement par le modèle (Sverdrup and Warfvinge, 1988; Sverdrup and Warfvinge, 1993). Pour rendre compte de la forte surface spécifique des fractions fines en comparaison des fractions grossières, seule les quantités de minéraux présents dans les fractions argiles et limons fins ont été introduites dans le modèle.

4 Résultats

4.1 La granodiorite

4.1.1 Observation au microscope optique

Au vu des observations microscopiques réalisées sur les échantillons de granodiorite prélevés à proximité du site Fou145ans, Turpault et al.(2002) ont diagnostiqué la présence :

- de quartz ;
- de feldspaths potassiques ;
- d'albites dans lesquelles sont inclus des micas blancs ;
- de minéraux complètement remplacés par des petits micas blancs ;
- de la muscovite plus ou moins recristallisée en petits micas blancs ;
- d'anciennes biotites entièrement transformées en chlorite, oxyde de titane, micas blancs et quartz ;
- d'apatite et de zircon qui sont les principaux minéraux accessoires.

Les minéraux des échantillons prélevés ont en fait subi de nombreuses transformations métamorphiques et/ou hydrothermales (Turpault, 2002). En comparaison de la granodiorite à biotite et cordiérite du type Vire (Jonin, 1973), les transformations ont conduit à :

- la disparition totale des biotites et de la cordiérite ;
- la diminution des plagioclases et probablement leur albitisation,
- l'augmentation des micas blancs ;
- l'apparition des chlorites.

4.1.2 Analyses totales

Les analyses totales de la granodiorite prélevée sont présentées dans le Tableau II.6. En comparaison des analyses chimiques totales de la granodiorite à biotite et cordiérite du type Vire (Tableau II.1), les concentrations en Si, Fe, K, Ti, P sont similaires. Les concentrations de

Figure II.7 : Distribution granulométrique de la terre fine des sols des fosses 25, 26 et moyenne de toutes les autres fosses ouvertes dans un périmètre restreint autour des sites ateliers, en fonction de la profondeur.

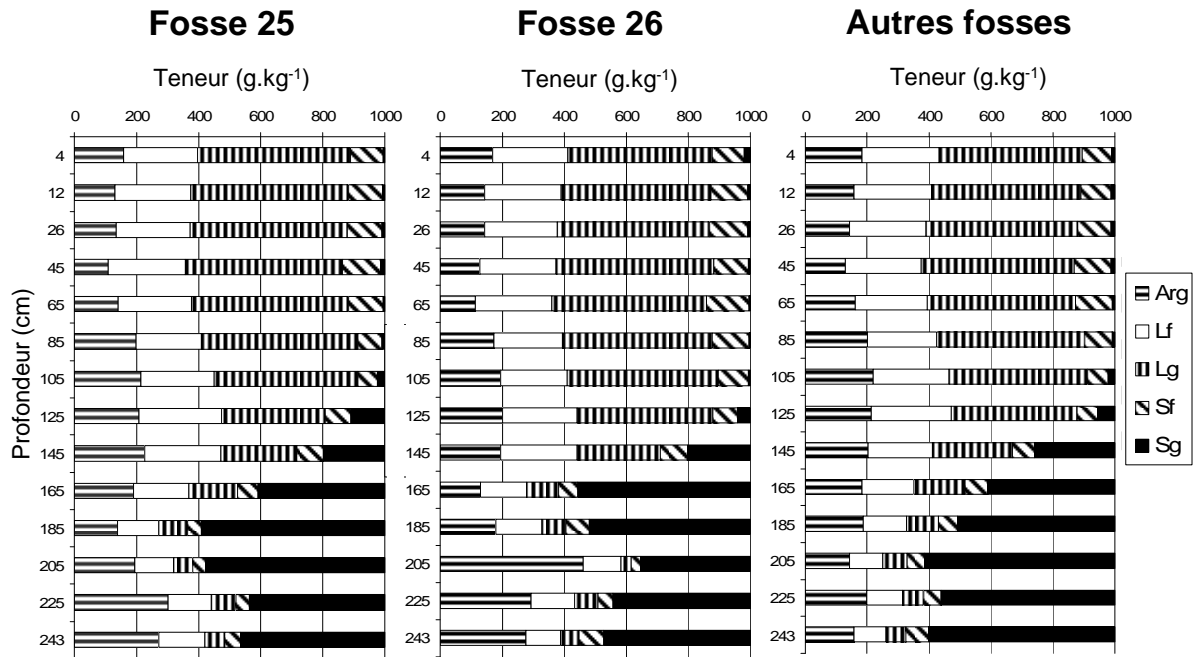
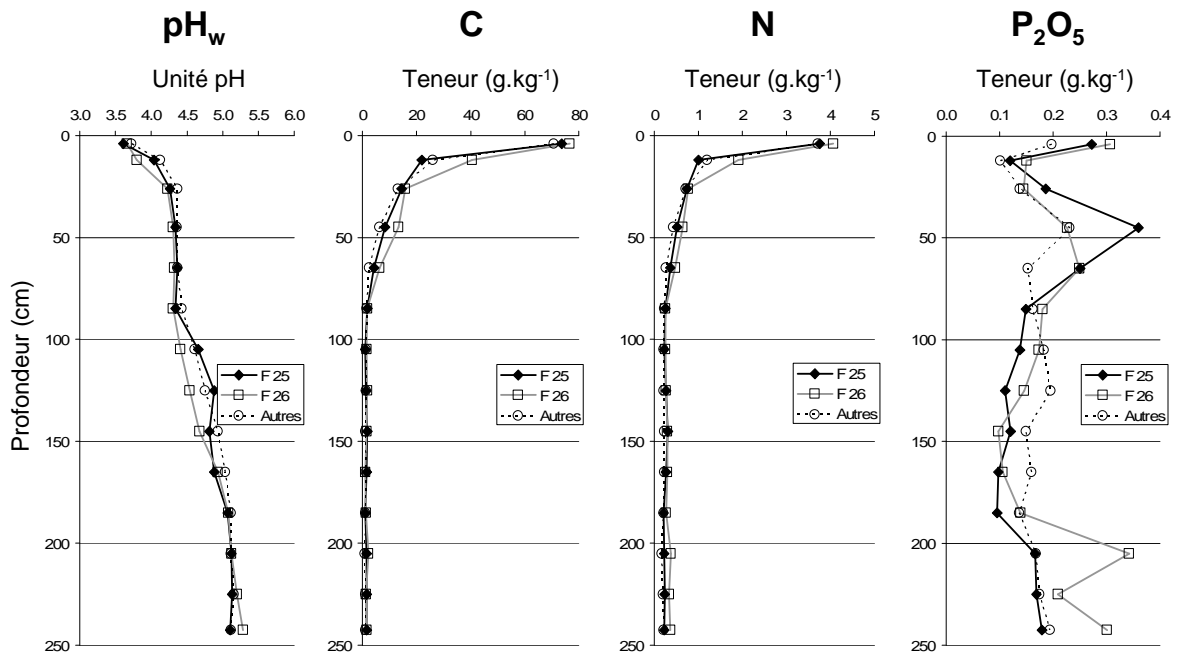


Figure II.8 : pH_{eau} (pH_w), C organique total, N total et P_2O_5 (Duchaufour) de la terre fine des sols des fosses 25, 26 et moyenne de toutes les autres fosses ouvertes dans un périmètre restreint autour des sites ateliers, en fonction de la profondeur.



notre échantillon en Al et Mg sont légèrement supérieures alors que les concentrations en Na et Ca sont plus faibles que celles de la granodiorite à biotite et cordiérite du type Vire.

Tableau II.6 : Analyses chimiques totales de la granodiorite prélevée en Août 1997 non loin du site Fou145ans dans une fosse de 5 mètres de profondeur (PF= Perte au feu).

Oxyde de l'élément	SiO ₂ (%)	Al ₂ O ₃ (%)	Fe ₂ O ₃ (%)	MnO (%)	MgO (%)	CaO (%)	Na ₂ O (%)	K ₂ O (%)	TiO ₂ (%)	P ₂ O ₅ (%)	PF (%)
Teneurs	66.8	16.0	5.5	0.04	2.4	0.2	2.0	3.4	0.8	0.2	3.3

4.2 La terre fine

Avant propos : Les différents résultats présentés dans cette partie correspondent aux analyses conduites sur la terre fine des sols prélevés selon l'échantillonnage systématique (Tableau II.2). Les glosses ne sont donc pas traitées dans cette partie. Les résultats des principales analyses conduites sur la terre fine sont récapitulés en Annexe II.1.

4.2.1 Distribution granulométrique

La distribution granulométrique de la terre fine des fosses pédologiques ouvertes à Fougères est présentée dans la Figure II.7.

Jusqu'à 125 cm de profondeur, la distribution granulométriques est relativement constante quelle que soit la fosse considérée : on trouve ~10% de sables fins, ~50% de limons grossiers, ~25% de limons fins et ~15% d'argiles.

En dessous de 125 cm, la proportion de sables gossiers augmente progressivement au détriment de la fraction limons grossiers, pour atteindre plus de 40% en dessous de 145 cm. La proportion de sables fins et de limons fins diminue également dans l'arène. La variabilité inter-fosses est plus forte dans l'arène granitique (en dessous de 145 cm) comparée aux matériaux limoneux de surface (au dessus de 125 cm).

4.2.2 pH_{eau}, C, N, P

Le pH_{eau}, les teneurs en C et N total ainsi que les teneurs en P₂O₅ Duchaufour de la terre fine sont présentées dans la Figure II.8.

Excepté pour les teneurs en P₂O₅ (Duchaufour), la variabilité inter-fosses est faible.

Pour l'ensemble des fosses, le pH_{eau} est d'environ 3.5 en surface, augmente avec la profondeur et est supérieur à 5 en dessous de 165 cm. Les teneurs en C organique total sont d'environ 80 g.kg⁻¹ en surface et décroissent de façon exponentielle depuis la surface vers la profondeur. En dessous de 65 cm, les teneurs en C organique total sont inférieures à 1.5 g.kg⁻¹. Les teneurs en N total suivent le même type de décroissance exponentielle que le C organique total. Les teneurs en N total sont d'environ 3.7 g.kg⁻¹ en surface et sont toujours inférieures à 0.3 g.kg⁻¹ en dessous de 65 cm.

Figure II.9 : Garniture du complexe d'échange de la terre fine des sols des fosses 25, 26 et moyenne de toutes les autres fosses ouvertes dans un périmètre restreint autour des sites ateliers, en fonction de la profondeur.

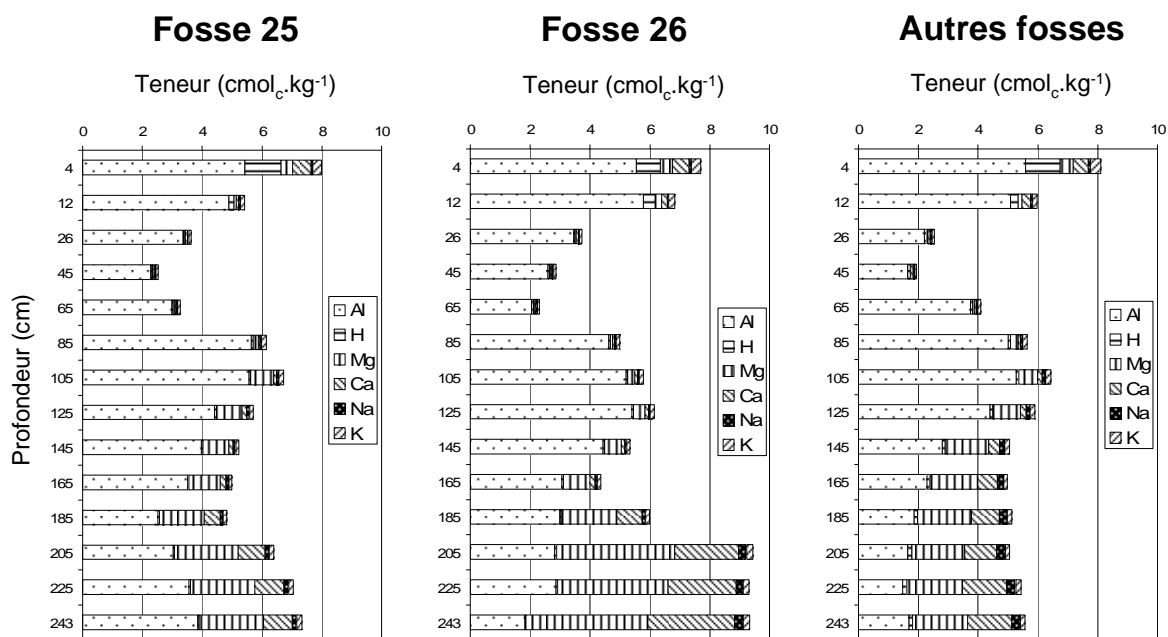
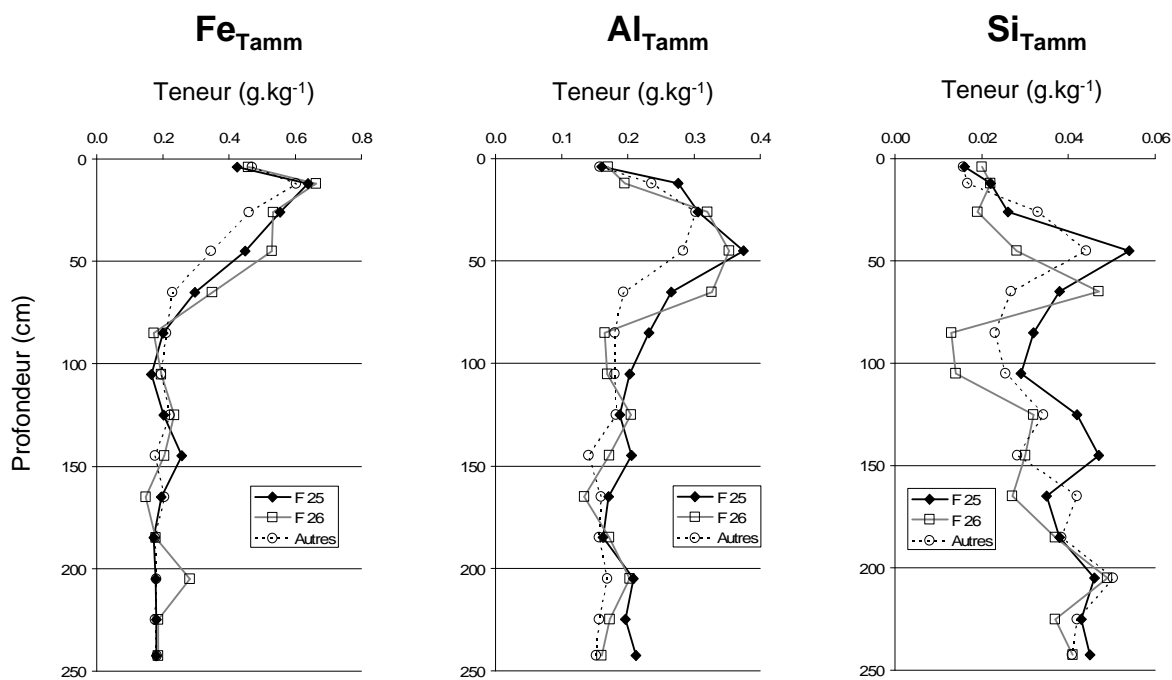


Figure II.10 : Résultats des extractions Tamm réalisées sur la terre fine des sols des fosses 25, 26 et moyenne de toutes les autres fosses ouvertes dans un périmètre restreint autour des sites ateliers, en fonction de la profondeur.



Les teneurs en P_2O_5 (Duchaufour) sont quant à elles variables d'une fosse à l'autre avec des valeurs comprises entre 0.1 et 0.4 $g.kg^{-1}$ toutes profondeurs confondues. Cependant, deux maxima locaux de teneurs en P_2O_5 (Duchaufour) sont observés pour chaque fosse, d'une part dans l'horizon de surface (4 cm) et d'autre part à 45cm de profondeur. En dessous de 185 cm les teneurs en P_2O_5 (Duchaufour) augmentent, notamment pour la fosse 26.

4.2.3 Capacité d'échange cationique

La capacité d'échange cationique et la garniture du complexe d'échange de la terre fine sont présentées dans la Figure II.9. Pour l'ensemble des fosses, la capacité d'échange cationique (CEC) varie entre 2.5 et 10 $cmol_c.kg^{-1}$. Pour chaque fosse, un premier minimum local de la CEC est situé vers 45 cm et un second vers 165 cm de profondeur. Deux maxima locaux de la CEC sont observés pour chaque fosse au dessus de 185 cm de profondeur : dans l'horizon de surface (~ 8 $cmol_c.kg^{-1}$ à 4cm) et entre 95 et 135 cm (~ 6 $cmol_c.kg^{-1}$). En dessous de 185 cm, la CEC augmente pour les fosses 25 et 26 avec des valeurs respectivement > 6 $cmol_c.kg^{-1}$ et > 8 $cmol_c.kg^{-1}$.

Excepté l'horizon de surface (S/T $\sim 20\%$ à 4 cm), la moyenne du taux de saturation (Annexe II.1) de l'ensemble des fosses est compris entre 10 et 20% dans les matériaux limoneux (au dessus de 125 cm), puis augmente progressivement au contact de l'arène granitique pour être supérieure à 50% en dessous de 165 cm. Cette situation méso-saturée est la résultante d'une augmentation de la proportion de Mg et Ca sur le complexe d'échange (Figure II.9). La garniture du complexe d'échange est relativement similaire entre les différentes fosses, hormis des teneurs en Mg et Ca échangeables en dessous de 185 cm bien supérieures dans la fosse 26 en comparaison des autres fosses.

4.2.4 Dissolutions sélectives

Les résultats des extractions Tamm de la terre fine sont présentés dans la Figure II.10. Pour l'ensemble des fosses, les teneurs en Fe, Al et Si extraits par l'oxalate sont faibles, toujours inférieures à 0.7 $g.kg^{-1}$. La variabilité inter-fosses est faible pour FeTamm et AlTamm et élevée pour SiTamm. Pour l'ensemble des fosses, les maxima des teneurs en FeTamm sont observés à la profondeur de 12 cm (> 0.6 $g.kg^{-1}$) alors que les maxima des teneurs en AlTamm sont observés à la profondeur de 45 cm (> 0.35 $g.kg^{-1}$) pour les fosses 25 et 26 et à la profondeur de 26 cm (~ 0.3 $g.kg^{-1}$) pour les autres fosses.

4.2.5 Eléments totaux

Les teneurs en éléments totaux de la terre fine des fosses pédologiques 25 et 26 ouvertes dans le site Fou145ans sont présentées dans la Figure II.11.

Quel que soit l'élément, la variabilité inter-fosses est faible, sauf pour Fe et P à la profondeur de 205 cm. Les principaux éléments qui composent la terre fine sont Si, Al et Fe. La teneur en SiO_2 est comprise entre 50 et 80%, la teneur en Al_2O_3 entre 5 et 25% et la teneur en Fe_2O_{3Total} entre 2 et 12%. Les éléments peuvent être classés en 2 groupes en fonction des variations des teneurs avec la profondeur :

- tendance à la diminution des teneurs avec la profondeur pour Si, Ca, Na et Ti ;
- tendance à l'augmentation des teneurs avec la profondeur pour Al, Fe_{Total}, Mg, K et P.

Les principaux éléments nutritifs sont en très faible quantité dans la terre fine, avec des teneurs comprises entre 0.2 à 1% de MgO, entre 0.03 et 0.3% de CaO, entre 1.5 et 4% de K₂O, entre 0.1 et 1% de Na₂O et entre 0.05 et 0.25% de P₂O₅. Le Ti présente un comportement particulier avec une diminution brutale des teneurs dans l'arène granitique. La perte au feu est supérieure à 15% dans l'horizon de surface, diminue progressivement avec la profondeur (< 5% à 85 cm) puis augmente à nouveau pour atteindre environ 10% dans l'arène granitique.

Figure II.11 : Résultats des analyses chimiques totales pour les éléments majeurs, réalisées sur la terre fine des sols des fosses 25 et 26, en fonction de la profondeur (PF= Perte au feu). Les analyses de l'échantillon de granodiorite prélevée en Août 1997 non loin du site Fou145ans dans une fosse de 5 mètres de profondeur sont également présentées (RM).

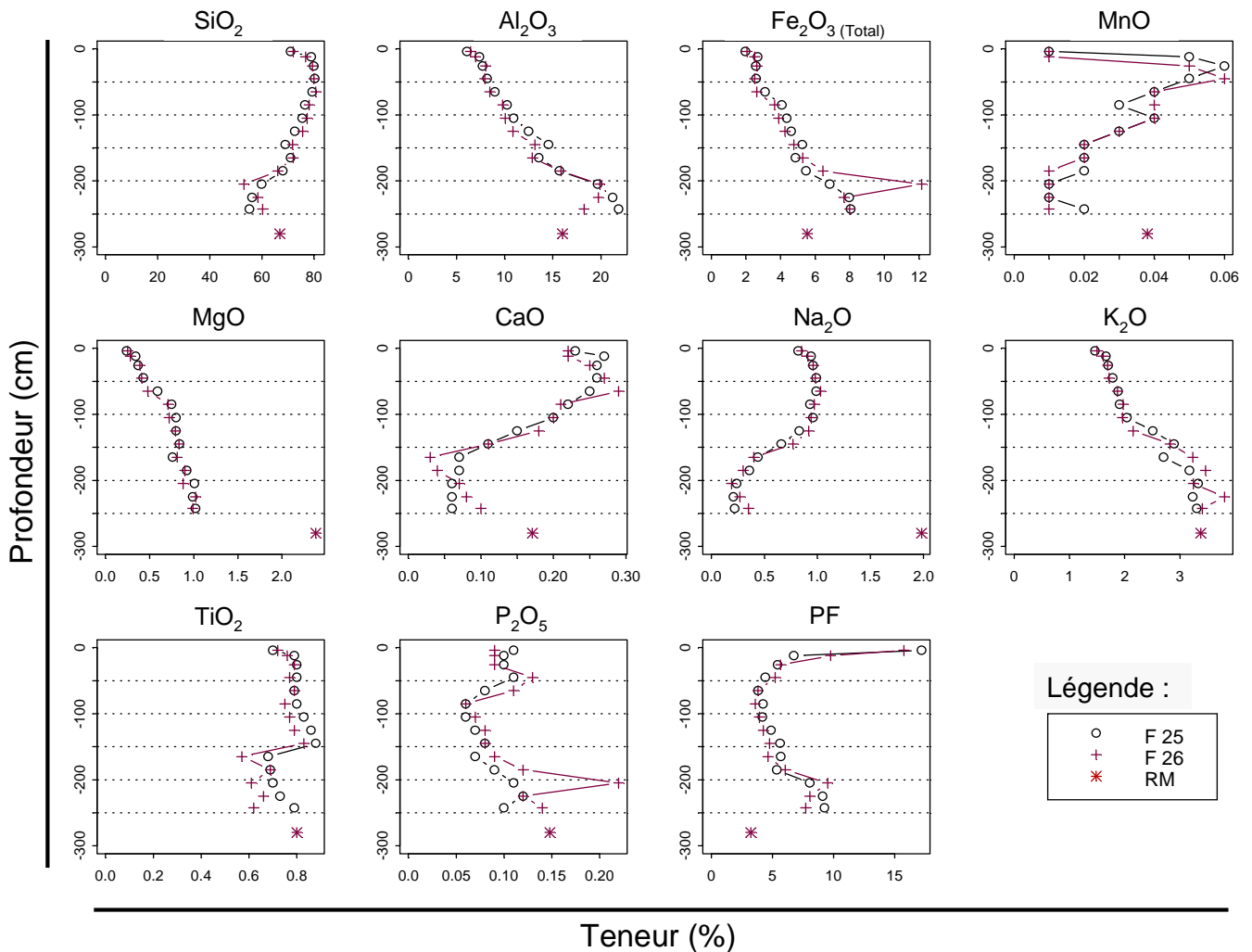


Figure II.12 : Résultats des mesures de capacité d'échange cationique mesurée par le Barium (CEC Ba) et résultats des dissolutions sélectives réalisées sur les différentes fractions des sols des fosses 25 et 26, en fonction de la profondeur (MJ=extraction Mehra-Jackson ; Tamura= extraction Tamura).

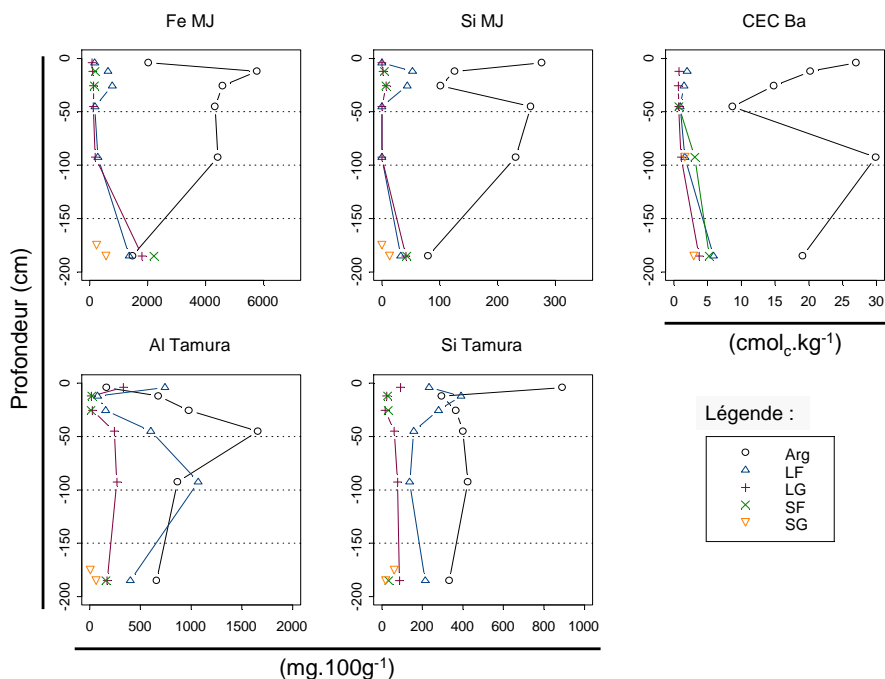
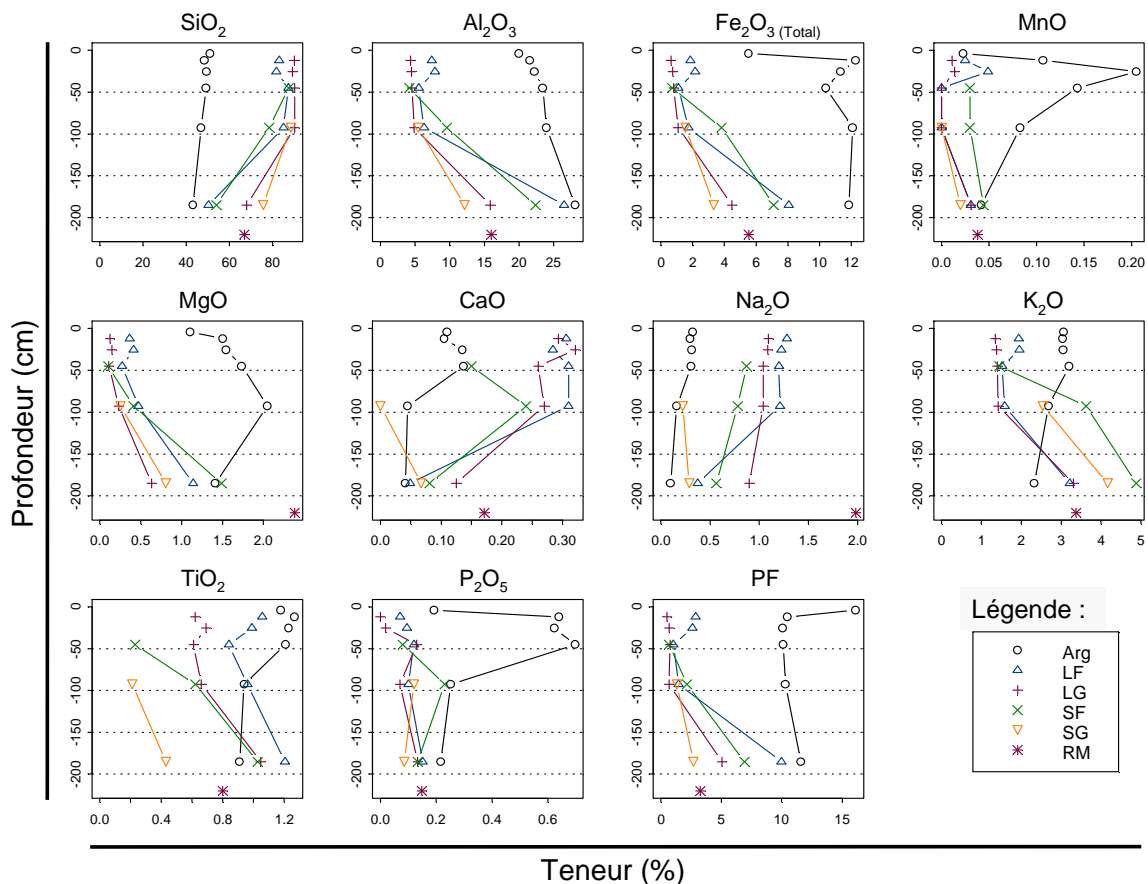


Figure II.13 : Résultats des analyses chimiques totales pour les éléments majeurs, réalisées sur les fractions des sols des fosses 25 et 26, en fonction de la profondeur (PF= Perte au feu). Les analyses de l'échantillon de granodiorite prélevée en Août 1997 non loin du site Fou145ans dans une fosse de 5 mètres de profondeur sont également présentées (RM).



4.3 Fractions granulométriques

Avant propos : Les différentes analyses conduites sur les fractions et décrites ci-dessous n'ont concernées qu'une partie des échantillons prélevés dans les fosses 25 et 26 du site Fou145ans. Les échantillons concernés sont indiqués dans le Tableau II.2 (cellules grisées) et le détail par fraction est donné dans le Tableau II.3. Les glosses ne sont pas traitées dans cette partie. L'Annexe II.2 synthétise les résultats des analyses chimiques conduites sur ces fractions.

4.3.1 CEC et dissolutions sélectives

La capacité d'échange cationique mesurée après saturation au Barium (CEC Ba) et les résultats des dissolutions sélectives conduites sur les fractions des sols du Fou145ans sont présentés dans la Figure II.12.

Les valeurs les plus fortes de la CEC Ba concernent logiquement la fraction des argiles avec une valeur élevée dans l'horizon de surface ($27.0 \text{ cmol}_c.\text{kg}^{-1}$ à 4 cm) puis une diminution rapide depuis l'horizon de surface jusqu'à 45 cm de profondeur ($8.7 \text{ cmol}_c.\text{kg}^{-1}$ à 45 cm). La CEC Ba de la fraction argiles augmente ensuite avec la profondeur pour atteindre sa valeur maximale dans le profil à 95 cm ($29.9 \text{ cmol}_c.\text{kg}^{-1}$), la CEC Ba étant d'environ $20 \text{ cmol}_c.\text{kg}^{-1}$ dans l'arène. Les CEC Ba des fractions limons fins et limons grossiers sont inférieures à $2 \text{ cmol}_c.\text{kg}^{-1}$ jusqu'à 95 cm de profondeur puis atteignent leur valeurs maximales à 185 cm de profondeur, respectivement de 5.9 et $3.8 \text{ cmol}_c.\text{kg}^{-1}$. Les CEC Ba des fractions sables fins et sables grossiers ne sont pas négligeables en profondeur avec des valeurs respectives de 5.2 et $3.0 \text{ cmol}_c.\text{kg}^{-1}$ à 185 cm de profondeur.

Les teneurs en Fe Mehra Jackson sont plus élevées pour la fraction des argiles en comparaison des autres fractions avec un maximum à la profondeur de 12 cm ($5775 \text{ mg}.100\text{g}^{-1}$) et un minimum dans l'arène granitique ($1476 \text{ mg}.100\text{g}^{-1}$ à 185 cm). Pour les fractions comprises entre 2 et $200 \mu\text{m}$, les teneurs en Fe Mehra Jackson sont plus élevées dans l'arène granitique (entre 1000 et $2500 \text{ mg}.100\text{g}^{-1}$ à 185 cm) en comparaison des matériaux limoneux de surface. Les teneurs en Al Tamura sont plus élevées pour les fractions argiles et limons fins en comparaison des autres fractions, avec un maximum de $1658 \text{ mg}.100\text{g}^{-1}$ à 45 cm de profondeur pour la fraction argiles et un maximum de $1070 \text{ mg}.100\text{g}^{-1}$ à 95 cm de profondeur pour la fraction limons fins. Les teneurs en Al Tamura pour les fractions $> 50 \mu\text{m}$ sont toujours inférieures à $350 \text{ mg}.100\text{g}^{-1}$ quelle que soit la profondeur.

4.3.2 Éléments totaux

Les teneurs en éléments totaux des fractions des sols du Fou145ans sont présentées dans la Figure II.13.

Les principaux éléments qui composent les fractions sont Si, Al et Fe_{Total} . La teneur en SiO_2 est comprise entre 40 et 90%, la teneur en Al_2O_3 entre 5 et 30% et la teneur en $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{Total}}$ entre 0.5 et 12%.

Pour la plupart des éléments majeurs, la fraction argile se distingue des autres fractions, avec des teneurs plus faibles en Si, Ca, Na et plus élevées en Al, Fe, Mn, Mg et P.

Pour les fractions comprises entre 2 et 200 μm , les teneurs en éléments majeurs sont relativement similaires, avec généralement le même type de comportement en fonction de la profondeur, à savoir :

- une tendance à la diminution des teneurs avec la profondeur pour Si, Ca et Na ;
- une tendance à l'augmentation des teneurs avec la profondeur pour Al, Fe_{Total} , Mg, K et P.

Pour les fractions comprises entre 2 et 200 μm , on retrouve ainsi globalement les mêmes types de comportements en fonction de la profondeur que ceux observés pour les analyses chimiques totales de la terre fine (Figure II.11).

Les principaux éléments nutritifs sont en très faible quantité dans les différentes fractions, avec des teneurs comprises entre 0.1 et 2% pour MgO , 0.01 et 0.35% pour CaO , 1 et 5% pour K_2O , 0.1 et 1.5% pour Na_2O et entre 0.05 et 0.75% pour P_2O_5 . On observe les teneurs les plus élevées en P dans la fraction argile, entre 12 et 45 cm de profondeur.

4.3.3 Quantification de la kaolinite

Les pourcentages de kaolinite présente dans les fractions $< 50 \mu\text{m}$ des sols du Fou145ans et déduits de l'analyse thermopondérale différentielle sont présentés dans le Tableau II.7.

Pour la fraction argile, le pourcentage estimé de kaolinite est élevé en surface (25% à 4 cm), diminue aux profondeurs de 12, 26, 45 et 185 cm ($\sim 20\%$) pour augmenter de nouveau dans l'arène granitique (37% à 185 cm). Les pourcentages pour la fraction limons fins sont faibles à la profondeur de 4 et 26 cm ($\sim 5\%$) et élevés dans l'arène granitique (33% à 185 cm). Enfin, les pourcentages estimés de kaolinite pour la fraction limons grossiers varient de 5 à 14% avec un maximum à la profondeur de 26 cm.

Tableau II.7 : Pourcentages maxima de kaolinite présente dans quelques fractions des sols du Fou145ans en fonction de la profondeur. Les pourcentages sont déduits de l'analyse thermopondérale différentielle (ATD).

Profondeur (cm)	Type	Kaolinite (%)		
		Argile	Limons Fins	Limons grossiers
4	Matrice	25	6	5
12	Matrice	19	-	-
26	Matrice	19	5	14
45	Matrice	18	-	-
95	Matrice	22	-	-
185	Matrice	37	33	11

4.3.4 Identification des minéraux

Avant propos : Dans un souci de synthèse, seuls quelques diffractogrammes seront présentés dans ce document, afin d'explicitier la méthodologie d'identification des minéraux. Les minéraux accessoires n'ont pas été considérés ici et pour les autres

Figure II.14 : Diffractogrammes obtenus sur les échantillons de poudres de la fraction argile des sols des fosses 25 et 26, en fonction de la profondeur. Les pics sont indexés en Angstrom.

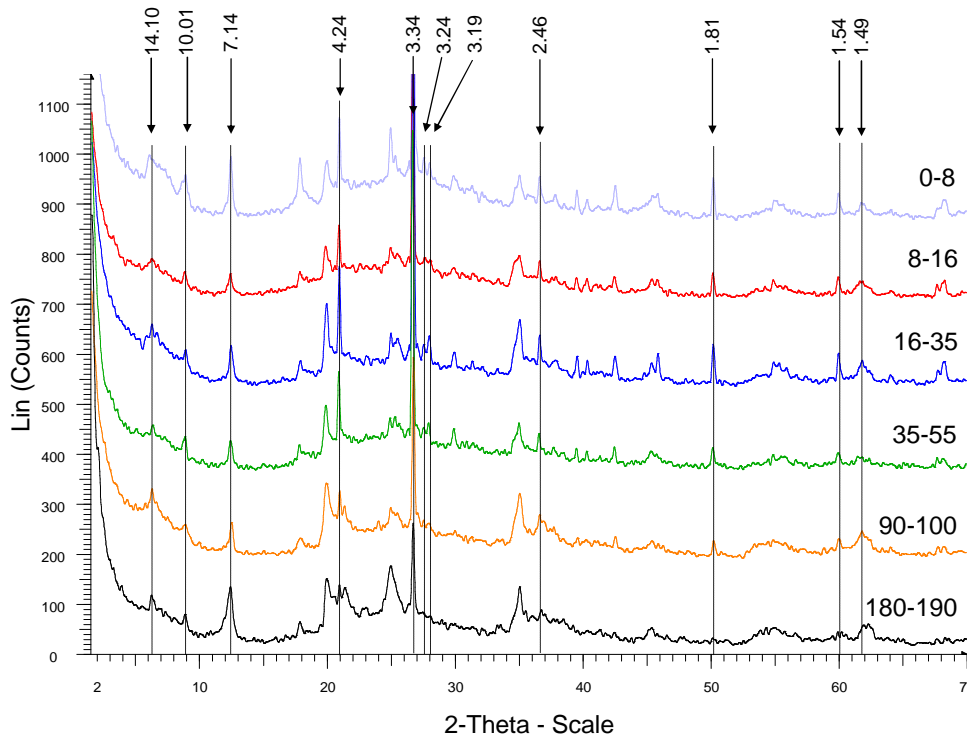
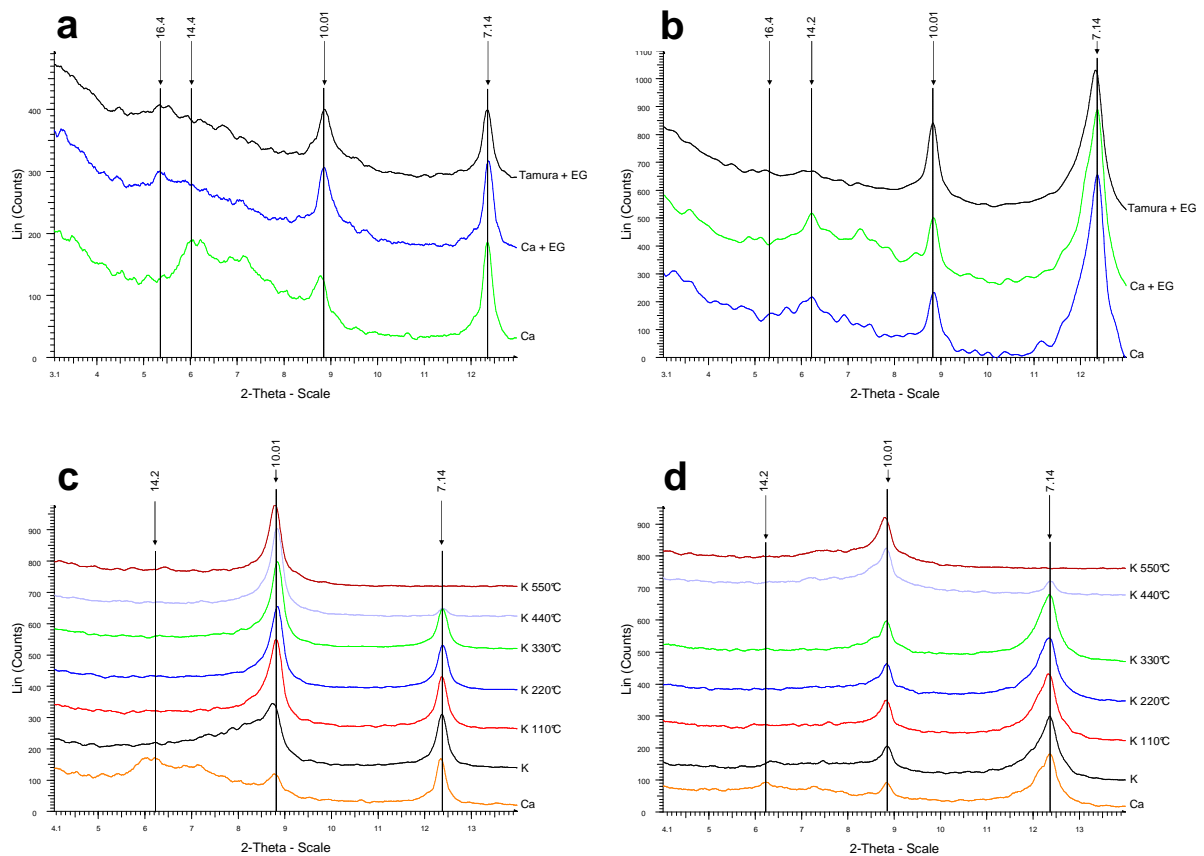


Figure II.15 : Diffractogrammes obtenus sur les échantillons de dépôts orientés de la fraction argiles de la matrice des sols des fosses 25 et 26, pour les profondeurs de 0-8 cm (a et c) et 180-190 cm (b et d). Les pics sont indexés en Angstrom. Ca = Saturation Ca^{2+} ; EG = Solvatisation Ethylène Glycol ; K = Saturation K^+ ; K --- $^{\circ}\text{C}$ = Saturation K puis chauffage à --- $^{\circ}\text{C}$.



minéraux, seules les réflexions d'ordre 1 sont indexées sur les diffractogrammes (excepté pour le quartz). Les minéraux identifiés dans chaque fraction et pour les profondeurs analysées sont récapitulés en Annexe II.3.

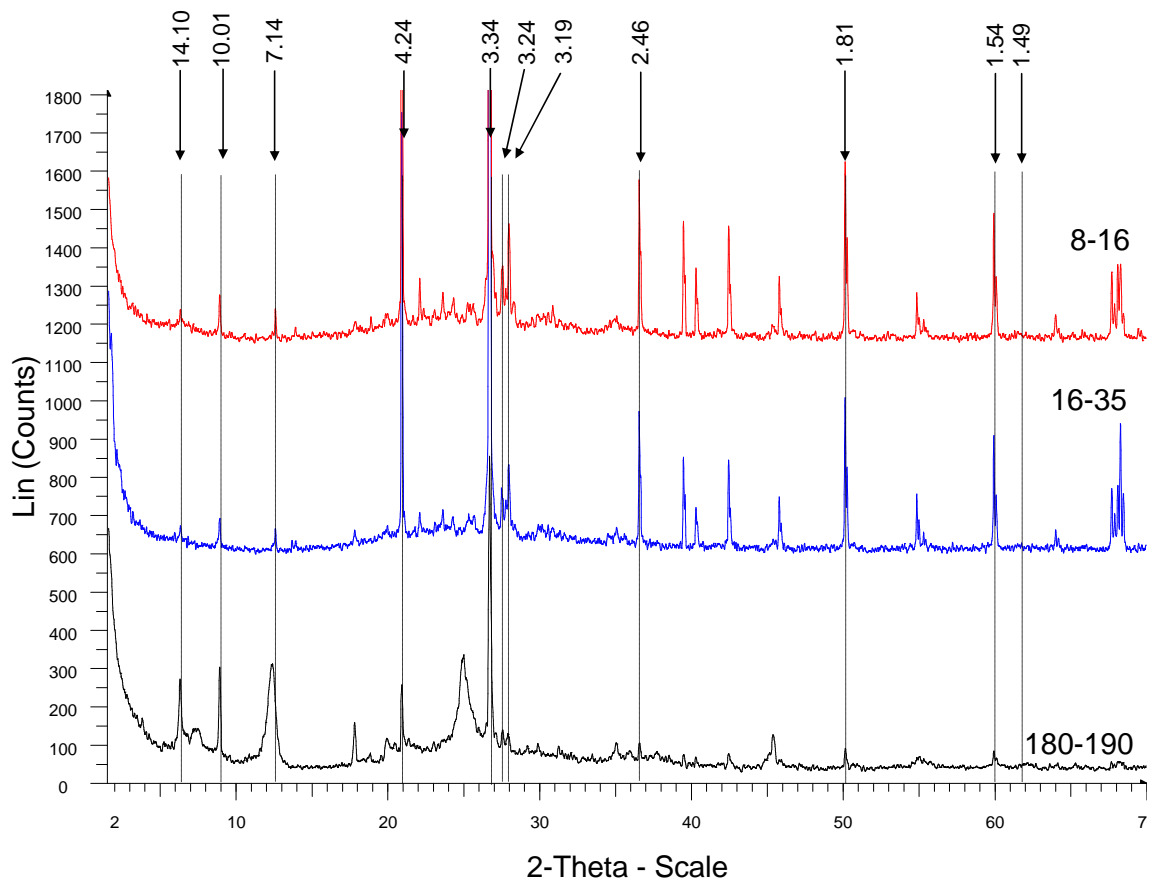
Fraction Argiles

Les diffractogrammes obtenus pour les échantillons de poudre de la fraction argile sont présentés dans la Figure II.14. Quelle que soit la profondeur, les diffractogrammes présentent des pics à $\sim 14.10 \text{ \AA}$, $\sim 10.01 \text{ \AA}$, $\sim 7.14 \text{ \AA}$, $\sim 3.34 \text{ \AA}$, $\sim 3.24 \text{ \AA}$ et $\sim 3.19 \text{ \AA}$. Ces réflexions indiquent la présence de quartz (4.24 \AA , 3.34 \AA , 2.46 \AA , 1.81 \AA , 1.54 \AA), de feldspath potassique (3.24 \AA), d'albite (3.19 \AA), de mica blanc (10.01 \AA) et d'autres phyllosilicates (7.14 \AA , 14.10 \AA).

La méthodologie d'identification des phyllosilicates est présentée pour les profondeurs de 0-8 cm et 180-190 cm dans la Figure II.15.

- 0-8 cm :** La Figure II.15 a montre qu'après traitement à l'éthylène glycol, le pic à $\sim 14 \text{ \AA}$ se déplace vers un pic à $\sim 16 \text{ \AA}$, prouvant la présence de smectite. Après extraction Tamura et traitement à l'éthylène glycol, le pic à $\sim 14 \text{ \AA}$ ne se déplace pas vers un pic à $\sim 16 \text{ \AA}$, prouvant que la smectite intergrade (HIS) n'est pas présente dans l'horizon 0-8 cm. Une bande continue est présente entre $\sim 10 \text{ \AA}$ et $\sim 14 \text{ \AA}$ après saturation Ca, puis elle se déplace vers le pic à 14 \AA après solvataion à l'éthylène glycol, prouvant la présence d'interstratifiés gonflants. Après saturation K (Figure II.15 c), le pic à $\sim 14 \text{ \AA}$ se déplace vers le pic à $\sim 10 \text{ \AA}$, prouvant la présence de vermiculite. La fermeture brutale du pic à $\sim 10 \text{ \AA}$ après saturation K et chauffage à 110°C confirme la présence de smectite. Le pic à $\sim 10 \text{ \AA}$ ne se referme pas après chauffages successifs au-delà de 110°C , prouvant que les phyllosilicates intergrades (HIV et HIS) ne sont pas présents dans l'échantillon. Le pic à $\sim 7.14 \text{ \AA}$ disparaît entre 330°C et 550°C , prouvant la présence de kaolinite. Enfin, aucun pic à $\sim 14 \text{ \AA}$ n'est observé après chauffage à 550°C , prouvant que la chlorite n'est pas présente dans l'horizon 0-8 cm.
- 180-190 cm :** La Figure II.15 b montre que le pic à $\sim 14 \text{ \AA}$ ne se déplace pas vers un pic à $\sim 16 \text{ \AA}$ après traitement à l'éthylène glycol, ce qui prouve que la smectite n'est pas présente dans l'horizon 180-190 cm. Après extraction Tamura et traitement à l'éthylène glycol, le pic à $\sim 14 \text{ \AA}$ se déplace vers un pic à $\sim 16 \text{ \AA}$, prouvant que la smectite intergrade (HIS) est présente dans l'horizon 180-190 cm. Une bande continue est présente entre $\sim 10 \text{ \AA}$ et $\sim 14 \text{ \AA}$ après saturation Ca, prouvant la présence d'interstratifiés. Après saturation K (Figure II.15 d), le pic à $\sim 14 \text{ \AA}$ se déplace vers le pic à $\sim 10 \text{ \AA}$, prouvant la présence de vermiculite. Le pic à $\sim 10 \text{ \AA}$ ne se referme pas après saturation K et chauffage à 110°C , confirmant que la smectite n'est pas présente dans l'horizon 180-190 cm. Le pic à $\sim 7.14 \text{ \AA}$ disparaît entre 330°C et 550°C , prouvant la présence de kaolinite. Enfin, aucun pic à $\sim 14 \text{ \AA}$ n'est observé après chauffage à 550°C , prouvant que la chlorite n'est pas présente dans l'horizon 180-190 cm.

Figure II.16 : Diffractogrammes obtenus sur les échantillons de poudres de la fraction limons fins des sols des fosses 25 et 26, en fonction de la profondeur. Les pics sont indexés en Angstrom.



Les minéraux identifiés pour la fraction argile sont récapitulés en Annexe II.3. Quelle que soit la profondeur, on note la présence de mica blanc, de kaolinite, d'interstratifiés et de quartz. La smectite et la vermiculite sont présentes dans les horizons de surface (0-8, 8-16 et 16-35 cm) et en dessous de 90 cm. La chlorite n'est pas présente dans l'horizon de surface et à 180-190 cm. Le feldspath potassique et l'albite sont présents pour toutes les profondeurs analysées, exceptés dans l'horizon 180-190 cm. Enfin, les phyllosilicates intergrades (HIV et/ou HIS) sont présents dans tous les horizons analysés en dessous de l'horizon 16-35 cm inclus.

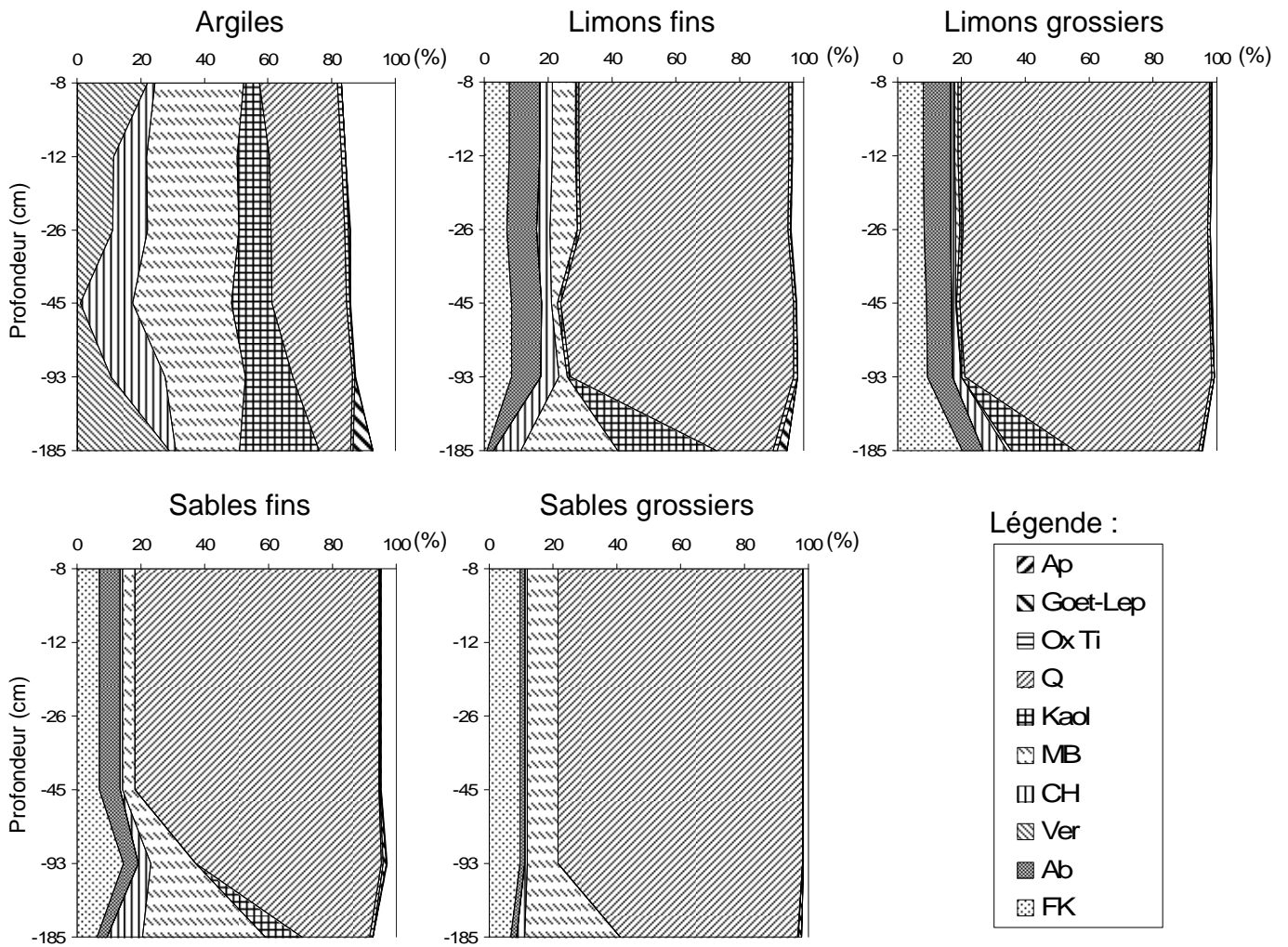
Fraction Limons

- **Limons fins** : Les diffractogrammes obtenus pour les échantillons de poudre de la fraction limons fins pour les horizons 8-16 cm, 16-35 cm et 180-190 cm sont présentés dans la Figure II.16. Quelle que soit la profondeur analysée, les pics observés indiquent la présence de quartz (4.24 Å, 3.34 Å, 2.46 Å, 1.81 Å, 1.54 Å), de feldspath potassique (3.24 Å), d'albite (3.19 Å), de kaolinite (7.14 Å), de mica blanc (10.01 Å) et de phyllosilicates présentant des réflexions à ~ 14.10 Å (smectite et/ou vermiculite et/ou chlorite). Les minéraux identifiés pour la fraction limons fins sont récapitulés en Annexe II.3.
- **Limons grossiers** : Les minéraux identifiés pour la fraction limons grossiers pour les horizons 8-16 cm et 16-35 cm sont récapitulés en Annexe II.3. Pour les deux profondeurs analysées, les diffractogrammes indiquent la présence de quartz (4.24 Å, 3.34 Å, 2.46 Å, 1.81 Å, 1.54 Å), de feldspath potassique (3.24 Å), d'albite (3.19 Å), de kaolinite (7.14 Å) et de mica blanc (10.01 Å). Aucune réflexion à ~ 14.10 Å n'est observée.

Fraction Sables

- **Sables fins** : Les minéraux identifiés pour la fraction sables fins pour les horizons 8-16 cm, 16-35 cm et 180-190 cm sont récapitulés en Annexe II.3. Pour les deux horizons de surface analysés, les diffractogrammes indiquent la présence de quartz (4.24 Å, 3.34 Å, 2.46 Å, 1.81 Å, 1.54 Å), de feldspath potassique (3.24 Å), d'albite (3.19 Å) et de mica blanc (10.01 Å). Aucun pic à ~ 14.10 Å et à 7.14 Å n'est observé. Pour l'horizon 180-190 cm, des pics à ~14.10 Å et à ~7.14 Å sont observés, indiquant la présence de smectite et/ou vermiculite et/ou chlorite et de kaolinite.
- **Sables grossiers** : Les minéraux identifiés pour la fraction sables grossiers pour les horizons 90-100 cm et 180-190 cm sont récapitulés en Annexe II.3. Pour les deux horizons profonds analysés, les diffractogrammes indiquent la présence de quartz

Figure II.17 : Répartition des minéraux dans les différentes fractions granulométriques de la terre fine de la matrice des sols du Fou145ans, en fonction de la profondeur. Ap=Apatite ; Goet-Lep=Goethite-Lepidocrocite ; Ox Ti=Oxyde de titane ; Q=Quartz ; Kaol=Kaolinite ; MB=Mica Blanc ; CH=Chlorite ; Ver=Vermiculite ; Ab=Albite ; FK=Feldspath Potassique. La vermiculite quantifiée est une moyenne entre le pôle di-octaédrique et tri-octaédrique.



(4.24 Å, 3.34 Å, 2.46 Å, 1.81 Å, 1.54 Å), de feldspath potassique (3.24 Å), d'albite (3.19 Å), de kaolinite (7.14 Å), de mica blanc (10.01 Å) et de smectite et/ou vermiculite et/ou chlorite (14.10 Å).

4.3.5 Composition des minéraux

Les compositions moyennes des minéraux de la matrice du sol du Fou145ans et de la granodiorite prélevée non-loin du Fou145ans sont présentées en Annexe II.4.

Pour les lames de sol à structure conservée et pour la granodiorite, les écart-types associés aux compositions des minéraux sont généralement faibles quel que soit le minéral et l'élément chimique considérés. On note cependant une variabilité plus forte pour les faibles teneurs en éléments chimiques, ceci étant probablement lié aux incertitudes d'analyses.

De plus, hormis quelques exceptions, la provenance des minéraux analysés (sol ou granodiorite) ne semble pas influencer fortement la composition des minéraux. On note cependant quelques différences comme par exemple des teneurs plus élevées en Mg dans la chlorite provenant de la granodiorite en comparaison de celle provenant du sol.

4.3.6 Minéralogie quantitative

La répartition des minéraux dans les fractions granulométriques de la terre fine de la matrice des sols du Fou145 est représentée en fonction de la profondeur dans la Figure II.17.

Minéraux primaires :

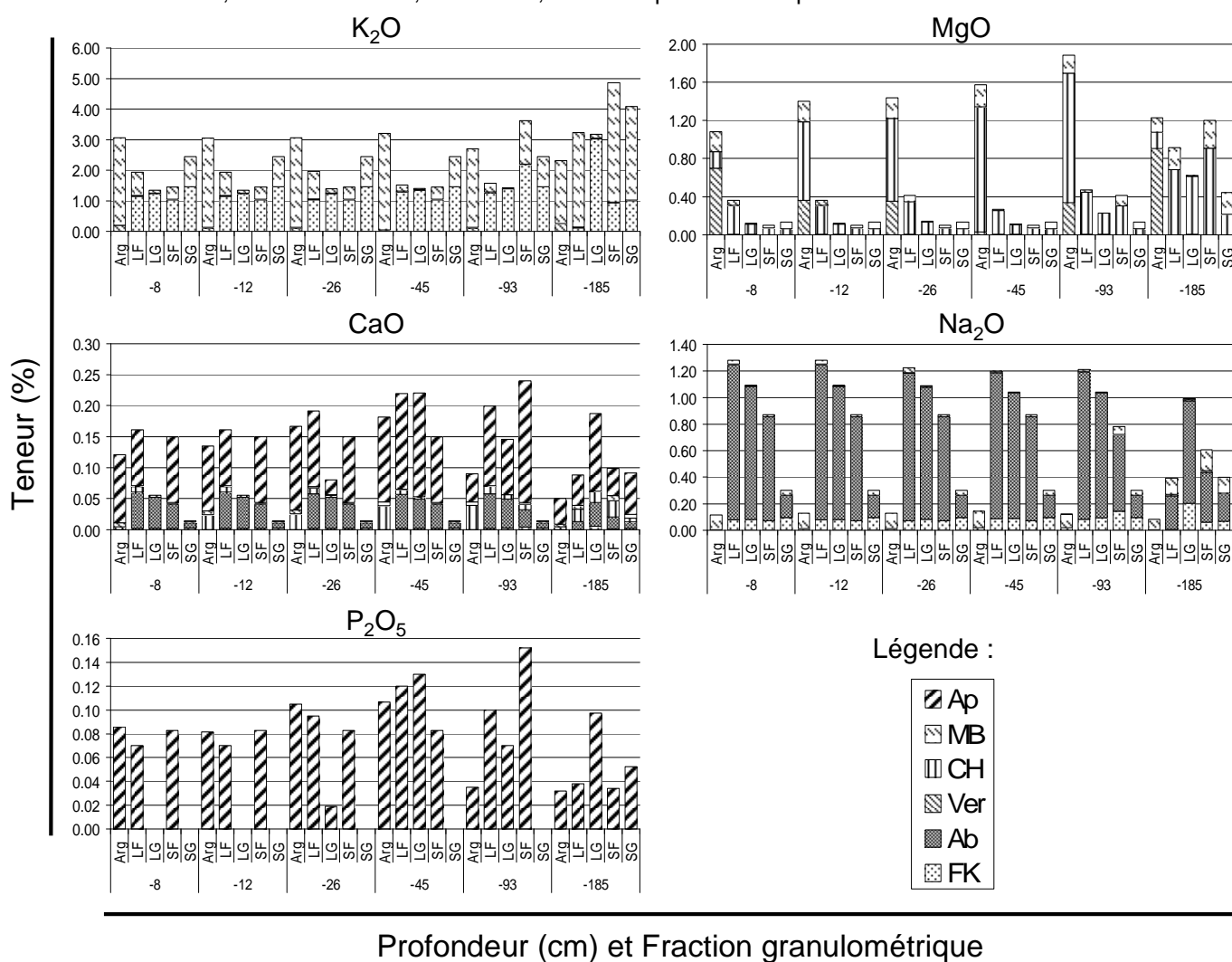
Le quartz est présent dans toutes les fractions granulométriques quel que soit l'horizon considéré. D'une façon générale, sa quantité diminue avec la taille de la fraction considérée ainsi qu'avec la profondeur. Pour la fraction argile, sa quantité varie entre 24% dans l'horizon de surface et 10% dans le dernier horizon du profil. Pour les fractions $> 2\mu\text{m}$ et hormis le dernier horizon, la quantité de quartz est toujours très importante, comprise entre 58% et 78%. Le mica blanc est présent dans toutes les fractions granulométriques quel que soit l'horizon considéré. On le trouve en quantité importante dans la fraction argile (de 20 à 31%) et pour les fractions $> 2\mu\text{m}$ hormis les limons grossiers, les quantités de mica-blanc augmentent fortement dans le dernier horizon (de 30 et 39%).

L'albite est présente dans toutes les fractions $> 2\mu\text{m}$ avec des quantités comprises entre 1 et 10%, respectivement pour la fraction sables grossiers et la fraction limons fins. La quantité d'albite diminue avec la profondeur avec des teneurs minimum dans l'arène granitique.

Le feldspath potassique est présent dans toutes les fractions $> 2\mu\text{m}$, avec des quantités comprises entre 1 et 20%, respectivement pour la fraction limons fins et la fraction limons grossiers.

La chlorite est présente en quantité importante dans la fraction argile (de 10 à 16%) sauf dans le premier et le dernier horizon du profil. Dans les fractions $> 2\mu\text{m}$, la quantité de chlorite est plus importante dans les horizons profonds (80-90 cm et 180-190 cm) en comparaison des autres horizons, avec des quantités comprises entre 3% et 11% dans l'arène granitique, respectivement pour les sables grossiers et les sables fins.

Figure II.18 : Pourcentage de cations nutritifs dans les fractions de la terre fine de la matrice des sols du Fou145ans et leur localisation dans les minéraux porteurs. Ap=Apatite ; MB=Mica Blanc ; CH=Chlorite ; Ver=Vermiculite ; Ab=Albite ; FK=Feldspath Potassique.



L'apatite est présente dans la quasi-totalité des fractions à l'état de trace (< 0.4%) et ceci quelle que soit la profondeur.

Minéraux secondaires :

La kaolinite est présente en quantité importante dans la fraction argile sur l'ensemble du profil ; la quantité augmente avec la profondeur pour atteindre 25% dans le dernier horizon, c'est-à-dire dans l'arène granitique. Pour les fractions limons et sables fins, ce minéral néoformé est toujours en quantité importante (de 10 à 31%) dans le dernier horizon, les quantités dans les horizons de surface étant très faibles (< 1%). De plus, la quantité de ce minéral dans l'arène granitique diminue lorsque la taille des fractions augmente.

La vermiculite, produit de transformation du mica blanc (pôle di-octaédrique) et de la chlorite (pôle tri-octaédrique), est présente uniquement dans la fraction argile. La quantité de vermiculite dans la fraction argile est maximum dans l'arène granitique (29%) et dans l'horizon de surface (22%). La vermiculite disparaît quasiment dans l'horizon 90-100 cm (<1%), c'est-à-dire dans le limon compact.

Pour rappel, la smectite n'a pas été quantifiée au cours de cette démarche au vu de sa probable faible quantité.

Les résultats des calculs normatifs sont en accord avec l'évolution des rapports d'intensités des réflexions mesurées sur les diffractogrammes.

4.3.7 Localisation des cations nutritifs dans les minéraux

Le pourcentage de cations nutritifs dans les fractions de la terre fine de la matrice des sols du Fou145 et leur localisation dans les minéraux porteurs est présenté dans la Figure II.18.

Le K est majoritairement localisé dans le feldspath potassique et dans le mica blanc. Pour la fraction argile, le K est localisé dans le mica blanc. Pour les autres fractions et hormis le dernier horizon du profil, le K est majoritairement localisé dans le feldspath potassique. Pour les fractions >2 μ m, le pourcentage de K est plus élevé dans le dernier horizon du profil.

Le Ca, en très faible quantité dans le profil, est majoritairement localisé dans l'apatite et en moindre quantité dans l'albite. Le pourcentage de Ca est minimum dans le dernier horizon du profil.

Le P, en très faible quantité dans le profil, est exclusivement localisé dans l'apatite.

Le Mg est majoritairement localisé dans la chlorite, la vermiculite et le mica blanc. Le pourcentage de Mg diminue lorsque la taille des fractions augmente. Pour l'ensemble des fractions, le pourcentage de Mg augmente généralement avec la profondeur avec des maxima dans les horizons les plus profonds (> 90 cm).

Le Na est quasi-exclusivement localisé dans l'albite. Le pourcentage de Na dans la fraction argile est faible en comparaison des autres fractions. Pour les fractions >2 μ m et hormis dans le dernier horizon du profil, le pourcentage de Na diminue lorsque la taille des fractions augmente.

Figure II.19 : Comparaison entre la matrice et les gloses des distributions granulométriques, des teneurs en C organique total, N total, P_2O_5 (Duchaufour) et Al_{Tamm} de la terre fine. Les échantillons sont issus de l'échantillonnage spécifique réalisé dans les fosses 25 et 26 du site Fou145ans (Couples Glosse-Matrice).

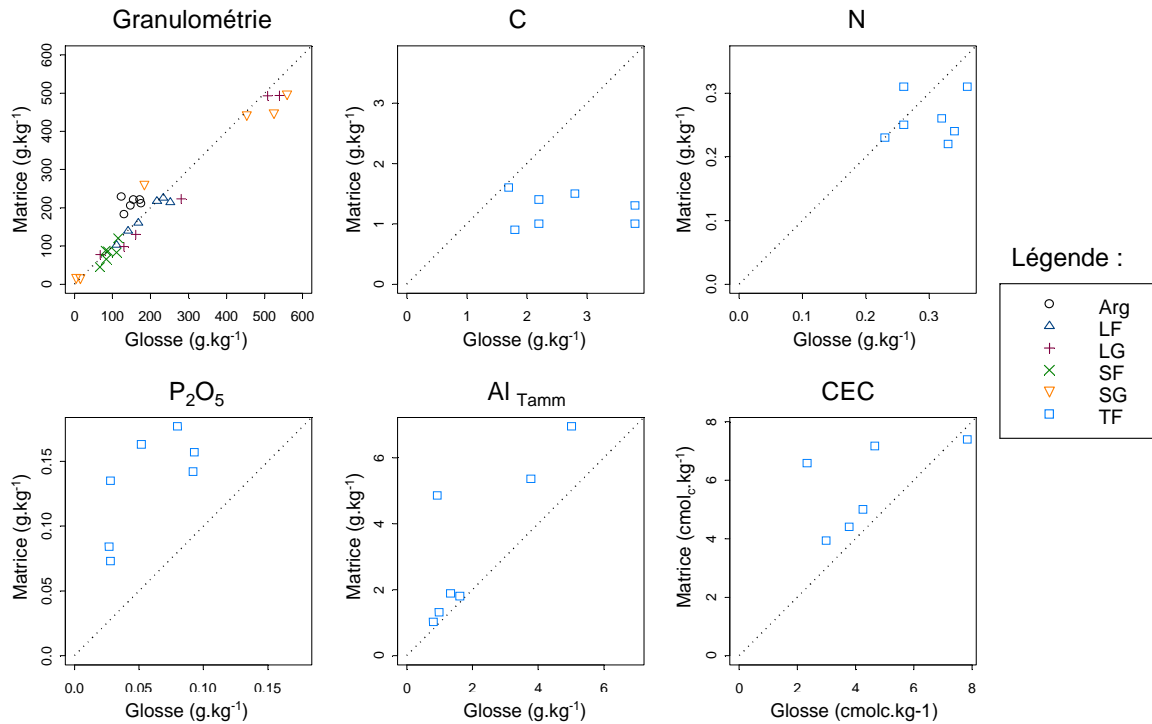
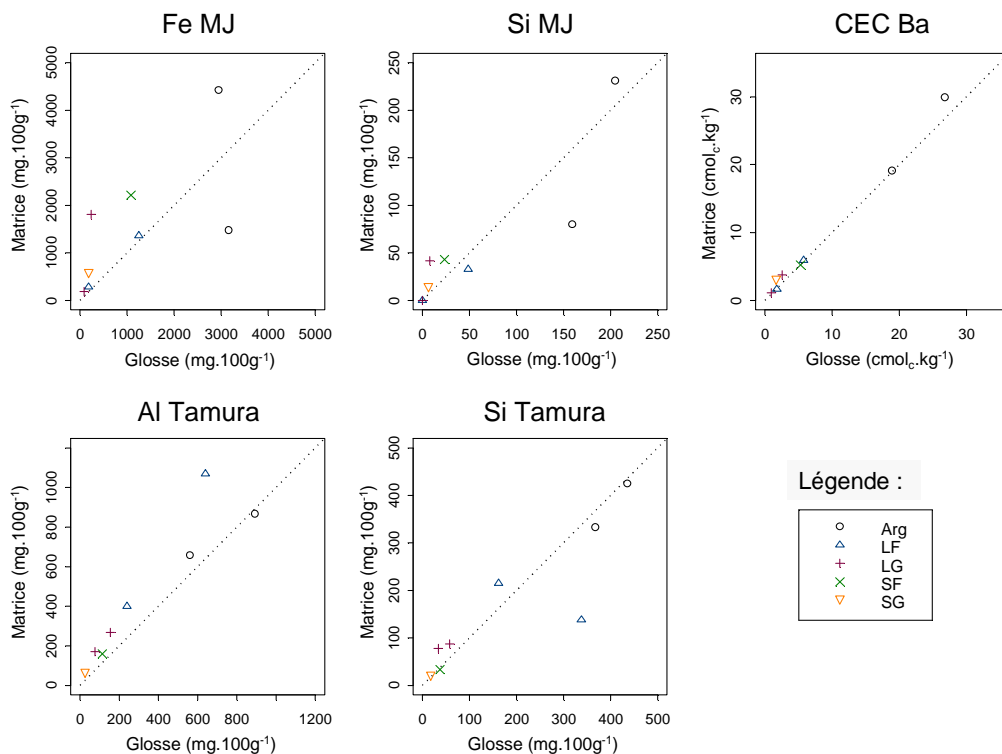


Figure II.20 : Comparaison entre la matrice et les gloses des capacités d'échange cationique mesurées par le Barium (CEC Ba) et des dissolutions sélectives des fractions granulométriques. Les échantillons sont issus de l'échantillonnage spécifique (Couples Glosse-Matrice) réalisé dans les fosses 25 et 26 du site Fou145ans. (MJ=extraction Mehra-Jackson ; Tamura= extraction Tamura).



4.4 Comparaison de la matrice et des glosses

4.4.1 Distribution granulométrique, C, N, P et Al_{Tamm} de la terre fine

Les distributions granulométriques, les teneurs en C organique total, N total, P_2O_5 (Duchaufour) et Al_{Tamm} de la terre fine sont comparées entre la matrice et les glosses dans la Figure II.19, pour la terre fine des échantillons prélevés dans les fosses 25 et 26 du site Fou145ans.

La comparaison des distributions granulométriques révèle des teneurs en argiles supérieures dans la matrice en comparaison des glosses. La capacité d'échange cationique de la terre fine est plus élevée dans la matrice en comparaison des glosses. A l'inverse, les teneurs en sables grossiers se rapportant aux horizons les plus profonds (arène granitique) sont plus élevées dans les glosses que dans la matrice.

Les teneurs en C organique total et en N total sont toujours plus élevées dans les glosses en comparaison de la matrice. A l'inverse, les teneurs en P_2O_5 (Duchaufour) et Al_{Tamm} sont toujours plus faibles dans les glosses que dans la matrice.

4.4.2 CEC Ba et dissolutions sélectives

Les résultats des dissolutions sélectives et les capacités d'échange cationique mesurées par le barium sont comparés entre la matrice et les glosses dans la Figure II.20, pour les fractions des échantillons prélevés dans les fosses 25 et 26 du site Fou145ans.

Les mesures de CEC Ba sont équivalentes entre les glosses et la matrice. Pour les extractions sélectives, les teneurs en éléments sont généralement plus élevées dans la matrice que dans les glosses, notamment pour les fractions $> 2 \mu m$.

4.4.3 Eléments totaux

Les teneurs en éléments totaux sont comparés entre la matrice et les glosses dans la Figure II.21, pour la terre fine et les fractions granulométriques des échantillons prélevés dans les fosses 25 et 26 du site Fou145ans. Les comparaisons faites pour la terre fine et les différentes fractions granulométriques sont généralement similaires quel que soit l'élément et 3 tendances se dégagent :

- des teneurs plus élevées dans la matrice en comparaison des glosses pour Al, Fe_{Total} , Mn, Mg, K et P ;
- des teneurs plus faibles dans la matrice en comparaison des glosses pour Si et Na ;
- des teneurs en Ca, K et Ti pour lesquelles il est difficile d'observer une supériorité de la matrice ou des glosses pour l'ensemble des fractions et de la terre fine.

La perte au feu est toujours plus élevée dans la matrice en comparaison des glosses, pour la terre fine et les différentes fractions granulométriques. Un point reste à souligner : les teneurs en Fe_{Total} sont plus élevées dans la matrice en comparaison des glosses mais les teneurs en $Fe_{Réduit}$ (Turpault, 2002) sont quand à elles plus élevées dans les glosses en comparaison de la matrice.

Figure II.21 : Comparaison entre la matrice et les glosses des teneurs en éléments majeurs de la terre fine et des fractions granulométriques (PF= Perte au feu). Les échantillons sont issus de l'échantillonnage spécifique réalisé dans les fosses 25 et 26 du site Fou145ans (Couples Glosse-Matrice).

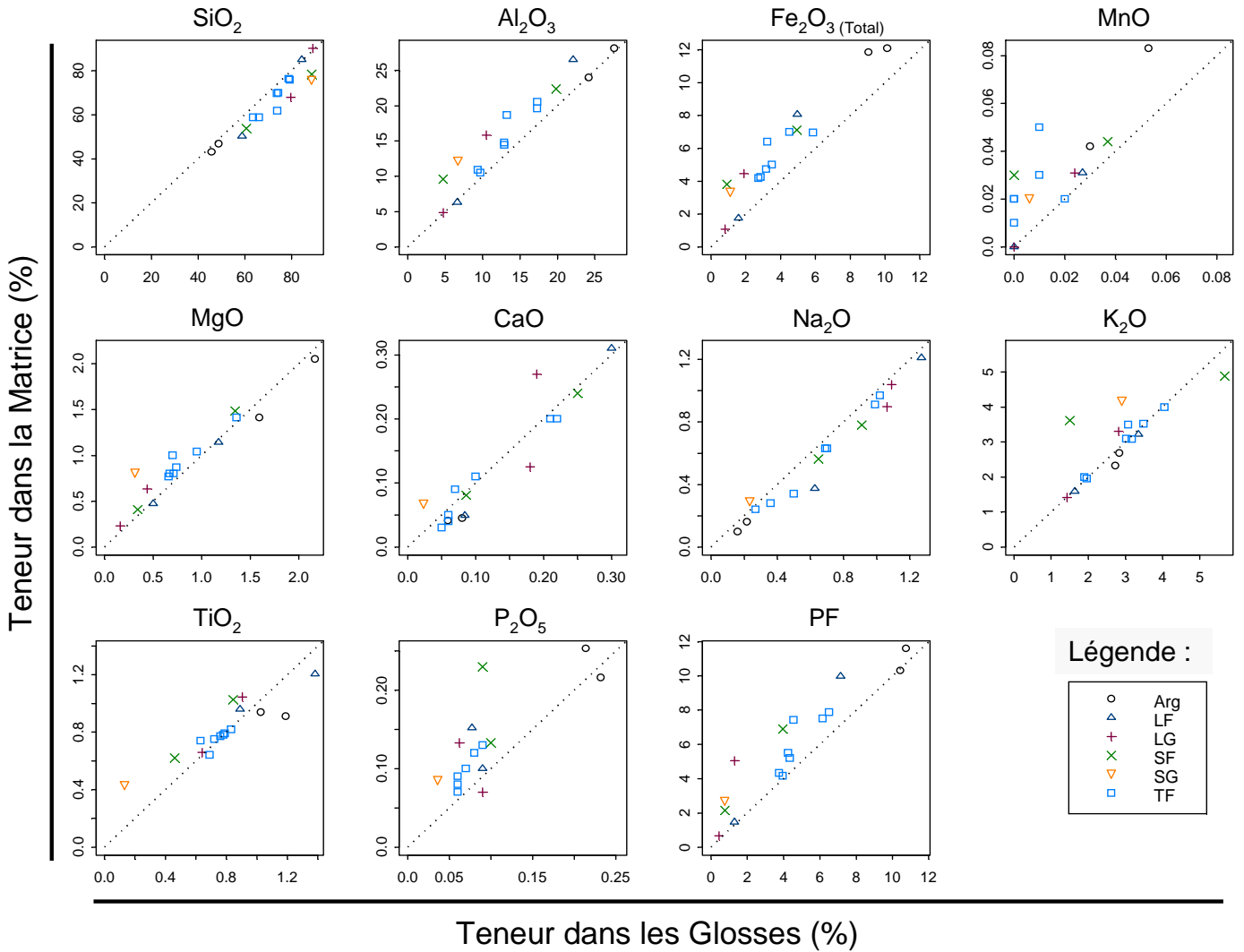


Figure II.22 : Estimation par le modèle PROFILE de la libération annuelle de Ca, Mg, K, Na et P par altération des minéraux, pour les différentes tranches de sol du Fou145ans.

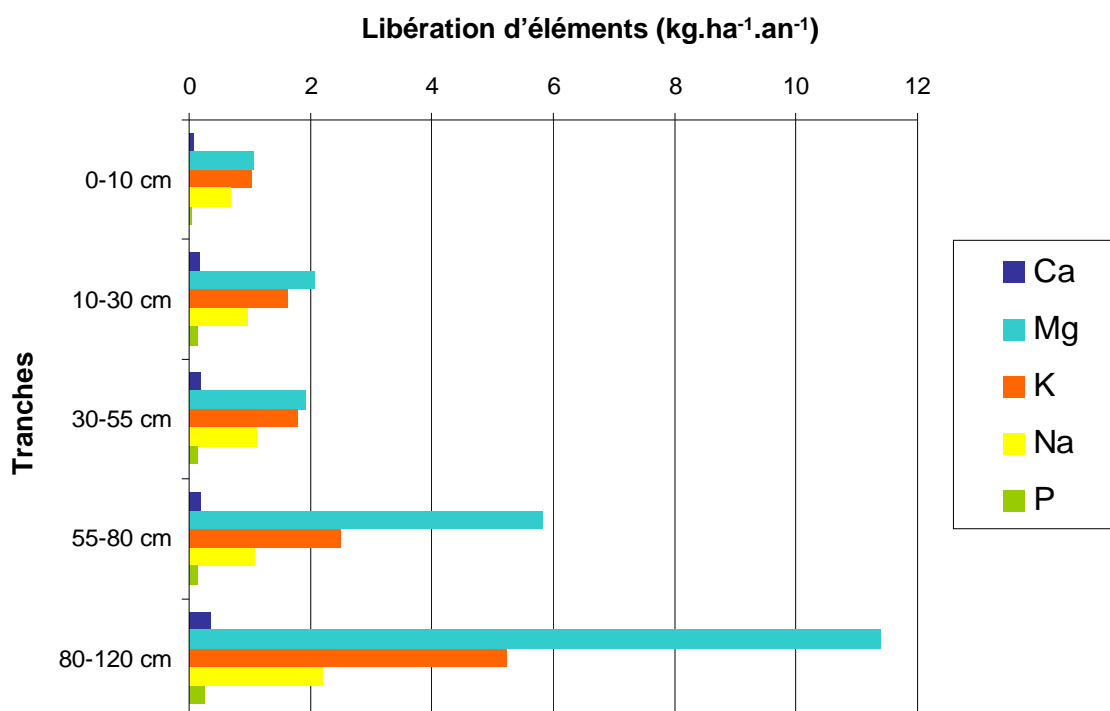


Tableau II.8 : Estimation par le modèle PROFILE de la libération annuelle de Ca, Mg, K, Na et P par altération des minéraux dans la tranche 0-120 cm des sols du Fou145ans.

Libération d'éléments (kg.ha⁻¹.an⁻¹)					
Tranche de sol	Ca	Mg	K	Na	P
0-120 cm	1.0	22.3	12.2	6.1	0.7

4.5 Les flux d'altération

La Figure II.22 présente l'estimation par le modèle PROFILE de la libération annuelle de Ca, Mg, K, Na et P par altération des minéraux, pour les différentes tranches de sol du Fou145ans. Le Tableau II.8 récapitule quant à lui cette libération de Ca, Mg, K, Na et P sur l'ensemble de la tranche 0-120 cm des sols du Fou145ans. Quelle que soit la tranche de sol considérée, la quantité annuelle estimée de Ca et P libérée par altération des minéraux du sol est très faible (Figure II.22) ; cette libération représente pour la tranche de sol 0-120 cm $1.0 \text{ kg}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{an}^{-1}$ pour Ca et $0.7 \text{ kg}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{an}^{-1}$ pour P (Tableau II.8). La quantité annuelle estimée de Mg, K et Na libérée par altération des minéraux du sol augmente lorsque la profondeur de sol augmente, pour atteindre respectivement $11.4 \text{ kg}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{an}^{-1}$, $5.2 \text{ kg}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{an}^{-1}$, $2.2 \text{ kg}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{an}^{-1}$ dans la tranche 80-120 cm des sols du Fou145ans (Figure II.22). La tranche de sol 80-120 cm contribue donc fortement à la quantité annuelle estimée de Mg, K et Na libérés par altération des minéraux dans la tranche de sol 0-120 cm ($22.3 \text{ kg}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{an}^{-1}$ pour Mg, $12.2 \text{ kg}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{an}^{-1}$ pour K et $6.1 \text{ kg}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{an}^{-1}$ pour Na).

5 Discussion

La granodiorite présente à Fougères est composée des minéraux primaires suivants : chlorite, mica blanc, feldspath potassique, albite et quartz (Turpault, 2002). Les limons (compacts et non compacts (Figure II.5) déposés sur l'arène granitique sont constitués de proportions différentes des mêmes minéraux primaires (Turpault, 2002). Les sols de Fougères se sont développés sur ces différents substrats et l'établissement d'une filiation précise entre ces substrats et les horizons pédologiques présents à Fougères n'a pas été réalisé, l'objectif premier de cette thèse étant l'établissement d'un bilan de fertilité minérale. Nous n'aborderons donc pas ici les processus de pédogénèse passés ayant conduit à la formation des sols de Fougères. Nous nous intéresserons uniquement à la pédogénèse actuelle et consacrerons la discussion aux points suivants :

- Les processus d'altération des minéraux et la libération de nutriments ;
- La pédogénèse actuelle ;
- La comparaison des propriétés physiques, chimiques et minéralogiques entre la matrice et les glosses.

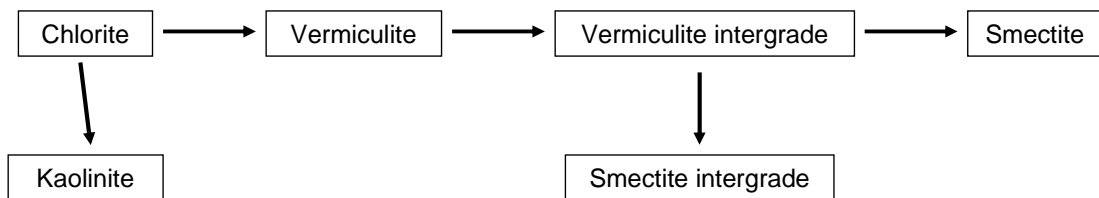
5.1 Altération des minéraux

5.1.1 Réaction de transformation des minéraux et libération potentielle de nutriments

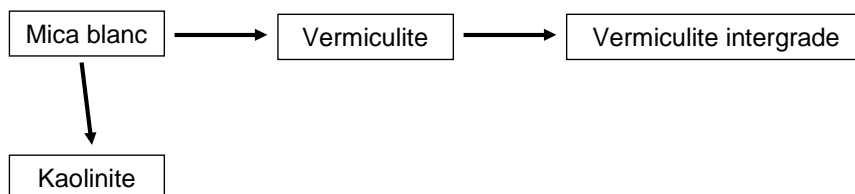
La distribution des minéraux dans les fractions de la terre fine dépend d'une part de leur vulnérabilité face à l'altération (microdivision, dissolution, transformation) et d'autre part de leur abondance dans le(s) substrat(s) sur lequel le sol est développé. La quantité de quartz

Figure II.23 : Réactions de transformation des phyllosilicates mises en évidence par Turpault et al. (2002).

A partir de la chlorite



A partir du mica blanc



observée dans le profil de sol du Fou145ans (Figure II.17) diminue donc logiquement avec la profondeur par enrichissement relatif de la surface, ce minéral étant stable et peu altérable.

Nous nous intéresserons dans un premier temps aux réactions de transformations des phyllosilicates, ces minéraux majoritairement contenus dans les fractions les plus fines étant de bons traceurs des processus d'altération, leur surface spécifique étant élevée. Deux chaînes de réaction de transformation des phyllosilicates ont été identifiées et décrites par Turpault et al. (2002) pour les sols du Fou145ans (Figure II.23) : d'une part à partir du mica blanc, et d'autre part à partir de la chlorite (le cas des phyllosilicates intergrades présents dans la Figure II.23 sera abordé dans la suite de ce paragraphe).

A partir du mica blanc

La séquence qui conduit à la production de vermiculite et vermiculite intergrade à partir du mica blanc a déjà été identifiée dans plusieurs sols acides (Barnhisel and Bertsch, 1989). De nombreuses études expérimentales se sont intéressées à l'altération des micas, pour comprendre notamment les mécanismes de libération du K, élément essentiel à la croissance des végétaux (Robert, 1972; Scott, 1966). L'altération des micas se produit en plusieurs étapes (Newman, 1966) : le K est tout d'abord remplacé par des cations hydratés et le départ de K^+ entraîne la perte d' OH^- . La diminution de la charge du feuillet entraîne la perte de K supplémentaire. Ensuite, le fer ferreux s'oxyde et la perte de cations tel que Mg se produit. La perte progressive du K interfoliaire provoque la transformation du mica en vermiculite puis en smectite, la diminution de charge entraînant l'ouverture des zones interfoliaires. A Fougères, la quantité de mica blanc est élevée dans la fraction argile quelle que soit la profondeur (Figure II.17) et cet enrichissement par micro-division peut s'expliquer par la vulnérabilité de ce minéral. Dans la fraction argile qui présente une surface spécifique élevée, le mica blanc pourra donc contribuer fortement à la libération de K et en moindre mesure à la libération de Mg, celui-ci étant en partie conservé dans la structure au cours des transformations (Fichter et al., 1998). Pour les fractions $>2\mu m$, la quantité de mica blanc est élevée en profondeur, à savoir dans l'arène granitique et dans la zone de mélange arène-limon (Figure II.17) ; dans ces fractions, l'altération du mica blanc pourra également fournir du K et en moindre mesure du Mg.

A partir de chlorite

La séquence qui conduit à la formation de smectite à partir de la chlorite est également bien connue. La couche brucitique $Mg(OH)_2$ de la chlorite est progressivement dissoute et remplacée par des cations échangeables en position interfoliaire. La chlorite altérée acquiert une charge de surface permanente, qui diminue ensuite progressivement au fur et à mesure de la perte de Mg et Fe provenant des feuillettes. La chlorite se transforme donc progressivement en vermiculite, puis en smectite, la diminution de charge entraînant l'ouverture des zones interfoliaires. A Fougères, la quantité de chlorite dans la fraction argile diminue en surface

ainsi que dans l'arène granitique, ces diminutions étant bien corrélées avec l'augmentation de la quantité de vermiculite (Figure II.17). Dans la fraction argile qui présente une surface spécifique élevée, la chlorite pourra donc contribuer à la libération de Mg dans les limons non-compacts et compacts (Figure II.5). Dans les fractions $>2\mu\text{m}$, la quantité de chlorite augmente dans la zone de mélange arène-limon et dans l'arène granitique. La chlorite présente dans ces horizons dans les fractions $>2\mu\text{m}$ pourra également contribuer à la libération de Mg.

Minéraux intergrades

Les minéraux intergrades (Annexe II.3) issus des réactions de transformation présentées dans la Figure II.23 n'ont pas pu être quantifiés de façon précise au cours de cette étude. Ces minéraux sont généralement porteurs d'une faible quantité de nutriments mais la plus forte contrainte nutritionnelle relative à ces minéraux est la forte réduction de la CEC induite par la précipitation d'hydroxydes dans les espaces interfoliaires. Les cales alumineuses peuvent donc avoir des conséquences importantes sur la fertilité du sol (Turpault et al., 1996) et donc sur la nutrition des peuplements forestiers. Nous y reviendrons au cours de cette discussion.

Kaolinite



















La kaolinite est un des produits finaux des réactions d'altération identifiées à Fougères (Figure II.23), à partir du mica blanc et/ou de la chlorite. La précipitation des minéraux secondaires, comme la kaolinite, dépend de la nature chimique des microenvironnements régnant autour des particules. Le pH, le potentiel d'oxydoréduction, la concentration en composés organiques, les conditions de drainage et l'alternance des cycles de déshydratation-humectation déterminent la nature chimique de ces sites (Barnhisel and Bertsch, 1989; Dejou et al., 1977 ; Douglas, 1989). La kaolinite se forme préférentiellement dans des sites bien drainés (Karathanasis and Hajek, 1983; Tardy and Gac, 1969). A Fougères, cette condition n'est pas limitante et la kaolinite est présente quelle que soit la profondeur dans la fraction argile (Figure II.17). Dans les fractions $>2\mu\text{m}$, la quantité de kaolinite est nulle dans les horizons de surface et augmente fortement dans l'arène granitique (Figure II.17). Dans un contexte proche de celui de Fougères, Lautridou et al. (1984) décrivent une arène granitique présentant une fragmentation importante des minéraux et observent une néoformation de kaolinite. Ce processus semble également exister dans l'arène granitique à Fougères.

Intéressons nous maintenant aux autres minéraux porteurs de nutriments présents dans les sols de Fougères.

Feldspath potassique

Le feldspath potassique est présent essentiellement dans les fractions $>2\mu\text{m}$ (Figure II.17), ce minéral étant relativement stable et donc peu sensible à la micro-division. Le feldspath

Figure II.24 : Caractéristiques minéralogiques et physiques de la terre fine des sols du Fou145ans pour la libération d'éléments nutritifs. FK=Feldspath Potassique ; MB=Mica Blanc ; CH=Chlorite ; Ver=Vermiculite ; Ab=Albite ; Ap=Apatite.

Elément	Minéral	Fraction		Cinétique	Transformation	Flux attendu
		Argiles ----- Sables	Profondeur Surface ----- Arène			
K	FK			+	-	+
	MB			+	+++	++
Na	Ab			+++	+	++
Mg	MB			+	-	-
	Ver			+	++	++
	CH			+	++	++
Ca	Ab			+++	+	+
	Ap			+++	+	-
P	Ap			+++	+	-

Symboles : (+++) Fort ; (++) Moyen ; (+) Faible ; (-) Très faible

potassique représente une source potentiellement élevée de K mais au vu de sa faible cinétique de dissolution, le flux provenant de ce minéral sera probablement faible.

Albite

L'albite est une source potentielle de Na et en moindre mesure de Ca. A Fougères, ce minéral est majoritairement présent dans les fractions limons et sables fins (Figure II.17). Cependant, en raison de la faible surface spécifique de ces fractions, le flux de Na sera limité, tout comme celui de Ca.

Apatite

L'apatite est à l'état de trace dans les sols du Fou145ans avec des quantités toujours < 0.4% (Figure II.17), quelle que soit la fraction considérée. La fourniture de Ca et P par altération de ce minéral sera donc très limitée voir quasi-nulle.

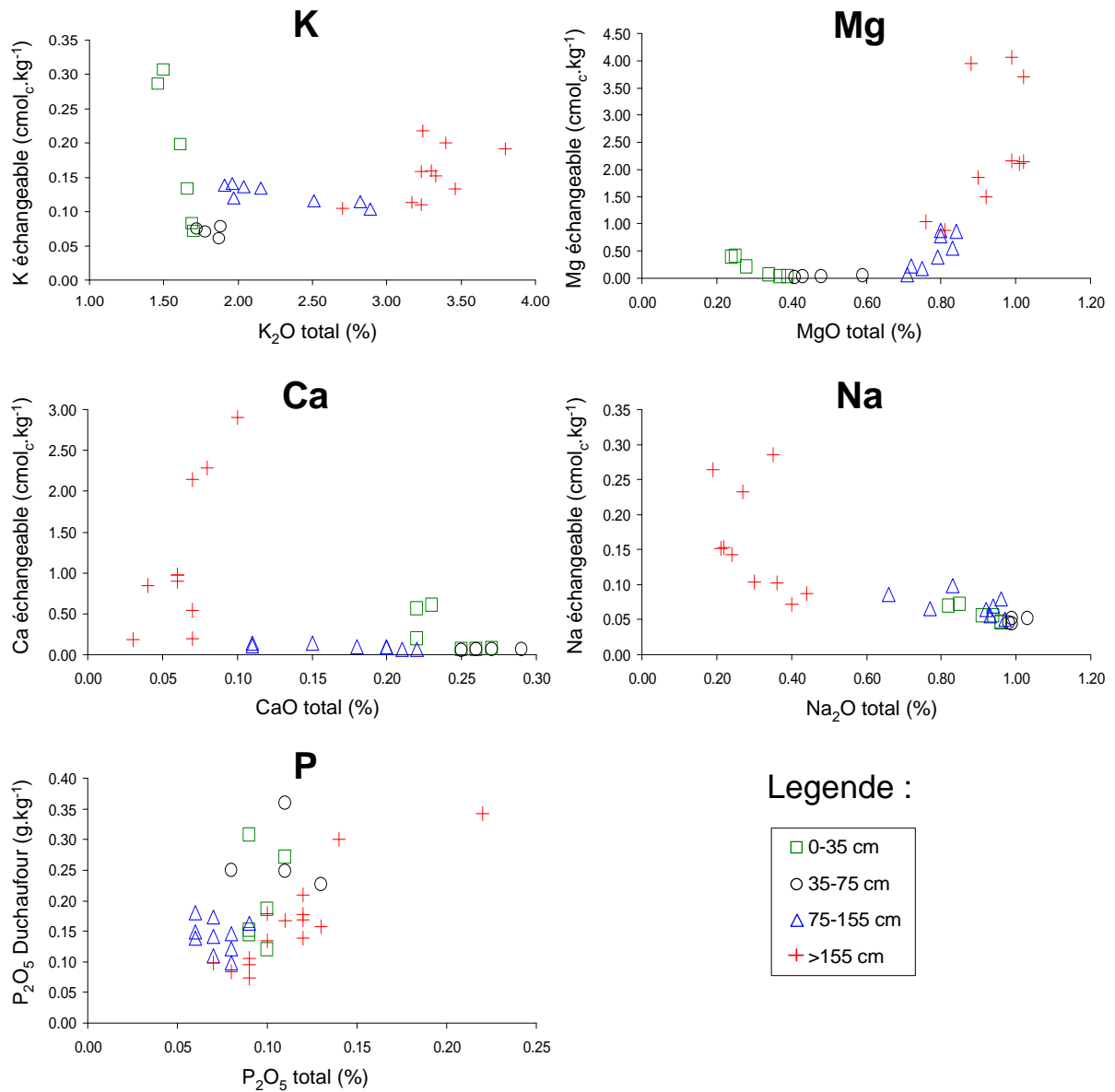
Une synthèse des libérations potentielles de nutriments par l'altération des minéraux de la terre fine des sols du Fou145ans est donnée dans la Figure II.24. Au regard de ces considérations, l'élément nutritif potentiellement libéré par altération et présentant des limites quant à la nutrition des peuplements forestiers est Ca.

5.1.2 Flux d'altération

Les estimations par le modèle PROFILE des quantités de Ca, Mg, K, Na et P libérées annuellement par altération des minéraux (Figure II.22 et Tableau II.8) dans les sols du Fou145ans coïncident avec les libérations espérées (Figure II.24). La quantité annuelle estimée de P et Ca libérés dans la tranche 0-120 cm du sol est très faible (< 1 kg.ha⁻¹.an⁻¹ Tableau II.8) ; cette faible libération reflète bien la très faible quantité d'apatite (Ca, P) et en moindre mesure d'albite (Ca) présente dans les sols de Fougères (Figure II.17). En revanche, les flux estimés de K et Mg dans la tranche 0-120 cm sont élevés (respectivement 22.3 kg.ha⁻¹.an⁻¹ pour Mg, 12.2 kg.ha⁻¹.an⁻¹ pour K Tableau II.8) en comparaison de Ca et P, reflétant la dissolution des minéraux porteurs de K (mica-blanc ; feldspath potassique) et Mg (vermiculite ; chlorite) dans les sols du Fou145ans. L'augmentation avec la profondeur de la quantité des minéraux porteurs de K et Mg (Figure II.17) dans les sols du Fou145ans entraîne une augmentation avec la profondeur des flux estimés de K et Mg libérés par altération (Figure II.22).

Une surestimation par le modèle PROFILE des flux de K et Mg libérés par altération est probable, la surface géométrique des fractions granulométriques ayant été choisie ici pour le calcul de flux. Le modèle PROFILE ne prend pas en compte les dissolutions incongruentes, ce qui pourrait également conduire à une surestimation du flux de Mg, cet élément étant en partie conservé dans la structure des minéraux au cours des réactions de transformations décrites dans la Figure II.23.

Figure II.25 : Teneurs en cations échangeables et phosphore assimilable de la terre fine en fonction des teneurs en éléments totaux de la terre fine, pour les sols des fosses 25 et 26 du Fou145 ans, en fonction de la profondeur.



5.1.3 Relation entre les teneurs en nutriments échangeables et totaux

La Figure II.25 présente les teneurs en cations échangeables et phosphore assimilable en fonction des teneurs en éléments totaux de la terre fine des sols du Fou145ans.

Cette représentation permet de rappeler et de mettre en avant plusieurs points :

- Les teneurs en éléments échangeables sont généralement plus élevées dans l'arène granitique (>155 cm) en comparaison des autres horizons.
- Le K et le Mg présentent des comportements relativement similaires. Hormis pour les profondeurs de surface (0-35cm), les teneurs en éléments échangeables augmentent avec la profondeur lorsque les teneurs en éléments totaux augmentent ; la garniture du complexe d'échange en dessous de 35 cm de profondeur semble donc dépendre des stocks d'éléments totaux présents dans les sols. Le comportement observé pour le K et le Mg échangeables en surface (0-35cm) peut être en partie attribué à une accumulation relative de ces éléments en surface grâce à une remontée par la végétation (cycle biologique) (Jobbagy and Jackson, 2001).
- Le Ca et le Na présentent des comportements inverses à ceux observés pour le K et le Mg. Hormis pour les profondeurs de surface (0-35cm), les teneurs en éléments échangeables diminuent lorsque les stocks en éléments totaux augmentent. Intéressons nous plus particulièrement au cas du Ca : les teneurs en Ca échangeables sont très faibles jusqu'à -155cm de profondeur, là où les teneurs en Ca total sont les plus élevées. Le comportement du Ca observé dans la Figure II.25 est donc particulier et peut s'expliquer par la nature des différents substrats (limons compacts et non-compacts, granodiorite). En effet, la richesse de ces substrats en minéraux porteurs de Ca (principalement l'apatite), couplée à la protection possible de l'apatite face à l'altération (inclusion dans d'autres minéraux primaires (Fichter et al., 1998)) peut en partie expliquer le comportement observé.

5.2 Pédogénèse actuelle

5.2.1 Processus dominant : l'acidification du sol

Le climat océanique avec des précipitations bien réparties tout au long de l'année, la pauvreté chimiques des substrats en présence (limon et arène granitique) ainsi que la dominance du Hêtre dans les peuplements de la forêt de Fougères entraînent un processus dominant d'acidification des sols. Les litières sous hêtre sont en effet généralement considérées comme des litières acidifiantes (Jabiol et al., 1995), de qualité très moyenne. A Fougères, l'évolution d'un humus de type mull dans les jeunes peuplements vers un humus de type dysmoder dans les vieux peuplements (Forgeard et al., 1992; Jabiol, 2000; Lebret et al., 2001) s'accompagne d'une production accrue d'acides organiques. Cette libération d'acides organiques à la surface du sol est en partie responsable des pH bas des sols de Fougères : ~3.5 (Figure II.8) dans l'horizon de surface et une augmentation avec la profondeur pour atteindre ~5 (Figure II.8) dans l'arène granitique. Le caractère acide des substrats (limon et arène granitique) et leur pauvreté chimique ne tamponnent l'acidité générée en surface que de façon très modérée.

Righi et al. (1988) rappellent qu'en zone tempérée, la présence de phyllosilicates intergrades est un indicateur d'un processus pédologique d'acidification des sols. Les processus de formation des cales alumineuses sont bien connus, notamment dans le cas des vermiculites (Aoudjit et al., 1996; Bain and Wilson, 1990; Righi, 1991) et l'apparition de cales alumineuses dépend des conditions du milieu, notamment du pouvoir complexant de la solution qui doit être modéré. A Fougères, la présence de HIS dans les horizons situés en dessous de 16 cm de profondeur (Annexe II.3) et la présence de HIV dans l'horizon 16-35 cm (Annexe II.3) étaye l'existence d'un processus pédologique d'acidification. La présence de HIS et HIV à ces profondeurs explique également en partie les fortes teneurs en Al_{Tamura} observées à ces mêmes profondeurs pour la fraction argile (Figure II.12).

Comme nous l'avons déjà décrit précédemment, une conséquence directe de la présence de phyllosilicates intergrades dans le profil de sol concerne la CEC. En effet, en dessous de 35 cm de profondeur, la quantité de matière organique est faible (<1%) et la capacité d'échange cationique dépend donc principalement de la charge des minéraux. Entre 35 et 75 cm de profondeur, il est donc normal que la CEC des argiles (Figure II.12) et donc la CEC totale de la terre fine (Figure II.9) diminue lorsque la charge des phyllosilicates décroît, par précipitation d'hydroxydes dans les espaces interfoliaires.

5.2.2 Processus secondaire : podzolisation de surface

Pour différents âges des peuplements de la chronoséquence de Fougères, Jabiol (2000) a décrit la présence discontinue de micro-podzols de surface, localisés en extrême surface des profils de sol. En forêt de Fougères, bien que le processus pédologique prédominant soit l'acidification, des indicateurs d'un fonctionnement podzolique ont également été mis en évidence dans cette étude, corroborant les observations de Jabiol (2000).

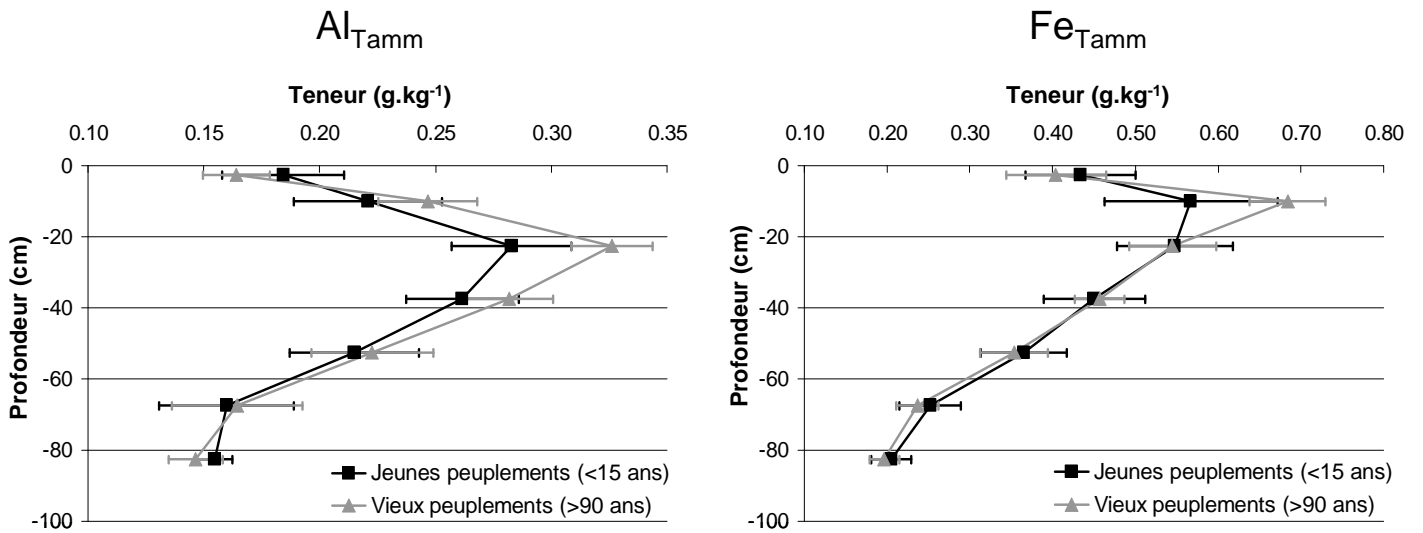
Indicateurs minéralogique et chimique

Des indicateurs minéralogiques d'un processus de podzolisation ont en effet été mis en évidence dans le peuplement Fou145ans de la forêt de Fougères :

- la présence de smectite de dégradation à la surface du sol (Turpault, 2002),
- la redistribution du fer et de l'aluminium au sein du profil de sol.

La présence d'acides organiques complexant en solution favorise l'altération des aluminosilicates et ces acides jouent un rôle majeur dans l'altération des minéraux au niveau des horizons de surface des podzols (Robert et al., 1979; Ugolini and Sletten, 1991). Righi et al. (1988) rappellent qu'en zone tempérée, la formation des smectites de dégradation a lieu dans les horizons supérieurs des podzols et est caractérisée par la présence d'acides organiques complexants qui sont responsables du mécanisme d'acido-complexolyse. Dans le contexte de Fougères, bien que les smectites puissent provenir de l'altération ultime de la chlorite et/ou du mica blanc, la présence de smectite en surface du profil de sol (0-35 cm) (Annexe II.3) est un indicateur d'un fonctionnement biogéochimique acide et complexant à tendance podzolique.

Figure II.26 : Résultats des extractions Tamm réalisées sur la terre fine des sols de jeunes peuplements (<15 ans) et de vieux peuplements (>90 ans) de la forêt de Fougères, en fonction de la profondeur. 11 profils de sols ont été prélevés pour chaque classe d'âge, en s'appuyant sur un échantillonnage existant (Lecoite et al., 2006 ; Legout et al. 2008).



Dans les horizons de surface (0-16 cm), la présence de smectite sans la présence de phyllosilicates intergrades étaye en effet l'hypothèse d'un processus de podzolisation de surface (Righi et al., 1988). Par contre, dans les horizons sous-jacents, un processus d'acidification semble prédominant, la présence de phyllosilicates intergrades en attestant (Righi et al., 1988).

La redistribution du Fe et de l'Al au sein du profil de sol du Fou145ans étaye également la théorie d'un fonctionnement podzolique de surface. En effet, les ligands libres issus de la litière peuvent au cours de leur transfert au sein des horizons de surface, complexer et mobiliser des métaux issus des minéraux, entraînant un appauvrissement en métaux des horizons de surface et un enrichissement des horizons sous-jacents (Petersen, 1976). Pour la terre fine, les teneurs en Al_{Tamm} et Si_{Tamm} présentent des maxima locaux vers ~50 cm de profondeur et vers ~12 cm pour les teneurs en Fe_{Tamm} (Figure II.10). Les acides organiques complexants produits à la surface du sol de Fougères, à l'origine d'un processus d'acido-complexolyse (Righi et al., 1988), pourraient complexer les métaux issus des minéraux de surface puis migrer dans le profil et s'accumuler dans l'horizon 8-16 cm pour Fe et dans l'horizon 16-55 cm pour Al (Figure II.10). Les ligands organiques ainsi que les métaux qu'ils transportent peuvent en effet être insolubilisés dans les horizons plus profonds. Plusieurs théories existent concernant l'insolubilisation des ligands et des métaux dans les horizons plus profonds mais le mécanisme reste toujours mal expliqué et suscite encore actuellement de nombreux débats au sein de la communauté scientifique. Les teneurs en $Fe_{Mehra-Jackson}$, Al_{Tamura} et Si_{Tamura} observées dans la fraction argiles des sols du Fou145ans (Figure II.12) sont en accord avec la théorie développée ci-dessus. Les maxima locaux des teneurs en $Fe_{Mehra-Jackson}$ et Al_{Tamura} dans la fraction argiles sont localisés aux mêmes profondeurs que les métaux extraits de la terre fine par l'oxalate (Tamm, 1922). Les fortes teneurs en Si_{Tamura} dans la fraction argile en extrême surface du profil (Figure II.12) peuvent être attribuées à des squelettes de phyllosilicates ayant subi un processus d'acido-complexolyse.

Les observations faites concernant la redistribution de Fe et de Al au sein du profil de sol du Fou145ans peuvent être généralisées à l'ensemble du massif de Fougères. En effet, des extractions Tamm réalisées sur la terre fine des sols de jeunes peuplements (<15 ans, n=11) et de vieux peuplements (>90 ans, n=11) de la forêt de Fougères montrent également des fronts d'accumulation de Al_{Tamm} et Fe_{Tamm} au sein des profils de sols (Figure II.26). Cette étude sur l'ensemble du massif met également en évidence un léger effet de l'âge des peuplements sur la redistribution de Fe et Al au sein des profils de sols, avec des fronts d'accumulation de Al_{Tamm} et Fe_{Tamm} plus importants dans les vieux peuplements en comparaison des jeunes (Figure II.26). De plus, le front d'accumulation d' Al_{Tamm} pour le Fou145ans (~50 cm) est plus profond que celui des vieux peuplements échantillonnés sur l'ensemble du massif (~25-30 cm). Les peuplements échantillonnés sur l'ensemble du massif étant considérés comme « vieux peuplements » à partir de 90 ans, une migration du front d' Al_{Tamm} vers la profondeur pourrait avoir lieu en extrême fin de révolution forestière (Fou145ans). Cette migration pourrait être la conséquence d'une ouverture du couvert et du changement du climat du sol,

une augmentation des taux de minéralisation et de nitrification à la surface du sol se produisant (Attiwill and Adams, 1993; Dahlgren and Driscoll, 1994; Ranger et al., 2007; Vitousek and Melillo, 1979).

Enfin, il est intéressant de relier la redistribution du Fe et de l'Al au sein du profil de sol aux teneurs en $P_{\text{Duchaufour}}$ de la terre fine (Figure II.8) et aux teneurs en P total de la fraction argile (Figure II.13).

En ce qui concerne le $P_{\text{Duchaufour}}$ de la terre fine (Figure II.8), un maximum local est observé vers -50 cm de profondeur c'est-à-dire à la même profondeur que le maximum local de teneurs en Al_{Tamm} de la terre fine (Figure II.10). La quantité d'amorphes (Fe et Al) et d'oxy(hydroxy)des de Fe et Al est connue pour influencer la rétention du phosphore dans les sols (Hansen et al., 1998 ; Lyons et al., 1998 ; Penn et al., 2005). A Fougères la plus forte quantité d'amorphes et oxy(hydroxy)des mal cristallisés vers -50 cm, principalement d'Al et en moindre mesure de Fe, pourrait donc favoriser la rétention du phosphore à cette profondeur.

Pour valider cette hypothèse, il faut s'intéresser au P total de la fraction argile (Figure II.13), un maximum local étant également observé vers -50 cm de profondeur, avec plus généralement des teneurs élevées dans l'horizon 8-55cm. Plusieurs hypothèses peuvent être avancées :

- Tout d'abord, le phosphore pourrait être stocké sous une forme organique. Bien que la fraction argile ait été débarrassée de sa matière organique (MO) avant l'analyse des teneurs en éléments totaux, des analyses de C organique total ont montré qu'il restait de la MO dans cette fraction. Cependant, la teneur en C organique total est de ~6.4% dans l'horizon 0-8 cm et ne dépasse jamais 1.4% dans les horizons sous-jacents. Au vu des teneurs en C organique total et P total, l'hypothèse d'un stockage sous forme organique dans la fraction argile semble peu probable.
- La présence d'apatite dans la fraction argile dans les horizons de surface du profil de sol pourrait expliquer cette observation.
- L'adsorption de P sur les bords des feuillettes d'argiles où se trouvent les groupements aluminols ou silanols (Sposito, 1989). Cependant, ces modes d'adsorption semblent relativement mineurs comparativement à l'adsorption sur les oxy(hydroxy)des de Fe et Al (Mc Laughlin et al., 1981).
- Enfin, comme suggéré précédemment, la présence d'amorphes et d'oxy(hydroxy)des plus ou moins bien cristallisés dans la fraction argile des horizons de surface pourrait favoriser la rétention du P (Hansen et al., 1998 ; Lyons et al., 1998 ; Penn et al., 2005). Les teneurs en $Fe_{\text{Mehra-Jackson}}$ et Al_{Tamura} de la fraction argile vont dans ce sens (Figure II.12), avec une probable rétention du P majoritairement sur les amorphes et oxy(hydroxy)des de Fe dans l'horizon 8-16 cm et majoritairement sur les amorphes et oxy(hydroxy)des d'Al plus ou moins bien cristallisés dans les suivants. Cette hypothèse semble la plus probable.

Indicateurs solutions de sol

Comme nous l'avons décrit précédemment, des indicateurs d'un fonctionnement podzolique existent dans les sols de Fougères, avec notamment une redistribution du Fe et d'Al des horizons supérieurs. Pour ce faire, une migration de ces éléments en solution est nécessaire dans les horizons de surface, les acides organiques complexant et mobilisant les métaux issus des minéraux (Righi et al., 1988). Le Tableau II.9 montre que les corrélations entre le C total et les métaux (Fe et Al) dans les solutions de sol du Fou145ans sont élevées dans les horizons de surface. Ces corrélations élevées étayent la théorie d'une podzolisation de surface décrite précédemment. En dessous des horizons d'accumulation de Fe et Al décrits précédemment, les corrélations entre le C total et les métaux en solution diminuent.

Tableau II.9 : Corrélation de Pearson entre quelques éléments chimiques des solutions de sol de la placette Fou145ans, en fonction de la profondeur. Les analyses chimiques ont été réalisées entre 1998 et 2004 sur des échantillons collectés à l'aide de plaques lysimétriques.

		Litière	-10 cm	-30 cm	-55cm	-80 cm	-120 cm
C vs	Al	0.64 *	0.56 *	0.54 *	0.64 *	0.18	0.21
	Fe	0.50 *	0.55 *	0.73 *	0.63 *	0.31	0.02
	Ca	0.31 *	0.52 *	0.44 *	0.66 *	0.46 *	0.36 *
P vs	C	0.33 *	0.64 *	0.76 *	0.81 *	0.89 *	0.92 *
	Al	0.20 *	0.24 *	0.48 *	0.65 *	-0.01	0.23
	Fe	-0.07	0.17 *	0.71 *	0.53 *	0.16	0.06
	Ca	0.67 *	0.60 *	0.68 *	0.57 *	0.32	0.34 *

* : corrélation significative au niveau de confiance de 95%

Dans les sols, le P est un élément chimique réputé très peu mobile. Les concentrations en P des solutions de sol collectées par les bougies poreuses sont proches de 0 et après vérification, il ne s'agit pas d'un effet filtre des bougies poreuses (voir Chapitre 3 section 3.3.2). Cette observation peut en partie s'expliquer par les très faibles teneurs en apatite estimées dans les sols de Fougères. Une quantité importante de P est par contre présente dans les solutions de sol collectées par les lysimètres sans tension, c'est-à-dire les eaux de drainage rapide (Landon et al., 1999; Marques et al., 1996), et qui plus est majoritairement sous forme organique (voir Chapitre 3 section 4.5). Une migration de P organique en solution a déjà été observée dans des contextes de sols podzoliques (Fokin, 1976; Fokin and Argunova, 1974; Jacquin and Fares, 1974; Nys, 1975). Le Tableau II.9 montre que les corrélations entre le C total et le P total dans les solutions de sol gravitaires du Fou145ans sont élevées et significatives. De plus, les corrélations entre le P et Al, Ca, Fe dans les solutions de drainage rapide sont significatives jusqu'à 55 cm de profondeur (Tableau II.9). Une partie du P présent à la surface du sol, pourrait donc s'associer à des complexes organométalliques (Bloom, 1981; Haynes, 1984; Levesque and Schnitzer, 1969) et migrer sous forme organique vers la profondeur, via les eaux de drainage rapide. Le P migrant en solution pourrait en partie alimenter le ventre de $P_{\text{Duchaufour}}$ de la terre fine localisé vers -50 cm de profondeur, la présence d'amorphes et

d'oxy(hydroxy)des plus ou moins bien cristallisés favorisant la rétention du P (Hansen et al., 1998 ; Lyons et al., 1998 ; Penn et al., 2005).

5.3 Comparaison matrice – glosse

Les comparaisons des propriétés chimiques et minéralogiques pour la terre fine de la matrice de sol et des glosses du Fou145ans mettent en évidence les différences suivantes :

- des teneurs en argiles plus élevées dans la matrice en comparaison des glosses (Figure II.19),
- une CEC plus élevée dans la matrice en comparaison des glosses (Figure II.19),
- des teneurs en limons et sables généralement plus faibles dans la matrice en comparaison des glosses (Figure II.19),
- des teneurs en Si total plus faibles dans la matrice en comparaison des glosses (Figure II.21),
- des teneurs en Al total et Fe total plus élevées dans la matrice en comparaison des glosses (Figure II.21).

Des observations microscopiques réalisées par Turpault et al. (2002) ont également permis de mettre en évidence que les glosses sont, de façon relative, enrichies en éléments grossiers (préférentiellement le quartz). Cette observation est confirmée ici par les plus fortes teneurs en limons et sables dans les glosses en comparaison de la matrice (Figure II.19). D'autre part, les plus fortes teneurs en Si total et les plus faibles teneurs en Al et Fe total (Figure II.21) dans les glosses en comparaison de la matrice sont également une preuve d'un état d'altération plus avancé dans les glosses, notamment des phyllosilicates. Turpault et al. (2002) ont d'ailleurs étudié par diffraction de RX et analyses chimiques au MET les argiles de la matrice et des glosses. Ils montrent que l'état d'avancement de la transformation de la chlorite en vermiculite est complet dans la glosse alors que la chlorite est toujours présente dans la matrice. Cette observation rejoint celle de Hansen et al. (1998) qui ont observé dans un sol glossique un état de transformation des phyllosilicates plus avancé dans les glosses en comparaison de la matrice, avec des teneurs en argiles fines et grossières également plus faibles dans les glosses. A Fougères, les plus faibles teneurs en argiles dans les glosses en comparaison de la matrice (Figure II.19) pourraient donc en partie être expliquées par une altération plus intense des phyllosilicates dans la glosse. L'aluminisation des phyllosilicates dans la glosse est également plus marquée que dans la matrice (Turpault, 2002). La plus faible CEC observée dans les glosses en comparaison de la matrice (Figure II.19) serait alors la conséquence de cet état d'altération et d'aluminisation plus avancé des phyllosilicates.

Au regard de toutes ces observations, la glosse est donc un milieu où les réactions d'altération (division, transformation, dissolution) sont plus intenses en comparaison de la matrice.

Le principal facteur responsable d'un état d'altération plus avancé dans les glosses semble être le flux d'eau élevé traversant ces structures, en comparaison de la matrice de sol. Quelques rares études *in situ* ont en effet mis en évidence ce phénomène. Au sein d'un profil de sol lessivé glossique sur un site localisé non loin de Rennes (35), Diab et al. (1988) ont mis

en évidence par traçage au bleu de méthylène que les structures glossiques constituaient des voies d'écoulement préférentiel de l'eau dans le sol. Diab et al. (1988) ont également mis en évidence que la macroporosité est plus élevée dans les glosses en comparaison de la matrice et que la connectivité porale y est bien développée, avec une orientation majoritairement verticale du réseau. Sur un sol lessivé glossique à caractère hydromorphe, Lorio (1977) relie quant à lui la genèse des glosses à la perméabilité limitée de l'horizon BTg et aux fluctuations de nappe au sein de cet horizon ; il en déduit également que les glosses (de 30 à 40% de la masse de sol dans l'horizon BTg) influencent fortement les écoulements d'eau et l'enracinement au sein du profil de sol.

Quelques différences remarquables entre les glosses et la matrice restent à détailler :

Les teneurs en C organique total pour la terre fine des sols du Fou145ans sont plus élevées dans les glosses en comparaison de la matrice (Figure II.19). Les teneurs en carbone supérieures dans la glosse peuvent s'expliquer par la présence de racines dans ces structures (Turpault, 2002), qui pourraient exsuder du carbone ou en libérer à leur mort. Le caractère déstructuré des glosses en comparaison de la matrice facilite probablement la pénétration des racines, qui peuvent également profiter du flux de solution important traversant ces structures. D'autre part, si l'on considère que les structures glossiques sont responsables d'écoulements préférentiels, du carbone de surface pourrait alors être transféré très rapidement en profondeur, être partiellement stocké, et ainsi expliquer les teneurs plus élevées dans la glosse.

Les teneurs en $P_{\text{Duchaufour}}$ et P total pour la terre fine des sols du Fou145ans sont plus élevées dans la matrice en comparaison des glosses (Figures II.19 et II.21). Cette observation rejoint celle de Hansen et al. (1998), qui ont observé dans un sol glossique, des teneurs en phosphore 5 à 6 fois plus faibles dans les glosses en comparaison de la matrice. Certaines propriétés du sol, comme la teneur en matière organique, l'humidité, le pH, la quantité et qualité des phyllosilicates, la quantité d'amorphes (Fe et Al) et d'oxy(hydroxy)des de Fe et Al, sont connus pour influencer la rétention du phosphore dans les sols (Hansen et al., 1998 ; Lyons et al., 1998 ; Penn et al., 2005). A Fougères les teneurs en Al_{Tamm} de la terre fine et les teneurs en Al_{Tamura} , Si_{Tamura} et $Fe_{\text{Mehra-Jackson}}$ des fractions granulométriques sont généralement supérieures dans la matrice en comparaison des glosses (Figures II.19 et II.20). Les plus fortes teneurs dans la matrice en amorphes (Al, Fe) et en oxy(hydroxy)des de Fe et d'Al plus ou moins bien cristallisés pourraient donc expliquer les plus fortes teneurs en P assimilable trouvées dans la terre fine de la matrice en comparaison des glosses. Les plus fortes teneurs en P total pour la terre fine de la matrice en comparaison des glosses pourraient s'expliquer, d'une part par la plus forte quantité de P assimilable décrite précédemment, et d'autre part par une disparition quasi-totale de l'apatite dans les glosses, les réactions d'altération y étant plus intenses que dans la matrice.

6 Conclusion partielle

Les substrats de Fougères sur lesquels les sols se sont développés (limons et arène granitique) sont pauvres. Les principaux minéraux porteurs de nutriments identifiés dans les sols et quantifiés sont : la vermiculite (Mg), la chlorite (Mg), la muscovite (K et Mg), le feldspath potassique (K), l'albite (Na, Ca) et l'apatite (Ca, P), qui est présente à l'état de trace.

La quantité annuelle estimée par le modèle PROFILE de P et Ca libérés dans la tranche 0-120 cm du sol par altération est très faible ($< 1 \text{ kg}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{an}^{-1}$) ; cette faible libération reflète la très faible quantité d'apatite (Ca, P) et en moindre mesure d'albite (Ca) présente dans les sols de Fougères. En revanche, les flux estimés de K et Mg dans la tranche 0-120 cm sont élevés (Mg = $22 \text{ kg}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{an}^{-1}$; K = $12 \text{ kg}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{an}^{-1}$) en comparaison de Ca et P, reflétant la dissolution des minéraux porteurs de K (muscovite ; feldspath potassique) et Mg (vermiculite ; chlorite) dans les sols. Le flux de Mg libéré par altération est particulièrement élevé dans la zone de mélange arène-limons (100-150 cm), reflétant l'augmentation avec la profondeur de la quantité des minéraux porteurs de Mg.

Le climat océanique, la formation d'un humus épais au cours de la révolution et la pauvreté du substrat entraîne un processus pédologique prédominant d'acidification, avec surimposition probable d'un processus de podzolisation. Plusieurs indicateurs de podzolisation existent : la présence de smectites de dégradation à la surface du sol, la distribution des minéraux à organisation à courte distance (horizon d'accumulation de Fe et Al), la migration en solution d'Al, de Fe, de P accompagné de C organique. Cette tendance à la podzolisation peut être interprétée, soit comme un processus latent, opérant depuis de nombreux siècles au sein de l'écosystème, soit comme un processus émergent, dont la sylviculture actuelle et passée est en partie responsable. Dans le deuxième cas, l'impact des pratiques sylvicoles présentes et passées sur la pédogénèse actuelle pourrait être remise en question, la fertilité du système étant menacée.

La comparaison des propriétés physiques, chimiques et minéralogiques entre les glosses et la matrice de sol a montré que les réactions de transformations des minéraux étaient plus avancées dans les glosses en comparaison de la matrice. Le principal facteur responsable de cet état d'altération plus avancé dans les glosses semble être le flux d'eau élevé traversant ces structures. Au vu des propriétés des structures glossiques observées à Fougères, ces structures pourraient donc constituer des voies d'écoulement préférentiel de l'eau dans le sol.

Les incertitudes associées au calcul des flux d'altération peuvent s'avérer fortes, au vu d'une part de la non prise en compte la variabilité spatiale due à la lourdeur de la démarche ponctuelle et d'autre part à la multiplication des opérations depuis le prélèvement de l'échantillon sur le terrain jusqu'au calcul du flux d'altération. Cependant, les incertitudes associées à la quantification des minéraux dans les différentes fractions granulométriques des sols du Fou145ans sont probablement faibles. Les plus fortes incertitudes associées au calcul des flux d'altération résident dans les surfaces spécifiques des fractions granulométriques

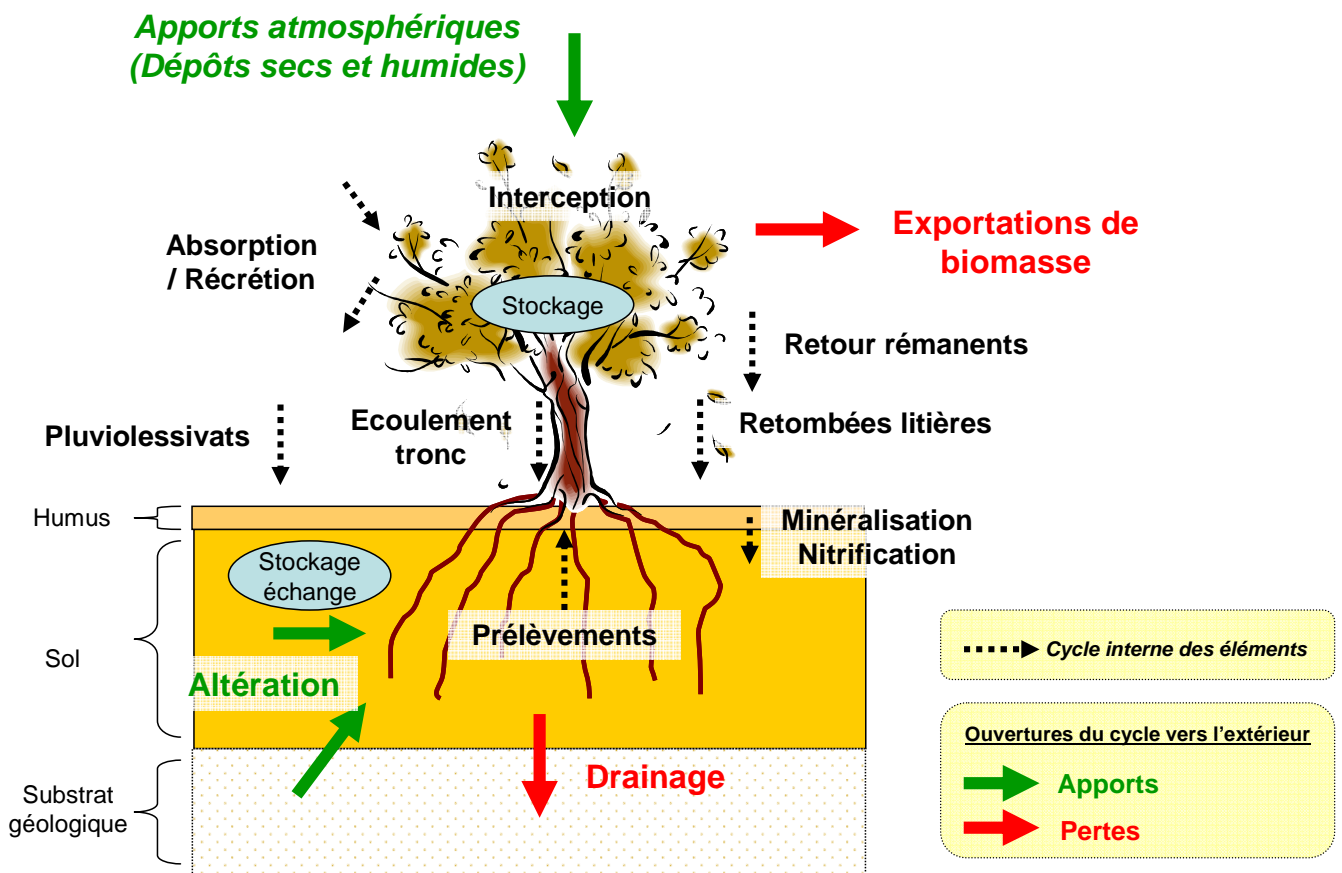
implémentées dans le modèle PROFILE. Ces incertitudes conduisent à une probable surestimation des flux d'altération pour Mg et K. Pour Ca et P, la quantité de minéraux porteurs de ces éléments étant très faible, les incertitudes associées au calcul des flux d'altération sont faibles.

Nous avons démontré précédemment que la variabilité spatiale des propriétés des sols de Fougères en position de plateaux (cas des sites ateliers) est faible. Pour le calcul des bilans de fertilité minérale, les résultats des flux d'altération de la terre fine des sols du Fou145ans seront donc utilisés pour les autres placettes expérimentales composant la chronoséquence.

Chapitre 3

Solutions dans l'écosystème

Figure III.1 : Schéma de synthèse des processus majeurs appréhendés dans ce travail et pouvant influencer les concentrations d'éléments chimiques en solution, dans les différents compartiments de l'écosystème.



Avant propos : Cette section s'intéresse aux solutions dans les différents compartiments de l'écosystème de Fougères (hors-couvert, sous-couvert, sol). Les flux hydriques seront tout d'abord établis, puis la qualité des solutions sera étudiée. Enfin, le couplage des flux hydriques aux concentrations d'éléments chimiques permettra d'établir et d'étudier les flux d'éléments dans l'écosystème.

1 Introduction

1.1 Généralité et liaison au bilan de fertilité

L'eau, par le biais des éléments chimiques qu'elle transporte, peut avoir un impact fort sur le bilan de fertilité minérale d'un écosystème forestier, d'une part au travers des apports atmosphériques d'éléments chimiques, qui représentent un gain pour l'écosystème et d'autre part, au travers des drainages dans les sols, qui représentent une perte pour l'écosystème. Les connaissances actuelles sur le prélèvement d'éléments chimiques dans les sols par les arbres sont restreintes. Cependant, si l'on considère une répartition du prélèvement similaire à la répartition des racines fines dans le profil de sol, le prélèvement d'éléments par les peuplements de hêtre est préférentiellement localisé à la surface des profils de sol (Leuschner et al., 2001; Schmid and Kazda, 2001; Schmid and Kazda, 2005) et les flux d'éléments au-delà de 120 cm de profondeur peuvent alors être considérés comme une perte d'éléments pour l'écosystème.

Dans les écosystèmes forestiers, les solutions sont à l'interface de nombreux compartiments (couvert végétal, sol, roche, organismes...). De ce fait, elles sont intégratrices de nombreux phénomènes physiques, chimiques et biologiques au sein de l'écosystème. Les concentrations d'éléments chimiques en solution sont la résultante de l'ensemble de ces processus (Figure III.1). La mobilité des éléments chimiques en solution et leur transfert dans les différents compartiments de l'écosystème ne facilite cependant pas l'étude de ces processus et chaque compartiment nécessite donc une étude approfondie.

Les études concernant les cycles biochimiques des éléments en forêt ont été nombreuses depuis les années 1970. La littérature est abondante et les travaux très variés, avec par exemple de nombreuses études de l'effet des essences sur la qualité des solutions dans différents compartiments de l'écosystème (Augusto, 1999). Les travaux concernant l'effet de l'âge des peuplements sur la qualité des solutions dans différents compartiments de l'écosystème sont moins nombreux (Carleton, 1990; Helmisaari and Malkonen, 1989; Hughes et al., 1994; Marques and Ranger, 1997; Ranger and Colin-Belgrand, 1996; Ranger et al., 1997; Ranger et al., 2001; Stevens, 1987; Van der Salm et al., 2006). Une des raisons majeures est la durée d'une révolution forestière qui permet difficilement, en climat tempéré, l'étude de l'effet à long terme de l'âge des peuplements sur un paramètre de l'écosystème. Ovington (1965) rappelle que les études portant sur l'effet de l'âge des peuplements, lorsqu'elles sont menées sur des périodes courtes, conduisent le plus souvent à des

interprétations erronées. Anderson (1987) suggère quant à lui que l'effet de l'âge des peuplements doit être considéré sur une révolution entière, les interprétations réalisées sur des échantillons prélevés en début ou milieu de rotation puis extrapolées à la révolution étant également souvent erronées.

L'utilisation d'une chronoséquence, en travaillant sur des segments temporels suffisamment longs et après s'être assuré qu'aucun biais majeur ne perturbera les résultats, semble donc une approche satisfaisante.

1.2 Notion d'hydrologie en sol forestier

La littérature est abondante dans le domaine de l'hydrologie en sols agricoles et les processus mis en jeu sont relativement bien connus. En sols forestiers, la forte hétérogénéité des structures hydrodynamiques (Fournier et al., 1994; Riha et al., 1986) et sa conservation en l'absence de travail du sol, rend les études hydrologiques plus ardues et des développements sont encore nécessaires.

Dans les sols, une distinction est généralement faite entre les transferts hydriques ou écoulements matriciels lents au travers de la matrice de sol (Jardine et al., 1990; McDonnell, 1990; Rawlins et al., 1997; Sidle et al., 2000; Waddington et al., 1993) et les transferts rapides ou écoulements préférentiels via des chemins privilégiés, traversant la matrice en court-circuitant une large proportion du volume de sol (Jardine et al., 1989; Kung, 1990; Tsuboyama et al., 1994). Deurer et al. (2003) rappellent que les écoulements préférentiels peuvent être provoqués par certaines propriétés des sols comme la présence de macropores (Beven and Germann, 1982), la distribution bi ou multimodal de la taille des pores et leur répartition spatiale (Gerke and van Genuchten, 1993; Zurmühl and Durner, 1996), des discontinuités de texture (Kung, 1990), la présence de bio-pores créés par les racines (Bramley et al., 2003; Parsons et al., 2004) ou encore la présence de glosses (Diab et al., 1988). D'une manière générale, c'est la structure du sol qui va conditionner les types et vitesses d'écoulement. Comme les sols forestiers peuvent conserver leur structure pendant plusieurs décades (Beven and Germann, 1982; Hagedorn and Bundt, 2002), ce sont des sols propices aux deux types d'écoulement, matriciel et préférentiel.

Lors d'un événement pluvieux et pendant la période suivant cet événement, plusieurs mécanismes peuvent se produire dans les sols :

- L'eau initialement présente dans le sol peut tout d'abord être déplacée par la pression exercée par l'eau récemment infiltrée, créant un effet piston avec ou sans mélange entre l'eau ancienne et l'eau nouvellement infiltrée (Jardine et al., 1990; McDonnell, 1990; Rawlins et al., 1997; Sidle et al., 2000; Waddington et al., 1993).
- L'eau récemment infiltrée peut également court-circuiter une grande partie du volume de sol par écoulements préférentiels (Beven and Germann, 1982; Luxmoore et al., 1990).
- La combinaison des deux phénomènes précédemment cités est également possible.

- Enfin, pour des sols proches de la saturation, l'eau récemment infiltrée peut engendrer un déplacement de l'eau ancienne du sol des pores les plus fins vers les pores les plus larges (Jardine et al., 1990; Luxmoore et al., 1990).

Deux facteurs prépondérants semblent contrôler le déclenchement d'écoulement préférentiels : l'intensité de la pluie et l'humidité antérieure du sol (Edwards et al., 1992; Jardine et al., 1990; Luxmoore et al., 1990; Sidle et al., 2000; Turton et al., 1995; Williams et al., 2003). Lorsque la microporosité du sol est saturée, une faible quantité d'eau apportée à la surface du sol peut en effet déclencher la mise en fonctionnement d'écoulements préférentiels. Rawlins et al. (1997) soulignent que la plupart des cas d'écoulements préférentiels surviennent lorsque le sol est proche de la saturation, mais cette condition ne semble pas indispensable, des écoulements préférentiels pouvant potentiellement survenir à des humidités plus faibles (McCoy et al., 1994).

Il faut préciser que ces notions théoriques permettent difficilement de prédire précisément le fonctionnement hydrologique d'un sol forestier en particulier. Il est souvent nécessaire d'avoir recours à des expérimentations de traçage sur le terrain pour calibrer ou valider les modèles simulant à un pas de temps fin les transferts hydriques et celui des éléments chimiques dans les profils de sols (Ptak et al., 2004).

1.3 Les méthodes d'acquisition des flux d'éléments

Au regard de la problématique de cette thèse, les flux d'éléments chimiques à acquérir concernent plusieurs compartiments de l'écosystème (hors-couvert, sous-couvert, sol). Ces flux d'éléments peuvent être obtenus de différentes manières selon la quantité et le type de données mesurées à disposition. On citera par exemple les méthodes basées sur :

- Le couplage entre les flux d'eau mesurés sur le terrain et les mesures de concentrations d'éléments chimiques réalisées sur le terrain.
- Le couplage entre les flux d'eau simulés par l'intermédiaire d'un modèle hydrique et les mesures de concentrations d'éléments chimiques réalisées sur le terrain (Beier, 1998; Ranger and Turpault, 1999b).
- Utilisation d'un modèle couplé « géochimie-transfert » (Johnson et al., 2000; Mayer, 1999) qui présente l'avantage, une fois calibré, de pouvoir réaliser des simulations prédictives.

Les flux d'éléments les plus difficiles à acquérir concernent le sol, pour l'ensemble des raisons citées dans la section 1.2 de ce chapitre. Si l'on s'intéresse à la première méthode citée, la mesure des flux hydriques dans les sols sur des périodes longues est une approche lourde et la modélisation des transferts hydriques est souvent privilégiée. Pour les deux méthodes de couplage restantes, la première étape consiste toujours à simuler correctement les flux d'eau dans l'écosystème à l'aide d'un modèle hydrique, de bilan hydrique ou mécaniste, avant de s'intéresser aux transferts d'éléments chimiques.

Figure III.2 : Synthèse des principaux flux hydriques dans un écosystème forestier.

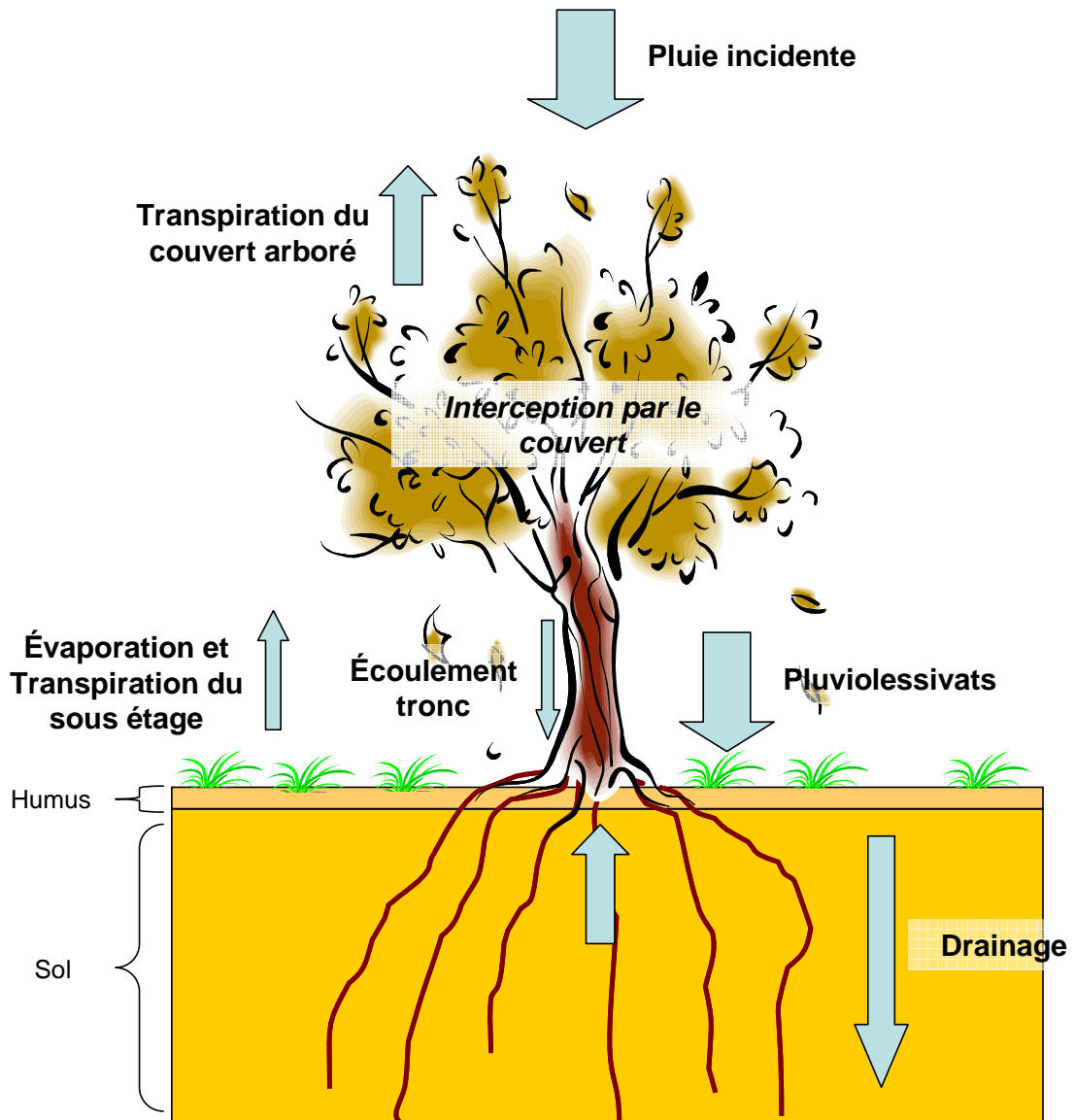


Figure III.3 : Illustrations des collecteurs installés dans les sites ateliers de la chronoséquence de Fougères pour collecter les précipitations hors couvert, les pluvio-lessivats et les écoulements de tronc.

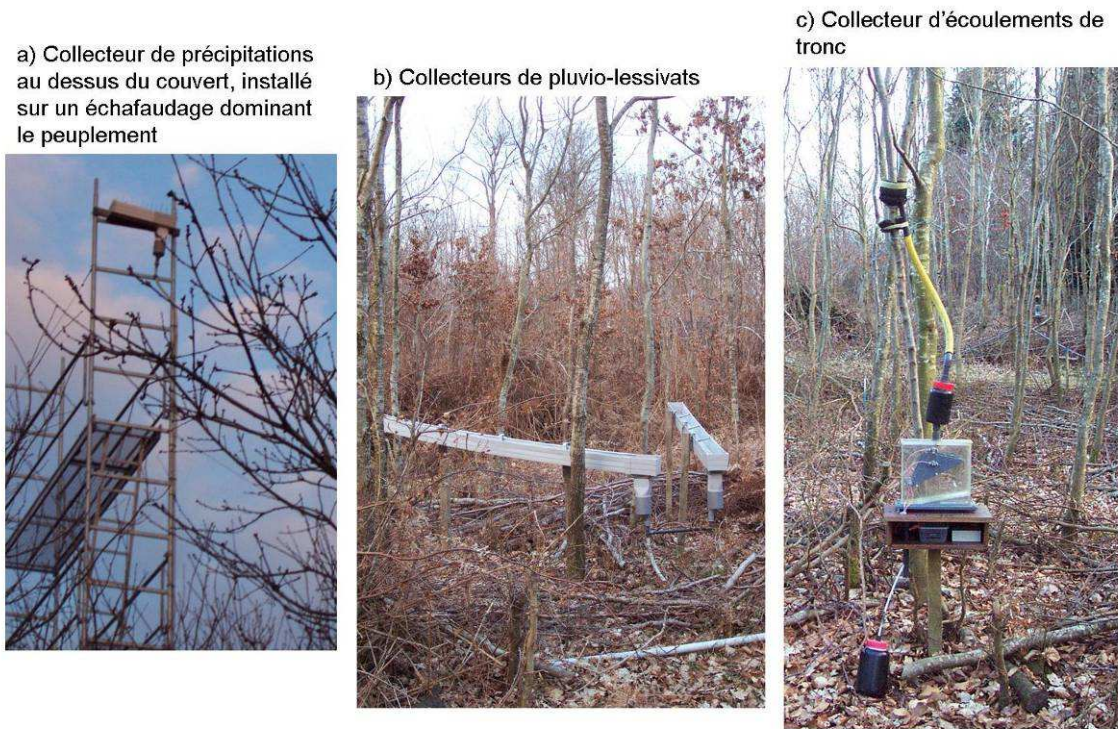


Figure III.4 : Illustrations des différents lysimètres installés dans les sites ateliers de la chronoséquence de Fougères pour collecter les solutions de litières et les solutions de sol.



L'utilisation de modèles écosystémiques (Granier et al., 1995; Johnson et al., 2000) possède l'avantage de simuler les flux d'eau dans les différents compartiments (hors-couvert, sous-couvert, sol) d'un écosystème forestier (Figure III.2).

Excepté pour le compartiment sol, des mesures directes de flux d'eau dans l'écosystème (pluiolessivats, écoulements de tronc, transpiration...) permettent un rapprochement avec les sorties des simulations pour parfaire les calibrations.

2 Les objectifs

Les objectifs de ce Chapitre sont les suivants :

- Comprendre le fonctionnement hydrologique des sols de Fougères.
- Etudier la qualité des solutions dans les différents compartiments de l'écosystème :
 - Comparer la qualité des eaux collectées par les lysimètres avec tension et par les lysimètres sans tension ;
 - Etudier l'effet de la tempête de 1999 sur la qualité des solutions de sol ;
 - Etudier le cycle du phosphore dans les sols de Fougères.
- Etablir les flux hydriques et les flux d'éléments dans les différents compartiments de l'écosystème, pour les différents peuplements composants la chronoséquence, sur la période 1998-2004, et étudier l'effet de l'âge des peuplements sur les flux d'éléments.

3 Matériels et méthodes

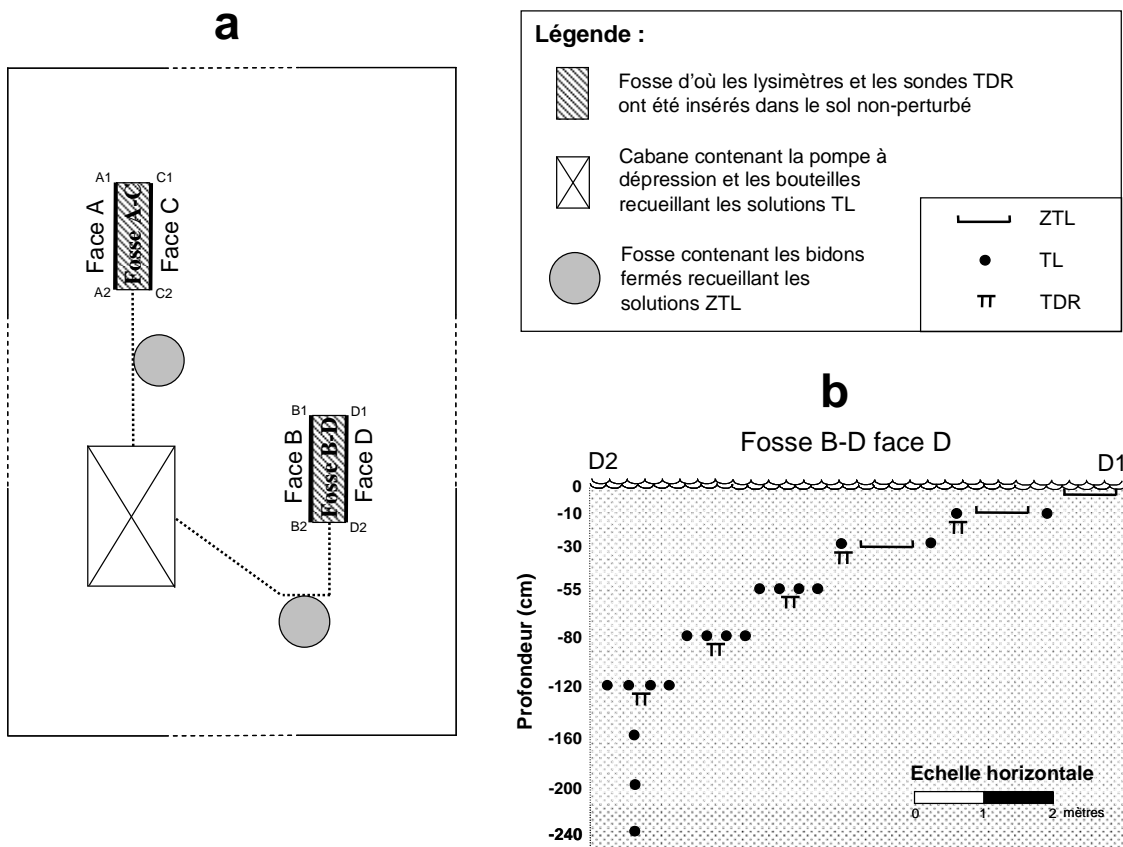
3.1 Sites d'études et installations permanentes

Les sites d'études correspondent aux sites ateliers installés en forêt de Fougères et décrits dans l'introduction de cette thèse. La majorité des sites a été instrumentée en 1996, hormis le peuplement Fou81ans 2000, dont l'installation a été réalisée en 2000. Les installations permanentes des sites ateliers de la chronoséquence de Fougères sont détaillées en Annexe III.1; le nombre de répétitions par site et par type de collecteurs est également indiqué. Des illustrations des différents systèmes de collecte sont données dans les Figures III.3 et III.4. Voyons en détail les différents compartiments surveillés de l'écosystème et les dispositifs collecteurs mis en place.

3.1.1 Dispositifs hors-couvert et sous-couvert

Les précipitations au dessus du couvert sont collectées par un système de gouttières fixées au sommet d'un échafaudage dominant le peuplement. Ces systèmes sont installés dans la placette Fou8ans et Fou25ans et la surface de collecte pour chaque peuplement est d'environ 6.5 dm².

Figure III.5 : (a) Plan du site atelier Fou81ans 2000 avec ses deux fosses A-C et B-D ouvertes à l'installation du site. Chaque fosse a été équipée de sondes TDR, de lysimètres sans tension (ZTL) et de bougies poreuses (TL) puis rebouchée. Les instruments de mesure ont été insérés dans les deux faces de chaque fosse dans le sol non perturbé. Un exemple typique de la distribution et de la localisation des instruments en fonction de la profondeur (b) est présenté pour la face D de la fosse B-D.



Les solutions de pluvio-lessivats sont collectées par un système de n gouttières installées sous le couvert et dont la surface individuelle est d'environ 0.5 m². Ces systèmes de collecte sont présents sur l'ensemble des peuplements de la chronoséquence, excepté le Fou50ans.

Les solutions d'écoulements de tronc sont collectées par un système de colliers qui entourent le tronc des arbres. Ces systèmes sont présents sur l'ensemble des peuplements de la chronoséquence excepté le Fou50ans et le Fou81ans Amendé.

A l'installation des sites ateliers et pour les 3 types de collecteurs présentés ci-dessus, la solution réceptionnée par chaque collecteur transitait via un tuyau jusqu'au sol ou elle était stockée dans un bidon fermé d'une contenance de 60 ou 120 litres.

Pour les pluvio-lessivats, ces systèmes de collecte sont restés les mêmes jusque fin 2004.

Pour les précipitations au dessus du couvert et les écoulements de tronc, des systèmes d'auget basculeur couplé à un compteur et localisé entre le collecteur et le bidon, permettent depuis avril 2002 une quantification des hauteurs d'eau. Pour ces systèmes, une partie de la solution quantifiée par l'auget est ensuite redirigée dans un bidon fermé d'1 litre (écoulement de tronc) ou de 30 litres (précipitations au dessus du couvert). Les bidons d'1 litre sont percés d'un petit trou à leur sommet pour évacuer un éventuel trop plein.

3.1.2 Dispositifs présents dans les sols

A l'installation des sites ateliers, des fosses (7 x 1 m) ont été ouvertes dans les sols des sites ateliers. Les deux faces de chaque fosse ont ensuite été rapidement équipées avec des sondes TDR (TRIME-TDR Imko®), des lysimètres sans tension et des lysimètres avec tension. Les instruments de mesure ont été insérés dans les faces des fosses, dans le sol non perturbé. Les fosses ont ensuite été rebouchées rapidement, en replaçant les horizons pédologiques dans l'ordre correct. Un exemple de disposition des instruments de mesures dans le sol est présenté dans la Figure III.5, pour le peuplement Fou81ans 2000. Pour les autres peuplements de la chronoséquence, la disposition des instruments dans les sols est généralement la même que celle présentée dans la Figure III.5, seuls le nombre de répétitions par fosse et les profondeurs instrumentées variant (Annexe III.1). L'ensemble de ces dispositifs nous permettent de caractériser de manière qualitative et quantitative l'eau du sol.

Les humidités volumiques du sol sont enregistrées au pas de temps horaire par une centrale d'acquisition reliée aux sondes TDR. Ces systèmes de mesure sont présents sur l'ensemble des peuplements de la chronoséquence excepté le Fou50ans et le Fou81ans Amendé. Les profondeurs instrumentées sont présentées en Annexe III.1.

Les solutions de litière sont collectées par des lysimètres fluteaux en polycarbonate (2.5 cm x 40 cm), insérés dans le sol juste en dessous des humus. Les fluteaux sont des lysimètres sans tension, d'une faible largeur (2.5 cm), conçus pour engendrer une perturbation minimale des écoulements hydrique dans le profil de sol (Titus and Mahendrappa, 1996). Ces systèmes de

collecte sont présents sur l'ensemble des peuplements de la chronoséquence, excepté le Fou50ans.

Les solutions du sol sont collectées par deux types de systèmes insérés dans le sol : des lysimètres sans tension (**ZTL** pour Zero Tension Lysimeter) et des lysimètres avec tension (**TL** pour Tension Lysimeter).

- Les lysimètres sans tension sont des plaques lysimétriques en polycarbonate (30 x 40 cm), insérées horizontalement dans le sol (Titus and Mahendrappa, 1996). Ces lysimètres sont présents sur l'ensemble des peuplements de la chronoséquence excepté le Fou50ans. Les profondeurs instrumentées sont présentées en Annexe III.1.
- Les lysimètres avec tension sont des bougies poreuses, d'une longueur de 50 cm, insérées horizontalement dans le sol, auxquelles une dépression de 40 kPa est appliquée de façon périodique (4 x 1 heure par période de 24 heures). Cette dépression se situe dans la moyenne des dépressions appliquées à ce type de système installés dans des sols forestiers (Chang and Matzner, 2000; Laclau et al., 2003; Marques et al., 1996). Ces lysimètres sont présents sur l'ensemble des peuplements de la chronoséquence excepté le Fou50ans et le Fou81ans Amendé. Les profondeurs instrumentées sont présentées en Annexe III.1.

Pour les lysimètres avec tension, la solution collectée par chaque lysimètre est acheminée par un tuyau en polyamide vers une bouteille fermée en verre d'une contenance de 2.5 litres et installée dans une cabane. Pour les lysimètres sans tension (fluteaux et plaques lysimétriques), la solution collectée par chaque lysimètre transite par gravité via un tuyau jusqu'à un bidon fermé d'une contenance de 30 litres et installé dans une fosse (Figure III.5).

3.2 Echantillonnage et analyses chimiques des solutions

3.2.1 Echantillonnage

Tous les 28 jours, un opérateur du laboratoire de Biogéochimie des Ecosystèmes Forestiers s'est rendu sur les différents sites ateliers composant la chronoséquence de Fougères pour échantillonner les solutions hors-couvert, de pluvio-lessivats, d'écoulement de tronc, de litière et de sol. Les deux opérations suivantes ont été systématiquement réalisées à chaque prélèvement, pour chaque collecteur :

- Mesure du volume de solution collecté et relevé du compteur de l'auget basculeur pour les collecteurs équipés ;
- Prélèvement d'un échantillon de 150 ml maximum ;

Une fois les prélèvements réalisés, les gouttières, les colliers entourant les troncs et les bidons récupérant les solutions étaient nettoyés avec le surplus de solution recueillie.

3.2.2 Périodes chronologiques étudiées et regroupement d'échantillons

Pour les solutions hors-couvert, de pluvio-lessivats, d'écoulement de tronc et les solutions de sol issues des lysimètres sans tension, les concentrations d'éléments chimiques en solution ont été suivies du 30/09/1997 jusqu'à fin 2004. Le suivi des solutions de sols issues des bougies poreuses a quant à lui été réalisé du 27/10/1998 jusqu'à fin 2004.

Le nombre d'échantillons par site expérimental et par compartiment de l'écosystème étant très élevés pour chaque période de prélèvement, des regroupements d'échantillons collectés sur le terrain ont été réalisés au laboratoire de Biogéochimie des Ecosystèmes Forestier, en vue des analyses chimiques. L'Annexe III.2 présente le nombre d'échantillons analysés par période de prélèvement et par site expérimental. Le nombre d'échantillon analysé dépendant des budgets annuels à disposition, les regroupements réalisés pour chaque type de lysimètres et chaque placette expérimentale varie au cours des périodes d'étude (Annexe III.2).

Après regroupements éventuels et excepté pour les échantillons collectés par les bougies poreuses, les échantillons composites ont été filtrés au laboratoire de Biogéochimie des Ecosystèmes Forestiers à 0.45 μm (filtre en ester de cellulose, *Metriciel*®, *GN6*). Les solutions de bougies poreuses n'ont pas été filtrées, la porosité des céramiques étant annoncée à 0.45 μm . Les échantillons étaient ensuite stockés dans le noir, à 4°C, en attendant la détermination des concentrations en éléments et la mesure du pH.

3.2.3 Analyses chimiques des solutions de sol

L'ensemble des analyses chimiques détaillées ci-dessous ont été réalisées au laboratoire de Biogéochimie des Ecosystèmes Forestiers.

Les concentrations en Cl^- , N-NO_3^- et N-NH_4^+ en solution ont été déterminées par colorimétrie (*Bran and Luebbe*®, *Traacs 2000*). Les concentrations en Al, Mg, Ca, K, Na, P et S totaux en solution ont été déterminées par spectrométrie d'émission atomique (Inductively Coupled Plasma-Atomic Emission Spectrometry ; *Jobin-Yvon*®, *JY 180 ULTRAGE*). La teneur en carbone total (TC) en solution a été déterminée par absorption infrarouge du CO_2 dégagé après combustion (*SHIMADZU*®, *TOC-5050 ou TOC-V*). Le pH de chaque échantillon a été déterminé par une électrode pH (*INGOLG-XEROLIT*) connectée à un pH-mètre (*Metler*®, *DL21*).

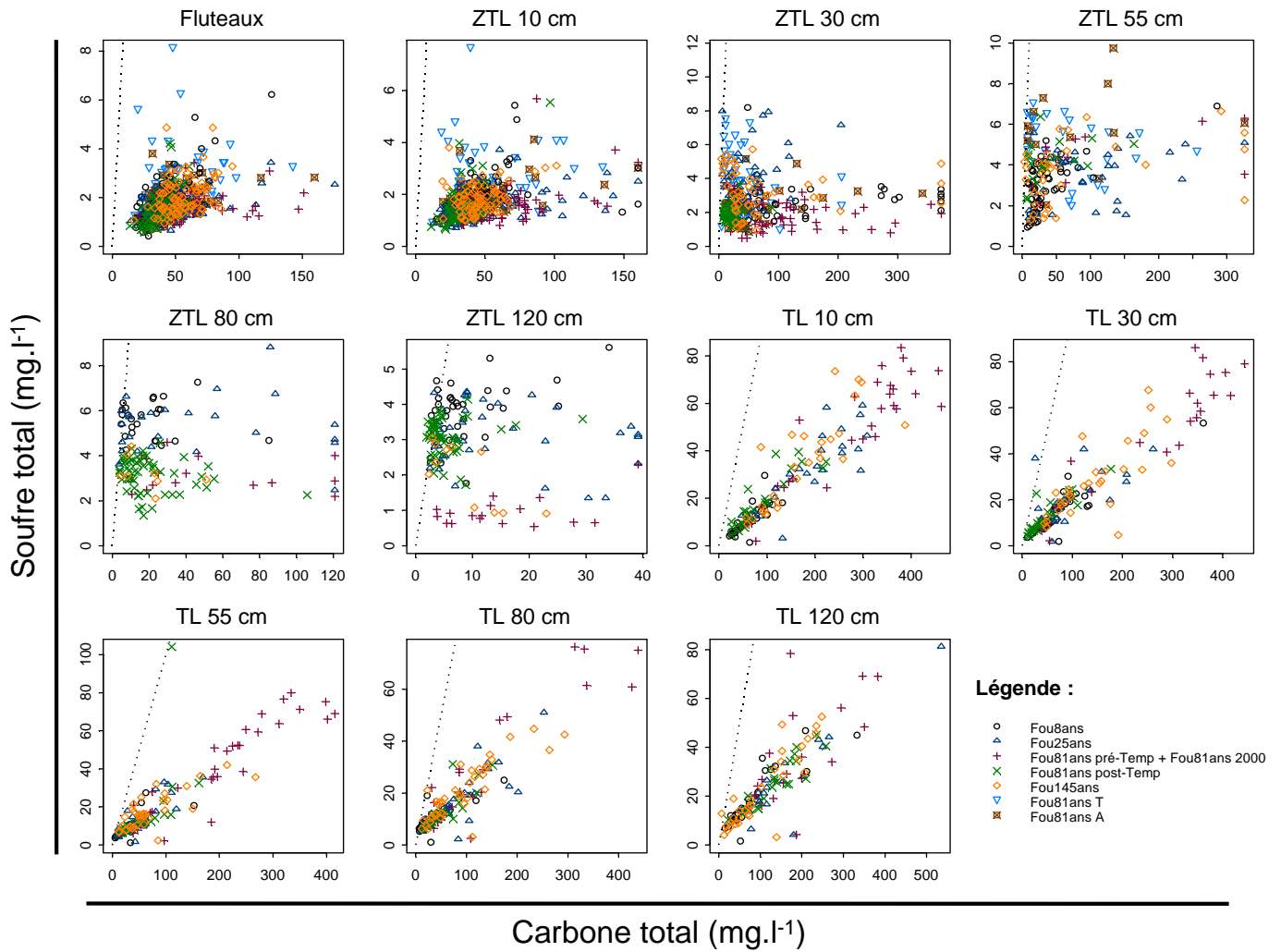
Pour les représentations et l'établissement des balances ioniques, nous avons considéré que les éléments totaux dosés en solution par ICP-AES étaient sous une forme ionique unique, à savoir Al^{3+} , Mg^{2+} , Ca^{2+} , K^+ , Na^+ , H_2PO_4^- and SO_4^{2-} .

3.3 Validité et traitements des données chimiques

3.3.1 Pollutions soufrée et carbonée des solutions de bougies poreuses

Les concentrations en S_{total} et C_{total} des échantillons collectés par les bougies poreuses n'ont pas été considérées dans ce travail. Des tests conduits au laboratoire (non-présentés ici) ont en effet démontré que les tuyaux en polyamide utilisés pour la connexion des bougies poreuses

Figure III.6 : Relations entre les concentrations en S_{total} et C_{total} des solutions de sol collectées par les bougies poreuses (TL) et les plaques lysimétriques (ZTL), pour l'ensemble des peuplements de la chronoséquence et par profondeur. La droite $y=x$ est représentée en pointillés.



re-larguent ces deux éléments en quantité importante. La Figure III.6 présente les relations entre le S_{total} et C_{total} des solutions collectées par les bougies poreuses et les plaques lysimétriques, pour l'ensemble des peuplements de la chronoséquence de Fougères. Les concentrations en S_{total} sont bien supérieures dans les solutions de bougies poreuses en comparaison des plaques lysimétriques. D'autre part, pour les solutions de bougies poreuses, la relation entre les concentrations en S_{total} et C_{total} est linéaire et très marquée, ce qui n'est pas le cas pour les solutions prélevées par les lysimètres sans tension. Ces observations appuient donc l'existence d'une pollution soufrée et carbonée engendrée par les tuyaux en polyamide.

3.3.2 Effet filtre des bougies poreuses ?

Pour rappel, les solutions prélevées dans les différents compartiments de l'écosystème de Fougères sont filtrées à $0.45\mu\text{m}$ à leur arrivée au laboratoire, exceptées les solutions de sol collectées par les bougies poreuses (la porosité des céramiques étant annoncée à $0.45\mu\text{m}$).

Nous avons testé l'effet de la porosité des filtres, qu'il s'agisse des filtres utilisés au laboratoire ou de la céramique des bougies poreuses utilisées à Fougères, sur les concentrations en éléments chimiques des solutions de sol du site de Fougères. Pour cela, des échantillons de solutions collectés par les fluteurs et les plaques lysimétriques ont été prélevés dans le peuplement Fou145ans au cours de deux campagnes de terrain (en Octobre et Novembre 2006). Le nombre d'échantillons totaux collectés sur les deux campagnes est récapitulé par profondeur dans le Tableau III.1.

Tableau III.1 : Nombre d'échantillons par profondeur prélevés et analysés pour tester l'effet de la filtration des solutions de sol sur la concentration en éléments chimiques en solution. Les échantillons ont été prélevés dans le Fou145ans à différentes profondeurs lors de deux campagnes de terrain (Octobre et Novembre 2006) et proviennent des lysimètres sans tension (fluteurs et plaques lysimétriques).

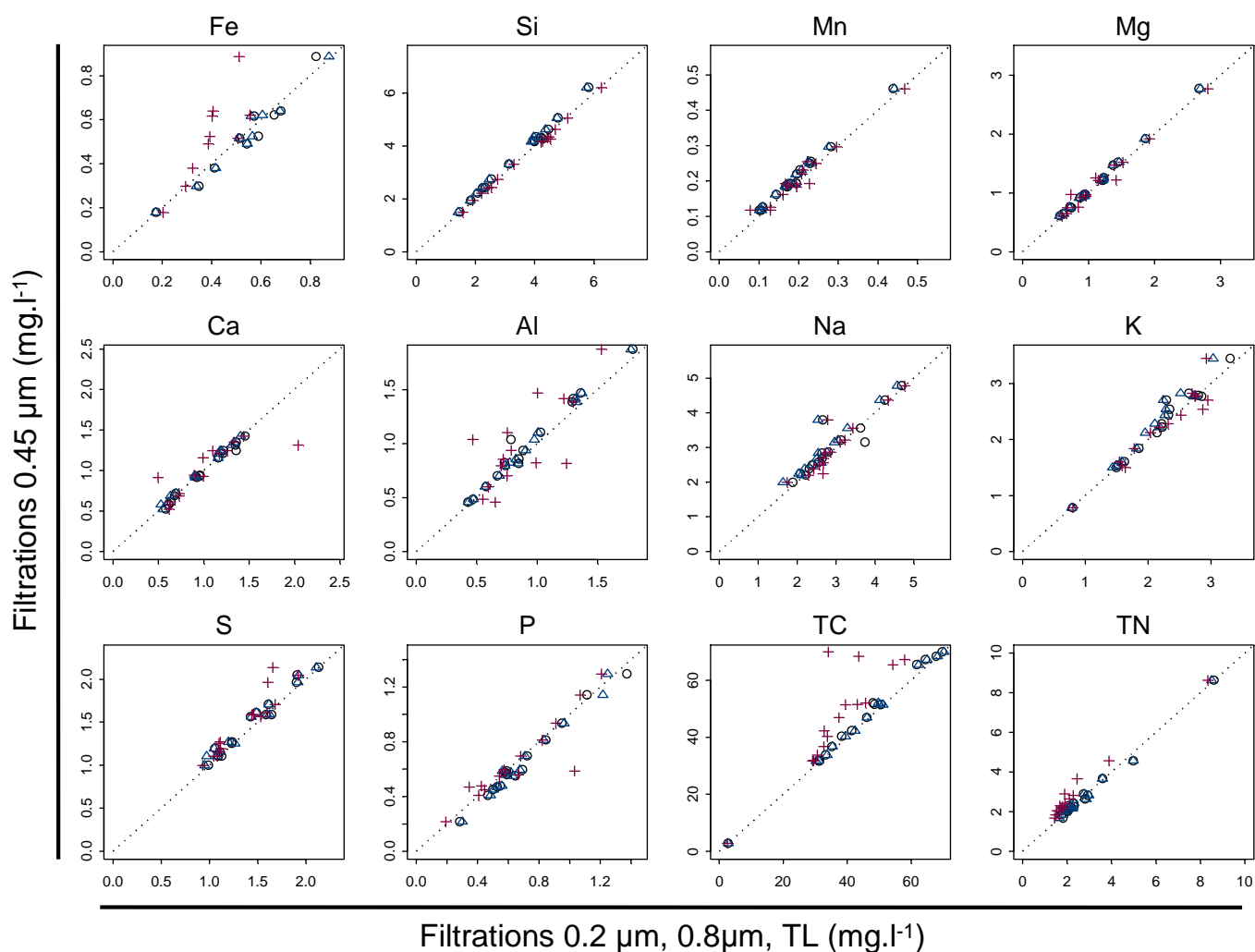
	Fluteurs	Profondeur (cm)				
		10	30	55	80	120
Octobre 2006	3	2	2	1	-	-
Novembre 2006	3	3	-	-	-	1

Les opérations suivantes ont ensuite été réalisées au laboratoire pour chaque échantillon :

- Filtration à $0.45\mu\text{m}$ de 50 ml de solution (Filtre *Metriciel*®, *GN6*)
- Filtration à $0.2\mu\text{m}$ de 50 ml de solution (Filtre *Pall*®, *Supor 200*)
- Filtration à $0.8\mu\text{m}$ de 50 ml de solution (Filtre *Pall*®, *Supor 800*)
- Filtration de 200 ml de solution par passage au travers de la céramique d'une bougie poreuse (même type que celles utilisées à Fougères). Pour ce faire, une dépression de 40 kPa était appliquée à la bougie par l'intermédiaire d'une pompe à vide, la bougie plongeant dans la solution à filtrer. La solution filtrée était récupérée dans une bouteille en verre.

Figure III.7 : Concentrations en éléments chimiques totaux dans des solutions de sol du Fou145ans après filtration à 0.2 μm , à 0,8 μm ou par bougie poreuse (TL), en fonction des concentrations après filtration à 0.45 μm . Les échantillons ont été prélevés à différentes profondeurs lors de deux campagnes de terrain (Octobre et Novembre 2006) et proviennent des lysimètres sans tension (fluteaux et plaques lysimétriques).

Liste des symboles : (o)=Filtration 0.2 μm ; (Δ)=Filtration 0,8 μm ; (+)=Filtration TL



Les concentrations en solution des différents éléments chimiques ont ensuite été déterminées pour chaque échantillon après chaque type de filtration. Les méthodes de détermination des concentrations en solution sont détaillées dans la section 3.2.3 de ce Chapitre.

La Figure III.7 présente les concentrations en éléments chimiques totaux dans des solutions de sol du Fou145ans après filtration à 0.2 μm , à 0,8 μm ou par bougie poreuse (TL), en fonction des concentrations après filtration à 0.45 μm . La filtration à 0.45 μm a été prise ici en référence dans la représentation, cette porosité étant celle utilisée au laboratoire pour la filtration des solutions issues des lysimètres sans tension. Quel que soit l'élément considéré, les concentrations en solution après les filtrations à 0.2 μm , à 0.45 μm ou à 0.8 μm sont quasiment similaires ; les porosités de filtration utilisées n'ont donc pas eu d'influence sur la qualité des solutions filtrées. D'autre part, la comparaison des concentrations en éléments chimiques entre les filtrations à 0.45 μm et les filtrations par bougie poreuse permettent de souligner deux points :

- Hormis pour le Fe_{Total} , Al_{Total} et C_{Total} en solution, les bougies poreuses installées à Fougères n'engendrent pas d' « effet filtre » marqué, c'est-à-dire qu'elles ne modifient pas la qualité des solutions de sol de Fougères lors de leurs transits au travers de la céramique poreuse ;
- Les bougies poreuses engendrent un « effet filtre » marqué sur le Fe_{Total} et C_{Total} , avec des concentrations souvent diminuées après le passage de la solution au travers de la céramique poreuse. Ces diminutions de concentrations sont très marquées pour les solutions de sol prélevées par les fluteurs et à 10 cm de profondeur. Ne connaissant pas la porosité réelle de la céramique des bougies, la diminution des concentrations en Fe_{Total} et C_{Total} pourrait provenir d'un blocage des complexes organo-métalliques (Bloom, 1981; Haynes, 1984; Levesque and Schnitzer, 1969) formés à la surface du sol (Righi et al., 1988), dans ou par la céramique des bougies poreuses. Pour l' Al_{Total} , ce phénomène pourrait également se produire mais les augmentations de concentrations observées après transit au travers de la céramique des bougies restent inexplicables. Des re-largages pourraient éventuellement se produire.

3.3.3 Epuration des bases de données « solutions »

Il est toujours difficile de déterminer si une concentration d'un élément chimique en solution est aberrante ou si elle est la résultante d'un phénomène s'étant produit dans l'écosystème, mais dont nous ne connaissons pas l'existence. Cependant, ces valeurs « aberrantes » peuvent entraîner des surestimations importantes des flux d'éléments ou encore des biais dans les analyses statistiques conduites. Dans ce travail, nous avons donc choisi d'épurer de façon systématique les concentrations d'éléments chimiques en solution dans les différents compartiments de l'écosystème. Deux méthodes d'épuration ont été utilisées, i) la première concernant les solutions hors-couvert, de pluvio-lessivats et d'écoulement de tronç, ii) la seconde concernant les solutions de litière et de sol.

Epuration des solutions hors-couvert, de pluvio-lessivats et d'écoulement de tronc

Des valeurs de concentrations maxima acceptables ont été calculées sur la période 1998-2004 pour chaque compartiment en considérant l'ensemble des peuplements de la chronoséquence, selon la formule statistique :

$$Val_{max} [X_i] = Q_3([X_i]) + 10 \times Iqr([X_i])$$

Avec :

- $Val_{max} [X_i]$ la concentration maximum acceptable de l'élément X pour le compartiment i
- $Q_3([X_i])$ le troisième quartile de la population totale des concentrations de l'élément X pour le compartiment i
- $Iqr([X_i])$ l'écart interquartile de la population totale des concentrations de l'élément X pour le compartiment i
- i = hors couvert *ou* pluvio-lessivats *ou* écoulement de tronc

Pour chaque valeur de $[X_i]$ de la base de données, si la $Val_{max} [X_i]$ était dépassée, la valeur était considérée comme aberrante et elle était alors remplacée par la $Val_{max} [X_i]$, ceci pour chaque élément et chaque compartiment.

Epuration des solutions de litière et de sol

Des valeurs de concentrations maxima acceptables ont été calculées sur la période 1998-2004 pour chaque profondeur et chaque type de lysimètres (sans tension ou avec tension), en distinguant deux groupes de peuplements au sein de la chronoséquence (d'une part tous les peuplements sauf le Fou81ans Amendé et d'autre part le Fou81ans Amendé), suivant la formule statistique :

$$Val_{max} [X_{jkl}] = Q_3([X_{jkl}]) + 5 \times Iqr([X_{jkl}])$$

Avec :

- $Val_{max} [X_{jkl}]$ la concentration maximum acceptable de l'élément X pour le type de lysimètre j , pour la profondeur k et pour le peuplement l
- $Q_3([X_{jkl}])$ le troisième quartile de la population totale des concentrations de l'élément X pour le type de lysimètre j , pour la profondeur k et pour le peuplement l
- $Iqr([X_{jkl}])$ l'écart interquartile de la population totale des concentrations de l'élément X pour le type de lysimètre j , pour la profondeur k et pour le peuplement l
- j = lysimètres sans tension *ou* lysimètres avec tension
- k = fluteaux *ou* 10 cm *ou* 30 cm *ou* 55 cm *ou* 80 cm *ou* 120 cm
- l = tous les peuplements sauf Fou81ans Amendé *ou* Fou81ans Amendé

Pour chaque valeur de $[X_{jkl}]$ de la base de données, si la $Val_{max} [X_{jkl}]$ était dépassée, la valeur était considérée comme aberrante et elle était alors remplacée par la $Val_{max} [X_{jkl}]$, ceci pour chaque élément en respectant le type de lysimètre, la profondeur et le peuplement.

Tableau III.2: Nombre d'échantillons de sol prélevés par profondeur en vue des extractions d'eaux par centrifugation. Les échantillons ont été prélevés dans le Fou25ans et Fou145ans en décembre 2006.

	Profondeur (cm)					
	0-15	15-30	30-45	45-60	60-75	75-90
Fou25ans	5	5	5	5	5	5
Fou145ans	5	5	5	5	5	5

Figure III.8: Schéma d'un pot de centrifugation à double fond utilisé pour réaliser les extractions d'eaux du sol (Bonnaud, 1999 document interne au laboratoire).

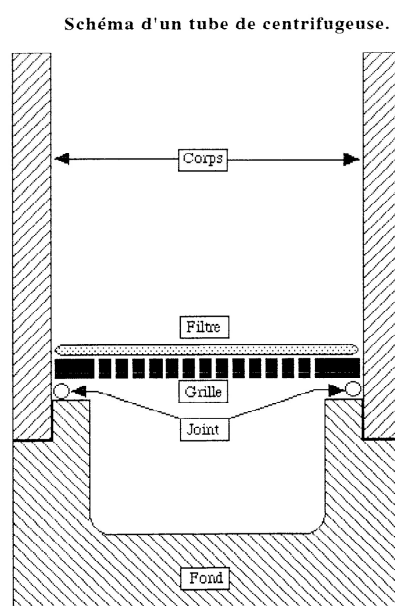
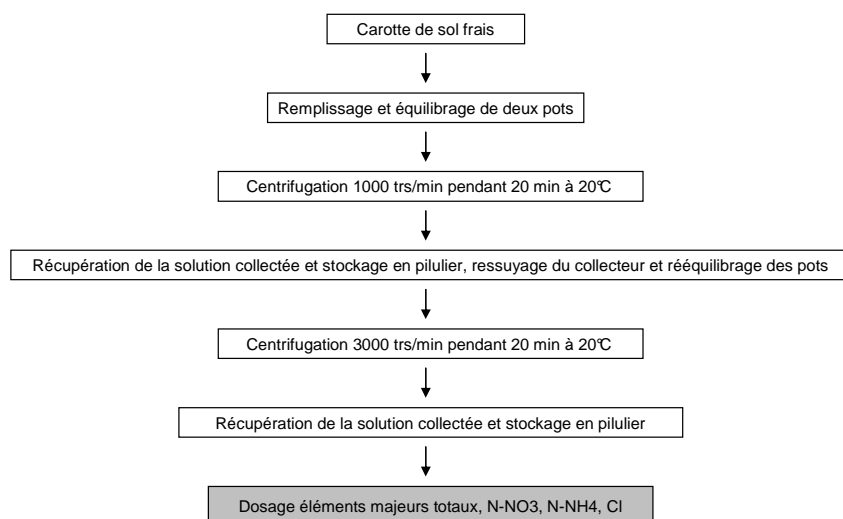


Figure III.9 : Schéma récapitulatif de l'extraction des solutions de sol par centrifugation.



3.3.4 Traitements statistiques et représentations

Le nombre d'échantillon analysés pour connaître les concentrations en éléments chimiques en solution étant fonction du compartiment de l'écosystème étudié, du site atelier et de la période de prélèvement (Annexe III.2), nous avons choisi de moyenniser les concentrations en éléments chimiques par période de 28 jours, par peuplement, par compartiment de l'écosystème et par profondeur. L'ensemble des représentations graphiques et des traitements statistiques présentés dans la suite de cette étude a donc été réalisé à partir de ces concentrations moyennes. Ces concentrations moyennes ont également été utilisées pour l'établissement des flux d'éléments dans l'écosystème.

3.4 Extraction de solutions de sol par centrifugation

Une campagne de prélèvement d'échantillons de sol a été menée en Décembre 2006 sur les peuplements Fou25ans et Fou145ans. Le nombre de répétitions et les profondeurs de prélèvement sont présentés dans le Tableau III.2.

Les sols ont ensuite été rapidement ramenés au laboratoire de Biogéochimie des Ecosystèmes Forestiers pour réaliser les extractions d'eaux. L'extraction des eaux par centrifugation (Figure III.8) a été réalisée selon la méthode mise au point au laboratoire (Giesler et al., 1996; Ranger et al., 1993). Le centrifugeur utilisé est un matériel Jouan® KR 4.22 équipé de 6 pots en polycarbonate à fond amovible de 250 cm³. Un schéma récapitulatif de l'extraction des solutions par centrifugation est présenté dans la Figure III.9. Deux vitesses de centrifugation ont été utilisées : 1000 tours.min⁻¹ et 3000 tours.min⁻¹, qui correspondent respectivement à des pF=3.2 et 4.2. Les concentrations en solution des différents éléments chimiques ont ensuite été déterminées pour chaque échantillon collecté. Les méthodes de détermination des concentrations en solution sont détaillées dans la section 3.2.3 de ce Chapitre.

3.5 Modélisation hydrique

3.5.1 Présentation du modèle

Le modèle Biljou est un modèle de bilan hydrique, développé pour simuler les flux d'eau au pas de temps journalier dans les différents compartiments d'un écosystème forestier. Ce modèle est particulièrement adapté à l'échelle de la parcelle forestière. Les mécanismes fonctionnels qui interagissent dans Biljou ont été décrits par Granier et al. (Granier et al., 1995; Granier et al., 1999) et un schéma général du fonctionnement du modèle est présenté en Annexe III.3

3.5.2 Entrées et paramétrage du modèle

Les entrées journalières du modèle et les paramètres concernant le sol et le couvert végétal sont détaillés ci dessous.

Les entrées journalières du modèle

Les données météorologiques ont été implémentées dans le modèle au pas de temps journalier. La pluie incidente (P_i) et les variables nécessaires pour les calculs d'évapotranspiration (ETP) : température de l'air, vitesse du vent, rayonnement global, déficit de saturation de l'air. Les données météorologiques utilisées sont issues de la station RENECOFOR HET35. Cette station météorologique est localisée dans une clairière de la forêt de Fougères (48°22' N, 1°10' O, altitude 175 m) et a été mise en service le 31/01/1997. Des précisions sont données dans le Chapitre 1 de cette thèse.

Les paramètres concernant le sol

Les paramètres concernant le sol implémentés dans le modèle Biljou pour les différents sites ateliers de la chronoséquence de Fougères sont récapitulés en Annexe III.4.

Certaines données concernant le sol et utilisées ici ont été acquises dans le cadre de la thèse de Peiffer (2005). Au cours de cette thèse, l'étude du bilan hydrique a été réalisée sur les peuplements Fou25ans et Fou145ans de la chronoséquence de Fougères. L'ensemble des peuplements de la chronoséquence de Fougères étant étudié ici, certains paramètres concernant le sol manquaient pour paramétrer le modèle (*Répartition des racines dans le sol, Humidité pondérale au point de flétrissement permanent, Réserve utile*) ; ces paramètres sont signalés par ce symbole (*) dans la suite de ce paragraphe. Pour ces paramètres manquant, nous avons choisi d'utiliser les paramètres acquis par Peiffer (2005) sur les peuplements Fou25ans et Fou145ans, en attribuant aux autres sites ateliers les paramètres de la placette la plus proche spatialement. Pour le Fou8ans, les paramètres manquant utilisés sont donc ceux du Fou25ans et pour le Fou81ans pré-Temp, le Fou81ans 2000 et Fou81ans Amendé, les paramètres manquant utilisés sont ceux du Fou145ans.

- **Nombre d'horizon de sol** : les sols sont considérés comme une série verticale de réservoirs qui correspondent, soit aux horizons pédologiques observés *in situ*, soit à un découpage arbitraire. Dans notre cas et pour l'ensemble des sites ateliers de la chronoséquence, nous avons choisi de découper le sol en plusieurs réservoirs, les planchers des horizons implémentés dans le modèle correspondant aux profondeurs d'installation des lysimètres. Ce choix permet de faciliter le couplage entre les flux hydriques et les concentrations d'éléments chimiques en solution. Les planchers des horizons implémentés dans le modèle sont donc les suivants : -10 cm, -30 cm, -55 cm, -80 cm, -120 cm, -160 cm, -200 cm et -240 cm.
- **Densité apparente** : pour chaque horizon de sol et chaque site atelier, la densité apparente a été implémentée. Les mesures de densité apparente obtenues par la méthode des cylindres sur les fosses situées dans un périmètre restreint autour des sites ateliers ont été utilisées (voir Chapitre 2).
- **Densité réelle** : pour chaque horizon de sol et chaque site atelier, une densité réelle théorique a été implémentée.

- **Répartition des racines dans le sol (*)**: pour chaque horizon de sol et chaque site atelier, un pourcentage moyen de racines fines a été calculé, à partir des données collectées par Peiffer (2005). Les racines fines comptabilisées par Peiffer (2005) dans les horizons en dessous de 120 cm de profondeur n'ont pas été considérées dans ce travail.
- **Humidité au point de flétrissement (*)** : pour chaque horizon de sol et chaque site atelier, l'humidité pondérale au point de flétrissement a été implémentée. Les données utilisées sont issues de la thèse de Peiffer (2005).
- **Réserve utile (*)**: pour chaque horizon de sol et chaque site atelier, la réserve utile a été implémentée. Les données utilisées sont issues de la thèse de Peiffer (2005). Les réserves utiles ont été calculées selon la formule suivante :

$$RU_{ij} = [(HV_{pF1.5})_{ij} - (HV_{pF4.2})_{ij}] \times e_{ij}$$

Avec :

- RU_{ij} (mm) la réserve utile du site atelier i pour l'horizon j
- $(HV_{pF1.5})_{ij}$ (%) l'humidité volumique du sol à $pF=1.5$ du site atelier i pour l'horizon j
- $(HV_{pF4.2})_{ij}$ (%) l'humidité volumique du sol à $pF=4.2$ du site atelier i pour l'horizon j
- $i = \text{Fou25ans ou Fou145ans}$
- $j = 0-10 \text{ cm ou } 0-30 \text{ cm ou } 30-55 \text{ cm ou } 55-80 \text{ cm ou } 80-120 \text{ cm ou } 120-160 \text{ cm ou } 160-200 \text{ cm ou } 200-240 \text{ cm}$

- **Paramètre de macroporosité (*)** : Ah et Bh sont deux paramètres permettant de calculer la macroporosité et la variation de cette macroporosité en fonction de l'humidité du sol (Peiffer, 2005).

Les paramètres concernant le couvert végétal

Les paramètres concernant le couvert végétal implémentés dans le modèle Biljou pour les différents sites ateliers de la chronoséquence de Fougères sont récapitulés en Annexe III.4.

- **Phénologie** : pour l'ensemble des sites ateliers et pour toutes les années d'étude, la date de débourrement a été fixée au 113^{ème} jour julien et la date de chute des feuilles au 296^{ème} jour julien (Peiffer, 2005).
- **Indice de surface foliaire** : pour chaque site atelier et chaque année d'étude, l'indice de surface foliaire a été implémenté. Les indices de surface foliaire ont été calculés à partir des retombées de litières mesurées dans chaque site atelier de la chronoséquence. Hormis le Fou50ans, les sites composant la chronoséquence ont été équipés en 1997 de bacs (type RENECOFOR, surface 0.5 m²) implantés au sol pour collecter les éléments aériens issus des peuplements (feuilles, branches mortes, écailles de bourgeon...). Les bacs collecteurs sont au nombre de 16 par site atelier, hormis pour le Fou145ans qui en compte 24. Sur la période 1997-2004, un opérateur s'est rendu tous les 28 jours sur les sites ateliers équipés de bacs collecteurs, pour prélever les échantillons présents dans les bacs. Au laboratoire, chaque échantillon a été trié manuellement et séparé en 16 compartiments physiologiques (feuilles de hêtre,

feuilles de chêne...), puis séché à 65°C jusqu'à poids constant. Pour chaque échantillon, chaque compartiment a ensuite été pesé pour déterminer le poids de matière sèche d'un compartiment par m². Le poids de matière sèche des feuilles de hêtre par m² a été utilisé pour le calcul de l'indice de surface foliaire maximum annuel par site atelier de la chronoséquence. La méthode de calcul, détaillée par Breda (2003), est la suivante : pour chaque date de collecte terrain, l'indice de surface foliaire est déterminé en multipliant la biomasse foliaire collectée (g.m⁻²) par une surface spécifique moyenne des feuilles de litière. La surface spécifique a été fixée à 0.022 m².g⁻¹, cette valeur correspondant à la surface spécifique moyenne calculée sur l'ensemble des hêtraies françaises intégrées au réseau RENECOFOR. Les indices de surface foliaire obtenus par période de collecte sont ensuite sommés sur la période annuelle de chute des feuilles.

3.5.3 Les sorties du modèle

Les sorties journalières hydriques du modèle Biljou sont les suivantes :

- **Pluie incidente (P_i)** qui est un rappel de la donnée entrée dans le modèle ;
- **Pluie au sol (P_{sol})** qui découle de l'interception ;
- **Pluie ruisselant le long des troncs (P_{tr})**. La pluie au sol (P_{sol}) et la pluie ruisselant le long des troncs (P_{tr}) sont obtenues par des procédures indépendantes. La fonction de calcul ayant été calibrée sur des peuplements de hêtre âgés (Granier et al., 1995; Peiffer, 2005), la fonction établie par Peiffer (2005) sur le Fou25ans a été utilisée pour le Fou8ans et Fou25ans ($P_{tr}=0.26 \times P_i - 5.67$).
- **Evapotranspiration potentielle (ETP)** Penman ou Penman Monteith ;
- **Evapotranspiration réelle (ETR)** ;
- **Transpiration des arbres (Tr)** ;
- **Evapotranspiration du sous-étage (ET_{se})** lorsqu'il existe (ou à défaut l'évaporation du sol), égale à une fraction constante de l' ETP et qui correspond à l'utilisation de l'énergie qui atteint cette strate.
- **Drainages des différents horizons de sol ($Dr\ i$, ou i est le numéro de l'horizon de sol implémenté dans le modèle)**;
- **Réserves en eau du sol ($Réserve$)** qui correspond à la somme des lames d'eau des différents horizons de sol ($Lame\ i$, ou i est le numéro de l'horizon de sol implémenté dans le modèle).

Les sorties du modèle ont ensuite été moyennées ($Réserve$, $Lame\ i$) ou sommées (P_i , P_{sol} , P_{tr} , ETP , ETR , Tr , ET_{se} , $Dr\ i$) par période de 28 jours, pour se caller sur la fréquence de prélèvement des solutions de sol des sites ateliers de la chronoséquence de Fougères.

3.5.4 Les simulations réalisées

Les flux hydriques ont été simulés sur les peuplements Fou8ans, Fou25ans, Fou81ans pré-Temp puis Fou81ans 2000, Fou81ans Amendé et Fou145ans. Les simulations ont été réalisées

par année civile, les réserves hydriques des différents horizons de sol étant considérées comme totalement réapprovisionnées à la date de début de chaque simulation (1 Janvier).

3.5.5 Validation des simulations

Les sorties du modèle ont été comparées aux mesures disponibles réalisées sur le terrain pour différents compartiments de l'écosystème. On note ici que les hauteurs d'eau mesurées par période de 28 jours pour les écoulements de troncs sur l'ensemble des sites ateliers ne sont pas exploitables, à cause de biais méthodologiques importants; elles ne seront donc pas considérées. Des comparaisons ont donc été réalisées entre :

- les hauteurs d'eau des pluviollessivats mesurées et simulées par période de 28 jours. Les pluviollessivats simulés ont été calculés par différence entre la pluie au sol simulée (*Psol*) et la pluie ruisselant le long des troncs simulée (*Ptr*).
- les humidités volumiques mesurées par les sondes TDR implantées dans les différents sites ateliers aux profondeurs de 10 cm, 30 cm, 55 cm, 80 cm et 120 cm et les humidités volumiques simulées dans les horizons 0-10 cm, 10-30cm, 30-55cm, 55-80 cm et 80-120 cm. Les humidités volumiques simulées n'étant pas disponibles dans les sorties de Biljou, elles ont été calculées pour chaque site atelier, par horizon, à partir des variations de réserve utile, selon la formule :

$$\theta_{J+1} = \frac{Lame_{J+1} - Lame_J}{z} + \theta_J$$

Avec :

- θ_{J+1} (%) l'humidité volumique moyenne de l'horizon au jour *J+1*
- θ_J (%) l'humidité volumique moyenne de l'horizon au jour *J*
- *Lame_{J+1}* (mm) la lame d'eau présente dans l'horizon au jour *J+1*
- *Lame_J* (mm) la lame d'eau présente dans l'horizon au jour *J*
- *z* (dm) l'épaisseur de l'horizon de sol

Pour chaque peuplement, l'humidité initiale θ_J au 31/12/1997 intégrée au calcul des humidités volumiques journalières sur la période 1998-2004 correspond à la moyenne hivernale 1998-2004 des humidités volumiques journalières mesurées par profondeur.

La transpiration journalière simulée du couvert arboré n'a pas fait l'objet d'une validation au cours de ce travail, les comparaisons journalières réalisées par Peiffer (2005) entre la transpiration mesurée et la transpiration simulée sur les peuplements Fou25ans et Fou145ans sur la période 2002-2003 étant très concluantes.

3.6 Etablissement des flux d'éléments

Les flux d'éléments chimiques dans les différents compartiments de l'écosystème par période de 28 jours ont été obtenus par couplage entre les flux hydriques journaliers obtenus par le modèle Biljou (hormis pour les pluviollessivats), puis sommés par période de 28 jours, avec les concentrations en éléments chimiques en solution mesurées sur le terrain. Les couplages

réalisés par période de 28 jours, pour chaque site atelier composant la chronoséquence, sont détaillés ci-dessous :

- les hauteurs d'eau de pluie incidente (**Pi**) avec les concentrations en éléments chimiques des précipitations collectées au dessus du couvert dans le peuplement Fou8ans. Les apports hors couverts ont été déterminés selon la méthode développée par Ulrich (Ulrich, 1983),
- les hauteurs d'eau simulées d'écoulements de troncs (**Ptr**) avec les concentrations en éléments chimiques des solutions d'écoulements de troncs,
- les hauteurs d'eau de pluviolessivats mesurées avec les concentrations en éléments chimiques des solutions de pluviolessivats,
- la pluie au sol (**Psol**) simulée avec les concentrations en éléments chimiques des solutions de litière collectées par les fluteaux,
- les drainages (**Dri**) simulés pour chaque horizon *i* avec les concentrations en éléments chimiques des solutions de sol de l'horizon correspondant. Le couplage a été réalisé pour les lysimètres sans tension (ZTL) et pour les bougies poreuses (TL).

Les séries chronologiques de concentrations en éléments chimiques sur la période 1998-2004 dans les différents compartiments de l'écosystème présentent des périodes sans données, pouvant refléter l'état hydrique du sol mais également des dysfonctionnements des collecteurs installés. Les simulations des flux hydriques dans les différents compartiments de l'écosystème étant de bonne qualité (voir section 4.2 de ce Chapitre), nous avons choisi de faire confiance au modèle hydrique et de calculer des concentrations théoriques pour ces périodes non-renseignées, en vue du couplage. Nous avons travaillé à partir des concentrations moyennes en éléments chimiques calculées dans la section 3.3.4 de ce Chapitre. Les concentrations manquantes ont été calculées pour chaque élément chimique, chaque peuplement et pour chaque type de collecteur (Pluie incidente, Ecoulements de tronc, Pluviolessivats, Solutions de sol à différentes profondeurs), selon la formule suivante :

$$[X]_t = \frac{3 \times [X]_{saison} + [X]_{t-i} + [X]_{t+j}}{5}$$

Avec :

- $[X]_t$ (mg.l⁻¹) la concentration manquante de l'élément X pour la période de 28 jours *t*
- $[X]_{saison}$ (mg.l⁻¹) la concentration saisonnière (printemps ou été ou automne ou hiver) sur la période 1998-2004 de l'élément X, correspondant à la saison de la période *t*
- $[X]_{t-i}$ (mg.l⁻¹) la concentration de l'élément X pour la période de 28 jours *t-i* la plus proche et antérieure à la période *t*
- $[X]_{t+j}$ (mg.l⁻¹) la concentration de l'élément X pour la période de 28 jours *t+j* la plus proche et postérieure à la période *t*

4 Résultats et Discussion

4.1 Expérimentation de traçage (Article B)

Cette partie a fait l'objet d'une publication soumise à Journal of Hydrology, présentée dans son intégralité à la fin de cette thèse (**Article B, p 214**), et intitulée :

Preferential flow and slow convective chloride transport through the soil of a forested landscape (Fougères, France).

A. Legout, C. Legout, C. Nys, E. Dambrine

Résumé de la publication :

Une expérimentation de traçage anionique au chlorure a été menée sur le site Fou81ans 2000 pour mieux comprendre le fonctionnement hydrique des sols de Fougères. Une lame d'eau enrichie en chlorure a été apportée à la surface du sol en mars 2006 et son transfert dans le sol a été suivi pendant 18 mois. Les principaux acquis sont les suivants :

- Deux types de transferts cohabitent dans les sols de Fougères : un transfert rapide (de 300 à 600 mm/jour) par écoulement préférentiel et un transfert lent (de 2 à 3 mm/jour) au travers la matrice de sol ;
- Les écoulements préférentiels dépendent des conditions d'humidité du sol et de la pluie incidente : ils se produisent lorsque le sol est proche de la saturation mais leur mise en fonctionnement n'est pas écartée pendant la saison de végétation ;
- Les écoulements préférentiels concernent moins de 10% du volume total de sol alors que le transfert matriciel concerne l'ensemble de la porosité (~40% du volume total de sol) ;
- Une approche par bilan de masse a montré que tout au long de l'expérimentation, environ 17 % de la masse de traceur apportée a été transféré au delà de 120cm (zone classiquement explorée par les racines) par écoulement préférentiel ;
- Les structures responsables des écoulements préférentiels dans les sols de Fougères sont probablement les macropores et les biopores jusqu'à une profondeur de 55 cm et les glosses dans les horizons sous-jacents, celles-ci se prolongeant jusque dans l'arène granitique ;
- Les lysimètres sans tension collectent majoritairement de l'eau de drainage rapide, d'une qualité proche de l'eau apportée à la surface du sol, alors que les bougies poreuses collectent majoritairement de l'eau faiblement liée en mélange avec des eaux de drainage rapide ;

Figure III.10 : Hauteurs d'eau mesurées de pluviolessivats, en fonction des hauteurs d'eau de pluviolessivats simulées par le modèle Biljou, par période de 28 jours. Les pluviolessivats simulés ont été calculés par différence entre la pluie au sol simulée (*Psol*) et la pluie ruisselant le long des troncs simulée (*Ptr*). La droite $y=x$ est représentée en pointillés.

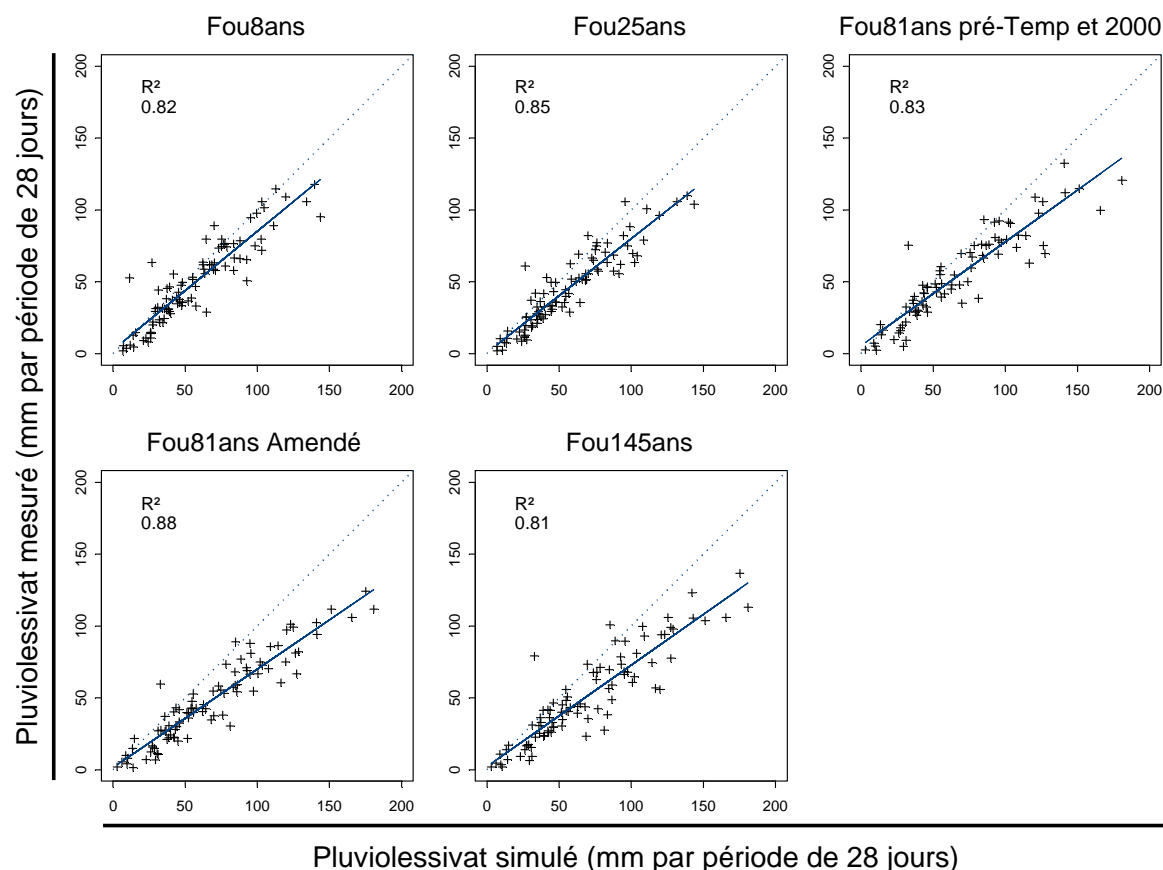


Tableau III.3 : Erreurs moyennes et somme des carrés des écarts à la moyenne (RMSE) calculés entre les humidités volumiques simulées par le modèle Biljou et les humidités volumiques mesurées par les dispositifs TDR.

Profondeur (cm)	Fou8ans		Fou25ans		Fou81ans pré- Temp et 2000		Fou81ans Amendé		Fou145ans	
	Erreur (%)	RMSE (%)	Erreur (%)	RMSE (%)	Erreur (%)	RMSE (%)	Erreur (%)	RMSE (%)	Erreur (%)	RMSE (%)
10	3.7	8.3	2.5	5.9	0.2	5.6	0.4	5.5	0.2	5.6
30	2.5	5.5	0.3	2.4	0.0	3.4	-0.1	3.5	0.0	3.5
55	0.5	3.4	0.8	2.9	0.0	2.5	-0.2	2.8	-0.1	2.7
80	-0.1	2.1	0.5	1.8	0.5	1.6	0.3	1.6	0.4	1.7
120	0.1	2.2	0.6	1.4	0.4	1.9	0.4	1.9	0.4	1.9

Enseignements :

Trois points sont à souligner : i) Dans cet écosystème à faible fertilité minérale, les écoulements préférentiels, même s'ils concernent un volume très restreint de sol, peuvent transférer très rapidement des éléments nutritifs en by-passant la zone racinaire. ii) D'autre part, la minéralogie des gloses établie dans le Chapitre 2, corrobore l'hypothèse d'écoulements préférentiels majoritairement localisés dans les gloses au delà de 55 cm de profondeur. iii) Enfin, la méthode classique de couplage des concentrations des solutions collectées par les lysimètres sans tension aux flux d'eau drainés (Ranger et al., 2001) ne semble pas idéale pour l'écosystème de Fougères.

4.2 Modélisation hydrique

4.2.1 Validation des simulations

Les résultats des comparaisons entre les hauteurs d'eau de pluviolessivats mesurées sur le terrain tous les 28 jours et celles simulées par le modèle Biljou sont présentées dans la Figure III.10. Les pluvio-lessivats simulés ont été calculés par différence entre la pluie au sol simulée (*Psol*) et la pluie ruisselant le long des troncs simulée (*Ptr*). Quel que soit le peuplement considéré, les hauteurs d'eau de pluviolessivats simulées par le modèle Biljou sont généralement supérieures aux hauteurs d'eau de pluviolessivats mesurées. La relation entre les données simulées et mesurées est de type linéaire croissante, la surestimation de la hauteur d'eau simulée augmentant avec la hauteur d'eau mesurée par période de 28 jours.

Le modèle Biljou surestime donc de façon systématique les hauteurs d'eau de pluviolessivats en comparaison des hauteurs d'eau de pluviolessivats mesurées (Figure III.10). Les pluviolessivats simulés ayant été calculés par différence entre la pluie au sol simulée (*Psol*) et la pluie ruisselant le long des troncs simulée (*Ptr*), trois hypothèses peuvent expliquer cette surestimation :

- 1. Le modèle sous-estime l'interception par le couvert arboré ;
- 2. Le modèle sous-estime la quantité d'eau ruisselant le long des troncs ;
- 3. Les systèmes collecteurs de pluviolessivats installés sur les sites ateliers sous-estiment la quantité d'eau de pluviolessivats. Plusieurs auteurs ont en effet montré que certains types de collecteur peuvent engendrer des estimations erronées des hauteurs d'eau (Bleeker et al., 2003; Erisman et al., 2003).

Dans ce travail, les flux mesurés d'écoulement de tronc n'ont pas pu être établis mais Peiffer (2005) a démontré la validité de l'hypothèse 2. Par comparaison avec la littérature citée dans la section 4.2.2 de ce chapitre, l'hypothèse 2 semble également valide. Enfin, l'hypothèse 3 n'a pas pu être vérifiée.

Les résultats des comparaisons entre les humidités volumiques mesurées et simulées par le modèle Biljou sont présentés dans le Tableau III.3 et en Annexes III.5 à III.9, par peuplement et par profondeur. Quel que soit le site atelier considéré, trois points méritent d'être soulignés.

1) Les validations des simulations par les humidités volumiques montrent que les erreurs moyennes et les sommes des carrées des écarts à la moyenne (Tableau III.3) sont globalement faibles sur l'ensemble des peuplements, hormis pour la profondeur 10 cm (Annexes III.5 à III.9). Pour la profondeur 10 cm, les simulations des humidités volumiques sont en effet médiocres, les humidités volumiques simulées en période de végétation présentant des variations journalières ou pluri-journalières trop brutales en comparaison des humidités mesurées. D'autre part, la ré-humectation de l'horizon 0-10 cm simulé par le modèle est généralement trop brutale et trop précoce en fin de saison de végétation.

La mauvaise simulation des humidités volumiques par le modèle Biljou dans le premier horizon du profil de sol a déjà été constatée dans des contextes variés (Granier et al., 1995; Granier et al., 1999; Peiffer, 2005). La difficulté de simuler les humidités volumiques dans le premier horizon d'un profil de sol n'est pas propre aux modèles de bilan hydrique mais a également été constatée pour des modèles mécanistes. L'humidité volumique mesurée dans les premiers horizons d'un profil de sol dépend de nombreux facteurs :

- La quantité de matière organique est un facteur important régulant l'humidité du sol ; cependant, ce paramètre n'est pas directement considéré dans Biljou et est rarement ou difficilement pris en compte dans la majorité des modèles hydriques.
- L'évaporation du sol est considérée dans Biljou comme une fraction constante de l'ETP journalière (Granier et al., 1995). Cette méthode de calcul pourrait en partie expliquer les différences entre humidités volumiques simulées et mesurées observées pour l'horizon 0-10 cm.
- La répartition du prélèvement d'eau dans le profil de sol conditionne également fortement l'humidité des horizons de sol et particulièrement celui de surface, où la densité de racines sous hêtre est élevée (Leuschner et al., 2001; Schmid and Kazda, 2001; Schmid and Kazda, 2005). Les paramètres implémentés dans les modèles hydriques pour répartir le prélèvement racinaire par horizon sont très variables d'un modèle à l'autre ; ils concernent cependant quasiment toujours les racines fines (densité de biomasse de racine fines, densité de longueur de racines fines (Granier et al., 1995; Mayer, 1999)). Or, le nombre de travaux quantifiant les racines sous peuplement de hêtre est relativement faible (Bolte and Villanueva, 2006; Claus and George, 2005; Leuschner et al., 2001; Schmid and Kazda, 2001; Schmid and Kazda, 2005) et la relation liant le nombre de racines fines et le prélèvement effectif d'eau dans le sol est rarement abordée ou évidente. Une répartition erronée du prélèvement dans le profil de sol pourrait donc en partie expliquer les différences entre humidités volumiques simulées et mesurées pour l'horizon 0-10 cm mais également dans une moindre mesure pour les autres horizons du profil.
- Enfin, la forte variabilité spatiale des propriétés des horizons de surface des sols forestiers (Fournier et al., 1994; Riha et al., 1986) ne facilite également pas le paramétrage des modèles. Cette forte hétérogénéité n'est pas prise en compte dans le modèle Biljou.

2) Pour les profondeurs 30 cm, 55 cm, 80 cm et 120 cm, le modèle Biljou simule correctement les diminutions des humidités volumiques mesurées en début de saison de végétation ainsi que les augmentations lors de la ré-humectation du profil après la saison de végétation. On remarque cependant (par exemple pour l'année 2001 (Annexes III.5 à III.9)) que le modèle simule des ré-humectations trop tardives après la saison de végétation. Ce problème pourrait en partie s'expliquer par :

- une surestimation de la macroporosité implémentée dans le modèle,
- une ré-humectation des horizons des profils de sols accélérée par la contribution des écoulements préférentiels (Legout et al., Soumis-a) et mal simulée par le modèle Biljou.

Par ailleurs, pour ces mêmes horizons, les ré-humectations trop tardives après la saison de végétation s'accompagne d'une remontée très brutale des humidités volumiques simulées. Ces remontées brutales des humidités volumiques simulées ont lieu au 1^{er} janvier et s'expliquent par le mode de conduite des simulations (voir section 3.5.4 de ce Chapitre). Cependant, le choix de réaliser les simulations par année civile a permis :

- de pouvoir implémenter un indice de surface foliaire différent pour chaque année de simulation, chose impossible sur une période simulée supérieure à 1 an;
- de réaliser un forçage, même s'il est brutal, sur les remontées d'humidité volumique après la saison de végétation, pour se rapprocher au mieux des humidités volumiques mesurées (Annexes III.5 à III.9).

3) Le modèle simule mal les variations interannuelles des humidités volumiques mesurées hors période de végétation (Annexes III.5 à III.9). Le mode de conduite des simulations (voir section 3.5.4 de ce Chapitre) ainsi que la méthode de calcul des humidités volumiques (voir section 3.5.5 de ce Chapitre) sont responsables de cette mauvaise reproduction. En effet, les simulations ont été conduites par année civile, en considérant les réserves hydriques des différents horizons de sol comme totalement réapprovisionnées à la date de début de chaque simulation (1^{er} Janvier). La méthode de calcul des humidités simulées nous donne ensuite en période hivernale des humidités volumiques égales à la moyenne hivernale 1998-2004 mesurées par profondeur et par site atelier.

Figure III.11 : Pourcentage d'interception (interception cumulée par période de 28 jours) simulée par le modèle Biljou en fonction des hauteurs d'eau de pluie incidente cumulées par période de 28 jours, pour les différents sites ateliers de la chronoséquence.

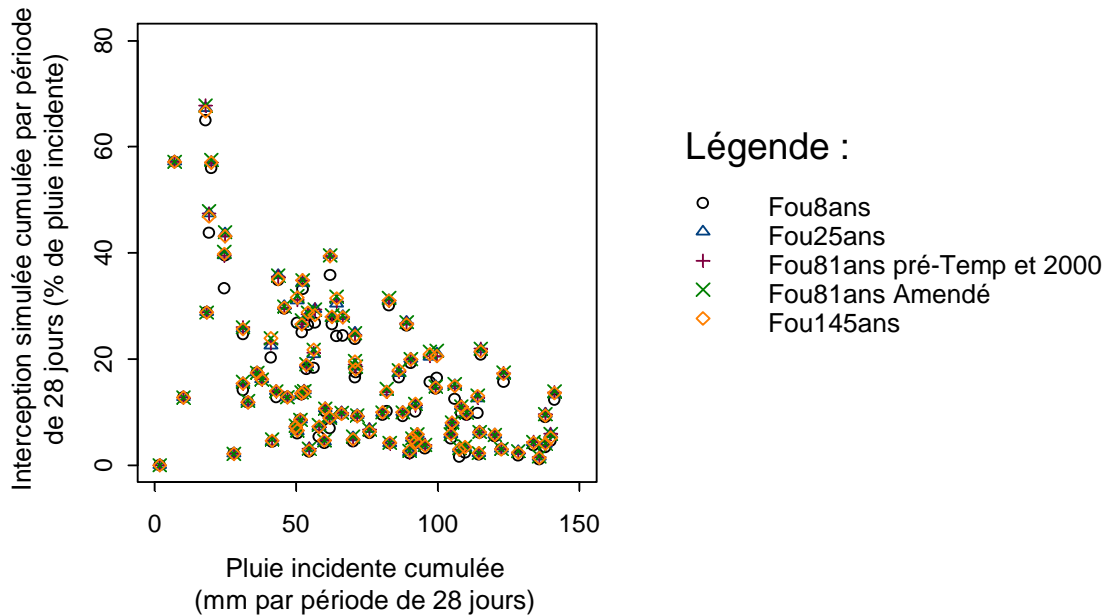


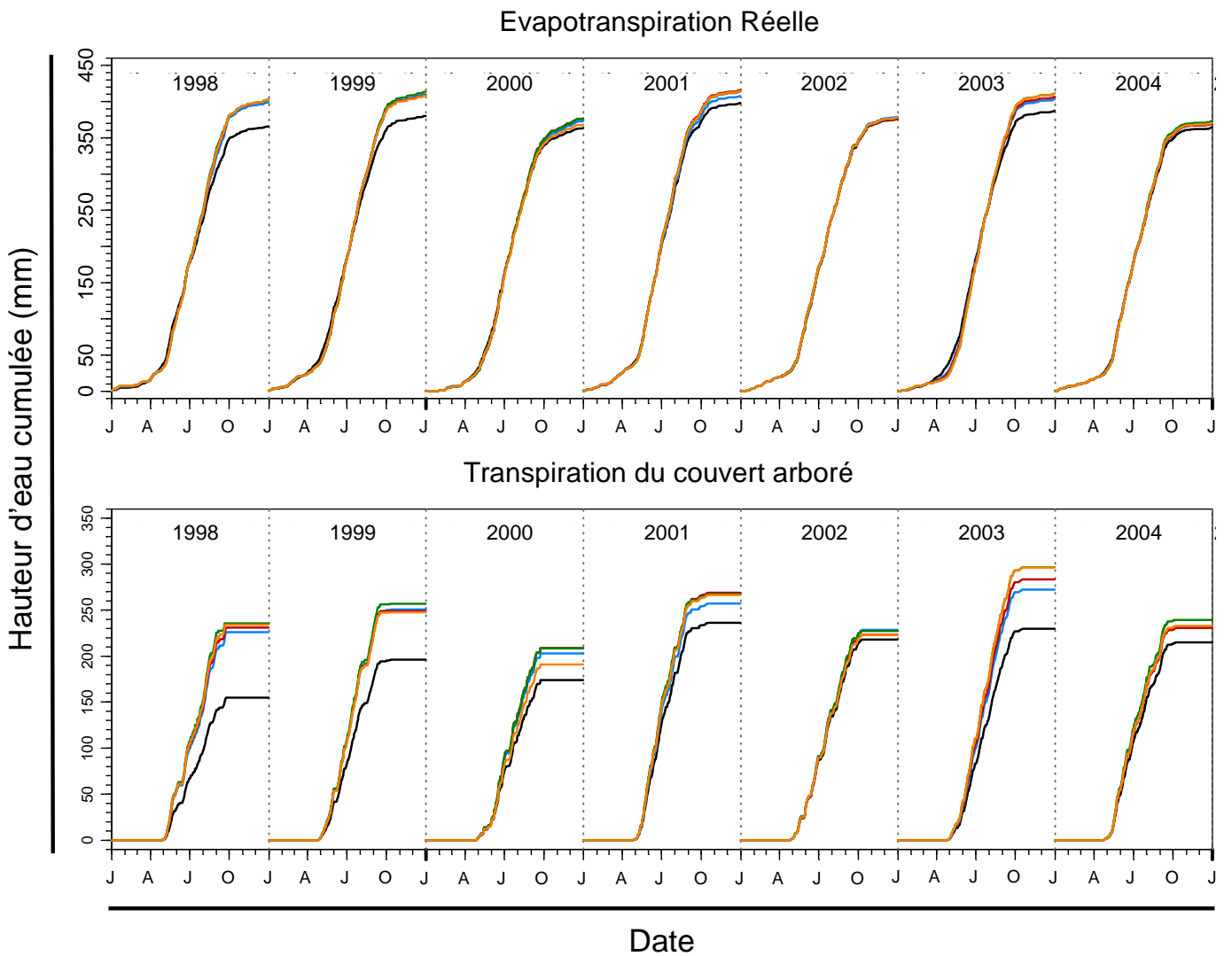
Tableau III.4 : Moyennes et écart-types des pourcentages d'interception (interception cumulée par période de 28 jours) simulés par le modèle Biljou sur la période 1998-2004, par site atelier de la chronoséquence.

	Fou8ans	Fou25ans	Fou81ans pré-Temp et 2000	Fou81ans Amendé	Fou145ans
Moyenne	14.8	16.0	16.0	16.2	16.0
Ecart-type	12.9	13.5	13.5	12.9	13.5

Figure III.12 : Résultats des simulations du modèle de bilan hydrique Biljou. Evolution de l'évapotranspiration réelle cumulée et de la transpiration cumulée du couvert arboré, pour les sites ateliers de la chronoséquence, sur la période 1998-2004 (J=Janvier ; A=Avril ; J=Juillet ; O=Octobre).

Légende :

—	Fou8ans	—	Fou81ans Amendé
—	Fou25ans	—	Fou145ans
—	Fou81ans pré-Temp et 2000		



4.2.2 Interception par le couvert arboré

La Figure III.11 et le Tableau III.4 présentent les interceptions par le couvert arboré, simulées par le modèle Biljou pour les différents peuplements de la chronoséquence. Excepté pour le peuplement Fou8ans (14.8 %), les moyennes des pourcentages d'interception (Tableau III.4) simulée pour les différents peuplements sont d'environ 16 %. La Figure III.11 met en évidence l'homogénéité des interceptions simulées pour les différents peuplements de la chronoséquence, excepté pour le Fou8ans.

Les valeurs d'interception moyenne par les peuplements de hêtre trouvées dans la littérature sont comprises entre 16.8 et 25 % de la pluie incidente (Aussenac, 1968; Aussenac, 1972; Aussenac, 1975; Aussenac and Boulangeat, 1980; Forgeard et al., 1980). L'interception moyenne simulée sur les sites ateliers de la chronoséquence (Tableau III.4) est proche des valeurs mesurées sur le terrain par ces différents auteurs mais reste toujours inférieure. La quantité de pluie arrivant au sol semble donc simulée de façon correcte par le modèle Biljou, avec néanmoins une légère sous-estimation de l'interception par le modèle.

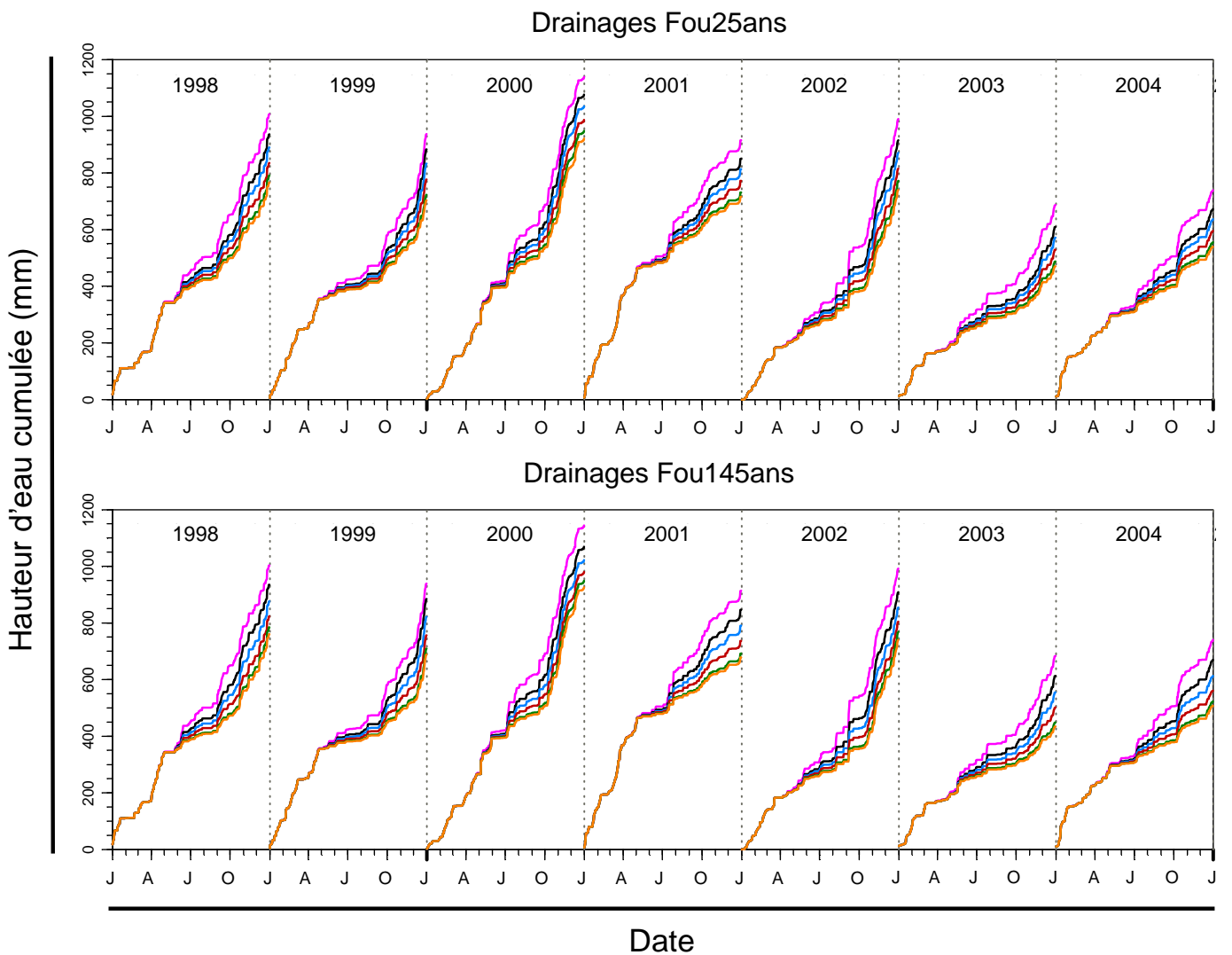
Les taux d'interception moyens calculés à partir des simulations de Biljou sont peu différents d'un âge de la chronoséquence à l'autre (Tableau III.4 et Figure III.11). Le peuplement Fou8ans présente cependant un taux d'interception plus faible, celui-ci augmentant progressivement jusqu'à la fermeture du couvert (Aussenac and Boulangeat, 1980), étape rapidement atteinte par le peuplement Fou8ans (LAI=5.7 m².m⁻² en 2001).

4.2.3 Evapotranspiration et transpiration du couvert arboré

Les évapotranspirations réelles et les transpirations du couvert arboré simulées par le modèle Biljou et cumulées par année civile sont présentées dans la Figure III.12. L'évapotranspiration réelle et la transpiration sont maxima pendant la saison de végétation. Sur la période 1998-2004, les évapotranspirations réelles cumulées sont comprises entre 363.4 mm.an⁻¹ (Fou8ans) et 415.8 mm.an⁻¹ (Fou81ans pré-Temp et 2000), respectivement en 2000 et 2002. Les transpirations cumulées du couvert sont quand à elles comprises entre 154.8 mm.an⁻¹ (Fou8ans) et 296.6 mm.an⁻¹ (Fou145ans), respectivement en 1998 et 2003. La variabilité interannuelle des flux d'eau cumulés est plus élevée pour la transpiration en comparaison de l'évapotranspiration réelle. Les évapotranspirations et les transpirations du peuplement arboré sont peu différentes d'un peuplement de la chronoséquence à l'autre, excepté pour le Fou8ans, pour lequel les hauteurs d'eau cumulées sont toujours inférieures aux autres peuplements. Les différences de hauteurs d'eau cumulées pour l'évapotranspiration réelle et la transpiration sont plus marquées pour les années 1998, 1999 et 2003 entre le Fou8ans et les autres peuplements.

Figure III.13 : Résultats des simulations du modèle de bilan hydrique Biljou. Evolution de la pluie au sol (Psol) et des drainages cumulés de -10 à -120 cm, pour les sites ateliers Fou25ans et Fou145ans, sur la période 1998-2004 (J=Janvier ; A=Avril ; J=Juillet ; O=Octobre).

Légende :



Les faibles différences d'évapotranspiration observées dans les peuplements de plus de 25 ans s'expliquent par l'homogénéité des indices de surface foliaire de ces peuplements. Comme pour l'interception, les faibles indices de surface foliaire sur les premières années de l'étude engendrent des transpirations et donc des évapotranspirations plus faibles dans le Fou8ans (Aussenac and Boulangeat, 1980). La transpiration plus faible simulée en 2003 pour le peuplement Fou8ans est quand à elle attribuée à une éclaircie réalisée en 2002 et ayant fait chuter l'indice de surface foliaire en 2003.

4.2.4 La pluie au sol et les drainages aux différentes profondeurs de sol

La pluie au sol et les drainages simulés dans les sols du Fou25ans et Fou145ans et cumulés par année civile sont présentés dans la Figure III.13. Les drainages cumulés aux différentes profondeurs suivent globalement l'évolution des hauteurs d'eau cumulées de pluie au sol ; cependant, la divergence entre les courbes cumulées de pluie au sol et celles des drainages s'accroît pendant la saison de végétation. Pour le peuplement Fou25ans, les drainages toutes profondeurs confondues sont compris sur la période 1998-2004 entre 470.2 mm.an^{-1} (-120 cm, 2003) et $1076.7 \text{ mm.an}^{-1}$ (-10 cm, 2000). Pour le peuplement Fou145ans, les drainages toutes profondeurs confondues sont compris sur la période 1998-2004 entre 434.8 mm.an^{-1} (-120 cm, 2003) et $1071.0 \text{ mm.an}^{-1}$ (-10 cm, 2000).

Les comparaisons des drainages simulés dans les sols entre les peuplements de la chronoséquence sont présentées en Figure III.14. Pour la profondeur 10 cm, les drainages cumulés sont quasiment similaires entre peuplements. Pour les autres profondeurs, les drainages simulés pour le Fou8ans sont proches de ceux du Fou25ans et toujours supérieurs aux drainages cumulés des vieux peuplements. Les drainages cumulés pour les peuplements Fou81ans pré-Temp et 2000, Fou81ans Amendé et Fou145ans sont quasiment similaires quelle que soit la profondeur.

Les faibles différences constatées entre peuplements (Figure III.13 et Figure III.14) s'expliquent par :

- l'homogénéité de la pluie simulée arrivant au sol ;
- l'homogénéité des sols de la forêt de Fougères, retranscrit dans le paramétrage du modèle Biljou.

Des différences minimales de drainage sont néanmoins observées entre les peuplements les plus jeunes de la chronoséquence (Fou8ans et Fou25ans) et les vieux peuplements (Fou81ans pré-Temp et 2000, Fou145ans) (Figure III.14). Ces différences s'expliquent par les paramètres sols implémentés dans le modèle. En effet, pour le Fou8ans, les paramètres manquant pour le paramétrage du modèle sont ceux du Fou25ans et pour le Fou81ans pré-Temp et 2000 et le Fou81ans Amendé, les paramètres manquant utilisés sont ceux du Fou145ans (voir section 3.5.2 de ce Chapitre).

Figure III.14 : Hauteurs d'eau simulées par le modèle Biljou pour le peuplement Fou8ans dans différents compartiments de l'écosystème et cumulées par année civile, en fonction des hauteurs d'eau simulées et cumulées par année civile pour les peuplements Fou25ans, Fou81ans pré-Temp et 2000, Fou81ans Amendé et Fou145ans.

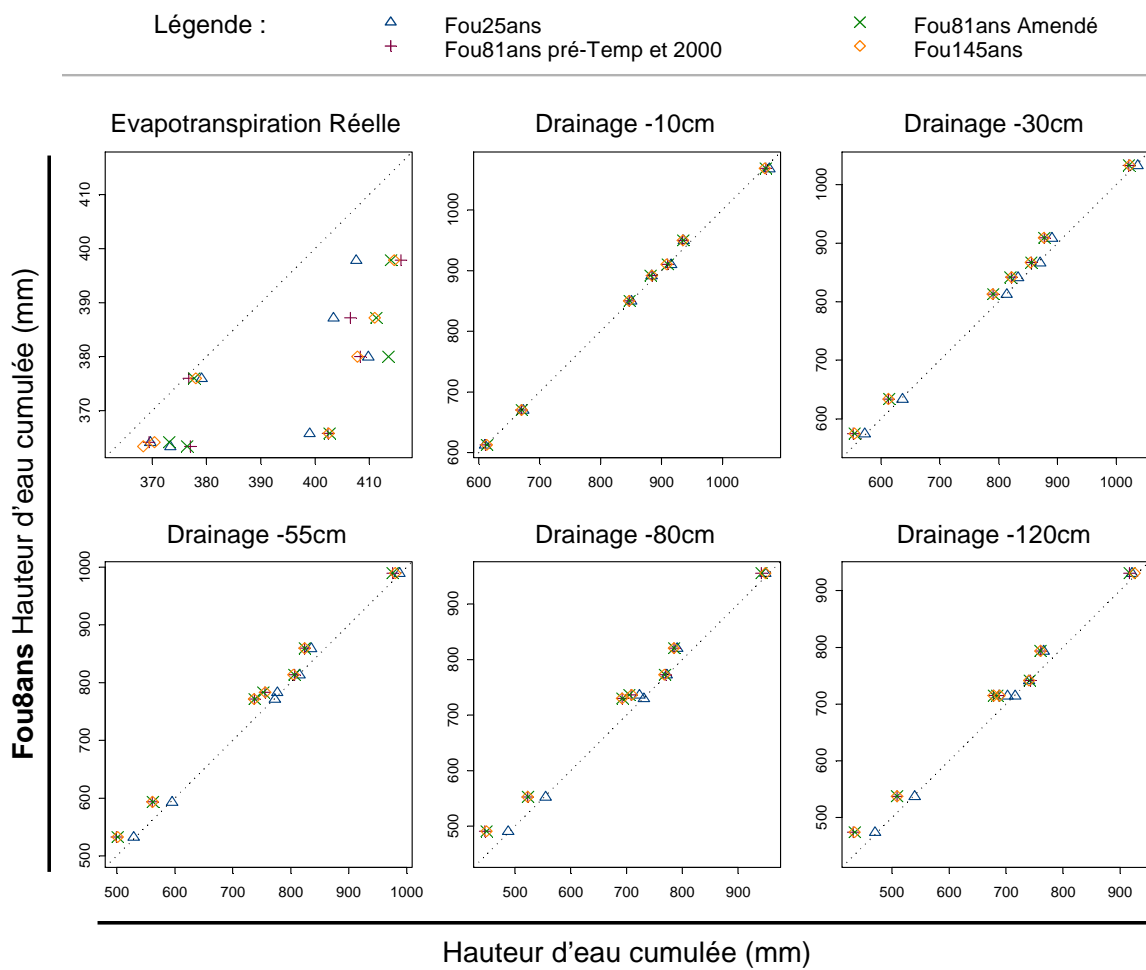
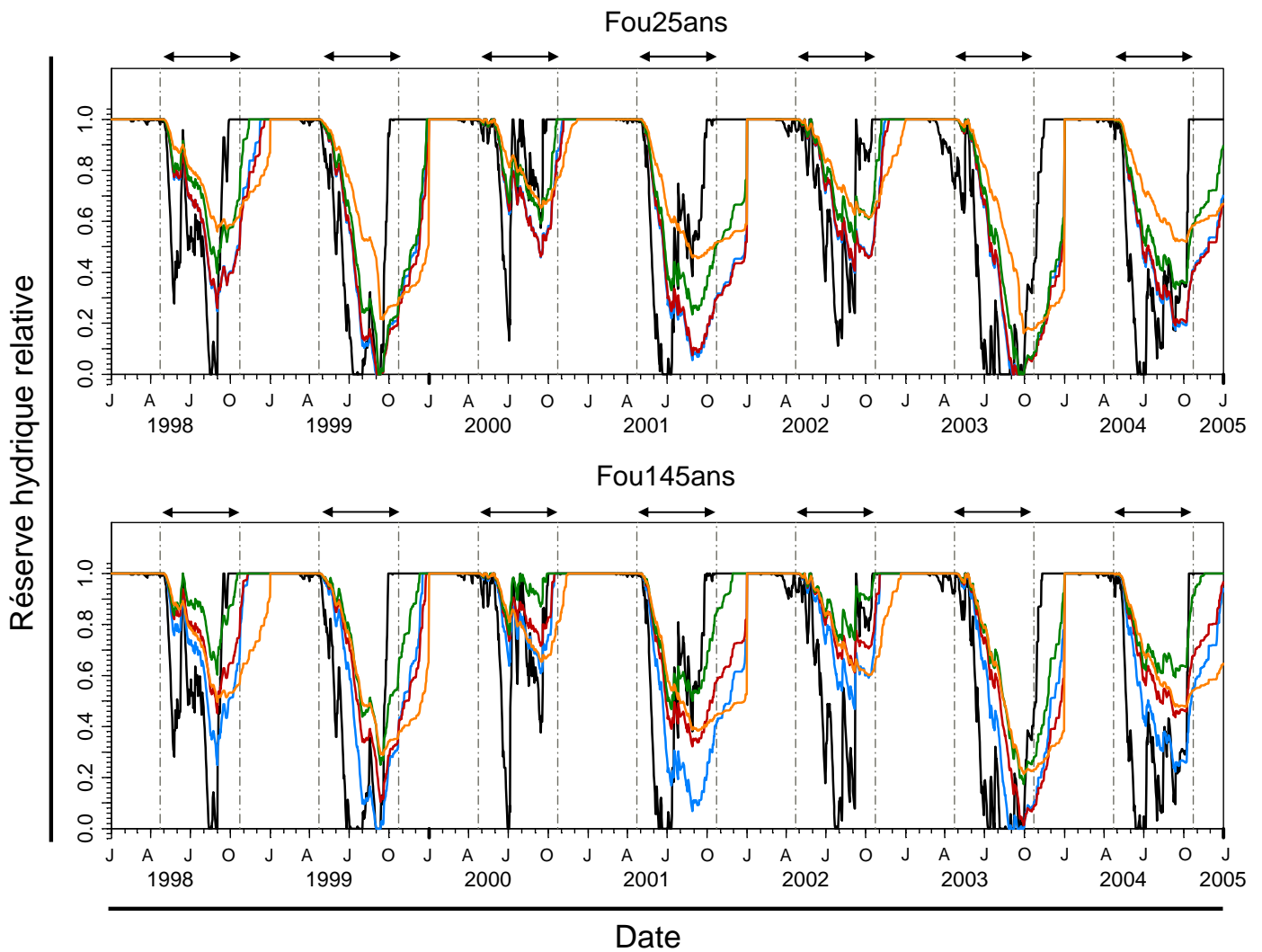


Figure III.15 : Résultats des simulations du modèle de bilan hydrique Biljou. Evolution des réserves hydriques relatives sur la période 1998-2004 (J=Janvier ; A=Avril ; J=Juillet ; O=Octobre), pour les peuplements Fou25ans et Fou145ans, par profondeur. La saison de végétation du hêtre à Fougères (date de débourrement et date de chute des feuilles) est indiquée par des pointillés verticaux gris et des flèches horizontales.

Légende :

—	0-10 cm	—	30-55 cm	—	80-120 cm
—	10-30 cm	—	55-80 cm		



4.2.5 Les réserves hydriques des sols

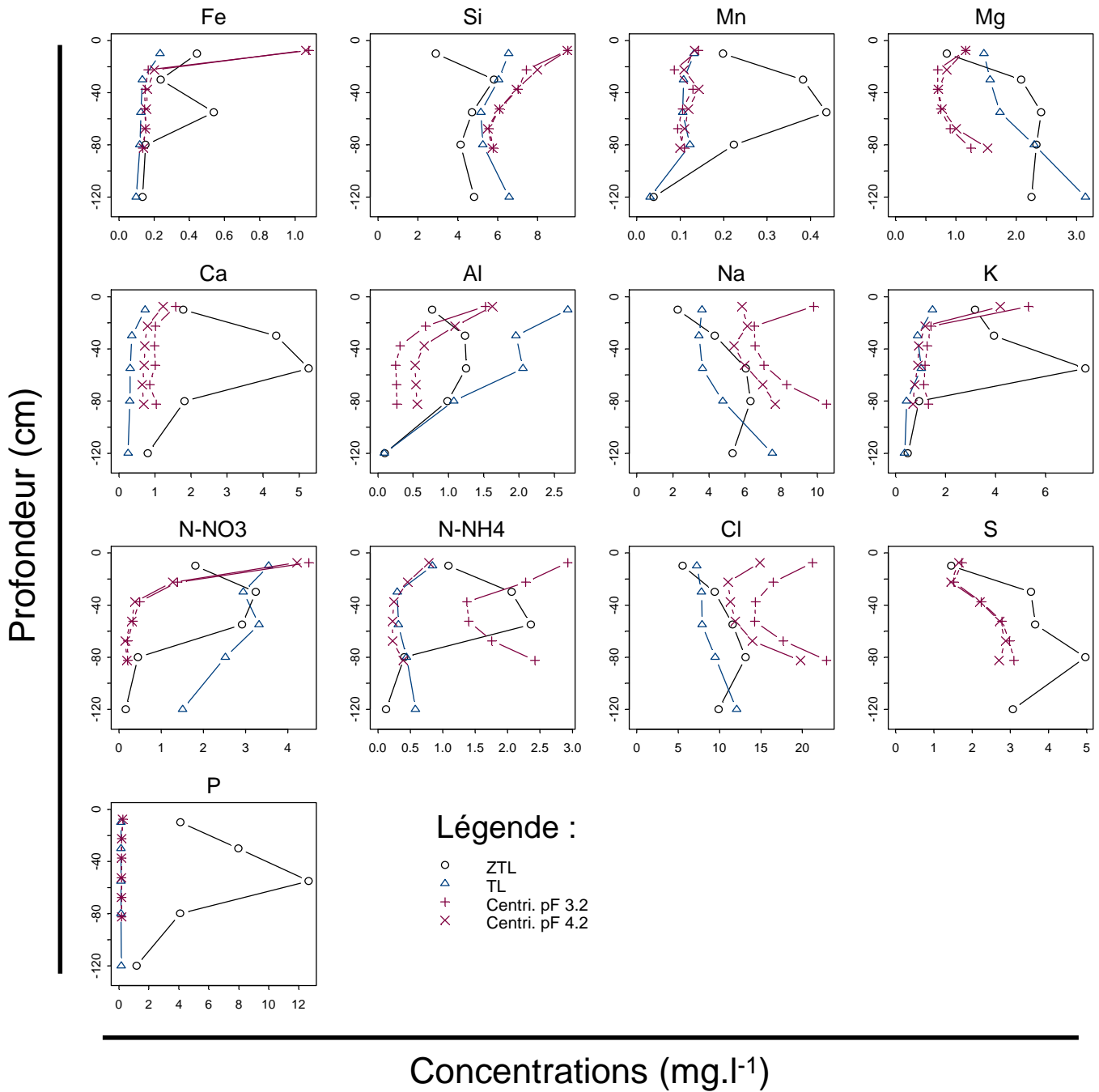
L'évolution des réserves hydriques relatives simulées par tranche de sol par le modèle Biljou est présentée pour les peuplements Fou25ans et Fou145ans dans la Figure III.15. Les différences entre les peuplements Fou25ans et Fou145ans sont peu marquées et l'évolution annuelle des réserves hydriques simulées est globalement la même d'une année à l'autre, avec cependant des différences d'amplitude interannuelle.

Ce schéma d'évolution annuelle présente deux caractéristiques :

- Impact de la saison de végétation : hormis pour les années 2000 (pluie incidente de 1294 mm) et 2002 (pluie incidente de 1119 mm), la diminution des réserves hydriques simulées pour les différents horizons de sols coïncide chaque année avec la date de débourrement des hêtres (23 Avril). Les réserves hydriques relatives diminuent beaucoup plus rapidement pour les horizons de surface en comparaison des horizons profonds. L'amplitude maximum de variation de la réserve hydrique relative pendant la saison de végétation diminue lorsque la profondeur augmente.
- Réapprovisionnement de la réserve hydrique : hormis pour l'année 2003 (pluie incidente de 781 mm), la ré-humectation totale du profil de sol est toujours postérieure à la date de chute des feuilles. Le réapprovisionnement des réserves en eau commence par les horizons de surface puis touche les horizons profonds avec généralement des augmentations plus rapides pour les horizons compris entre 0 et 80 cm en comparaison de l'horizon 80-120cm. La ré-humectation du profil se poursuit après la saison de végétation et des augmentations brutales de la réserve hydrique relative sont parfois observées au 1^{er} Janvier, notamment pour les horizons profonds.

Les évolutions simulées des réserves hydriques dans les différents horizons de sol dépendant principalement des flux d'évapotranspiration, les différences entre peuplements sont également peu marquées (Figure III.14). Enfin, la variation interannuelle des drainages est forte et proportionnelle à la quantité annuelle de pluie incidente et donc de pluie au sol (Figure III.13). Cette variation interannuelle forte pourra engendrer une variabilité forte des flux d'éléments annuels hors couverts et sortant de l'écosystème par drainage.

Figure III.16 : Moyennes par profondeur des concentrations en éléments chimiques des solutions de sol collectées par les lysimètres sans tension (ZTL) et par les bougies poreuses (TL) sur la période 1998-2004 pour le peuplement Fou25ans. Les moyennes des 5 répétitions par profondeur des eaux collectées en décembre 2006 par centrifugation des sols du peuplement Fou25ans sont également présentées. Les centrifugations ont permis d'extraire les solutions de sol à pF=3.2 (Centri. pF 3.2) puis pF=4.2 (Centri. pF 4.2).



4.3 Comparaison des eaux ZTL, TL, extraites par centrifugation et effet de la profondeur de sol

4.3.1 Résultats

Les comparaisons des concentrations en éléments chimiques majeurs des sols du Fou25ans pour les solutions collectées par les lysimètres sans tension (ZTL), les bougies poreuses (TL) et par centrifugation des sols (pF=3.2 et pF=4.2) sont présentées dans la Figure III.16, en fonction de la profondeur.

Comparaison des solutions collectées par ZTL et TL

Les différences de concentrations en éléments chimiques entre ces deux types d'eau permettent de classer les éléments chimiques en 3 groupes :

- 1. Concentrations ZTL > TL : ce comportement est observé pour les éléments Fe, Mn, Ca, K, N-NH₄ et P. Pour ces éléments, les concentrations TL sont faibles en comparaison des concentrations ZTL et la variation des concentrations TL avec la profondeur est généralement peu marquée. La variation des concentrations ZTL avec la profondeur est quand à elle marquée, avec généralement une augmentation de la surface jusqu'à la profondeur de 55 cm puis une diminution jusqu'à la profondeur 120 cm.
- 2. Concentrations TL > ZTL : ce comportement est observé pour les éléments Si, Al et N-NO₃. Les concentrations TL en Al et Si sont bien supérieures aux concentrations ZTL à la profondeur 10 cm, et aux profondeurs de 30 cm et 55 cm pour Al. L'évolution des concentrations ZTL en fonction de la profondeur pour Si, Al et N-NO₃ est proche de celle observée pour les concentrations ZTL des éléments chimiques du groupe 1. Les concentrations ZTL augmentent en effet de la surface jusqu'à la profondeur 30 cm (Si, N-NO₃) ou 55 cm (Al) puis les concentrations diminuent jusqu'à la profondeur 120 cm.
- 3. Concentrations TL < ou > ZTL en fonction de la profondeur : pour le Mg, Na et Cl, les concentrations TL sont supérieures aux concentrations ZTL aux profondeurs de 10 cm et 120 cm. Pour ces éléments, les concentrations TL augmentent de la surface jusqu'à la profondeur 120 cm, alors que les concentrations ZTL augmentent de la surface jusqu'à la profondeur de 55 cm (Mg) ou 80 cm (Na, Cl) puis diminuent jusqu'à -120 cm.

Les eaux de sols extraites par centrifugation

Hormis pour les Al, Na, N-NH₄ et Cl, les profils des concentrations pF=3.2 et pF=4.2 sont similaires (Figure III.16). Plusieurs points sont à souligner :

- Les concentrations pF=3.2 et pF=4.2 en Si, Na et Cl sont toujours supérieures aux concentrations ZTL et TL.
- Les concentrations pF=3.2 et pF=4.2 en Fe, K et N-NO₃ sont toujours supérieures aux concentrations ZTL et TL à la profondeur de 10 cm, inférieures aux concentrations ZTL et proches des concentrations TL pour les autres profondeurs (excepté pour N-NO₃).
- Hormis pour la profondeur 10 cm, les concentrations pF=3.2 et pF=4.2 en Mg et Al sont toujours inférieures aux concentrations ZTL et TL.
- Les concentrations pF=3.2 et pF=4.2 en Mn, Ca et P sont proches des concentrations TL, à savoir proches de 0 mg.l⁻¹ pour P.
- Les concentrations pF=3.2 en N-NH₄ sont supérieures aux concentrations TL sur l'ensemble du profil et supérieures aux concentrations ZTL excepté aux profondeurs 37 cm et 52 cm. Les concentrations pF=4.2 en N-NH₄ sont proches des concentrations TL.

Les profils moyens sur la période 1998-2004 des concentrations en éléments chimiques des solutions de sols collectées par les lysimètres sans tension et les lysimètres avec tension sont présentés respectivement en Annexe III.10 et Annexe III.11 pour les peuplements de la chronoséquence de Fougères.

Profils de concentrations des solutions ZTL (Annexe III.10)

Le comportement des éléments Ca²⁺ et NO₃⁻ observé dans le peuplement Fou81ans T ne sera pas considéré ici, cette observation étant liée à l'apport d'une fertilisation NPKCa en Juin 1999 puis un nouvel apport de N en mai 2002 (voir Chapitre 1).

De façon générale, les concentrations en anions majeurs augmentent de la surface jusqu'à la profondeur 55 cm pour l'ensemble des peuplements de la chronoséquence, cette tendance étant néanmoins moins marquée pour le peuplement Fou8ans. Une augmentation des concentrations en cations majeurs de la surface jusqu'à la profondeur 55 cm est parallèlement observée. Les concentrations en anions majeurs diminuent ensuite de la profondeur 55 cm jusqu'à la profondeur 120 cm, excepté pour Cl⁻ et H₂PO₄⁻. Une diminution des concentrations en cations majeurs de la profondeur 55 cm jusqu'à la profondeur 120 cm est parallèlement observée, excepté pour Mg²⁺ et Na⁺.

Profils de concentrations des solutions TL (Annexe III.11)

De façon générale, les concentrations en Cl⁻ augmentent de la surface jusqu'à la profondeur 120 cm pour l'ensemble des peuplements de la chronoséquence alors que les concentrations en NO₃⁻ suivent la tendance inverse, excepté pour le Fou145ans. Les concentrations en Al³⁺ diminuent quand à elles de la surface vers la profondeur 120 cm. Les concentrations en Mg²⁺ et Na⁺ suivent la tendance inverse avec une augmentation de la surface vers la profondeur 120 cm.

4.3.2 Discussion

Au cours de cette discussion, nous rappellerons tout d'abord les acquis concernant les lysimètres sans tension (ZTL) et avec tension (TL). Ces acquis s'appuient sur la littérature et sur l'expérimentation de traçage conduite à Fougères dans le cadre de cette thèse (Legout et al., Soumis-a). Nous tenterons également d'expliquer les évolutions avec la profondeur des concentrations en éléments chimiques dans les solutions ZTL et TL. Enfin, nous tenterons d'expliquer les différences observées entre les concentrations en éléments chimiques dans les solutions ZTL et TL. Pour les deux derniers points de la discussion, nous prendrons le cas Fou25ans en exemple (Figure III.16), les interprétations faites pour ce peuplement pouvant être généralisées à l'ensemble des peuplements de la chronoséquence (Annexe III.10 et Annexe III.11).

Les acquis concernant les lysimètres sans tension

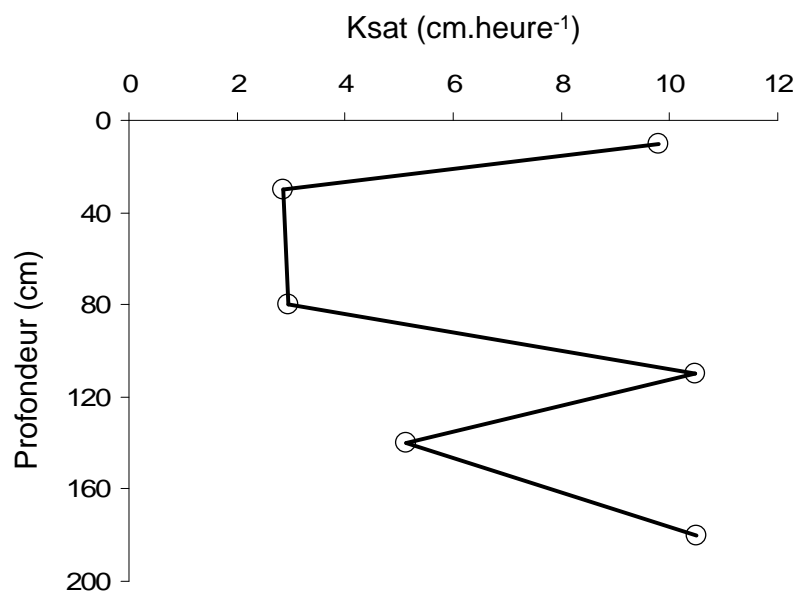
Les lysimètres ZTL collectent majoritairement les solutions gravitaires du sol, ou eaux de drainage rapide (Legout et al., Soumis-a; Marques et al., 1996). L'expérimentation de traçage menée à Fougères (Legout et al., Soumis-a) montre que :

- ces systèmes lysimétriques fonctionnent de façon épisodique, la collecte de solutions de sol nécessitant un apport suffisant de pluie au sol. De plus, quelle que soit la profondeur, ces systèmes collectent majoritairement des solutions représentatives des apports et des mécanismes opérants à la surface du sol (Marques et al., 1996).
- les solutions collectées sont un mélange d'eau ancienne et d'eau nouvellement apportée à la surface du sol, la lame d'eau apportée à la surface du sol pouvant chasser de l'eau ancienne du sol des pores les plus fins du sol vers les pores les plus larges (Jardine et al., 1990; Luxmoore et al., 1990).

Les acquis concernant les bougies poreuses

Les bougies poreuses collectent majoritairement les eaux percolant lentement via la matrice de sol (Landon et al., 1999; Legout et al., Soumis-a; Marques et al., 1996), mélangées à des eaux de drainage rapide (Legout et al., Soumis-a; Marques et al., 1996). Les temps de contact entre la phase solide et liquide du sol sont supérieurs pour les solutions TL en comparaison des solutions ZTL. Ainsi, les solutions de sols TL peuvent permettre l'observation de processus lents opérants dans les sols (type dissolution-précipitation par opposition au processus rapide type adsorption-désorption (Berner et al., 1998)). L'expérimentation de traçage menée à Fougères (Legout et al., Soumis-a) montre également que les phénomènes de mélange entre l'eau ancienne du sol et l'eau nouvellement apportée à la surface sont plus intenses pour des solutions TL en comparaison des solutions ZTL. Enfin, l'expérimentation de traçage (Legout et al., Soumis-a) montre que ces phénomènes de mélange s'intensifient à mesure que la lame d'eau apportée à la surface du sol descend dans le profil de sol.

Figure III.17 : Profil de conductivité à saturation (Ksat) pour les sols du Fou145ans (Turpault, 2002).



Evolution générale des concentrations ZTL et TL avec la profondeur

Pour la majorité des éléments chimiques dans les solutions ZTL, une augmentation des concentrations de la surface jusqu'à la profondeur 30 cm ou plus souvent 55 cm est observée, suivie d'une diminution jusqu'à la profondeur 120 cm (Figure III.16 et Annexe III.10). Plusieurs facteurs ou mécanismes peuvent en partie expliquer l'évolution des concentrations ZTL observées de la surface jusqu'à la profondeur 30cm :

- les apports d'éléments chimiques à la surface des profils de sol, liés aux apports atmosphériques, à la récréation foliaire, à la minéralisation des humus, à la nitrification et aux échanges rapides entre la phase solide et liquide du sol (adsorption-désorption) (Attiwill and Adams, 1993; Ranger and Gerard, 2002; Reuss and Johnson, 1986),
- le prélèvement d'eau par les peuplements de hêtre, préférentiellement localisé à la surface des profils de sol (Leuschner et al., 2001; Schmid and Kazda, 2001; Schmid and Kazda, 2005), si l'on considère une répartition du prélèvement similaire à la répartition des racines fines dans le profil de sol.

Plusieurs facteurs ou mécanismes peuvent ensuite expliquer l'évolution des concentrations ZTL observées de 30 cm jusqu'à 120 cm de profondeur :

- la migration via les eaux de drainage rapide (Legout et al., Soumis-a; Marques et al., 1996) des éléments de la surface vers la profondeur, majoritairement dans les gloses au dessous de 55 cm de profondeur,
- la présence d'un limon plus compact au delà de 55 cm de profondeur, coïncidant avec l'apparition des gloses dans les profils de sols de Fougères (voir Chapitre 2) pourrait engendrer l'augmentation des concentrations ZTL d'éléments en solution. La Figure III.17 montre que les plus faibles conductivités à saturation dans les sols du Fou145ans sont enregistrées aux profondeurs de 30 et 80 cm, ce qui corrobore cette théorie,
- les échanges rapides entre la phase solide et liquide du sol (adsorption-désorption (Berner et al., 1998)) et la diminution de la capacité d'échange cationique de la surface jusqu'à la profondeur de 50 cm puis son augmentation jusqu'à la profondeur de 120 cm (voir Chapitre 2),
- le prélèvement d'éléments par les peuplements de hêtre, préférentiellement localisé dans les gloses en dessous de 55 cm de profondeur.

Les profils des concentrations ZTL en éléments chimiques observés dans les sols de Fougères (Figure III.16 et Annexe III.10) sont la résultante de la combinaison de l'ensemble des facteurs cités ci-dessus. La migration rapide d'éléments jusqu'aux profondeurs de 30 et 55 cm puis leur stagnation à ces profondeurs, provoquée majoritairement par les propriétés hydrodynamiques des sols, semblent être un des mécanismes clefs régissant les ventres d'éléments observés vers 55 cm de profondeur.

Contrairement aux concentrations ZTL, les concentrations TL pour la totalité des éléments chimiques majeurs en solution ne présentent pas de ventre vers 55 cm de profondeur (Figure

III.16 et Annexe III.11). Les solutions TL ne semblent donc pas influencées par le changement des propriétés hydrologiques des sols au environ de la profondeur 55 cm (Figure III.17).

Comparaison des concentrations en éléments des solutions collectées par ZTL et TL

Les concentrations ZTL plus élevées vers 55 cm de profondeur ont été discutées précédemment et ne seront donc pas considérées ici. De même, le prélèvement par la végétation et son impact sur les profils de solutions ne sera pas discuté ici. Enfin, le cas de l'élément phosphore ne sera pas discuté ici, une section de ce Chapitre étant consacrée à cet élément (voir section 4.5 de ce Chapitre).

Pour les éléments Si et Al, les concentrations TL plus élevées dans les horizons de surface du profil en comparaison des concentrations ZTL (Figure III.16, Annexes III.10 et III.11) reflètent les processus de dissolution des minéraux (notamment les phyllosilicates), intenses dans les premiers horizons du profil (voir Chapitre 2). La diminution des concentrations TL et ZTL en Al avec la profondeur s'explique par les mécanismes mis en évidence dans le Chapitre 2, à savoir la mobilisation de l'Al des minéraux présents à la surface du sol (Righi et al., 1988), sa migration en solution et son accumulation sous formes d'amorphes et/ou d'oxy(hydroxy)des plus ou moins bien cristallisés vers 50 cm de profondeur.

Pour les éléments Ca et K les concentrations plus élevées dans les solutions ZTL en comparaison des solutions TL dans les premiers horizons du profil (Figure III.16), reflètent les processus opérant à la surface du sol et dans les premiers horizons, majoritairement des mécanismes de recyclage interne des éléments dans l'écosystème (apports atmosphériques et récréation pour K, minéralisation de l'humus, prélèvement par les arbres) (Attiwill and Adams, 1993; Ranger and Gerard, 2002; Reuss and Johnson, 1986). Les concentrations TL faibles en Ca et K sur l'ensemble du profil (Figure III.16 et Annexe III.11) peuvent s'expliquer d'une part par la libération limitée de Ca et en moindre mesure de K par altération des minéraux (voir Chapitre 2), et d'autre part par la faible fertilité minérale de cet écosystème (Legout et al., 2008). En effet, les profils de concentrations en Ca et K pour les solutions de sol ZTL (fortes concentrations) et TL (faibles concentrations) de Fougères pourraient refléter le recyclage intense de ces éléments, du fait de leur faible quantité sous une forme assimilable dans les sols de Fougères (Legout et al., 2008). Le recyclage intense dans un écosystème à très faible fertilité minérale conduit alors à des accumulations en surface des profils (Jobbagy and Jackson, 2001; Smethurst, 2000), constat avéré à Fougères (Legout et al., 2008).

Pour les éléments Mg et Na, les profils de concentrations dans les solutions de sols (ZTL et TL) ont une allure similaire et proche des profils de concentrations TL et ZTL en Cl (Figure III.16). Cette similitude laisse supposer que l'apport atmosphérique de ces éléments est un facteur important influençant les concentrations en Mg, Na et Cl retrouvées dans les solutions de sol. La proximité de l'océan engendre en effet des apports atmosphériques élevés en Na, Cl et en moindre mesure Mg. La migration de ces éléments dans le profil de sol, qu'elle soit

rapide ou lente, pourrait donc en partie expliquer les profils de concentrations ZTL et TL observés. S'ajoute à cela d'autres processus. Les concentrations ZTL en Mg et Na dans les premiers horizons du profil peuvent également refléter le processus de minéralisation de l'humus opérant à la surface du sol. Au delà de 55 cm de profondeur, les concentrations ZTL en Mg et Na restent élevées, contrairement à la majorité des autres cations majeurs de la solution de sol (Figure III.16 et Annexe III.10). La libération de Mg et Na par altération des minéraux et leur adsorption sur la capacité d'échange cationique (voir Chapitre 2) pourrait ensuite permettre un approvisionnement des solutions prélevées par ZTL. Les fortes concentrations TL en Mg et Na (Figure III.16 et Annexe III.11) sur l'ensemble du profil de sol reflètent aussi les réactions de dissolution des minéraux porteurs de Mg et Na dans les sols de Fougères (voir Chapitre 2), avec pour Mg, l'augmentation forte avec la profondeur des concentrations TL qui reflète la quantité plus importante des minéraux porteurs de cet élément en profondeur (voir Chapitre 2).

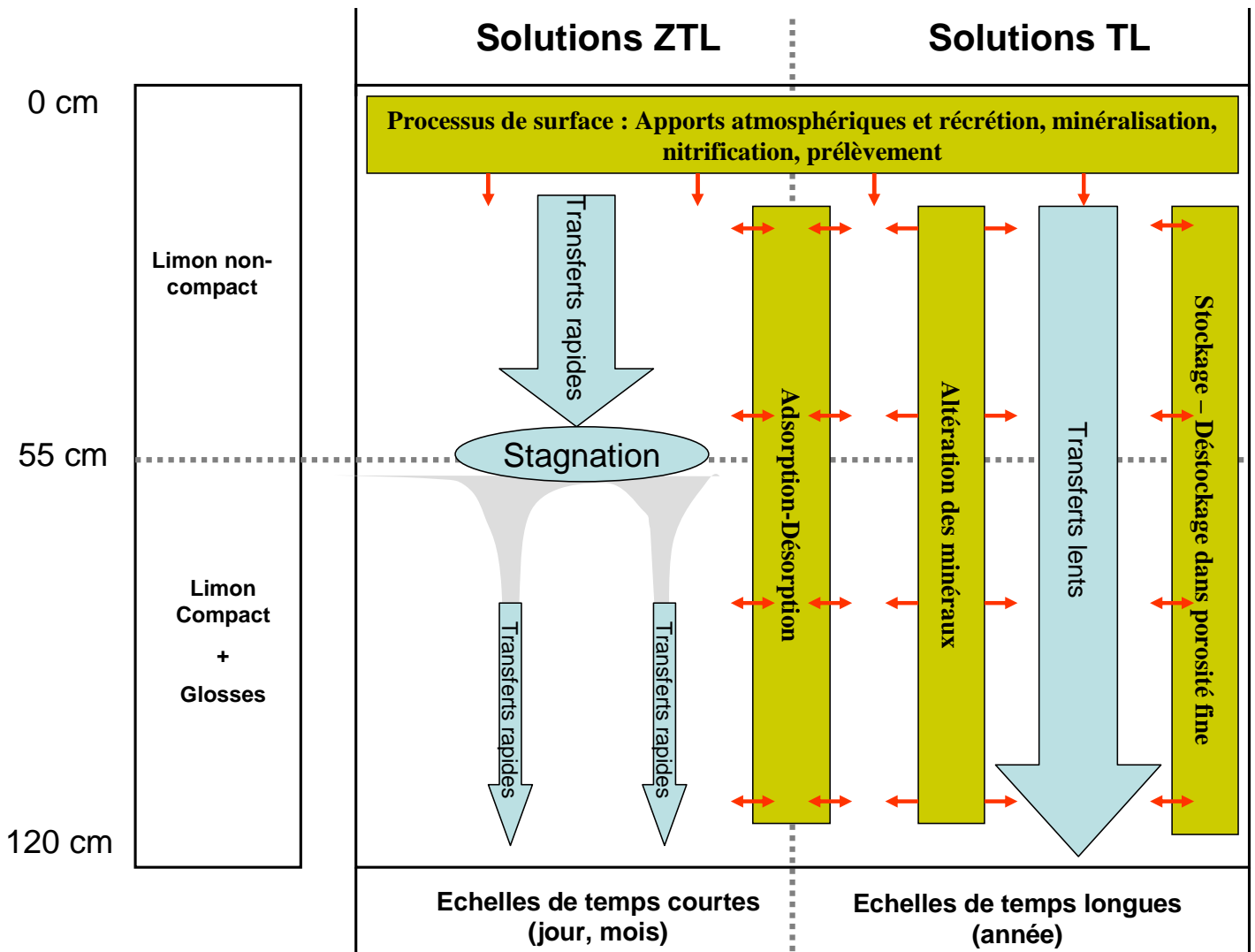
Enfin, intéressons-nous aux éléments N-NO₃ et N-NH₄. Les concentrations ZTL pour N-NH₄ sont bien supérieures aux concentrations TL dans les premiers horizons du profil reflétant les processus opérants à la surface du sol et dans les premiers horizons (apports atmosphériques, minéralisation humus, nitrification). Les profils de concentrations ZTL dans les premiers horizons du profil en N-NO₃ reflètent également ces processus. Les concentrations TL en N-NO₃ attestent quand à elle de transferts de nitrates par écoulement lent via la matrice de sol. Un transfert matriciel élevé de N-NO₃ dans le profil de sol a d'ailleurs été mis en évidence dans le peuplement Fou81ans Tempête lors de la Tempête de 1999 (Legout et al., Soumis-b).

Les concentrations en éléments dans les solutions extraites par centrifugation

Les solutions de centrifugation de sol correspondent aux eaux faiblement liées (pF=3.2) et fortement liées (pF=4.2) du sol (Figure III.16). Il faut noter que les potentiels choisis pour l'extraction par centrifugation dépassent la succion appliquée aux bougies poreuses. Les extractions par centrifugation, même si elles ne correspondent qu'à un état ponctuel hivernal (décembre 2006) des concentrations des éléments majeurs en solution pour le peuplement Fou25ans, permettent néanmoins de souligner trois points :

- Les plus fortes concentrations en Na et Cl sur l'ensemble du profil pour les solutions de centrifugation en comparaison des solutions ZTL et TL attestent d'un apport élevé par les dépôts atmosphériques et d'une migration lente par transfert matriciel de ces deux éléments dans le profil de sol. La concentration et le stockage de ces éléments dans la porosité fine lors de la saison de végétation pourrait conduire à ce type de profil, phénomène supposé par Legout et al. (Soumis-a) pour l'élément Cl.
- Les plus fortes concentrations en N-NO₃ observées à 10 cm dans les solutions de centrifugation en comparaison des solutions ZTL et TL, puis leurs diminutions exponentielles avec la profondeur pourraient refléter une nitrification forte dans les

Figure III.18 : Schéma synthétisant les processus observés à Fougères dans les solutions de lysimètres sans tension (ZTL) et dans les solutions de lysimètres avec tension (TL).



porosités les plus fines du sol. Les porosités les plus fines du sol seraient donc à Fougères des microenvironnements privilégiés pour la production de nitrate.

- Les concentrations en Ca et P sont faibles sur l'ensemble du profil pour les solutions de centrifugation. Ces concentrations sont proches des concentrations TL et très inférieures aux concentrations ZTL. Cette observation atteste de la fourniture très faible de Ca et P par altération des minéraux.

L'ensemble des observations réalisées confirme que les ZTL collectent majoritairement des solutions de drainage rapide, reflétant des processus opérant à la surface du sol (apports atmosphériques et récrétion, minéralisation, nitrification, adsorption-désorption, prélèvement) (Legout et al., Soumis-a; Marques et al., 1996). Le changement des propriétés hydrodynamiques du sol de Fougères aux environs de la profondeur 55 cm entraîne cependant un arrêt et/ou une redirection des transferts rapides, probablement dans les glosses (Diab et al., 1988; Duchaufour, 1977; Legout et al., Soumis-a; Lorio, 1977). Les observations réalisées confirment également que les TL collectent majoritairement des solutions reflétant des processus lents et fins opérant dans l'écosystème, tel que le transfert matriciel (Landon et al., 1999; Legout et al., Soumis-a; Marques et al., 1996) ou encore la dissolution des minéraux. Un schéma récapitulant les processus régissant les concentrations d'éléments en solution dans les sols de Fougères est proposé Figure III.18. Le prélèvement d'éléments par les peuplements de hêtre serait quand à lui majoritairement localisé à la surface des profils de sol (Leuschner et al., 2001; Schmid and Kazda, 2001; Schmid and Kazda, 2005). Un prélèvement minime d'éléments pourrait cependant avoir lieu au delà de 55 cm, dans les structures glossiques, la totalité des racines de hêtre à Fougères étant localisées dans les glosses dans le limon compact (Turpault, 2002).

4.4 Effet de la tempête de 1999 (Article C)

Cette partie a fait l'objet d'une publication acceptée à Forest Ecology and Management, présentée dans son intégralité à la fin de cette thèse (**Article C, p 238**), et intitulée :

Effects of the Lothar Storm (1999) on the chemical composition of soil solutions and on herbaceous cover, humus and soils (Fougères, France).

A. Legout, C. Nys, J-F. Picard, M.-P. Turpault, E. Dambrine

Résumé de la publication :

L'étude de l'effet de la tempête de 1999 sur la qualité des solutions de sol du site Fou81ans Tempête a permis d'une part de mieux comprendre l'impact éventuel d'une sylviculture dure sur cet écosystème à faible fertilité minérale et d'autre part d'appréhender l'effet d'un arrêt du recyclage interne des éléments chimiques par la végétation. La tempête de décembre 1999 a entraîné une ouverture brutale du milieu, déclenchant la minéralisation de l'humus ; l'humus de type Moder avant la tempête s'est rapidement transformé en humus de type Mull. En l'absence de végétation, les nitrates produits en surface ont alors migré vers la profondeur par transfert matriciel, les concentrations aux profondeurs de -10cm et -30cm augmentant au cours de l'année 2000. Une végétation herbacée a ensuite progressivement remplacé la strate arborée présente avant la tempête, prélevant le nitrate en surface et limitant ainsi une lixiviation vers la profondeur. Le transfert matriciel étant un processus lent, les concentrations en nitrate des solutions de sol ont augmenté environ un an après la tempête aux profondeurs de -55, -80 et -120 cm puis ont diminué pour se stabiliser en 2002. La lixiviation des nitrates (anion vecteur) a été accompagnée d'une migration d'Al, de Mg, de K et de Ca dans le profil de sol (en fonction de leur disponibilité relative dans le profil de sol). Après l'installation définitive de la strate herbacée, les concentrations d'éléments dans les solutions de sol retrouvent des niveaux proches de ceux mesurés avant la tempête.

Enseignements :

Trois points sont à souligner : i) cette étude démontre que l'ouverture du milieu et l'arrêt du recyclage interne des éléments chimiques par la végétation (arborée ou herbacée) peut entraîner des pertes importantes de nutriments et donc qu'une sylviculture brutale peut avoir un impact fort sur ce type d'écosystème, à très faible fertilité minérale. ii) D'autre part, un étalement temporel du phénomène observé suite à la tempête pourrait se rapprocher d'une fin de révolution forestière et passage à la suivante; dans ce cas, si l'étalement temporel du phénomène est bien géré, il peut devenir fortement bénéfique pour cet écosystème à faible fertilité minérale, la libération très progressive des nutriments contenus dans la litière

réapprovisionnement progressivement le système sol-plante. iii) Enfin, les vitesses de transfert du nitrate par flux convectif lent au travers de la matrice de sol du Fou81ans Tempête, sont proches de celles mesurées lors de l'expérimentation de traçage au chlorure réalisée sur le peuplement Fou81ans 2000 (Legout et al., Soumis-a).

Elargissement aux peuplements de la chronoséquence :

Les processus de transferts d'éléments observés après la tempête de 1999 dans les sols du Fou81ans, notamment au travers des solutions issues des bougies poreuses, permettent de mieux cerner les mécanismes régissant les transferts d'éléments chimiques et notamment de cations nutritifs dans les différents peuplements de la chronoséquence de Fougères. Nous pouvons en effet émettre l'hypothèse que la tempête de 1999 a simplement accentué les processus de transfert d'éléments classiquement observés dans les profils de sol des différents peuplements de la chronoséquence.

S'appuyant sur cette hypothèse, passons en revue les anions majeurs considérés dans ce travail de thèse et leurs potentielles implications dans les transferts rapides et lents de cations nutritifs (Ca, K, Mg, Na) dans les profils de sol de Fougères.

- **Cl** : les relations entre les concentrations en Na et Cl dans les solutions de sol des différents peuplements de Fougères sont présentées en Annexe III.12. Les relations étroites (coefficients de corrélations de Pearson toujours significatifs) entre ces deux éléments dans les solutions collectées par les lysimètres sans tension et avec tension montrent que le transfert de Cl dans les profils de sol de Fougères est très majoritairement accompagné d'un transfert de Na (Annexes III.10 et III.11). Dans les solutions issues des bougies poreuses (Annexe III.11), le transfert matriciel lent de Cl pourrait néanmoins être accompagné d'un transfert de Mg aux profondeurs de 80 et 120 cm.
- **SO₄²⁻** : Les pollutions soufrées des solutions de bougies poreuses ne permettent pas d'interprétation pour ce type de solution. Si l'on s'intéresse aux profils moyens des concentrations des solutions issues des lysimètres sans tension (Annexe III.10), le transfert de sulfate, anion très mobile (Reuss and Johnson, 1986), pourrait être accompagné d'un transfert de cations, majoritairement Mg aux profondeurs de 80 et 120 cm.
- **H₂PO₄⁻** : à Fougères, les concentrations en P sont très faibles dans les solutions issues des bougies poreuses. Dans les solutions issues des lysimètres sans tension, le P est majoritairement sous forme organique. Cet anion ne semble donc pas jouer un rôle majeur dans le transfert de cations nutritifs dans les profils de sol de Fougères (voir section 4.5 de ce Chapitre).
- **NO₃⁻** : le nitrate semble être l'anion majeur régissant les transferts de cations par écoulement lent au travers la matrice des sols de Fougères (Annexe III.11). La tempête de 1999 a accentué ce processus dans les profils des sols du Fou81ans Tempête, constat établi sur d'autres écosystèmes forestiers par de nombreux auteurs (Baumler and Zech, 1999; Brown et al., 1973; Dahlgren and Driscoll, 1994; Hornbeck et al.,

1990; Piirainen et al., 2004). La lixiviation lente de nitrates via la matrice de sol est accompagnée majoritairement d'une migration d'Al en surface et de Mg dans les horizons les plus profonds du profil (Annexe III.11). Le K et le Ca accompagnent également en moindre mesure le nitrate (Annexe III.11). La proportion d'Al, Mg, Ca et K accompagnant le nitrate semble majoritairement dépendre de la garniture du complexe d'échange et de leur disponibilité relative en fonction de la profondeur (voir Chapitre 2). Ces interprétations sont également valables pour les solutions issues des lysimètres sans tension (Annexe III.10), les transferts de SO_4^{2-} associés à des transferts de cations s'ajoutant à ce processus.

Figure III.19 : (a) Moyennes par peuplement de la chronoséquence et par profondeur, des concentrations en Al_{Tamm} et de la différence entre les moyennes des pH_{eau} et pH_{KCl} des sols issus des fosses ouvertes dans un périmètre restreint autour des sites ateliers. (b) Moyennes par profondeur des concentrations en P_2O_5 Duchaufour calculées sur l'ensemble des analyses de sol disponibles provenant des fosses ouvertes dans un périmètre restreint autour des sites ateliers (Sites Ateliers) et moyennes par profondeur de 80 profils de sol sous feuillus répartis sur l'ensemble du massif de Fougères (Massif 80 profils, (Legout et al, 2008)).

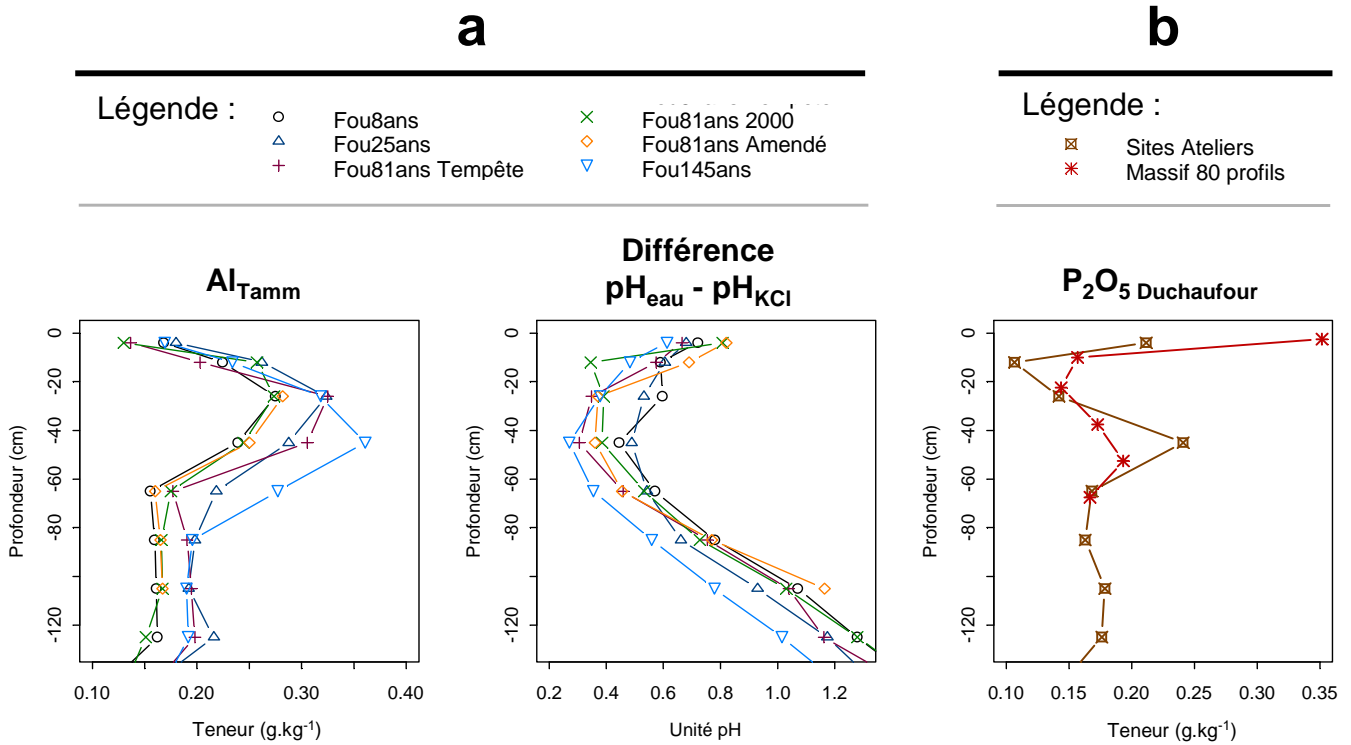
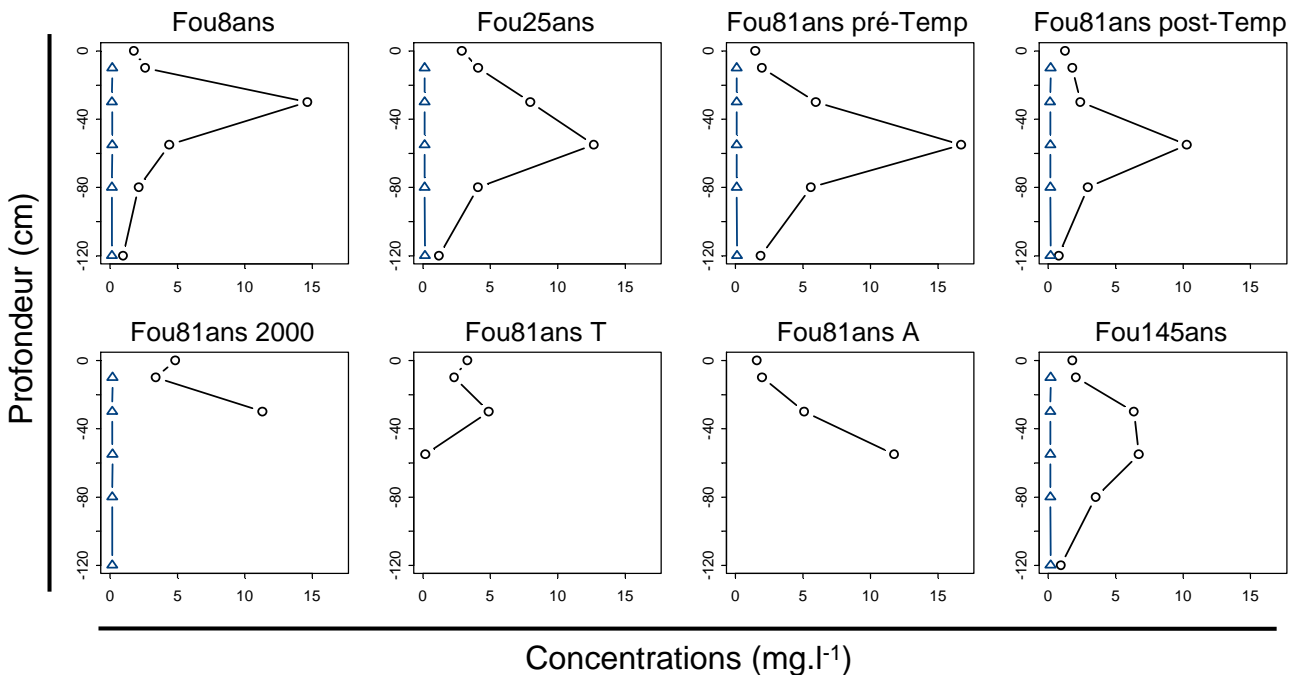


Figure III.20 : Moyenne 1998-2004 des concentrations en phosphore dans les solutions de plaques lysimétriques (○) et dans les solutions de bougies poreuses (△), en fonction de la profondeur et par peuplements de la chronoséquence.



4.5 L'élément phosphore en forêt de Fougères

4.5.1 Synthèse et précision sur les résultats acquis dans le Chapitre 2

La Figure III.19 synthétise quelques résultats majeurs présentés dans le Chapitre 2 de cette thèse et en relation avec le comportement de l'élément phosphore à Fougères.

Quel que soit le peuplement de la chronoséquence considéré, les concentrations en Al_{Tamm} (Tamm, 1922) (Figure III.19 a) augmentent de la surface vers la profondeur, ceci jusqu'aux profondeurs de 26 cm (tous les peuplements sauf Fou145ans) et 45 cm (Fou145ans), puis diminuent ensuite avec la profondeur pour se stabiliser entre 0.15 et 0.20 $g.kg^{-1}$. A la profondeur de 26 cm, les concentrations en Al_{Tamm} tous peuplements confondus sont comprises entre 0.27 et 0.32 $g.kg^{-1}$, respectivement pour le Fou81ans 2000 et le Fou81ans Tempête. A la profondeur de 45 cm, les concentrations en Al_{Tamm} tous peuplements confondus sont comprises entre 0.24 et 0.36 $g.kg^{-1}$, respectivement pour le Fou8ans et le Fou145ans.

Les différences entre les pH_{eau} et pH_{KCl} des sols des peuplements de la chronoséquence sont présentés Figure III.19 a en fonction de la profondeur. Les différences entre les pH_{eau} et pH_{KCl} sont comprises entre 0.61 et 0.82 à la profondeur de 4 cm, respectivement pour les peuplements Fou145ans et Fou81 ans Amendé. Les différences entre les pH_{eau} et pH_{KCl} diminuent de la surface vers la profondeur, ceci jusqu'à la profondeur de 45 cm, avec des différences comprises entre 0.27 et 0.49, respectivement pour les peuplements Fou145ans et Fou25ans. Les différences entre les pH_{eau} et pH_{KCl} augmentent ensuite de la profondeur 45 cm jusqu'à la profondeur 125 cm, avec des valeurs comprises pour cette profondeur entre 1.02 et 1.28.

Les moyennes par profondeur des concentrations en $P_{Duchaufour}$ de l'ensemble des peuplements de la chronoséquence sont présentées dans la Figure III.19 b. La concentration moyenne en $P_{2O_5\ Duchaufour}$ des sites ateliers à la profondeur de 4 cm est de 0.21 $g.kg^{-1}$, 0.11 $g.kg^{-1}$ à la profondeur de 12 cm puis augmente ensuite avec la profondeur pour atteindre 0.24 $g.kg^{-1}$ à la profondeur de 45cm. La concentration moyenne en $P_{2O_5\ Duchaufour}$ des sites ateliers diminue ensuite avec la profondeur et se stabilise entre 0.15 $g.kg^{-1}$ et 0.20 $g.kg^{-1}$. Le comportement de la concentration du $P_{2O_5\ Duchaufour}$ en fonction de la profondeur décrit ci-dessus pour les sites ateliers est sensiblement le même pour 80 profils de sol sous feuillus répartis sur l'ensemble du massif de Fougères (Legout et al., 2008). On remarque cependant des différences concernant les maxima locaux des concentrations en $P_{2O_5\ Duchaufour}$. La concentration moyenne en $P_{2O_5\ Duchaufour}$ des 80 profils du massif à la profondeur de 2.5 cm est en effet de 0.35 $g.kg^{-1}$ et de 0.19 $g.kg^{-1}$ à la profondeur de 52 cm.

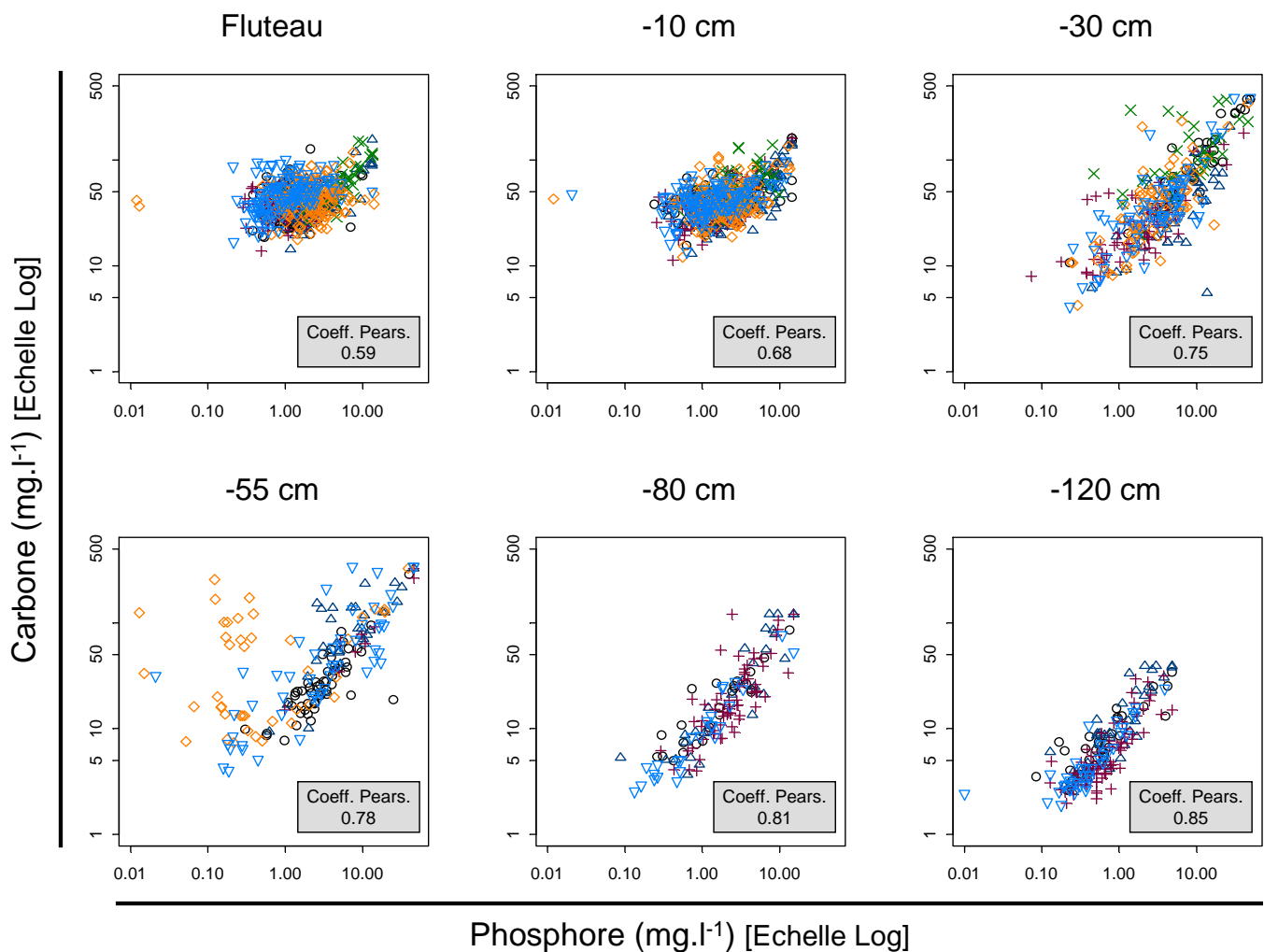
4.5.2 Résultats

La Figure III.20 présente les profils moyens de concentrations en P total sur la période 1998-2004 dans les solutions de sol collectées d'une part par les lysimètres sans tension et d'autre part par les bougies poreuses. Quel que soit le peuplement ou la profondeur considérés, les

Figure III.21 : Concentrations en C total en fonction des concentrations en P total dans les solutions de sol collectées par les lysimètres sans tension (Fluteaux et plaques lysimétriques) pour les peuplements de la chronoséquence, en fonction de la profondeur. Les coefficients de corrélation de Pearson (Coeff. Pears.) entre C total et P total par profondeur (tous peuplements confondus), tous significatifs, sont également indiqués.

Légende :

○	Fou8ans	×	Fou81ans 2000
△	Fou25ans	◇	Fou81ans Amendé
+	Fou81ans Tempête	▽	Fou145ans



concentrations moyennes en P total des solutions de bougies poreuses sont toujours inférieures à 0.18 mg.l^{-1} et toujours bien inférieures aux concentrations des solutions issues des lysimètres sans tension. La concentration en P total des solutions de sol issues des lysimètres sans tension présente généralement la même évolution en fonction de la profondeur, quel que soit le peuplement considéré :

- une augmentation de la surface vers la profondeur jusqu'à la profondeur de 30 cm pour le Fou8ans et Fou81ans T, ou 55 cm pour les autres peuplements de la chronoséquence. Pour l'ensemble des peuplements sauf Fou81ans T, les concentrations moyennes en P total à 55 cm de profondeur sont comprises entre 4.4 mg.l^{-1} et 16.7 mg.l^{-1} , respectivement pour les peuplements Fou8ans et Fou81ans pré-Temp,
- une diminution des concentrations en P total de la profondeur 55 cm jusqu'à la profondeur 120 cm. Pour les peuplements équipés jusqu'à 120 cm de profondeur, les concentrations moyennes en P total sont toujours inférieures à 2 mg.l^{-1} .

La Figure III.21 présente les relations et corrélations par profondeur entre le C total et le P total dans les solutions de sol collectées par les plaques lysimétriques sur la période 1998-2004, sur l'ensemble des peuplements de la chronoséquence. Les coefficients de corrélations de Pearson sont tous significatifs et augmentent avec la profondeur (0.59 pour les solutions de litières et 0.85 pour la profondeur 120 cm).

L'Annexe III.13 présente les concentrations moyennes en phosphore inorganique dosées par chromatographie en phase liquide (*Dionex*®), phosphore total (ICP-AES) et le pourcentage de phosphore organique déduit des dosages précédents, pour des échantillons collectés par les lysimètres sans tension sur l'ensemble des peuplements de la chronoséquence, sur la période 1999-2001. Les pourcentages moyens de phosphore organique par peuplement et par profondeur sont compris entre 14.6 % et 98.4 %. Les pourcentages moyens de phosphore organique, tous peuplements confondus, sont quand à eux compris entre 51.1 % et 74.3 %, respectivement pour les profondeurs litière (fluteau) et 55 cm.

4.5.3 Discussion

Le cycle du phosphore dans les sols et les solutions de sol de la Forêt de Fougères présente un comportement particulier, que nous tenterons d'expliquer en nous intéressant d'une part aux relations existantes entre le P et la phase solide, d'autre part au P en solution et enfin en recoupant ces deux volets.

Le phosphore adsorbé sur la phase solide du sol

Dans les sols non calcaires, le phosphore peut être adsorbé sur bon nombre de constituants présentant des charges de surface variables :

- sur les surfaces d'amorphes (Fe et Al) et/ou oxy(hydroxy)des de Fe et Al (Hansen et al., 1998; Kyle et al., 1975; Lyons et al., 1998; Penn et al., 2005 ; Prafitt et al., 1977), qui présentent une réactivité importante du fait de leur importante surface spécifique,
- sur les surfaces de substances organiques (via un pontage avec un cation métallique), la charge de surface étant généralement négative dans les conditions de pH des sols (Lofts and Tipping, 1998),
- sur les bords des feuillets d'argiles où se trouvent les groupements aluminols ou silanols (Sposito, 1989). Cependant, ces modes d'adsorption semblent relativement mineurs comparativement à l'adsorption sur les oxy(hydroxy)des de Fe et Al (Mc Laughlin et al., 1981).

Dans les sols de Fougères, des ventres d' Al_{Tamm} et de P_2O_5 Duchaufour (Duchaufour and Bonneau, 1959) (Figure III.19) sont observés à la profondeur de 55 cm et une partie du P assimilable semble donc adsorbé sur les surfaces d'amorphes et/ou oxy(hydroxy)des plus ou moins bien cristallisés d'Al et en moindre mesure de Fe, aux environs de cette profondeur. Ce phénomène semble également se produire en moindre mesure vers 30 cm de profondeur. L'évolution avec la profondeur de la différence entre les pH_{eau} et pH_{KCl} (Figure III.19) observée dans les sols de Fougères va également dans ce sens, avec des différences minimales vers 55 cm de profondeur, qui peut laisser supposer l'existence d'une capacité d'échange anionique non-nulle. La quantité importante de matière organique dans les horizons de surface des profils de sols de Fougères pourrait également participer à l'adsorption du P. Cependant la teneur en C total dans les sols de Fougères décroît rapidement et de façon exponentielle avec la profondeur, les teneurs étant généralement inférieures à 1% au delà de 45 cm de profondeur (voir Chapitre 2); l'adsorption de P sur la phase organique se limiterait donc aux profondeurs de surface.

D'autre part, lorsque les concentrations en phosphate dans la solution sont élevées ($> 30 \text{ mg.l}^{-1}$), l'adsorption de P est remplacée par des réactions de précipitation (Kyle et al., 1975; Prafitt et al., 1977), avec formation de phosphate d'aluminium. Ce phénomène pourrait également se produire dans les sols de Fougères vers 55 cm de profondeur, au vu des fortes teneurs en P total mesurées dans les solutions gravitaires (Figure III.20).

Le phosphore dans les solutions de bougies poreuses

Dans la section 3.3.2 de ce Chapitre, nous avons démontré que la filtration à travers la céramique d'une bougie poreuse d'une solution issue d'une plaque lysimétrique, n'affectait pas les concentrations en P total en solution. Les bougies poreuses installées sur le site de Fougères ne sont donc pas responsables d'un « effet filtre » sur l'élément phosphore en solution. D'autre part, les résultats des extractions d'eaux par centrifugation des sols du Fou25ans (section 4.3 de ce Chapitre) montrent que les concentrations en P total dans les eaux extraites à $pF=3.2$ et $pF=4.2$ n'excèdent jamais 0.4 mg.l^{-1} , ceci pour des profondeurs de sol comprises entre 0 cm et 90 cm.

A Fougères, les très faibles teneurs en P total dans les solutions de bougies poreuses (Figure III.20) ne sont donc pas liées à un biais méthodologique. Les bougies poreuses collectent majoritairement les eaux faiblement liées du sol, percolant lentement via la matrice de sol (Landon et al., 1999; Legout et al., Soumis-a; Marques et al., 1996). En comparaison des eaux de drainage rapide, les eaux plus ou moins liées du sol peuvent être considérées comme représentatives de processus fins et lents opérant entre la phase liquide et solide des sols (type altération, dissolution...) (Marques et al., 1996), les temps de contact entre ces 2 phases le permettant. Au regard de ces considérations, deux points sont à souligner :

- Le seul minéral porteur de P dans les sols de Fougères est l'apatite. Les très faibles quantités estimées d'apatite dans ces sols et la possible protection de ce minéral face à l'altération (inclusion dans d'autres minéraux primaires) (voir Chapitre 2) pourraient expliquer les très faibles concentrations en P total dans les solutions faiblement et fortement liées du sol.
- Le transfert de P depuis la surface vers la profondeur par flux convectif lent au travers la matrice de sol est par conséquent quasiment inexistant dans les sols de Fougères.

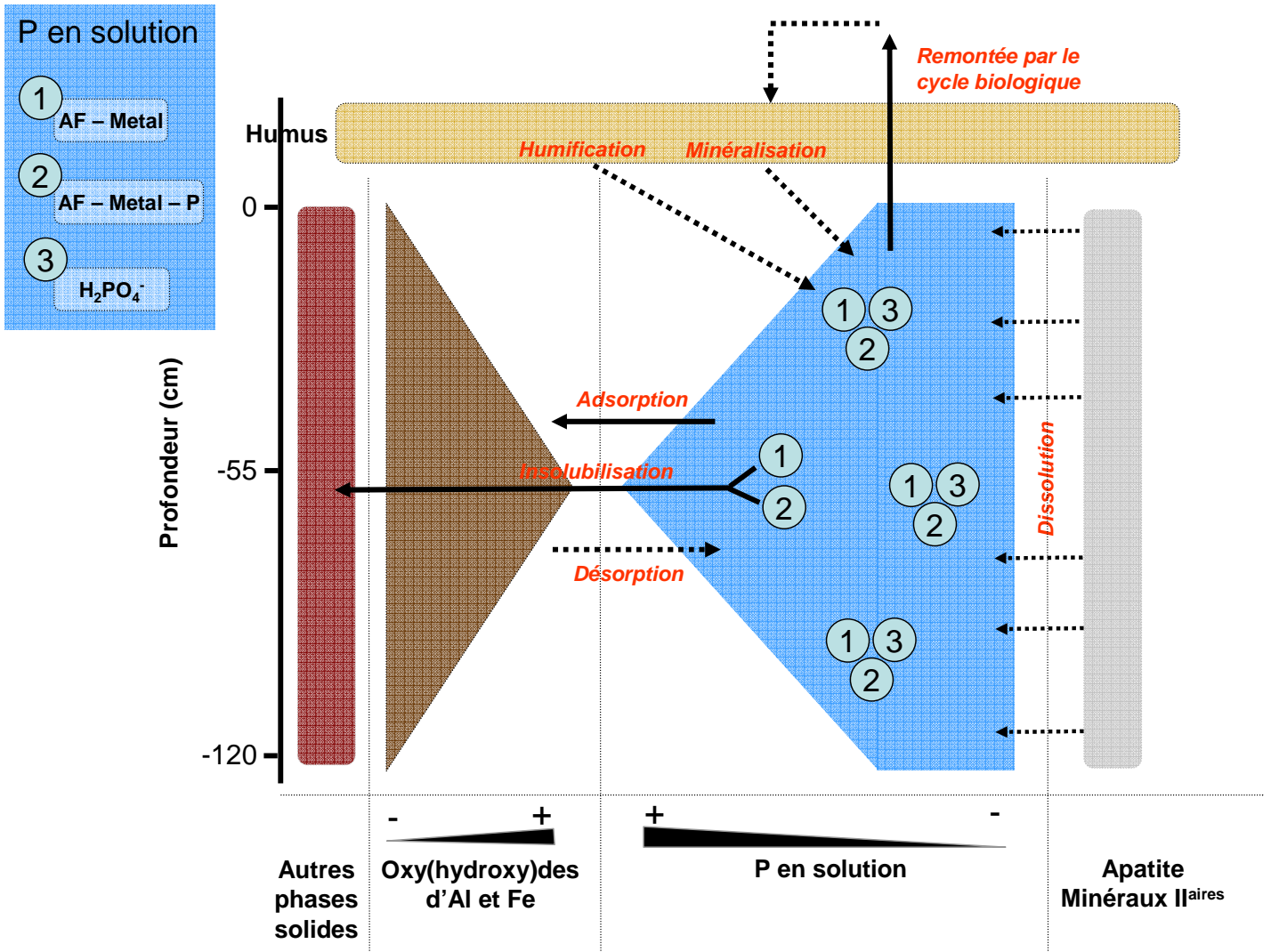
Le phosphore dans les solutions issues des lysimètres sans tension

Une quantité importante de P total migre dans les solutions de drainage rapide des sols de Fougères (Figure III.20). La comparaison des dosages du P inorganique et P total (Annexe III.13) dans ces solutions révèle de plus que le P total dosé est majoritairement sous forme organique. Les corrélations significatives et élevées entre le P total et le C total en solution étayant également cette observation (Figure III.21).

L'adsorption directe de P sur la matière organique est rarement évoquée dans la littérature. En revanche, la matière organique forme des complexes stables avec les cations métalliques : Fe, Al et dans une moindre mesure Ca. Ces complexes appelés organométalliques (Bloom, 1981; Haynes, 1984; Levesque and Schnitzer, 1969), forment des colloïdes réactifs à l'égard des groupements phosphates. Le P organique peut également être associé aux acides fulviques de faible poids moléculaire. Dans le Chapitre 2 de cette thèse, nous avons mis en évidence la présence de plusieurs indicateurs étayant l'existence d'un processus amorcé de podzolisation de surface dans les sols de Fougères, ainsi que l'existence de corrélations significatives entre P total, Al, Fe et Ca dans les solutions de sol du Fou145ans et ceci jusqu'à la profondeur de 55 cm. Dans le contexte des sols de Fougères, une partie du P présent dans les premiers horizons de sol, pourrait donc s'associer à des complexes organométalliques et migrer vers la profondeur dans les eaux de drainage rapide.

Les phénomènes d'adsorption et de désorption présentant des cinétiques rapides par rapport aux réactions de précipitation ou de dissolution, ces mécanismes contrôlent majoritairement les concentrations de P dans la solution du sol et par conséquent, sa mobilité et sa biodisponibilité. Plusieurs phénomènes peuvent alors expliquer les ventres de P total

Figure III.22 : Schéma conceptuel de la dynamique supposée du phosphore dans les sols de la forêt de Fougères.



(localisés vers 55 cm de profondeur) observés dans les profils de solutions collectées par les lysimètres sans tension (Figure III.20):

- des ions H_2PO_4^- présents en solution pourraient d'une part alimenter par adsorption le ventre de $P_{\text{Duchaufour}}$ de la terre fine localisé vers 55 cm de profondeur et d'autre part se désorber entraînant une augmentation des concentrations en P Total en solution,
- des acides organiques produits en surface des profils de sol de Fougères et complexants les métaux issus de minéraux (Righi et al., 1988) pourraient migrer dans le profil, s'insolubiliser, et ainsi en partie alimenter le ventre de $P_{\text{Duchaufour}}$ localisé vers 55 cm de profondeur,
- la matière organique lorsqu'elle est dissoute joue un rôle compétiteur vis à vis de l'adsorption des phosphates sur les oxy(hydroxy)des de fer ou d'aluminium et éventuellement sur les argiles (Hue, 1991). Le ventre de $P_{\text{Duchaufour}}$ observé vers 55 cm de profondeur pourrait donc également être une source de P pour les complexes organométalliques migrant dans le profil de sol et mobilisant le P adsorbé,
- la présence d'un limon plus compact au delà de 55 cm de profondeur, coïncidant avec l'apparition des glosses dans les profils de sols de Fougères (voir Chapitre 2) pourrait favoriser les trois mécanismes décrits ci-dessus.

Synthèse de la dynamique supposée du phosphore dans les sols de Fougères

Au regard de ces observations et interprétations, un schéma récapitulant la dynamique supposée du phosphore dans les sols de Fougères est proposé Figure III.22.

Ces interprétations doivent être nuancées. En effet le P présent dans les solutions de sol de drainage rapide est majoritairement sous forme organique mais aucune identification des différentes formes organiques en présence n'a été réalisée à Fougères. De plus, l'adsorption de P sur les surfaces d'oxy(hydroxy)des plus ou moins bien cristallisés de Fe et Al et la présence supposée d'une capacité d'échange anionique non nulle vers 55 cm de profondeur doivent être vérifiées.

Figure III.23 : Flux annuels d'éléments hors couvert (HC) et de pluviolessivats (Pless), pour les peuplements de la chronoséquence de Fougères, sur la période 1998-2004.

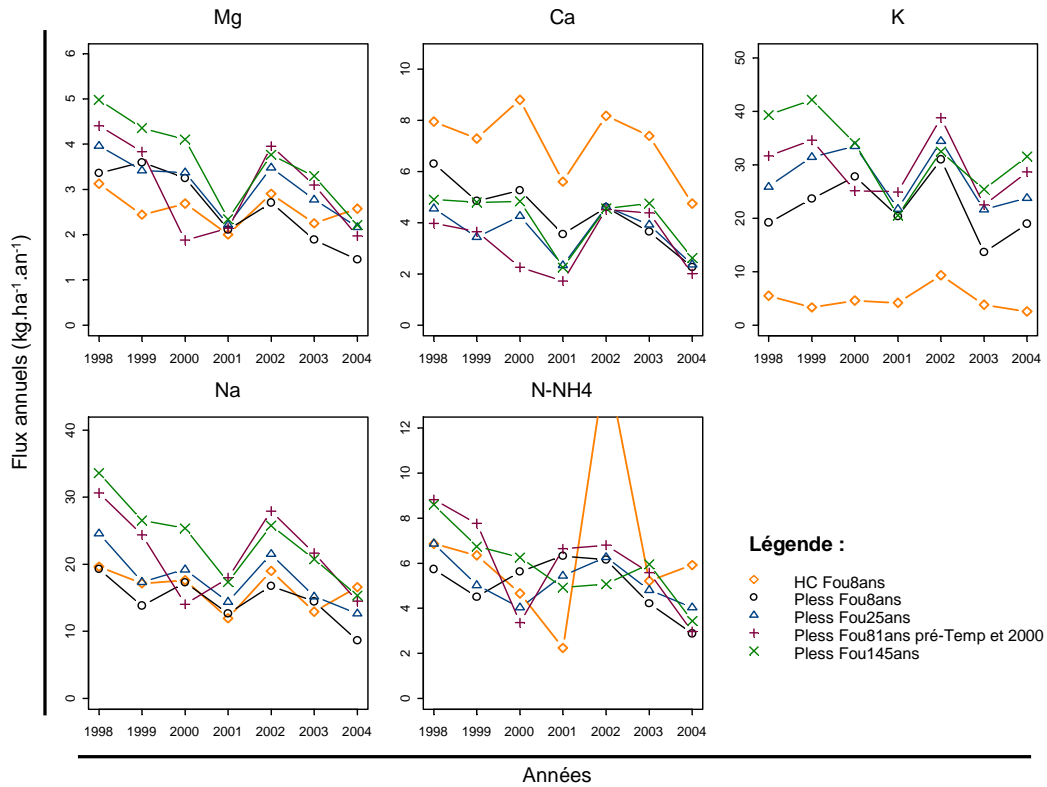
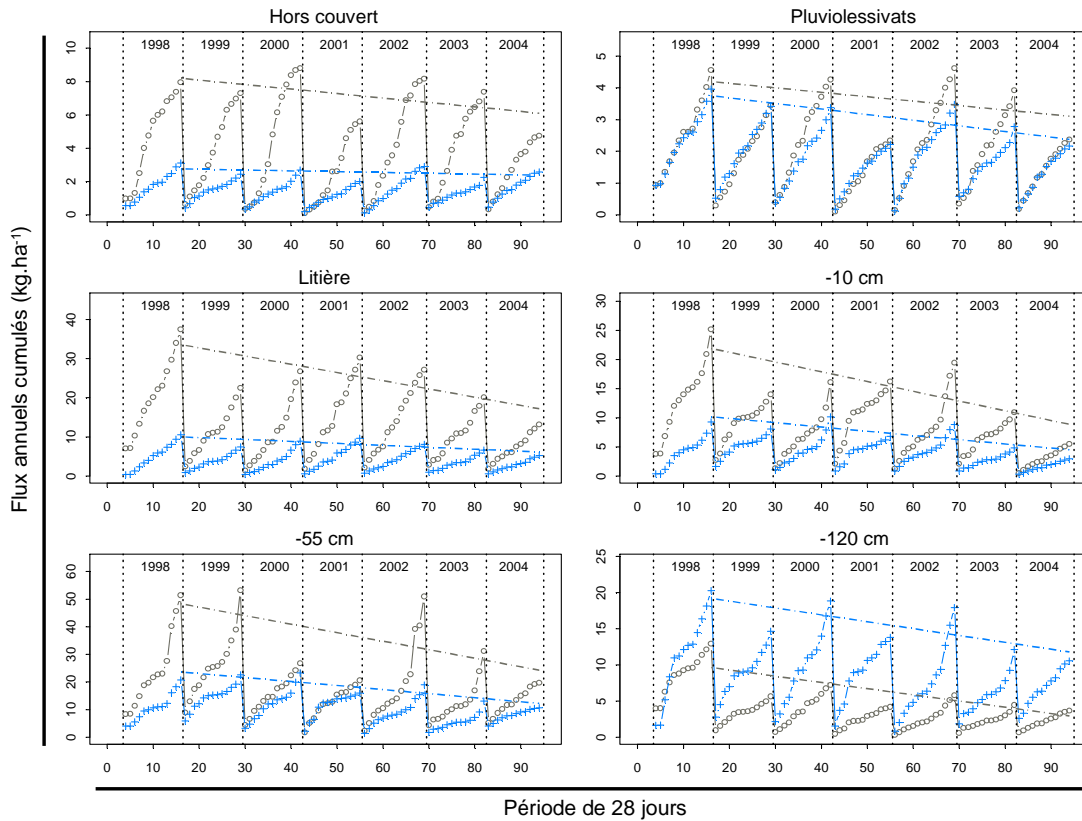


Figure III.24 : Flux annuels cumulés de Ca (○) et Mg (+) hors couvert (Fou8ans) et de pluviolessivats et dans les sols (couplage aux concentrations des lysimètres sans tension) du Fou25ans sur la période 1998-2004. Les modèles linéaires de tendance ajustés sur les flux annuels de Ca (- -) et de Mg (- - -) sont également présentés.



4.6 Flux d'éléments en solution et effet de l'âge des peuplements

Avant propos : Dans cette section, nous avons souhaité mettre en évidence les différences de flux d'éléments dans les sols liées à la méthode de couplage utilisée. Les résultats obtenus par les deux méthodes de couplage utilisées sont donc présentés dans les figures III.25, III.26 et III.27 de cette section :

- d'une part les flux d'éléments dans les sols résultant de la combinaison des flux hydriques simulés (100 % des flux) avec les concentrations des solutions collectées par les lysimètres sans tension ; ils seront appelés « **flux ZTL** » ;
- les flux d'éléments dans les sols résultant de la combinaison des flux hydriques simulés (100 % des flux) avec les concentrations des solutions collectées par les bougies poreuses ; ils seront appelés « **flux TL** ».

Nous rappelons également que les apports hors couverts sont ceux du Fou8ans. Enfin, un des objectifs principaux de cette thèse étant l'obtention de bilans de fertilité, les descriptions des flux d'éléments réalisées dans cette section porteront essentiellement sur les flux d'éléments entrants dans l'écosystème et les flux d'éléments dans les sols à la profondeur de 120 cm.

4.6.1 Résultats

Evolution générale des apports hors couverts et des flux d'éléments de pluviolessivats sur la période 1998-2004

La Figure III.23 présente les flux annuels d'éléments hors couvert et de pluviolessivats de Mg, Ca, K, Na et N-NH₄ pour quelques peuplements de la chronoséquence sur la période 1998-2004. Excepté pour les apports hors couvert de N-NH₄, une tendance générale de diminution des flux d'éléments hors couvert et de pluviolessivats est observée sur la période 1998-2004, pour l'ensemble des peuplements. On remarque cependant pour l'année 2002 des flux d'éléments hors couvert et de pluviolessivats supérieurs aux années 2001, 2003 et 2004.

Evolution des flux d'éléments dans les sols sur la période 1998-2004

La Figure III.24 présente les flux annuels cumulés de Ca et Mg hors couvert (Fou8ans), de pluviolessivats (Fou25ans), et dans les sols du Fou25ans, sur la période 1998-2004. Les flux dans les sols sont issus du couplage entre les flux hydriques simulés et les concentrations des solutions collectées par les lysimètres sans tension (flux ZTL). Quel que soit le compartiment considéré (Hors couvert, Pluviolessivats, sols), les modèles linéaires ajustés sur les flux annuels de Ca et Mg montre une tendance à la diminution sur la période 1998-2004. Pour les flux annuels hors-couvert et de pluviolessivats, les années 2000 et 2002 présentent néanmoins des flux supérieurs à la tendance générale ajustée.

Figure III.25 : Moyennes des flux annuels 1998-2004 de Cl et Na dans les différents compartiments de l'écosystème de Fougères (HC=Hors couvert ; PL=Pluvioléssivats ; ECT=Ecoulements de tronc) pour l'ensemble des peuplements de la chronoséquence de Fougères sur la période 1998-2004. Pour les flux d'éléments dans les sols, les 2 types de couplage réalisés sont présentés : (ZTL) = couplage aux concentrations des lysimètres sans tension et (TL) = couplage aux lysimètres avec tension.

Légende :

×	Fou145ans	○	Fou8ans
◇	Fou81ans T	△	Fou25ans
▽	Fou81ans A	+	Fou81ans 2000

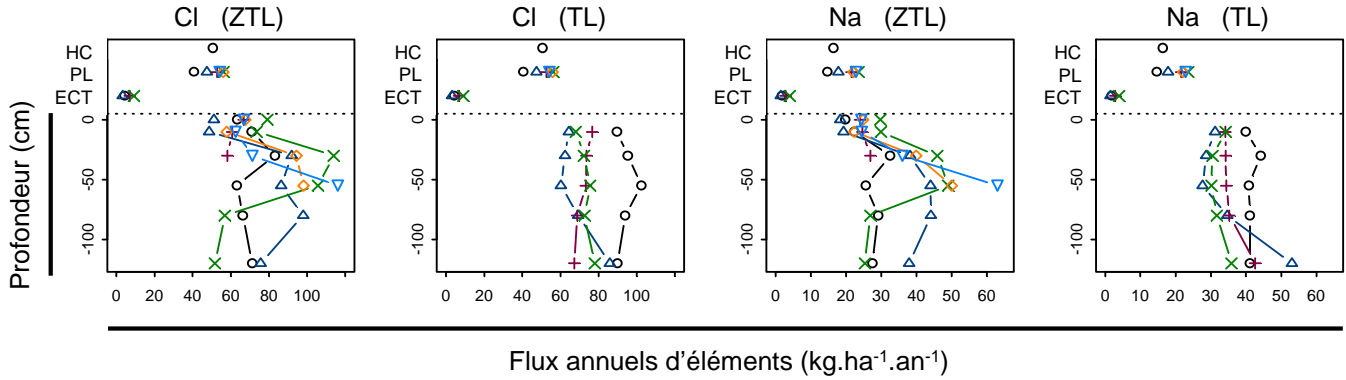
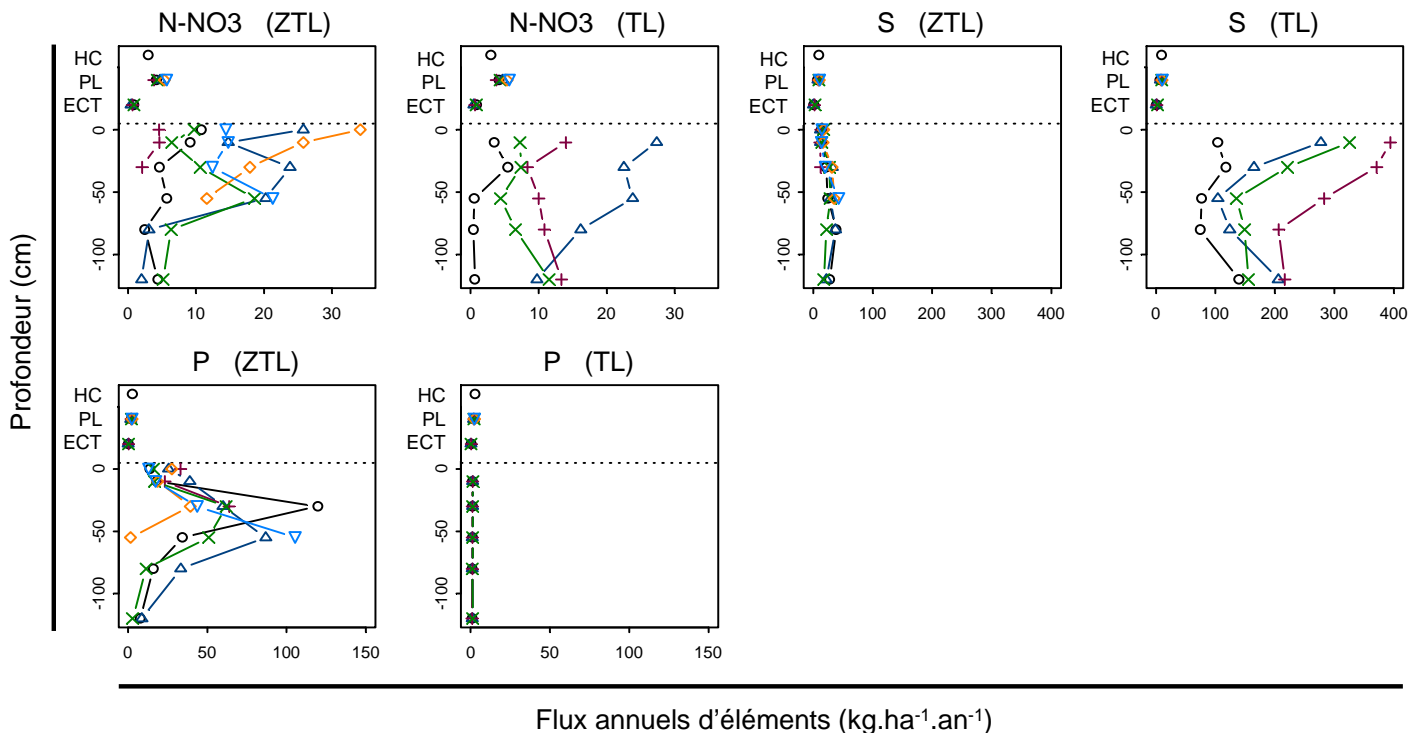


Figure III.26 : Moyennes des flux annuels 1998-2004 de N-NO₃, S et P dans les différents compartiments de l'écosystème de Fougères (HC=Hors couvert ; PL=Pluvioléssivats ; ECT=Ecoulements de tronc) pour l'ensemble des peuplements de la chronoséquence de Fougères sur la période 1998-2004. Pour les flux d'éléments dans les sols, les 2 types de couplage réalisés sont présentés : (ZTL) = couplage aux concentrations des lysimètres sans tension et (TL) = couplage aux lysimètres avec tension.

Légende :

×	Fou145ans	○	Fou8ans
◇	Fou81ans T	△	Fou25ans
▽	Fou81ans A	+	Fou81ans 2000



Les flux de Na et Cl dans l'écosystème de Fougères

Les moyennes des flux annuels 1998-2004 de Cl et Na dans les différents compartiments de l'écosystème de Fougères sont présentées dans la Figure III.25.

Les apports annuels moyens hors couverts de Cl sont de 50.6 kg.ha.an⁻¹ et de 16.4 kg.ha.an⁻¹ pour Na. Les flux moyens annuels de pluviolessivats sont compris entre 40.6 kg.ha.an⁻¹ (Fou8ans) et 56.2 kg.ha.an⁻¹ (Fou145ans) pour Cl et entre 14.7 kg.ha.an⁻¹ (Fou8ans) et 23.5 kg.ha.an⁻¹ (Fou145ans) pour Na.

Les flux annuels moyens ZTL de Cl à 120 cm de profondeur sont compris entre 51.6 kg.ha.an⁻¹ (Fou145ans) et 75.7 kg.ha.an⁻¹ (Fou25ans). Les flux annuels moyens TL à 120 cm de profondeur sont supérieurs aux flux ZTL de Cl à la même profondeur, avec des valeurs comprises entre 78.0 kg.ha.an⁻¹ (Fou145ans) et 89.9 kg.ha.an⁻¹ (Fou8ans).

Les flux annuels moyens TL de Na à 120 cm de profondeur sont également supérieurs aux flux ZTL de Na à la même profondeur, avec des flux ZTL compris entre 25.3 kg.ha.an⁻¹ (Fou145ans) et 37.9 kg.ha.an⁻¹ (Fou25ans) et des flux TL compris entre 35.9 kg.ha.an⁻¹ (Fou145ans) et 53.0 kg.ha.an⁻¹ (Fou25ans).

Les flux de N-NO₃, S et P dans l'écosystème de Fougères

Les moyennes des flux annuels 1998-2004 de N-NO₃, S et P dans les différents compartiments de l'écosystème de Fougères sont présentées dans la Figure III.26.

Les apports annuels moyens hors couverts sont de 3.0 kg.ha.an⁻¹ pour N-NO₃, 9.5 kg.ha.an⁻¹ pour S et 2.8 kg.ha.an⁻¹ pour P. Les flux moyens annuels de pluviolessivats pour N-NO₃ sont supérieurs aux apports hors couvert et peu différents entre peuplements (compris entre 4.2 kg.ha.an⁻¹ pour Fou8ans et 5.7 kg.ha.an⁻¹ pour Fou81ans A). Les flux moyens annuels de pluviolessivats pour S sont compris entre 7.1 kg.ha.an⁻¹ (Fou8ans) et 10.5 kg.ha.an⁻¹ (Fou81ans A). Les flux moyens annuels de pluviolessivats pour P sont inférieurs aux apports hors couvert et peu différents entre peuplements (compris entre 1.8 kg.ha.an⁻¹ pour Fou25ans et 2.4 kg.ha.an⁻¹ Fou81ans A).

Les flux annuels moyens ZTL de N-NO₃ à 120 cm de profondeur sont compris entre 2.0 kg.ha.an⁻¹ (Fou25ans) et 5.1 kg.ha.an⁻¹ (Fou145ans). Excepté pour le Fou8ans, les flux annuels moyens TL de N-NO₃ à 120 cm sont peu différents entre peuplements (compris entre 9.7 kg.ha.an⁻¹ et 13.4 kg.ha.an⁻¹) et sont supérieurs au flux ZTL de N-NO₃ à la même profondeur.

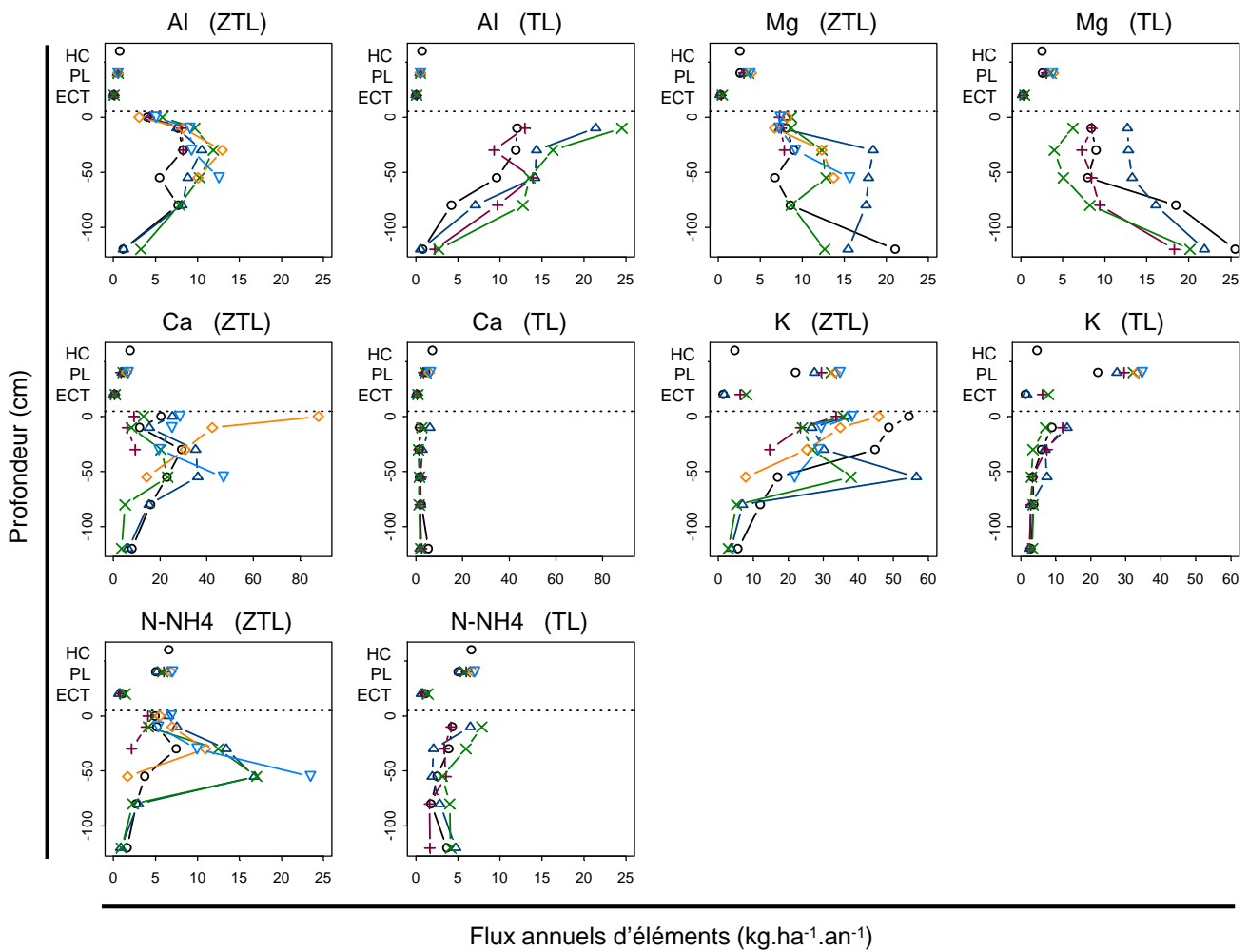
Les flux annuels moyens ZTL de S à 120 cm de profondeur sont compris entre 17.4 kg.ha.an⁻¹ (Fou145ans) et 27.6 kg.ha.an⁻¹ (Fou8ans). Les flux annuels moyens TL de S à 120 cm sont 7 à 8 fois supérieurs aux flux ZTL de S à la même profondeur, reflétant la pollution soufrée des solutions collectées par les bougies poreuses.

Les flux annuels moyens ZTL de P à 120 cm de profondeur sont compris entre 2.8 kg.ha.an⁻¹ (Fou145ans) et 8.6 kg.ha.an⁻¹ (Fou25ans). Les flux annuels moyens TL de P à 120 cm sont

Figure III.27 : Moyennes des flux annuels 1998-2004 de Al, Mg, Ca, K et N-NH₄ dans les différents compartiments de l'écosystème de Fougères (HC=Hors couvert ; PL=Pluvioléviants ; ECT=Ecoulements de tronc) pour l'ensemble des peuplements de la chronoséquence de Fougères sur la période 1998-2004. Pour les flux d'éléments dans les sols, les 2 types de couplage réalisés sont présentés : (ZTL) = couplage aux concentrations des lysimètres sans tension et (TL) = couplage aux lysimètres avec tension.

Légende :

×	Fou145ans	○	Fou8ans
◇	Fou81ans T	△	Fou25ans
▽	Fou81ans A	+	Fou81ans 2000



peu différents entre peuplements (proche de $1 \text{ kg}\cdot\text{ha}\cdot\text{an}^{-1}$) et inférieurs aux flux ZTL de P à la même profondeur.

Les flux de Al, Mg, Ca, K et N-NH₄ dans l'écosystème de Fougères

Les moyennes des flux annuels 1998-2004 de Al, Mg, Ca, K et N-NH₄ dans les différents compartiments de l'écosystème de Fougères sont présentées dans la Figure III.27.

Les apports annuels moyens hors couverts sont de $0.7 \text{ kg}\cdot\text{ha}\cdot\text{an}^{-1}$ pour Al, $2.6 \text{ kg}\cdot\text{ha}\cdot\text{an}^{-1}$ pour Mg, $7.1 \text{ kg}\cdot\text{ha}\cdot\text{an}^{-1}$ pour Ca, $4.7 \text{ kg}\cdot\text{ha}\cdot\text{an}^{-1}$ pour K et $6.6 \text{ kg}\cdot\text{ha}\cdot\text{an}^{-1}$ pour N-NH₄. Les flux moyens annuels de pluviolessivats pour Al sont inférieurs aux apports hors couvert, peu différents entre peuplements et proches de $0.5 \text{ kg}\cdot\text{ha}\cdot\text{an}^{-1}$. Les flux moyens annuels de pluviolessivats pour Mg sont supérieurs aux apports hors couvert et sont compris entre $2.6 \text{ kg}\cdot\text{ha}\cdot\text{an}^{-1}$ (Fou25ans) et $3.9 \text{ kg}\cdot\text{ha}\cdot\text{an}^{-1}$ (Fou81ans T). Pour Ca et excepté pour les peuplements Fou81ans A et T ($\sim 6 \text{ kg}\cdot\text{ha}\cdot\text{an}^{-1}$), les flux moyens annuels de pluviolessivats sont environ 2 fois plus faibles que les apports hors couvert (entre 3 et $4 \text{ kg}\cdot\text{ha}\cdot\text{an}^{-1}$). Pour K, les flux moyens annuels de pluviolessivats sont toujours bien supérieurs aux apports hors couverts (compris entre $22.1 \text{ kg}\cdot\text{ha}\cdot\text{an}^{-1}$ pour Fou8ans et $34.7 \text{ kg}\cdot\text{ha}\cdot\text{an}^{-1}$ pour Fou81ans A). Les flux moyens annuels de pluviolessivats pour N-NH₄ sont compris entre $5.1 \text{ kg}\cdot\text{ha}\cdot\text{an}^{-1}$ (Fou8ans) et $7.0 \text{ kg}\cdot\text{ha}\cdot\text{an}^{-1}$ (Fou81ans A).

Les flux annuels moyens ZTL d'Al à 120 cm sont faibles et proches des flux annuels moyens TL, les valeurs étant toutes comprises entre $0.6 \text{ kg}\cdot\text{ha}\cdot\text{an}^{-1}$ (TL Fou25ans) et $3.2 \text{ kg}\cdot\text{ha}\cdot\text{an}^{-1}$ (ZTL Fou145ans).

Les flux annuels moyens ZTL de Mg à 120 cm, compris entre $12.7 \text{ kg}\cdot\text{ha}\cdot\text{an}^{-1}$ (Fou145 ans) et $21.0 \text{ kg}\cdot\text{ha}\cdot\text{an}^{-1}$ (Fou8ans) sont toujours inférieurs aux flux TL de Mg à la même profondeur (compris entre $18.3 \text{ kg}\cdot\text{ha}\cdot\text{an}^{-1}$ pour Fou81ans 2000 et $25.5 \text{ kg}\cdot\text{ha}\cdot\text{an}^{-1}$ pour Fou8ans).

Les flux annuels moyens ZTL de Ca à 120 cm, compris entre $3.5 \text{ kg}\cdot\text{ha}\cdot\text{an}^{-1}$ (Fou145 ans) et $7.9 \text{ kg}\cdot\text{ha}\cdot\text{an}^{-1}$ (Fou8ans), sont supérieurs au flux TL de Ca à la même profondeur ($\sim 2 \text{ kg}\cdot\text{ha}\cdot\text{an}^{-1}$), les valeurs du Fou8ans étant néanmoins plus élevées que les autres peuplements ($5.4 \text{ kg}\cdot\text{ha}\cdot\text{an}^{-1}$).

Les flux annuels moyens ZTL de K à 120 cm (compris entre $2.8 \text{ kg}\cdot\text{ha}\cdot\text{an}^{-1}$ pour Fou145 ans et $5.6 \text{ kg}\cdot\text{ha}\cdot\text{an}^{-1}$ pour Fou8ans) sont proches des flux TL de K à la même profondeur (compris entre $2.5 \text{ kg}\cdot\text{ha}\cdot\text{an}^{-1}$ pour Fou25 ans et $3.4 \text{ kg}\cdot\text{ha}\cdot\text{an}^{-1}$ pour Fou145ans).

4.6.2 Discussion

Avant propos : Nous avons montré précédemment (voir section 4.2 de ce Chapitre) que les flux d'eau simulés par le modèle hydrique Biljou dans les différents compartiments de l'écosystème de Fougères étaient quasiment similaires pour l'ensemble des peuplements de la chronoséquence. Pour chaque compartiment de l'écosystème, les différences potentielles de flux d'éléments entre peuplements d'âge différents s'expliquent donc par les différences de concentrations en éléments chimiques. Nous nous appuyerons sur le tableau présenté en Annexe III.14 pour interpréter des

différences de flux d'éléments liées à l'âge des peuplements. Ce tableau présente les comparaisons multiples entre les différents âges de la chronoséquence de Fougères, pour les moyennes des concentrations en éléments chimiques de différents compartiments de l'écosystème.

Les apports annuels hors couvert

En comparaison de quelques études conduites en France (Nys, 1987; Ranger et al., 2002) et en Europe (Chang and Matzner, 2000; Van Grinsven et al., 1991), les apports hors couverts d'éléments calculés à Fougères reflètent majoritairement la proximité de l'océan, avec des apports plus élevés en Na, Mg (Figures III.25 et III.27) en comparaison des études mentionnées. Les apports hors couvert très élevés de Cl attestent également de cette proximité ($\sim 50 \text{ kg}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{an}^{-1}$) (Figure III.25). Les apports hors couverts de Ca à Fougères ($\sim 8 \text{ kg}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{an}^{-1}$) (Figure III.27) représentent un gain annuel important pour cet écosystème à très faible fertilité minérale. En effet, le stock de Ca échangeable présent dans la tranche 0-70cm des sols étant d'environ $140 \text{ kg}\cdot\text{ha}^{-1}$ (Legout et al., 2008), les dépôts hors couverts constituent un apport annuel représentant environ 6% de ce stock échangeable. Les apports annuels hors couverts de K ($\sim 5 \text{ kg}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{an}^{-1}$) et Mg ($\sim 2.5 \text{ kg}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{an}^{-1}$) (Figure III.27) représentent quand à eux environ 2 % et 2.5 % des stocks de K et Mg échangeables présents dans la tranche 0-70 cm des sols de Fougères (Legout et al., 2008). Les apports de P hors couvert (Figure III.26) sont élevés ($\sim 3 \text{ kg}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{an}^{-1}$) en comparaison des apports mesurés par Ranger et al. (2002) sur 3 peuplements de Douglas dans les Monts du Beaujolais ($\sim 1 \text{ kg}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{an}^{-1}$). La forte concentration d'élevages laitiers, porcins et avicoles en Ille et Vilaine pourrait expliquer ce constat. Les apports annuels hors couvert de P représentent moins de 0.5 % du stock de P assimilable (Duchaufour) présent dans la tranche 0-70 cm des sols de Fougères (Legout et al., 2008).

Dans l'écosystème de Fougères, caractérisé par une faible fertilité minérale, les apports hors couverts des principaux nutriments limitants pour la croissance des peuplements (Ca, Mg et K (Fichter et al., 1998)) semblent donc un pilier majeur de la durabilité de cet écosystème. Ce constat est particulièrement avéré pour Ca, les apports par altération des minéraux étant très faibles à Fougères (voir Chapitre 2).

Les flux d'éléments dans les pluvolessivats

Pour les différents peuplements de la chronoséquence de Fougères, quelques points concernant les flux de pluvolessivats méritent d'être soulignés. Les flux de pluvolessivats pour N, Ca, Mg, K et P (Figures III.26 et III.27) présentent des comportements relativement similaires aux autres études menées sur des hêtraies et/ou chênaies (Chang and Matzner, 2000; Nys, 1987 ; Van Grinsven et al., 1991), comme par exemple la forte récrétion foliaire de K observée sur l'ensemble des peuplements de la chronoséquence de Fougères. Le Ca présente quant à lui un comportement particulier en comparaison de la littérature (Chang and Matzner, 2000; Van Grinsven et al., 1991), avec des flux de pluvolessivats environ deux fois

plus faibles que les apports hors couverts pour les peuplements Fou8ans, Fou25ans, Fou81ans 2000 et Fou145ans. Les flux d'écoulement de tronc ($< 0.85 \text{ kg}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{an}^{-1}$) n'expliquent qu'en partie la différence observée. Ce comportement pourrait être attribué à une absorption foliaire de Ca par les peuplements Fou8ans, Fou25ans, Fou81ans 2000 et Fou145ans, pour optimiser leur nutrition, cet élément étant limitant dans l'écosystème de Fougères. Les flux de pluviollessivats pour Ca plus élevés pour les peuplements ayant reçu une fertilisation NPKCa en 1973 (Fou81ans A) et 1999 (Fou81an T) confirmerait cette hypothèse.

De façon générale, les concentrations en éléments chimiques majeurs dans les pluviollessivats sont peu différentes pour les peuplements âgés de 8 ans, 25 ans et 145 ans (Annexe III.14). En revanche, les concentrations moyennes des pluviollessivats en Cl, S, Mg, K, Na et N-NH₄ pour le Fou145ans sont significativement supérieures à celles des autres âges de la chronoséquence. Ces concentrations significativement plus élevées dans le vieux peuplement de Fougères en comparaison des jeunes, répercutées sur les flux de pluviollessivats (Figures III.25, III.26 et III.27), pourraient s'expliquer par une captation plus importante des dépôts secs, liée à l'indice de surface foliaire élevé de ce peuplement (toujours > 7 de 1998 à 2004) et à sa hauteur dominante. L'augmentation des dépôts atmosphériques avec l'âge des peuplements a également été observé sur d'autres chronoséquences (Hughes et al., 1994; Marques, 1996).

Les flux d'éléments dans les sols

La méthode de couplage utilisée (flux ZTL ou flux TL) influence très fortement les flux d'éléments calculés dans les sols aux différentes profondeurs et ceci pour la majorité des éléments chimiques présentés. D'autre part, si l'on compare les flux d'éléments au dessus du sol aux profils de flux d'éléments ZTL et TL dans les sols des différents peuplements de la chronoséquence (Figures III.25, III.26 et III.27), les processus majeurs influençant les concentrations en solution avancés dans la section 4.3 de ce Chapitre sont confirmés ici par l'approche quantitative. La Figure III.28, présentée à la fin de cette section, synthétise pour différents groupes d'éléments les processus majeurs influençant les concentrations et donc les flux ZTL et TL.

L'étude des flux de Na et Cl dans l'écosystème de Fougères permet de souligner deux points (Figure III.25) :

- la confrontation des profils de flux TL et ZTL dans les sols met en évidence des phénomènes de stockage temporaire de Cl et peut être de Na dans les sols de Fougères, comme supposé par Legout et al. (Soumis-a) ;
- les profils de flux ZTL et TL de Na et Cl sont différents entre peuplements de la chronoséquence. Les concentrations en Na et Cl toutes profondeurs de sol confondues (Annexe III.14) sont souvent significativement différentes entre peuplements. Si l'on considère le Cl comme un traceur idéal dans l'écosystème (Ptak et al., 2004), une variabilité spatiale existe alors au sein du massif de Fougères, liée aux apports hors-couverts et/ou aux propriétés hydrochimiques des sols (différences de transfert et/ou de stockage-déstockage dans les sols). Au vu des faibles différences de flux souvent

observées entre peuplements, les interprétations qui suivent concernant l'effet de l'âge des peuplements sont donc à nuancer.

Il semble donc difficile de mettre en avant des processus clairs et marqués liés à l'âge des peuplements. Nous nous attarderons cependant sur les différences de profils de flux d'éléments les plus marquées :

- Les concentrations ZTL et TL en N-NO₃ toutes profondeurs de sol confondues (Annexe III.14) sont significativement plus élevées dans le peuplement âgé de 25 ans en comparaison des autres peuplements. Les concentrations ZTL et TL en N-NO₃ sont significativement plus faibles dans le peuplement âgé de 8 ans en comparaison des peuplements âgés de 25 ans et 145 ans. Les flux ZTL et TL de N-NO₃ reflètent ces différences entre concentrations (Figure III.26). Dans le peuplement Fou8ans, le taux de recouvrement de la strate herbacée était en 2000 de 67% contre 23% dans le Fou25ans et 44% dans le Fou145ans. Le prélèvement par la strate herbacée pourrait donc en partie expliquer ce constat.
- Les concentrations ZTL et TL en Al toutes profondeurs de sol confondues (Annexe III.14) sont significativement plus élevées dans le peuplement âgé de 145 ans en comparaison des autres peuplements. Les flux ZTL et TL d'Al reflètent ces différences entre concentrations (Figure III.27). Les pH des solutions ZTL et TL toutes profondeurs de sol confondues sont quand à eux significativement plus faibles dans le vieux peuplement (Annexe III.14). Ces observations confirment l'acidification et la mobilisation de l'Al plus élevées dans les peuplements matures (Hughes et al., 1994). Cependant, l'hypothèse d'une acidification gouvernée par la nitrification (Hughes et al., 1994) ne semble pas valide à Fougères.

Les flux d'éléments à la profondeur de 120 cm

Les flux d'éléments à la profondeur de 120 cm sont considérés dans cette étude en tant que pertes pour l'écosystème. Pour l'ensemble des peuplements de la chronoséquence de Fougères, les flux de Ca à la profondeur de 120 cm (Figure III.27) sont inférieurs aux valeurs de la littérature pour des hêtraies et/ou chênaies (Chang and Matzner, 2000; Nys, 1987 ; Van Grinsven et al., 1991) ou pour une chronoséquence de Douglas (Ranger et al., 2002), et ceci quelle que soit la méthode de couplage utilisée (flux TL ou flux ZTL). Cette observation prouve encore la très faible fertilité minérale en Ca de l'écosystème de Fougères. Les pertes en N-NH₄ et K sont proches des valeurs de la littérature alors que les pertes en Mg, Na et P (Figures III.25, III.26 et III.27) sont supérieures (Chang and Matzner, 2000; Nys, 1987 ; Ranger et al., 2002; Van Grinsven et al., 1991), quelle que soit la méthode de couplage utilisée (flux TL ou flux ZTL). Les pertes élevées de Na et Mg (Figures III.25 et III.27) reflètent d'une part les apports hors couverts élevés en ces deux éléments, leur transfert dans le profil de sol et d'autre part l'altération des minéraux porteurs de ces 2 éléments (notamment pour Mg en profondeur). Les pertes élevées de P (Figure III.26, flux ZTL) reflètent la migration du P dans les eaux de drainage rapide mise en évidence dans la section 4.5 de ce Chapitre.

Les flux d'éléments à 120 cm de profondeur en fonction de l'âge des peuplements composant la chronoséquence de Fougères sont relativement similaires et il est difficile de mettre en avant des processus marqués liés à l'âge des peuplements. Cependant, plusieurs points méritent d'être soulignés :

- Les concentrations en Cl à la profondeur de 120 cm sont significativement plus élevées dans les peuplements âgés de 8 ans et 25 ans en comparaison des peuplements âgés de 81ans et 145ans (Annexe III.14). Cette observation atteste pour le massif de Fougères des variabilités spatiales supposées précédemment.
- Les concentrations ZTL et TL de Ca à la profondeur de 120 cm sont significativement plus élevées dans le peuplement âgé de 8 ans en comparaison des peuplements plus âgés (Annexe III.14). Ces concentrations élevées sont répercutées sur les flux ZTL et TL de Ca à la profondeur de 120 cm (Figure III.27). En hiver, une des fosses où sont installés les collecteurs de solution issus des lysimètres sans tension est parfois inondée. La présence de faciès d'arène plus argileux (Curmi et al., 1993; Pellerin et al., 1993) pourrait engendrer la présence d'une nappe perchée temporaire. La diffusion du Ca depuis une source plus profonde (Grigal and Ohmann, 2005) pourrait expliquer ce phénomène.
- Les concentrations ZTL et TL d'Al à la profondeur de 120 cm sont significativement plus élevées dans le peuplement âgé de 145 ans en comparaison des peuplements plus jeunes de la chronoséquence (Annexe III.14). Ces concentrations élevées sont répercutées sur les flux ZTL et TL d'Al à la profondeur de 120 cm (Figure III.27) et confirment les interprétations de Hugues et al. (1994) concernant l'Al.
- Enfin, excepté pour les concentrations TL du peuplement âgé de 8 ans, les comparaisons des concentrations ZTL et TL en N-NO₃ à la profondeur de 120 cm entre les peuplements de la chronoséquence (Annexe III.14) ne mettent pas en évidence une lixiviation plus importante de nitrates dans les peuplements matures comme suggéré par Hugues et al. (1994). Les faibles différences de concentrations en N-NO₃ observées sont logiquement répercutées sur les flux d'éléments à 120 cm de profondeur (Figure III.26).

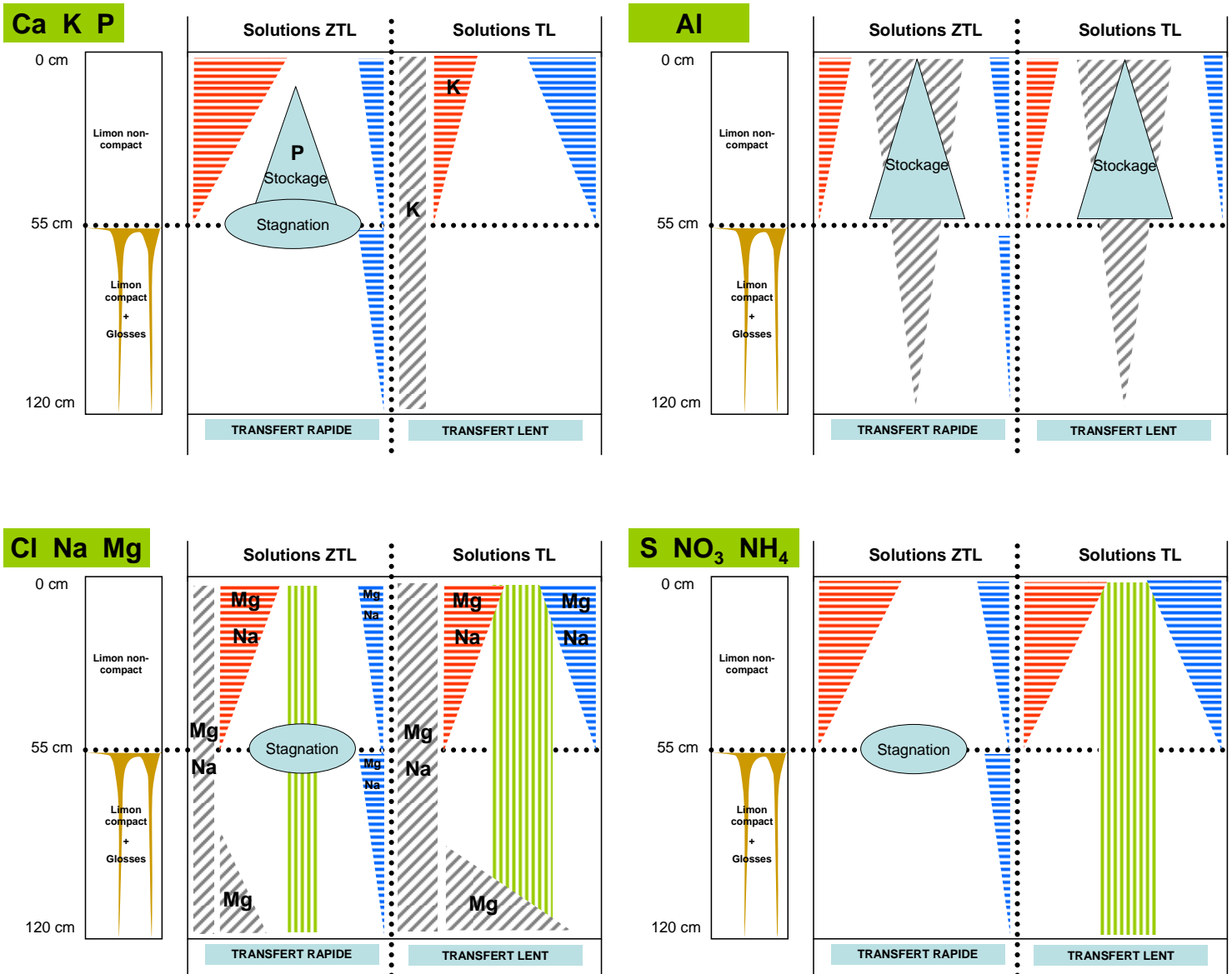
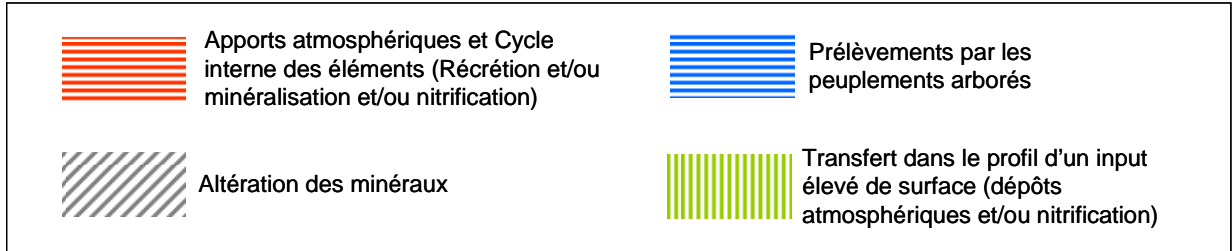
Evolution générale des flux d'éléments sur la période 1998-2004

Pour l'ensemble des éléments chimiques majeurs et notamment les cations nutritifs Ca, K, Mg, une diminution des apports hors couvert est constatée sur la période 1998-2004 (Figure III.23). Cette baisse des dépôts résulte majoritairement de la tendance à la diminution de la pluviométrie sur la période 1998-2004 (Chapitre 1, Figure I.5 b) et en moindre mesure de la diminution des concentrations en ces éléments dans les dépôts. La diminution des quantités d'éléments apportées par les dépôts depuis les années 1990 est généralisée à l'ensemble de la France. L'installation progressive de « filtres » dans les industries polluantes, pour réduire notamment les émissions soufrées, a entraîné une baisse des quantités d'éléments rejetés dans

l'atmosphère. Cette diminution, si elle perdure, pourrait menacer la durabilité de l'écosystème de Fougères.

D'autre part, la Figure III.24 met en évidence que la diminution des apports hors couvert de Ca et Mg à Fougères sur la période 1998-2004 se répercute sur les flux de pluviolessivats mais également sur les flux d'éléments de drainage rapide dans les sols. Dans un contexte de changement climatique (Schär et al., 2004) et pour un écosystème forestier à faible fertilité minérale tel que Fougères, une diminution de la pluviométrie annuelle provoquerait alors une baisse des apports atmosphériques. Cette baisse serait très rapidement répercutée sur les flux d'éléments circulant dans l'écosystème, notamment pour les éléments les plus limitants dans le système (Ca). Ce phénomène, s'il perdure, menacerait alors la durabilité de l'écosystème de Fougères.

Figure III.28 : Schéma synthétisant les processus majeurs influençant les concentrations et donc les flux d'éléments calculés dans les sols de Fougères, pour les solutions de sol prélevées sans tension (ZTL) et les solutions de sols prélevées avec tension (TL). L'intensité d'un processus est proportionnelle à la taille de la forme. Pour certains processus, seul les éléments figurés dans les formes sont influencés par le processus.



5 Conclusion partielle

Le modèle de bilan hydrique utilisé, Biljou (Granier et al., 1995), a permis d'établir les flux hydriques dans les différents compartiments de l'écosystème de Fougères. Les incertitudes les plus élevées concernent les flux d'eau simulés dans les sols de Fougères. L'expérimentation de traçage au chlorure menée à Fougères (Legout et al., Soumis-a) a en effet démontré l'existence d'écoulements préférentiels, probablement localisés dans les gloses au delà de la profondeur 55 cm. Le modèle Biljou ne prend pas en compte cet aspect mais l'expérimentation de traçage laisse supposer que les transferts d'éléments par écoulements préférentiels ne dépasseraient pas 20% des transferts totaux annuels, la majorité des transferts d'éléments se faisant par flux convectifs lents au travers la matrice de sol.

Nous confirmons également ici que les lysimètres sans tension (ZTL) collectent majoritairement des solutions de sol de drainage rapide, reflétant des processus opérant à la surface du sol alors que les bougies poreuses (TL) collectent majoritairement des solutions reflétant des processus lents et fins opérant dans l'écosystème, tel que le transfert matriciel ou encore la dissolution des minéraux. D'autre part, la méthode de couplage utilisée (flux ZTL ou flux TL) influence très fortement les flux d'éléments calculés dans les sols aux différentes profondeurs, et ceci pour la majorité des éléments chimiques présentés. C'est pourquoi nous considérerons pour l'établissement des bilans de fertilité, que les pertes annuelles d'éléments à 120 cm sur la période 1998-2004, correspondent pour chaque peuplement et chaque élément à :

- 80 % du flux TL annuel à 120 cm, obtenu par couplage entre les flux hydriques simulés et les concentrations des solutions collectées par les bougies poreuses ;
- 20 % du flux ZTL annuel à 120 cm, obtenu par couplage entre les flux hydriques simulés et les concentrations des solutions collectées par les lysimètres sans tension.

Les flux hydriques simulés dans les différents compartiments de l'écosystème étant quasiment similaires quel que soit l'âge du peuplement, le paramètre « concentrations en nutriments » est le facteur de différence potentielle entre les flux d'éléments pour les peuplements de la chronoséquence. Le paramètre « flux d'eau » a quand à lui un poids fort dans la variabilité interannuelle des flux. Nous avons démontré que les pertes de nutriments par drainage, à la profondeur de 120 cm, sont relativement similaires quel que soit l'âge du peuplement. Un des grands enseignements est donc que l'âge des peuplements de hêtre à Fougères ne semble pas avoir un impact fort sur les pertes par drainage à 120 cm. Nous avons par ailleurs montré (Legout et al., 2008) que l'effet de l'âge des peuplements de hêtre sur les stocks disponibles présents dans les humus et les sols de Fougères n'est pas significatif. Le faible niveau de fertilité minérale de l'écosystème de Fougères pourrait expliquer ces constats.

Enfin, nous avons démontré que les apports atmosphériques semblent être un des piliers majeurs de la durabilité de cet écosystème à faible fertilité minérale (Legout et al., 2008), notamment pour des éléments limitants comme Ca à Fougères, qui semble par ailleurs très

fortement recyclé. Les apports atmosphériques d'éléments nutritifs sont globalement en baisse sur la période 1998-2004 ; si cette tendance se prolonge dans le temps, la fertilité de l'écosystème pourrait en pâtir.

Chapitre 4

Bilans de fertilité minérale et conclusion générale

Avant propos : Dans cette section, nous établirons les bilans de fertilité des peuplements de la chronoséquence de Fougères. Nous nous appuyerons sur les termes du bilan acquis dans les Chapitres précédents et sur le terme du bilan « pertes liées à la récolte de biomasse », présenté dans ce Chapitre.

1 Les pertes d'éléments liée à l'exportation de biomasse

1.1 Introduction

La forêt de Fougères est gérée par l'ONF en futaie régulière. Les conduites sylvicoles pratiquées dans les peuplements expérimentaux sont les mêmes que celles pratiquées par l'ONF sur l'ensemble de la forêt de Fougères, en respectant les règles de sylviculture préconisées dans le cahier des charges ONF-grand Ouest. Les caractéristiques des éclaircies pratiquées à Fougères sont détaillées ci-dessous :

- tous les 6 ans dans les peuplements jeunes puis tous les 12 ans pour les peuplements de plus de 50 ans,
- 25 % de la surface terrière du peuplement est enlevée à chaque éclaircie, les arbres étant martelés par des agents de l'ONF.

Pour les arbres martelés impliqués dans une éclaircie :

- les souches sont laissées en terre,
- les bois (troncs ou branches) d'un diamètre inférieur à 4 cm et les feuilles sont laissés sur place,
- les bois (troncs et branches) d'un diamètre supérieur à 4 cm sont exportés de la parcelle, sans écorçage préalable.

Le mode gestion d'un peuplement forestier peut avoir un impact fort à court-terme, moyen terme ou long terme, sur la fertilité du sol et donc sur la durabilité de l'écosystème (Anderson, 1987; Nambiar, 1996). Tout d'abord, le type de compartiment exporté (bois de tronc, branches, racines, écorces, feuilles) est un facteur important influençant la quantité d'éléments exportés dans la biomasse et donc la fertilité du sol, les concentrations en éléments nutritifs dans ces compartiments pour les essences feuillus pouvant être classée comme suit : (*Ecorces ; Feuilles*) > (*Branches ; Racines*) > *Bois de Tronc*. Ainsi, les pertes sont minimales si seul le tronc sans son écorce est exporté (Ranger et al., 1995). Les pertes augmenteront si les branches, les racines et les feuilles sont exportées (Fahey et al., 1991; Marques, 1996; Olsson et al., 1996; Yanai, 1998). L'âge du peuplement lors de la récolte influence également la quantité d'éléments perdus pour l'écosystème (Kimmins, 1974; Laclau, 1997; Ranger et al., 1997) : un arbre jeune est en effet globalement plus concentré en éléments nutritifs qu'un arbre âgé donc pour un même volume de bois exporté, la perte d'éléments nutritifs pour l'écosystème sera plus élevée dans les jeunes peuplements. Enfin, la pratique des coupes à blanc entraîne des pertes d'éléments nutritifs importantes pour l'écosystème, par exportation

de biomasse mais aussi par la perte par drainage dans les sols de cations nutritifs (Dahlgren and Driscoll, 1994; Legout et al., Soumis-b).

1.2 Objectifs

Les objectifs de cette section sont les suivants :

- Etablir pour les peuplements de la chronoséquence de Fougères les pertes liées à la récolte de biomasse.
- Evaluer l'effet de l'âge des peuplements sur les pertes liées à la récolte de biomasse.
- Evaluer l'effet d'un éventuel changement des pratiques sylvicole sur les pertes liées à la récolte de biomasse.

1.3 Matériels et méthodes

La méthode utilisée pour quantifier la biomasse et minéralomasse d'un peuplement arboré a été décrite par plusieurs auteurs (André and Ponette, 2003; Huet et al., 2004; Le Goff et al., 2004; Nys et al., 1983; Ranger et al., 1981; Van de Walle et al., 2001). Un bref descriptif est donné ci-dessous.

1.3.1 Echantillonnage et mesures terrain

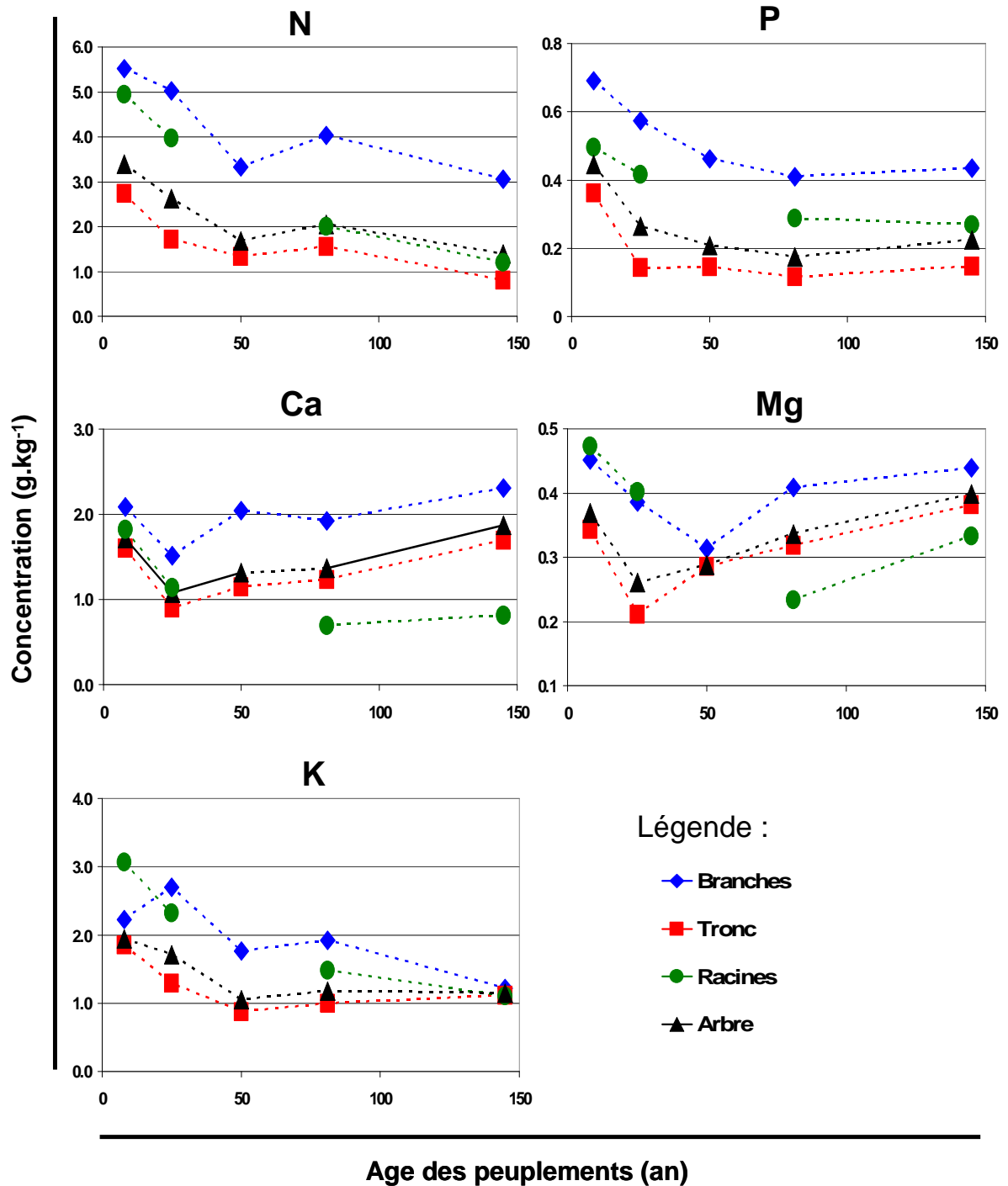
Des biomasses ont été réalisées en 1996 pour les peuplements Fou8ans, Fou25ans, Fou81ans Tempête et Fou145ans puis en 2002 pour le peuplement Fou50ans, pour l'essence hêtre (Tableau IV.1). Pour chaque peuplement, les biomasses ont été réalisées juste avant une éclaircie sylvicole, un inventaire précis des circonférences à 1.3 m (C_{130}) des arbres présents sur la placette ayant été réalisé avant et après éclaircie (Tableau IV.1). Avant l'éclaircie, 10 à 16 arbres ont été sélectionnés dans chaque peuplement, représentatifs des différentes classes de circonférence inventoriées.

Tableau IV.1 : Peuplements de la chronoséquence de Fougères pour lesquels une biomasse a été réalisée et années des éclaircies réalisées.

Peuplement	Fou8ans		Fou25ans		Fou50ans		Fou81ans Tempête		Fou145ans	
	Date de l'éclaircie		1996		2002		1996		1996	
	Avant éclaircie	Après éclaircie	Avant éclaircie	Après éclaircie	Avant éclaircie	Après éclaircie	Avant éclaircie	Après éclaircie	Avant éclaircie	Après éclaircie
Biomasse	<i>oui</i>	-	<i>oui</i>	-	<i>oui</i>	-	<i>oui</i>	-	<i>oui</i>	-
Inventaire	<i>oui</i>	<i>oui</i>	<i>oui</i>	<i>oui</i>	<i>oui</i>	<i>oui</i>	<i>oui</i>	<i>oui</i>	<i>oui</i>	<i>oui</i>
Nombre de tiges par hectare	31250	11590	5432	2807	2310	1584	423	300	208	156

Chaque arbre sélectionné a été abattu puis divisé en différents compartiments anatomiques (racines, tronc : bois et écorce, branches, feuilles) et différents compartiments commerciaux : bois de chauffage (diamètre 4 à 7 cm) et bois d'industrie (diamètre > 7 cm). Pour chaque arbre, le poids humide de chaque compartiment a été mesuré après l'abatage. Des mesures précises (hauteur totale, circonférence du tronc tous les mètres) ont également été réalisées sur

Figure IV.1 : Concentrations moyennes en éléments chimiques dans les différents compartiments anatomiques de l'arbre, en fonction de l'âge des peuplements de la chronoséquence de Fougères.



chaque arbre. Des échantillons représentatifs des différents compartiments (anatomiques et commerciaux) ont ensuite été prélevés puis ramenés au laboratoire.

1.3.2 Analyses chimiques

L'ensemble des analyses chimiques détaillées ci-dessous a été réalisé au laboratoire de Biogéochimie des Ecosystèmes Forestiers.

Les échantillons ont été séchés à 65°C jusqu'à poids constant et après broyage, les teneurs en C et N ont été déterminées par un analyseur carbone-azote (CHN : NCS2500, ThermoQuest®). Après broyage et minéralisation humide (acide perchlorique 1 M + H₂O₂) des échantillons, les concentrations en S, P, K, Ca et Mg totaux en solution ont été déterminées par spectrométrie d'émission atomique (Inductively Coupled Plasma-Atomic Emission Spectrometry ; Jobin-Yvon®, JY 180 ULTRAGE).

1.3.3 Extrapolation au peuplement

Les volumes de bois de chaque compartiment (anatomique et commercial) de chaque arbre ont été calculés à partir des mesures du terrain. La quantité d'éléments dans chaque compartiment de chaque arbre a ensuite été déterminée. Pour chaque peuplement d'âge différent de la chronoséquence et pour chaque élément, un modèle statistique décrivant la quantité d'élément dans un compartiment en fonction du paramètre dendrométrique (C₁₃₀) a été ajusté. Chaque modèle a ensuite été appliqué aux inventaires avant et après éclaircie pour déterminer la quantité d'élément (minéralomasse) présent dans chaque compartiment (anatomique et commercial).

Pour chaque peuplement et chaque compartiment (anatomique et commercial), la minéralomasse de N, P, K, Ca, et Mg impliquée dans une éclaircie a été calculée par différence entre les minéralomasses avant et après éclaircie. La minéralomasse annuelle moyenne impliquée dans une éclaircie a ensuite été calculée en divisant la minéralomasse impliquée dans une éclaircie par le régime d'éclaircie pratiqué dans chaque peuplement (6 ans ou 12 ans). Au regard des conduites sylvicoles pratiquées en forêt de Fougères, nous avons considéré que les exportations liées à la récolte de biomasse correspondaient aux troncs et branches (bois + écorce) d'un diamètre supérieur à 4 cm impliqués dans une éclaircie.

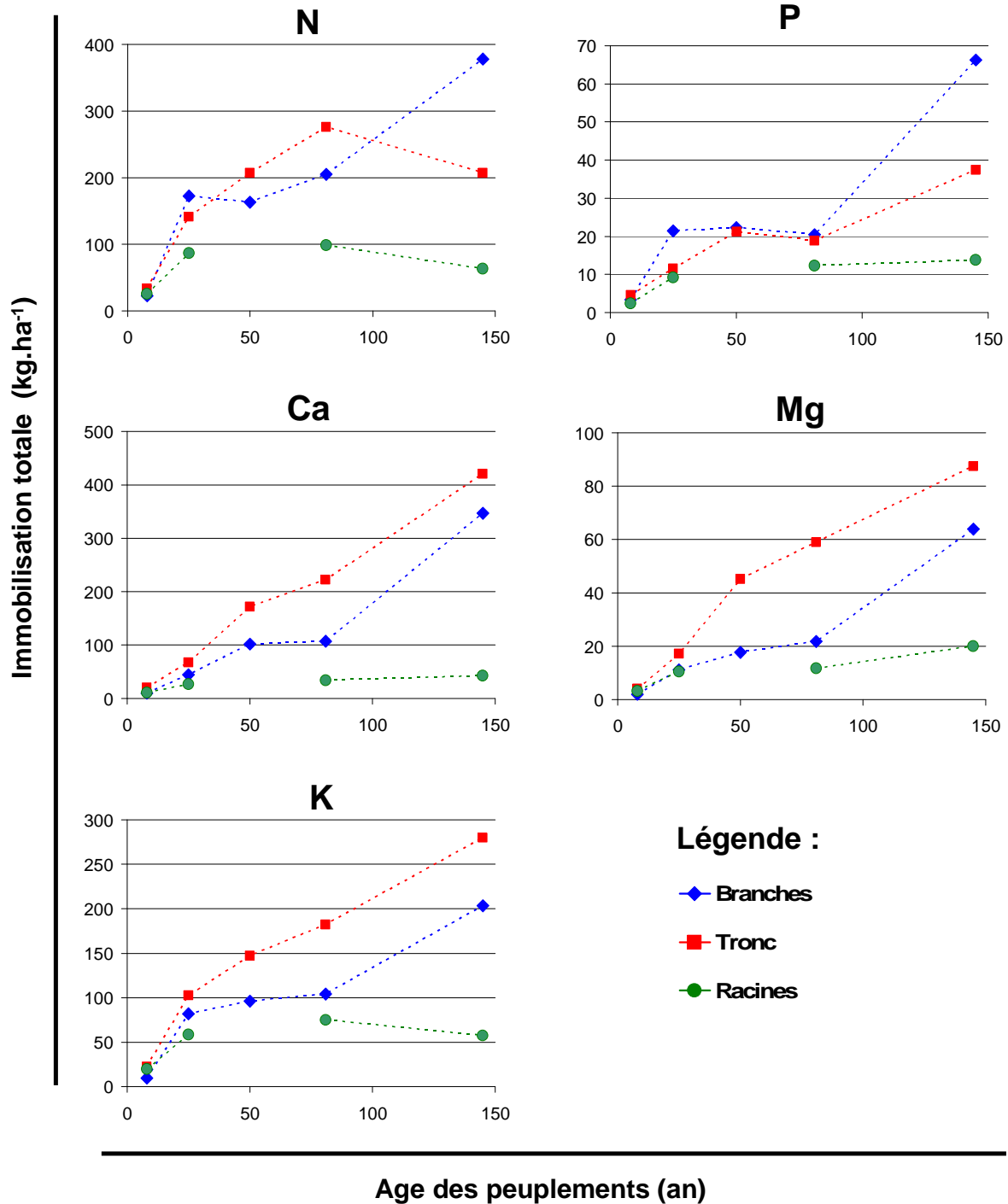
1.4 Résultats

1.4.1 Concentrations en éléments dans la biomasse

Les concentrations moyennes en N, P, Ca, Mg et K dans les principaux compartiments anatomiques du hêtre sont présentées dans la Figure IV.1, en fonction de l'âge des peuplements de la chronoséquence de Fougères.

Quel que soit l'âge du peuplement, les concentrations en N, P, Ca, Mg et K dans les branches sont généralement plus élevées que les concentrations dans le tronc et les racines. Les concentrations en N, P et K dans les différents compartiments anatomiques du hêtre diminuent généralement lorsque l'âge des peuplements augmente. Pour Ca et Mg, la tendance

Figure IV.2 : Immobilisations totales en éléments chimiques dans les différents compartiments anatomiques de l'arbre avant éclaircie, en fonction de l'âge des peuplements de la chronoséquence de Fougères.



inverse est observée : à partir de 25 ans, les concentrations en Ca et Mg dans les différents compartiments anatomiques du hêtre augmentent généralement lorsque l'âge des peuplements augmente.

1.4.2 Immobilisation d'éléments dans la biomasse

Pour information, les immobilisations par hectare de N, P, Ca, Mg et K dans les différents peuplements de la chronoséquence de Fougères avant les éclaircies pratiquées (Tableau IV.1) sont détaillées en Annexes IV.1, IV.2, et IV.3. La Figure IV.2 s'appuie sur une partie de ces résultats et les immobilisations totales en N, P, Ca, Mg et K dans les principaux compartiments anatomiques du hêtre sont présentées en fonction de l'âge des peuplements.

Les immobilisations totales par hectare en P, Ca, Mg et K dans les branches et dans le tronc augmentent généralement avec l'âge des peuplements (Figure IV.2). Pour les racines et excepté pour le peuplement âgé de 8 ans, les immobilisations totales par hectare en P, Ca, Mg et K sont relativement stables au cours du temps. Pour le peuplement âgé de 145ans, les immobilisations totales dans le tronc en P, Ca, Mg et K sont respectivement de 37 kg.ha⁻¹, 420 kg.ha⁻¹, 88 kg.ha⁻¹ et 280 kg.ha⁻¹ ; les immobilisations totales dans les branches en P, Ca, Mg et K sont quant à elles respectivement de 66 kg.ha⁻¹, 347 kg.ha⁻¹, 64 kg.ha⁻¹ et 205 kg.ha⁻¹ (Figure IV.2).

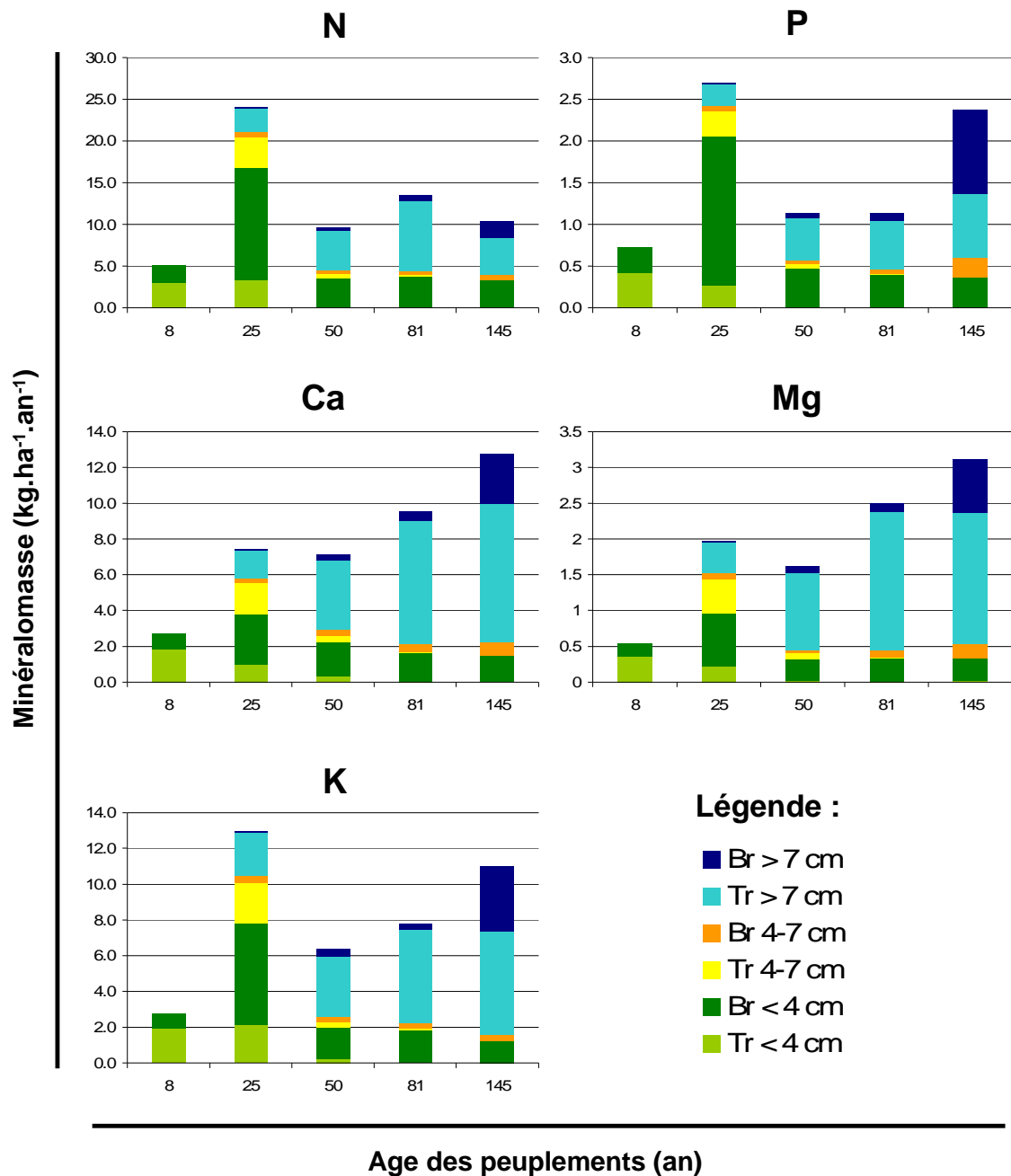
1.4.3 Exportations d'éléments liées à la récolte de biomasse

Les minéralomasses moyennes de N, P, Ca, Mg et K impliquées dans une éclaircie sont présentées dans la Figure IV.3, pour différents compartiments de l'arbre et en fonction de l'âge des peuplements de la chronoséquence. Le Tableau IV.2 récapitule quant à lui les exportations de N, P, Ca, Mg et K liées à la récolte de biomasse en fonction de l'âge des peuplements ; pour rappel, les exportations correspondent aux troncs et branches d'un diamètre supérieur à 4 cm impliqués dans une éclaircie. Les pertes de P, Ca, Mg et K liées à la récolte de biomasse augmentent globalement avec l'âge des peuplements de Fougères (Tableau IV.2). Les pertes de P, Ca, Mg et K liées à l'exportation de biomasse sont nulles dans le peuplement âgé de 8ans et sont respectivement de 2.0 kg.ha⁻¹.an⁻¹, 11.3 kg.ha⁻¹.an⁻¹, 2.8 kg.ha⁻¹.an⁻¹ et 9.8 kg.ha⁻¹.an⁻¹ dans le peuplement âgé de 145ans (Tableau IV.2). Dans le peuplement âgé de 8 ans, les minéralomasses de N, P, Ca, Mg et K sont nulles pour les bois (troncs et branches) de diamètres supérieurs à 4 cm et impliqués dans une éclaircie (Figure IV.3). Les minéralomasses de N, P, Ca, Mg et K pour les bois (troncs et branches) de diamètres compris entre 4 et 7 cm et impliqués dans une éclaircie sont maxima pour le peuplement âgé de 25 ans (Figure IV.3). Les minéralomasses de N, P, Ca, Mg et K pour les bois (troncs et branches) de diamètres supérieurs à 7 cm et impliqués dans une éclaircie augmentent fortement avec l'âge des peuplements, les minéralomasses de troncs étant bien supérieures à celles des branches.

Tableau IV.2 : Exportations annuelles de N, P, Ca, Mg et K liées à la récolte de biomasse pratiquée à Fougères, en fonction de l'âge des peuplements de la chronoséquence.

		Age des peuplements				
(kg.ha ⁻¹ .an ⁻¹)		8 ans	25 ans	50 ans	81 ans	145 ans
N		0.0	7.3	6.1	9.6	7.0
P		0.0	0.6	0.7	0.7	2.0
Ca		0.0	3.6	4.9	7.9	11.3
Mg		0.0	1.0	1.3	2.2	2.8
K		0.0	5.2	4.4	6.0	9.8

Figure IV.3 : Minéralomasses moyennes de N, P, Ca, Mg et K impliquées dans une éclaircie pour les différents compartiments anatomiques et commerciaux de l'arbre, en fonction de l'âge des peuplements de la chronoséquence de Fougères. Br = Branches avec écorce ; Tr= Troncs avec écorce ; > 7 cm = diamètres > 7cm ; 4-7 cm = diamètres entre 4 et 7 cm ; < 4 cm = diamètres < 4 cm.



1.5 Discussion

Les racines n'étant pas exportées à Fougères lors de la récolte de biomasse, ce compartiment ne sera pas considéré dans la discussion qui suit. Le terme « bois » correspond au bois accompagné de son écorce.

1.5.1 Concentrations en éléments dans la biomasse

L'étude des concentrations en éléments dans les différents compartiments de l'arbre (Figure IV.1) prouve que le type de compartiment exporté (tronc et/ou branche) peut influencer fortement la perte d'éléments liée à la récolte de biomasse. Quel que soit l'âge des peuplements de Fougères, les concentrations en N, P, Ca, Mg et K sont en effet toujours supérieures dans les branches en comparaison du tronc (Figure IV.1). A volumes de bois égaux et en considérant l'ensemble des diamètres de ces 2 compartiments, la perte d'éléments liée à l'exportation des branches d'une parcelle sera alors supérieure à la perte d'éléments liée à l'exportation des troncs.

D'autre part, les concentrations en éléments chimiques dans les différents compartiments de l'arbre évoluent avec l'âge des peuplements de la chronoséquence de Fougères (Figure IV.1). Ceci prouve que l'âge des peuplements au moment de la récolte peut influencer fortement la perte d'éléments (Kimmins, 1974; Laclau, 1997; Ranger et al., 1997). L'évolution des concentrations en éléments dans l'arbre en fonction de l'âge du peuplement dépend de l'élément chimique considéré. Pour les éléments N, P et K, les concentrations dans les différents compartiments de l'arbre diminuent avec l'âge des peuplements de la chronoséquence, alors que pour Mg et Ca, elles ont tendance à augmenter (Figure IV.1). Ces observations reflètent en partie les utilisations biologiques de ces éléments par les peuplements de Fougères. Un élément chimique prélevé par un arbre peut être immobilisé définitivement dans la biomasse, stocké temporairement (translocation) ou être recyclé par récréation et/ou chute de litière. Plusieurs auteurs ont montrés sur des essences variées (Pins, Douglas, Epicéa, Châtaigner) qu'une grande partie du N, P et K prélevée par les arbres est fortement recyclée et/ou transloquée (Colin-Belgrand et al., 1996; Dambrine et al., 1991; Ranger, 1981; Ranger et al., 1997; Switzer and Nelson, 1972), ce qui conduit souvent à des prélèvements dans le sol limités pour ces éléments (Ranger, 1981; Switzer and Nelson, 1972); de plus, ces prélèvements diminuent généralement avec l'âge des peuplements (Le Goaster et al., 1991). Ce n'est pas le cas de Ca et Mg, peu ou pas transloqués (Colin-Belgrand et al., 1996; Dambrine et al., 1991; Ranger et al., 1997), et pour lesquels les besoins restent stables ou augmentent avec l'âge des peuplements (Le Goaster et al., 1991). Ca et en moindre mesure Mg sont en effet connus pour s'accumuler dans les tissus âgés de l'arbre et dans l'écorce (Ca). L'ensemble de ces processus pourrait en partie expliquer l'évolution des concentrations en N, P, Ca, Mg et K observées dans la biomasse des peuplements de Fougères en fonction de l'âge des peuplements (Figure IV.1).

1.5.2 Pertes liées à l'exportation de biomasse

De façon générale, les pertes annuelles de P, Ca, Mg et K liées à la récolte de biomasse dans les peuplements de la chronoséquence augmentent avec l'âge des peuplements (Tableau IV.2). Le régime d'éclaircie est pourtant moins soutenu dans les vieux peuplements (12 ans) en comparaison des jeunes (6 ans) et les concentrations en P et K ont tendance à diminuer dans les branches et le tronc lorsque le peuplement vieillit. Cependant, l'évolution avec l'âge des peuplements, du régime d'éclaircie et des concentrations en éléments chimiques dans la biomasse, n'a qu'un faible poids dans le calcul des pertes annuelles liées à la récolte de biomasse. L'évolution de ces pertes avec l'âge des peuplements est en fait majoritairement régie, d'une part par l'évolution de la quantité de biomasse (tronc et branches) par hectare, et d'autre part, par l'évolution de la répartition de cette biomasse dans les différents compartiments commerciaux (diamètres < 4 cm, diamètres 4 à 7 cm et diamètres > 7 cm). La quantité de biomasse par hectare et donc l'immobilisation totale d'éléments dans cette biomasse (Figure IV.2) augmentent en effet fortement avec l'âge du peuplement pour P, Ca, Mg et K. La Figure IV.3 met également en évidence qu'à partir de 50 ans, les découpes supérieures à 7 cm représentent la majorité des stocks de P, Ca, Mg et K contenus dans les troncs et les branches des peuplements de Fougères. Ainsi, les pertes liées à la récolte de biomasse (tronc et branches de diamètres > 4 cm) augmentent avec l'âge des peuplements de la chronoséquence.

Dans un contexte de production de bois énergie (IFN, 2005), la Figure IV.3 permet également de mettre en évidence, par exemple pour le peuplement âgé de 25 ans, l'impact fort d'une exportation éventuelle des troncs et branches de diamètres < 4 cm sur les pertes annuelles de N, P, Ca, Mg et K liées à l'exportation de la biomasse : les pertes supplémentaires seraient alors de 16.8 kg.ha⁻¹.an⁻¹ de N, 2.1 kg.ha⁻¹.an⁻¹ de P, 3.8 kg.ha⁻¹.an⁻¹ de Ca, 1.0 kg.ha⁻¹.an⁻¹ de Mg et 7.8 kg.ha⁻¹.an⁻¹ de K (Figure IV.3). A l'inverse, on comprend aisément qu'une augmentation éventuelle du diamètre des rémanents diminuerait les pertes d'éléments liées à la récolte de biomasse (Figure IV.3).

2 Les bilans de fertilité sur la chronoséquence

2.1 Etablissement des bilans

Les bilans de fertilité minérale constituent un des outils pertinents pour le diagnostic global de l'évolution d'un système (Beier, 1998; Hornbeck et al., 1997; Ranger et al., 2002; Ranger and Turpault, 1999b; Tsutsumi, 1969; Turpault et al., 1999; Williams, 1987). Dans cette étude, nous avons choisi d'utiliser un bilan de fertilité minérale simplifié, dont l'écriture est la suivante (Ranger and Turpault, 1999b) :

$$\Delta SB = \text{Entrées } [AA + A] - \text{Sorties } [EB + Dr]$$

Avec :

- **SB** = Stock Bio-disponible + éléments échangeables + éléments liés à la matière organique
- **AA** = Apports Atmosphériques (dépôts humides + dépôts secs + dépôts occultes + dépôts orographiques)
- **A** = Flux d'Altération
- **EB** = Exportations liées à la récolte de Biomasse
- **Dr** = Pertes par Drainage pendant la révolution forestière et les phases de récolte et régénération (pertes en solution + matières solides)

Chaque terme impliqué dans le calcul des bilans n'étant pas toujours disponible pour chaque peuplement d'âge différents de la chronoséquence, quelques extrapolations ont été réalisées pour établir les bilans. Des précisions sont données ci-dessous.

Apports hors couverts

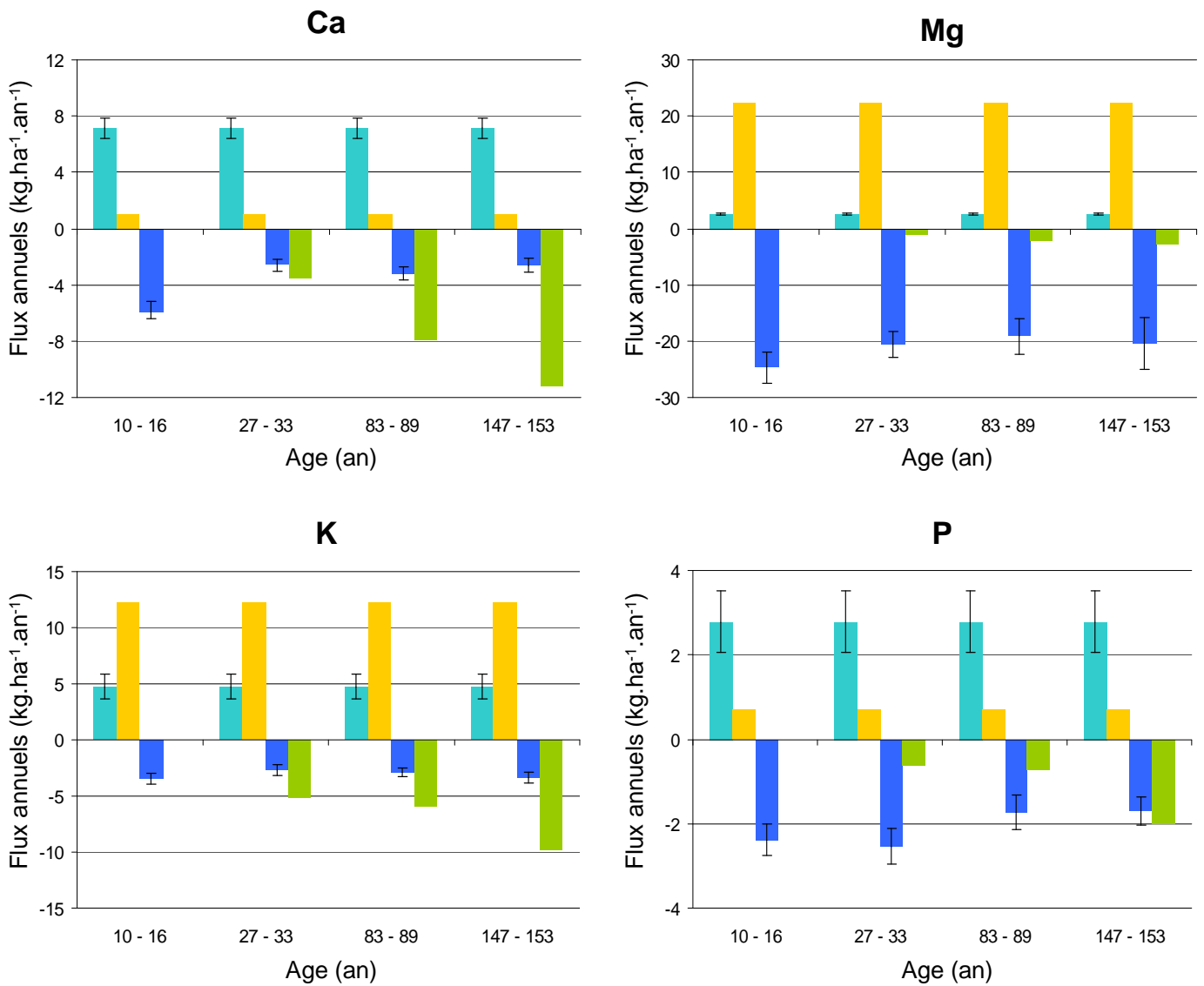
Les apports annuels hors couvert d'éléments sur la période 1998-2004 ont été utilisés pour le calcul des bilans. Pour l'ensemble des peuplements de la chronoséquence, les apports hors couverts utilisés sont ceux du Fou8ans.

Apports par altération

Nous avons démontré dans ce travail que la variabilité spatiale des propriétés des sols de Fougères en position de plateaux (cas des sites ateliers) est faible. Les estimations par le modèle PROFILE des flux moyens d'éléments libérés par altération des minéraux sur la période 1998-2004 pour la tranche 0-120 cm des sols du Fou145ans ont donc été utilisées pour les autres placettes expérimentales composant la chronoséquence. Pour chaque peuplement, les apports annuels par altération ont donc été considérés constants sur la période 1998-2004.

Figure IV.4 : Evolution avec l'âge des peuplements de Fougères des différents flux annuels impliqués dans le calcul des bilans de fertilité minérale pour Ca, Mg, K et P. Les écarts types des apports hors couverts et des pertes par drainages calculés sur la période 1998-2004 sont également présentés.

Légende :



Pertes par drainage

Les flux annuels d'éléments calculés pour la profondeur de 120 cm sur la période 1998-2004 pour les différents peuplements de la chronoséquence ont été utilisés pour le calcul des bilans. Les pertes annuelles par drainage sur la période 1998-2004 correspondent pour chaque peuplement et chaque élément à :

- 80 % du flux TL annuel à 120 cm, obtenu par couplage entre les flux hydriques simulés et les concentrations des solutions collectées par les bougies poreuses ;
- 20 % du flux ZTL annuel à 120 cm, obtenu par couplage entre les flux hydriques simulés et les concentrations des solutions collectées par les lysimètres sans tension.

Pertes liées à la récolte de biomasse

Les pertes liées à la récolte de biomasse établies pour chaque peuplement de la chronoséquence ont été utilisées pour le calcul des bilans. Une seule biomasse ayant été réalisée par peuplement, les pertes annuelles liées à la récolte de biomasse ont été considérées constantes sur la période 1998-2004 pour chaque peuplement.

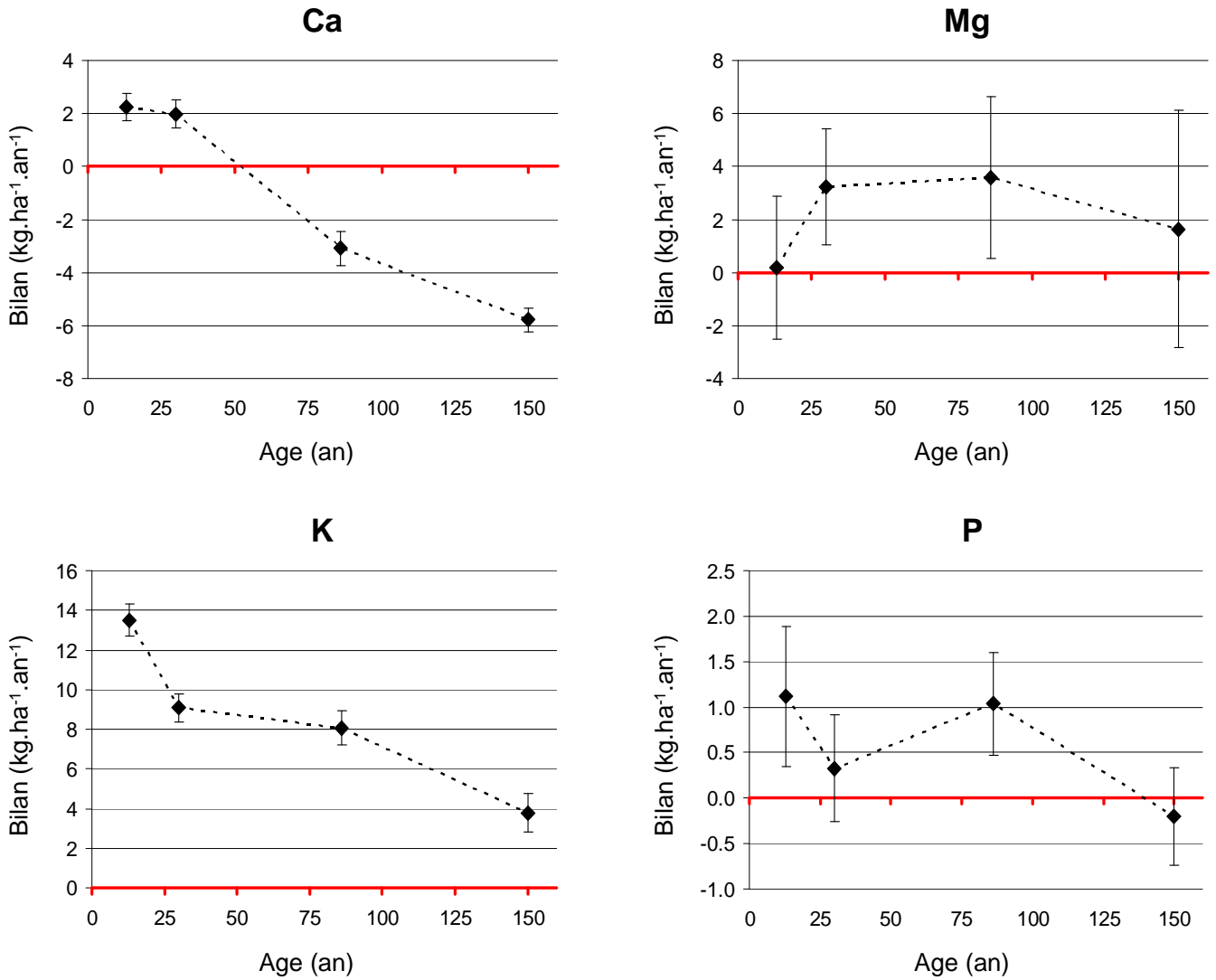
Le calcul des bilans de fertilité a été réalisé pour les nutriments Ca, Mg, K et P. Les bilans de fertilité ont été calculés par année civile sur la période 1998-2004 puis moyennés sur la période 1998-2004 pour avoir une estimation de la variabilité interannuelle.

2.2 Résultats et discussion

Les flux annuels moyens composants les bilans de fertilité minérale sont présentés dans la Figure IV.4 pour les différents âges de la chronoséquence de Fougères. Pour Ca, les flux les plus élevés en valeur absolue sont les apports atmosphériques et les pertes liées à l'exploitation de biomasse, qui augmentent fortement avec l'âge des peuplements ($11.3 \text{ kg} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{an}^{-1}$ à 145ans). Pour Mg, les flux les plus élevés en valeur absolue sont les apports par altération et les pertes par drainage, avec des flux annuels de l'ordre de $20 \text{ kg} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{an}^{-1}$ en valeur absolue. Pour K, les flux les plus élevés en valeur absolue sont les apports par altération et les pertes liées à la récolte de biomasse, qui comme pour le Ca, augmentent avec l'âge des peuplements. Pour P, les flux les plus élevés en valeur absolue sont les apports atmosphériques et les pertes par drainage, les flux liés à la récolte de biomasse augmentant néanmoins avec l'âge des peuplements.

L'évolution avec l'âge des peuplements de la chronoséquence des bilans de fertilité minérale pour Ca, Mg, K et P est présentée dans la Figure IV.5. Les bilans de fertilité minérale sont positifs pour les éléments Mg, K et P, quel que soit l'âge des peuplements de la chronoséquence. Les pertes élevées de Mg par drainage dans les différents peuplements de la chronoséquence sont en effet compensées par les apports élevés de Mg libéré par altération des minéraux (Figure IV.4). Les apports élevés de K libéré par altération des minéraux (Figure

Figure IV.5 : Evolution avec l'âge des peuplements de Fougères des bilans moyens 1998-2004 de fertilité minérale pour Ca, Mg, K et P. Les écarts types intégrant la variabilité des apports hors couverts et des pertes par drainage ont été calculés sur la période 1998-2004. L'âge moyen des peuplements de la chronoséquence sur le segment temporel 1998-2004 a été choisi pour la représentation.



IV.4) sont responsables des bilans positifs observés quel que soit l'âge des peuplements (Figure IV.5). Cependant, les bilans de fertilité minérale établis pour les différents âges de la chronoséquence ne sont jamais supérieurs à $+ 4 \text{ kg.ha}^{-1}.\text{an}^{-1}$ pour le Mg et $+ 1.2 \text{ kg.ha}^{-1}.\text{an}^{-1}$ pour le P. Si l'on ajoute à cela la variabilité interannuelle des apports atmosphériques et des pertes par drainage (écarts-types présentés dans la Figure IV.5), les bilans de fertilité pour le Mg et le P sont alors très proches de l'équilibre. Ce constat démontre la fragilité du système, une perturbation extérieure pourrait en effet rapidement engendrer des bilans de fertilité négatifs pour ces deux éléments. Pour le Ca, les bilans de fertilité minérale sont positifs dans les jeunes peuplements (8 ans et 25 ans) et négatifs dans les peuplements les plus vieux (81 ans et 145 ans) (Figure IV.5). L'interpolation points-à-points entre les différents segments temporels étudiés sur la révolution forestière (Figure IV.5) montre que le bilan de fertilité minérale pour le Ca diminue avec l'âge des peuplements : les pertes liées à la récolte de biomasse, qui augmentent fortement avec l'âge des peuplements (Figure IV.4), induisent cette diminution et un bilan négatif pour Ca dans les peuplements âgés de plus de 50 ans (Figure IV.5).

Dans la hêtraie de Fougères, l'étude des flux d'éléments composant le bilan de fertilité minérale démontrent que les pertes liées à la récolte de biomasse (Figure IV.4) expliquent majoritairement l'évolution des bilans de fertilité avec l'âge des peuplements (Figure IV.5). Même si les bilans de fertilité minérale se sont révélés négatifs uniquement pour le Ca dans les peuplements les plus âgés, le système est fragile et la sylviculture pratiquée à Fougères est ici remise en question : les exportations de biomasses sont en effet trop intensives dans les peuplements les plus âgés de la hêtraie. Les futurs plans de gestion sylvicole de la forêt de Fougères devront prendre en considération ces mises en garde, la durabilité de cette hêtraie en dépendant.

3 Conclusion générale

3.1 Rappels des objectifs

L'objectif général de ce travail était de réaliser un état des lieux du fonctionnement minéral d'une hêtraie (Fougères, 35), sur l'ensemble d'une révolution forestière. Les objectifs détaillés étaient les suivants :

- Mesurer les flux d'éléments minéraux dans des peuplements de hêtre d'âge croissant, répartis au sein d'une révolution forestière ;
- Etablir le bilan de fertilité minérale à l'échelle de la révolution de cette hêtraie ;
- Comprendre les processus internes à l'écosystème qui influencent les flux d'éléments ;
- Prévoir comment les flux et le bilan de fertilité minérale de la hêtraie vont varier en fonction des changements globaux et des pratiques sylvicoles.

3.2 Principaux résultats obtenus

Les résultats obtenus au cours de ce travail répondent aux objectifs définis.

Minéralogie quantitative et modélisation du flux d'altération

Les substrats de Fougères sur lesquels les sols se sont développés (limons et arène granitique) sont pauvres et s'ensuit donc une fourniture limitée d'éléments nutritifs par altération. Les principaux minéraux porteurs de nutriments identifiés dans les sols et quantifiés sont : la vermiculite (Mg), la chlorite (Mg), la muscovite (K et Mg), le feldspath potassique (K), l'albite (Na, Ca) et l'apatite (Ca, P), qui est présente à l'état de trace.

La quantité annuelle estimée par le modèle PROFILE de P et Ca libérés dans la tranche 0-120 cm du sol est très faible ($< 1 \text{ kg}\cdot\text{ha}\cdot\text{a}^{-1}$) ; cette faible libération reflète la très faible quantité d'apatite (Ca, P) et en moindre mesure d'albite (Ca) présente dans les sols de Fougères. En revanche, les flux estimés de K et Mg dans la tranche 0-120 cm sont élevés ($\text{Mg} = 22.3 \text{ kg}\cdot\text{ha}\cdot\text{a}^{-1}$; $\text{K} = 12.2 \text{ kg}\cdot\text{ha}\cdot\text{a}^{-1}$) en comparaison de Ca et P, reflétant la dissolution des minéraux porteurs de K (muscovite ; feldspath potassique) et Mg (vermiculite ; chlorite) dans les sols. Le flux de Mg libéré par altération est particulièrement élevé dans la zone de mélange arène-limons (100-150 cm), reflétant l'augmentation avec la profondeur de la quantité des minéraux porteurs de Mg.

Au regard des apports par altération, l'élément nutritif présentant des limites quant à la nutrition des peuplements forestiers de Fougères est le Ca.

D'autre part, l'approche par minéralogie quantitative et l'étude détaillée des solutions de sols a permis de mettre en évidence la présence d'un processus de podzolisation dans les sols de Fougères. Plusieurs indicateurs de podzolisation existent : la présence de smectites de dégradation à la surface du sol, la distribution des minéraux à organisation à courte distance (horizon d'accumulation de Fe et Al), la migration en solution d'Al, de Fe, de P accompagné

de C organique. Cette tendance à la podzolisation peut être interprétée, soit comme un processus latent, opérant depuis de nombreux siècles au sein de l'écosystème, soit comme un processus émergent, dont la sylviculture actuelle et passée est en partie responsable. Dans le deuxième cas, les pratiques sylvicoles présentes et passées pourraient être fortement remises en question, la fertilité du système étant menacée.

Modélisation hydrique et mise en évidence de transferts rapides et lents dans les sols par traçage expérimental

Nous avons démontré que deux types de transferts cohabitent dans les sols de Fougères : un transfert rapide (de 300 à 600 mm/jour) par écoulement préférentiel et un transfert lent (de 2 à 3 mm/jour) au travers de la matrice de sol. Nous avons également démontré que les écoulements préférentiels concernent moins de 10% du volume total de sol alors que le transfert matriciel concerne l'ensemble de la porosité (~40% du volume total de sol). Une approche par bilan de masse a par ailleurs montré que tout au long de l'expérimentation, environ 17 % de la masse de traceur apportée a été transféré au delà de 120 cm (zone classiquement explorée par les racines) par écoulement préférentiel. Les structures responsables des écoulements préférentiels dans les sols de Fougères sont probablement les macropores et les biopores jusqu'à une profondeur de 55 cm et les gloses dans les horizons sous-jacents, celles-ci se prolongeant jusque dans l'arène granitique. Nous avons également démontré que les lysimètres sans tension (ZTL) collectent majoritairement des solutions de sol de drainage rapide, reflétant des processus opérants à la surface du sol alors que les bougies poreuses (TL) collectent majoritairement des solutions reflétant des processus lents opérant dans l'écosystème, tel que le transfert matriciel ou encore la dissolution des minéraux. Dans cet écosystème à faible fertilité minérale, les écoulements préférentiels, même s'ils concernent un volume très restreint de sol, peuvent donc transférer très rapidement des éléments nutritifs en by-passant la zone racinaire. D'autre part, la minéralogie des gloses présentée dans ce travail de thèse, corrobore l'hypothèse d'écoulements préférentiels majoritairement localisés dans les gloses au delà de 55 cm de profondeur.

Le modèle de bilan hydrique utilisé, Biljou (Granier et al., 1995), a permis d'établir les flux hydriques dans les différents compartiments de l'écosystème de Fougères. L'expérimentation de traçage anionique a par ailleurs démontré que les transferts d'éléments par écoulements préférentiels sont de l'ordre de 20% des transferts totaux annuels. Nous avons donc proposé dans ce travail une amélioration du calcul des pertes d'éléments par drainage, en comparaison des méthodes trouvées dans la littérature. Nous avons considéré que les pertes annuelles d'éléments à 120 cm correspondaient pour chaque peuplement et chaque élément à :

- 80 % du flux d'élément annuel obtenu par couplage entre les flux hydriques simulés et les concentrations des solutions reflétant le transfert matriciel (bougies poreuses) ;
- 20 % du flux d'élément annuel, obtenu par couplage entre les flux hydriques simulés et les concentrations des solutions reflétant les transferts par écoulements préférentiels (lysimètres sans tension).

Les apports atmosphériques et les pertes par drainage d'éléments minéraux

Les apports hors couvert d'éléments nutritifs à Fougères sont de l'ordre de $7 \text{ kg} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{an}^{-1}$ pour Ca, $2.5 \text{ kg} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{an}^{-1}$ pour Mg, $5 \text{ kg} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{an}^{-1}$ pour K et $3 \text{ kg} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{an}^{-1}$ pour P. Nous avons démontré que les apports atmosphériques sont un des piliers majeurs de la durabilité de cet écosystème à faible fertilité minérale (Legout et al., 2008), notamment pour des éléments limitants comme le Ca à Fougères. Le Ca présente un comportement remarquable en comparaison de la littérature (Chang and Matzner, 2000; Van Grinsven et al., 1991). Nous avons en effet mis en évidence que les flux de pluviolessivats pour l'ensemble des peuplements de la chronoséquence sont deux fois plus faibles que les apports hors couverts. Les flux d'écoulement de tronc n'expliquent qu'en partie la différence observée. Ce comportement pourrait donc être attribué à une absorption foliaire de Ca par les peuplements de la chronoséquence, pour optimiser leur nutrition, cet élément étant très limitant à Fougères.

Nous avons également démontré que les pertes de nutriments par drainage, à la profondeur de 120 cm, sont relativement similaires quel que soit l'âge du peuplement. Un des grands enseignements est donc que l'âge des peuplements de hêtre à Fougères ne semble pas avoir un impact fort sur les pertes par drainage à 120 cm. Nous avons montré par ailleurs (Legout et al., 2008) que l'effet de l'âge des peuplements de hêtre sur les stocks disponibles présents dans les humus et les sols de Fougères n'est pas significatif. Le faible niveau de fertilité minérale de l'écosystème de Fougères pourrait expliquer ces constats.

Enfin, nous avons démontré que la majorité des apports atmosphériques d'éléments nutritifs sont en baisse sur la période 1998-2004 et que cette baisse est également visible sur la quantité d'éléments en circulation dans les sols de Fougères. Si cette tendance se prolonge dans le temps, la fertilité de l'écosystème pourrait en pâtir.

Effet d'une perturbation extérieure forte sur l'écosystème

L'étude de l'effet de la tempête de 1999 sur la qualité des solutions de sol du Fou81ans Tempête a permis d'une part de mieux comprendre l'impact éventuel d'une sylviculture dure sur cet écosystème à faible fertilité minérale et d'autre part d'appréhender l'effet d'un arrêt du recyclage interne des éléments chimiques par la végétation.

La tempête de décembre 1999 a entraîné une ouverture brutale du milieu, déclenchant la minéralisation de l'humus ; l'humus de type Moder avant la tempête s'est rapidement transformé en humus de type Mull. En l'absence de végétation, les nitrates produits en surface ont alors migré vers la profondeur par transfert matriciel, les concentrations aux profondeurs de -10 cm et -30 cm augmentant au cours de l'année 2000. Une végétation herbacée a ensuite progressivement remplacé la strate arborée présente avant la tempête, prélevant le nitrate en surface et limitant ainsi une lixiviation vers la profondeur. L'onde de nitrate produit s'est

lentement transférée dans le profil (transfert matriciel); les concentrations en nitrate des solutions de sol ont augmenté environ un an après la tempête aux profondeurs de -55, -80 et -120 cm puis ont diminué pour se stabiliser en 2002. La lixiviation des nitrates (anion vecteur) a été accompagnée d'une migration d'Al, de Mg, de K et de Ca dans le profil de sol (en fonction de leur disponibilité relative dans le profil de sol). Après l'installation définitive de la strate herbacée, les concentrations d'éléments dans les solutions de sol retrouvent des niveaux proches de ceux mesurés avant la tempête.

Cette étude démontre que l'arrêt du recyclage interne des éléments chimiques par la végétation (arborée ou herbacée) peut entraîner des pertes importantes de nutriments et donc que la sylviculture peut avoir un impact fort sur ce type d'écosystème, à très faible fertilité minérale. D'autre part, un étalement temporel du phénomène observé suite à la tempête pourrait se rapprocher d'une fin de révolution forestière et passage à la suivante; dans ce cas, si l'étalement temporel du phénomène est bien géré, il peut devenir fortement bénéfique pour cet écosystème à faible fertilité minérale, la libération très progressive des nutriments contenus dans la litière réapprovisionnant progressivement le système sol-plante. Enfin, les vitesses de transfert du nitrate par flux convectif lent au travers la matrice de sol de ce site sont proches de celles mesurées lors de l'expérimentation de traçage au chlorure réalisée sur le peuplement Fou81ans 2000 (Legout et al., Soumis-a).

Pertes liées à la récolte de biomasse

De façon générale, les pertes annuelles de P, Ca, Mg et K liées à la récolte de biomasse dans les peuplements de la chronoséquence de Fougères augmentent avec l'âge des peuplements. L'évolution de ces pertes avec l'âge des peuplements est en fait majoritairement régie, d'une part, par l'évolution avec l'âge de la quantité de biomasse (tronc et branches) par hectare, et d'autre part, par l'évolution avec l'âge de la répartition de cette biomasse dans les différents compartiments commerciaux (bois de diamètres < 4 cm, bois de diamètres 4 à 7 cm et bois diamètres > 7 cm). La quantité de biomasse par hectare et donc l'immobilisation totale d'éléments dans cette biomasse augmentent en effet fortement avec l'âge du peuplement pour P, Ca, Mg et K. A partir de 50 ans, les découpes supérieures à 7 cm représentent la majorité des stocks de P, Ca, Mg et K contenus dans les troncs et les branches des peuplements de Fougères. Ainsi, les pertes liées à la récolte de biomasse (tronc et branches de diamètres > 4 cm) augmentent avec l'âge des peuplements de la chronoséquence de Fougères.

Dans le contexte actuel de production de bois énergie (IFN, 2005), nous avons également mis en évidence l'impact fort d'une exportation éventuelle des troncs et branches de diamètres < 4 cm sur les pertes annuelles de N, P, Ca, Mg et K liées à l'exportation de la biomasse. A l'inverse, une augmentation éventuelle du diamètre des bois de rémanents diminuerait les pertes d'éléments liées à la récolte de biomasse.

Les bilans de fertilité minérale sur la révolution forestière

Nous avons démontré que les bilans de fertilité minérale sont positifs pour les éléments Mg, K et P, quel que soit l'âge des peuplements de la chronoséquence. Les pertes élevées de Mg par drainage dans les différents peuplements de la chronoséquence sont en effet compensées par les apports élevés de Mg libéré par altération des minéraux. Les apports élevés de K libéré par altération des minéraux ont également un poids fort dans le calcul des bilans. L'équilibre de ces bilans n'implique cependant pas nécessairement que la nutrition minérale des peuplements pour ces éléments soit avérée. Si l'on considère un prélèvement d'éléments principalement localisé en surface des profils, les peuplements ne profiteraient en effet pas des quantités élevées de Mg et K libérés en profondeur. Pour le Ca, les bilans de fertilité minérale sont positifs dans les jeunes peuplements (8 ans et 25 ans) en raison des retours par la minéralisation des rémanents de coupe. Ils deviennent négatifs dans les peuplements les plus vieux (81 ans et 145 ans) ; les pertes liées à la récolte de biomasse, qui augmentent fortement avec l'âge des peuplements, induisent un bilan négatif pour le Ca dans les peuplements âgés de plus de 50 ans.

Des incertitudes inhérentes au calcul du bilan de fertilité doivent cependant être considérées. Les plus fortes incertitudes associées au calcul des flux d'altération résident dans les surfaces spécifiques des fractions granulométriques implémentées dans le modèle PROFILE. Ces incertitudes conduisent à une probable surestimation des flux d'altération pour Mg et K. Pour Ca et P, la quantité de minéraux porteurs de ces éléments étant très faible, les incertitudes associées au calcul des flux d'altération sont négligeables. Des incertitudes sont également associées au calcul des apports atmosphériques : les apports de dépôts secs n'ont en effet pas été précisément mesurés. Par contre, la qualité des simulations hydrologiques combinée à la méthode de calcul des flux d'éléments dans les sols utilisée dans ce travail, qui présente une amélioration très nette en comparaison de la littérature, laissent supposer que les incertitudes associées au calcul des pertes par drainage sont faibles. Enfin, les incertitudes associées au calcul de pertes d'éléments liées à la récolte de biomasse sont faibles, l'ensemble des paramètres agissant sur le calcul étant contrôlé.

L'analyse spatiale de la distribution des réserves de nutriments dans les sols (Legout et al., 2008) et les bilans de fertilité minérale établis au cours de cette thèse, confirment que le Ca est l'élément limitant de la hêtraie de Fougères. D'autre part, les bilans de fertilité minérale calculés montrent que les pertes liées à la récolte de biomasse expliquent majoritairement l'évolution des bilans de fertilité avec l'âge des peuplements. Au regard des incertitudes détaillées précédemment et même si les bilans de fertilité minérale se sont révélés négatifs uniquement pour le Ca, la sylviculture pratiquée à Fougères est remise en question dans ce travail. Les exportations de biomasses sont en effet trop intensives dans les peuplements les plus âgés de la hêtraie. Dans le contexte actuel de baisse des apports de nutriments par les dépôts atmosphériques, les futurs plans de gestion sylvicole de la forêt de Fougères devront

prendre en considération ces mises en garde ; la fréquence des exploitations et la gestion des rémanents devront être repensés, la durabilité de cette hêtraie en dépendant.

3.3 Quelques recommandations

Dans les différents termes pris en compte dans le calcul d'un bilan simplifié de fertilité minérale (Apports atmosphériques, Apports par altération, Pertes par drainage, Pertes liées à l'exportation de biomasse), le terme « pertes liées à l'exportation de biomasse » est le plus modulable par l'homme à court terme ; le sylviculteur peut en effet fortement influencer le bilan de fertilité au travers des pratiques et conduites sylvicoles choisies. L'impact de différents scénarios sylvicoles sur le bilan de fertilité n'a pas été testé au cours de ce travail, faute de temps. Ce travail est actuellement en cours, l'utilisation d'un modèle de croissance du hêtre (Fagacées) intégrant la gestion sylvicole, couplé à des tarifs de biomasse généralisés, permettra d'évaluer précisément les pertes d'éléments au cours du temps liées à l'exportation de biomasse, et ceci en fonction de différents scénarios sylvicoles testés.

Néanmoins, quelques recommandations d'ordre général, déjà suivies à Fougères (indiquées par [*]) ou qu'il serait souhaitable de mettre en place, visant au maintien de la productivité et à la pérennité de l'écosystème, peuvent être proposées.

Sylviculture adaptée

Les pratiques et conduites sylvicoles visant à limiter les pertes potentielles de fertilité d'un sol forestier sont les suivantes :

- Proscrire les coupes à blanc [*] qui peuvent occasionner des pertes importantes d'éléments nutritifs (Dahlgren and Driscoll, 1994; Ranger et al., 2007) ;
- Pratiquer des transitions très progressives entre les révolutions forestières et préserver au maximum la strate herbacée pendant ces transitions (Legout et al., Soumis-b) ;
- Récolter les arbres à un âge suffisamment avancé [*] pour limiter les exportations d'éléments contenu dans la biomasse (Kimmins, 1974; Ranger and Turpault, 1999b) ;
- Limiter (écorce, branches) ou proscrire (racines et feuilles [*]) la récolte des compartiments anatomiques de l'arbre les plus riches en éléments ;
- Proscrire l'incinération des rémanents [*] ;
- Répartir les rémanents issus d'une éclaircie ou d'une coupe finale de façon homogène sur l'ensemble de la parcelle ;

Peuplements mélangés

L'effet acidifiant d'une essence comme le hêtre, entre autre à cause des propriétés de sa litière (Jabiol et al., 1995), peut être diminué en la mélangeant à une ou plusieurs autres essences (par exemple le chêne). En comparaison des peuplements monospécifiques, les litières de peuplements mélangés favorisent généralement l'augmentation de la diversité de la faune fousseuse et plus généralement l'augmentation de la richesse biologique du sol, par la

multiplication des niches écologiques (Gjerde and Saetersdal, 1997; Kaneko and Salamanca, 1999; Migge et al., 1998; Ponge et al., 1986).

La Bretagne est une région propice à l'implantation naturelle de la chênaie Atlantique. Le chêne, essence réputée moins « acidifiante » que le hêtre, est déjà mélangé au hêtre dans certaines parcelles forestières de la forêt de Fougères [*]. L'augmentation progressive de la proportion de chêne (et en moindre mesure charme et merisier) en mélange avec le hêtre serait bénéfique à la fertilité minérale des sols de Fougères. En comparaison d'un peuplement pur de hêtre, un mélange proche de l'équilibre entre le hêtre et le chêne permettrait bien une meilleure dégradabilité de la litière et une diminution de ses propriétés acidifiantes et altérantes.

Amendements raisonnés

La pratique de l'amendement raisonné, contrairement à la fertilisation, vise au maintien ou à la restauration de la fertilité minérale et non à une augmentation de la productivité. La pratique de l'amendement consiste en un apport à la surface du sol de carbonate (Ca, Mg) complété si besoin de P, K afin d'éviter des déséquilibres secondaires. Les fertilisations uniquement azotées sont à éviter, celles-ci pouvant provoquer des déficiences en éléments secondaires, comme par exemple le Mg (Nys, 1991; Nys, 1998). Les traitements complets (N, P, K et Ca) ont généralement des effets plus marqués que les traitements uniquement calciques (Ca) (Nys, 1998).

L'apport d'amendements sur des sites à très faible fertilité minérale est particulièrement bénéfique (Bonneau, 1995; Bonneau and Nys, 1997). En effet, de nombreux auteurs ont montré consécutivement à l'apport d'amendements, des remontées des pH du sol, du taux de saturation en « bases » du sol, de la biodiversité floristique ou faunistique et des diminutions des épaisseurs des humus (Bakker, 1998; Bonneau, 1995; Nys, 1991; Nys, 1998). D'autre part, la pratique de l'amendement conduit généralement à des augmentations de croissance radiale et en hauteur des peuplements (Nys, 1998), même si ce n'est pas l'objectif premier recherché.

A Fougères, un essai d'amendement et de fertilisation de grande envergure mis en place en 1973 par Le Tacon existe, la parcelle Fou81ans Amendé étant intégré à cet essai. Les leçons de cet essai sont que, 35 ans après, le fonctionnement général de l'écosystème hêtraie a été rétabli ; c'est-à-dire que le fonctionnement du sol est celui d'un sol brun acide sans processus de podzolisation, et que les indicateurs biologiques de la flore et la faune sont ceux d'un écosystème forestier en bonne santé (Tillier, 1995). La croissance du peuplement est plus régulière et moins sensible aux aléas climatiques. Les reprises après les sécheresses de 1976, 1983, ont été rapides (Dendro de Marsalle, 1996).

Des cartes de fertilité minérale des sols de la forêt de Fougères, déduites du travail de spatialisation des réserves en nutriments (Legout et al., 2008) ont été fournies à l'ONF pour raisonner au plus juste les apports d'amendement éventuels à réaliser. Ces apports pourraient dans un premier temps se limiter aux plantations ou régénérations, les effets bénéfiques d'un amendement étant observables plus de 20 ans après l'application (Bakker, 1998).

ANNEXES

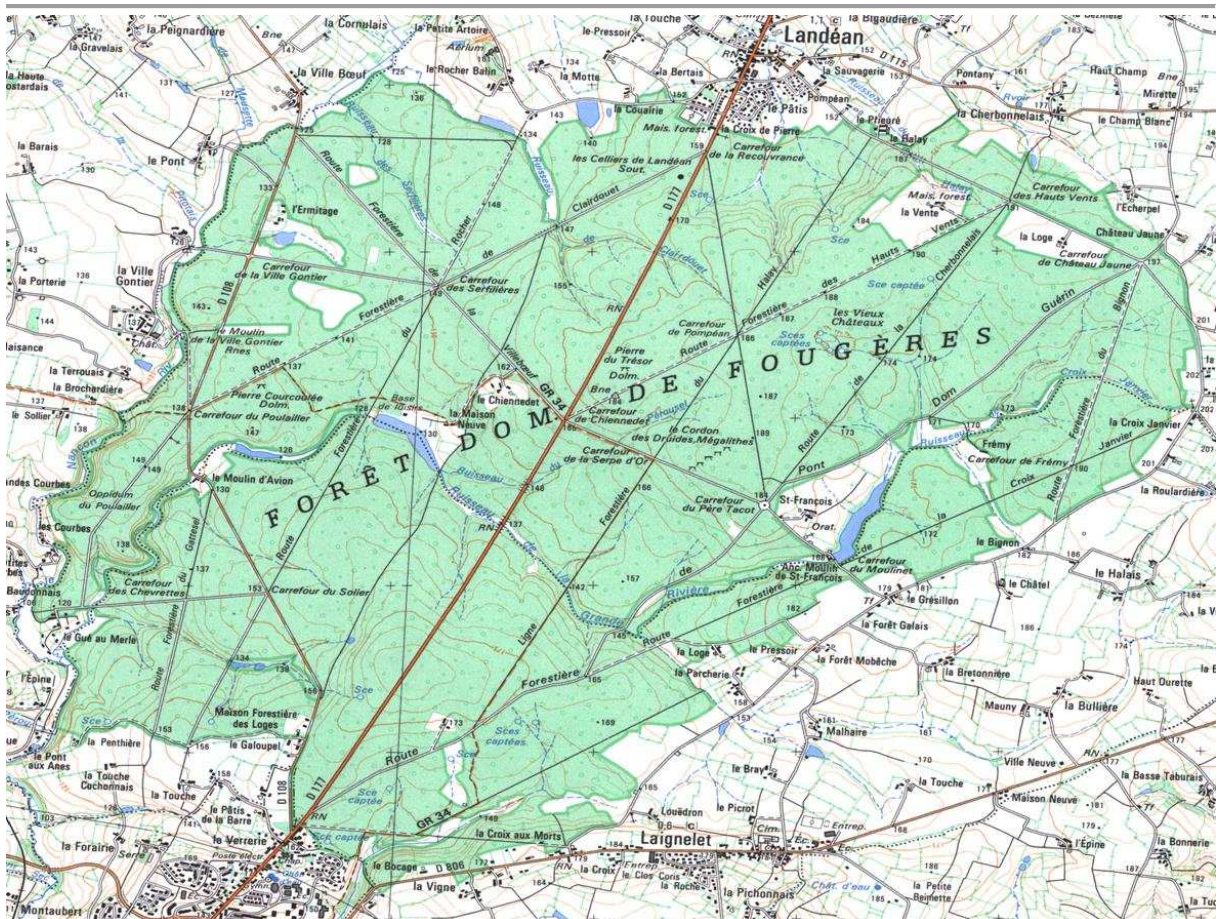
Annexe I.1 : (a) Localisation de la forêt de Fougères et (b) carte IGN de la forêt de Fougères.

a



Forêt domaniale de Fougères

b



Annexe II.1 : Synthèse des analyses physiques et chimiques réalisées sur la terre fine des fosses ouvertes dans un périmètre restreint autour des sites ateliers. Les moyennes (Moy) et les intervalles de confiance à 95% (IC) sont présentés dans le tableau.

Prof. (cm)	Dapp (g.cm ⁻³)		pH _{eau} unité pH		Arg		Lf		Lg (g.kg ⁻¹)		Sf		Sg	
	Moy	IC	Moy	IC	Moy	IC	Moy	IC	Moy	IC	Moy	IC	Moy	IC
4	0.62	0.06	3.7	0.10	181	11	247	8	466	9	96	8	11	3
12	1.10	0.10	4.1	0.08	155	8	250	5	483	7	101	9	11	3
26	1.14	0.03	4.4	0.04	143	8	245	5	491	7	109	12	11	5
45	1.22	0.03	4.4	0.03	128	7	245	7	497	6	119	13	11	5
65	1.42	0.02	4.4	0.03	157	15	234	7	482	9	119	13	8	4
85	1.49	0.03	4.4	0.03	199	14	222	10	480	14	90	18	8	3
105	1.54	0.03	4.6	0.05	217	10	243	13	452	24	68	12	21	11
125	1.61	0.02	4.8	0.06	211	8	257	17	399	33	71	9	61	28
145	1.70	0.13	4.9	0.07	205	20	214	30	258	53	74	7	250	100
165	1.75	0.17	5.0	0.08	176	39	167	49	156	73	71	10	431	162
185	1.65	0.15	5.1	0.08	182	32	139	34	100	49	61	12	518	104
205	-	-	5.1	0.05	205	109	113	31	67	31	51	25	564	116
225	-	-	5.2	0.07	223	62	122	28	70	15	54	9	531	92
243	-	-	5.1	0.09	197	63	113	35	63	19	70	21	558	91

Prof. (cm)	C _{orga. tot} (g.kg ⁻¹)		N _{total} (g.kg ⁻¹)		P _{2O5} Duch. (g.kg ⁻¹)		Al ³⁺		H ⁺		Mg ²⁺		Ca ²⁺ (cmol _c .kg ⁻¹)		K ⁺		S		T		S/T %		Si _{Tamm} (g.kg ⁻¹)		Al _{Tamm} (g.kg ⁻¹)		Fe _{Tamm}			
	Moy	IC	Moy	IC	Moy	IC	Moy	IC	Moy	IC	Moy	IC	Moy	IC	Moy	IC	Moy	IC	Moy	IC	Moy	IC	Moy	IC	Moy	IC	Moy	IC	Moy	IC
4	71.4	9.17	3.7	0.58	0.21	0.03	5.56	0.45	1.11	0.36	0.43	0.11	0.52	0.11	0.07	0.01	0.33	0.05	1.5	0.3	7.2	0.5	20.3	3.5	0.02	0.002	0.16	0.01	0.47	0.06
12	26.8	4.35	1.2	0.21	0.11	0.02	5.16	0.77	0.26	0.10	0.13	0.04	0.25	0.15	0.06	0.01	0.15	0.02	0.5	0.1	5.0	0.5	10.4	1.7	0.02	0.002	0.24	0.02	0.61	0.04
26	13.5	1.73	0.7	0.06	0.14	0.02	2.50	0.47	0.08	0.02	0.04	0.01	0.07	0.03	0.05	0.01	0.08	0.01	0.3	0.2	2.9	0.3	10.1	3.5	0.03	0.007	0.30	0.01	0.47	0.03
45	7.1	1.38	0.5	0.05	0.24	0.10	1.85	0.40	0.08	0.02	0.02	0.01	0.07	0.03	0.05	0.01	0.07	0.01	0.2	0.0	2.1	0.2	11.0	2.0	0.04	0.008	0.30	0.03	0.37	0.04
65	3.0	0.80	0.3	0.04	0.17	0.05	3.43	0.87	0.08	0.02	0.05	0.01	0.05	0.00	0.06	0.01	0.10	0.02	0.3	0.1	3.5	0.7	11.7	7.0	0.03	0.008	0.21	0.03	0.24	0.03
85	1.7	0.19	0.2	0.01	0.16	0.02	5.04	0.51	0.08	0.02	0.21	0.11	0.08	0.04	0.07	0.02	0.15	0.02	0.5	0.1	5.8	0.6	9.3	2.2	0.02	0.006	0.18	0.02	0.21	0.02
105	1.3	0.16	0.2	0.01	0.18	0.03	5.30	0.44	0.08	0.02	0.60	0.27	0.14	0.08	0.10	0.02	0.16	0.01	1.1	0.4	6.6	0.4	16.3	4.9	0.02	0.007	0.18	0.02	0.19	0.02
125	1.4	0.23	0.2	0.02	0.18	0.05	4.54	0.54	0.08	0.02	0.84	0.42	0.17	0.11	0.12	0.03	0.15	0.01	1.3	0.6	6.5	0.4	19.3	8.0	0.04	0.007	0.19	0.02	0.22	0.02
145	1.3	0.14	0.2	0.03	0.14	0.03	3.20	0.72	0.08	0.02	1.25	0.40	0.29	0.20	0.15	0.05	0.13	0.01	2.1	0.4	5.8	0.3	35.1	6.8	0.03	0.008	0.15	0.02	0.19	0.02
165	1.3	0.30	0.2	0.06	0.14	0.04	2.56	0.60	0.08	0.03	1.44	0.35	0.51	0.36	0.21	0.06	0.12	0.01	2.2	0.7	5.4	0.6	40.2	8.8	0.04	0.009	0.16	0.02	0.20	0.04
185	1.2	0.22	0.2	0.04	0.13	0.03	2.16	0.58	0.09	0.03	1.77	0.31	0.85	0.50	0.21	0.08	0.15	0.03	3.1	0.4	6.0	0.7	51.1	4.9	0.04	0.010	0.16	0.02	0.34	0.32
205	1.2	0.48	0.2	0.08	0.20	0.07	2.08	0.65	0.10	0.03	2.19	0.78	1.23	0.89	0.25	0.06	0.15	0.03	3.8	1.1	6.5	1.1	57.1	8.4	0.05	0.013	0.18	0.03	0.20	0.04
225	1.2	0.25	0.2	0.06	0.18	0.04	2.06	0.90	0.10	0.03	2.23	0.65	1.53	0.88	0.27	0.07	0.16	0.01	5.1	1.4	7.8	1.6	64.4	7.7	0.04	0.005	0.16	0.01	0.18	0.03
243	1.3	0.42	0.2	0.10	0.21	0.08	2.07	0.96	0.10	0.04	2.26	0.76	1.63	0.89	0.27	0.10	0.16	0.02	4.3	1.4	6.9	0.9	61.4	15.0	0.04	0.008	0.16	0.02	0.18	0.04

Annexe II.2 : Synthèse des analyses chimiques réalisées sur les fractions des sols des fosses 25 et 26.

Profondeur (cm)	Type	Fraction	CEC Ba (cmol _c .kg ⁻¹)	Mehra-Jackson (mg.100g ⁻¹)										Tamara						
				SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O _{3 Total}	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	PF	Fe	Al	Si			
4 (0-8)	Matrice	Arg	27.0	51.0	20.0	5.5	0.0	1.1	0.1	0.3	3.1	1.2	0.2	16.1	2023	180	276	247	164	890
		LF	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	165	30	0	270	741	234
		LG	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	81	14	0	197	332	92
		SF	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
12 (8-16)	Matrice	Arg	20.2	48.4	21.6	12.3	0.1	1.5	0.1	0.3	3.0	1.3	0.6	10.5	5775	723	126	2190	676	295
		LF	2.0	82.9	7.4	1.9	0.0	0.4	0.3	1.3	1.9	1.1	0.1	2.9	628	72	53	262	76	391
		LG	0.8	89.9	4.3	0.6	0.0	0.1	0.3	1.1	1.4	0.6	0.0	0.5	99	12	2	21	14	25
		SF	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	185	28	4	40	21	29
26 (16-35)	Matrice	Arg	14.8	49.3	22.2	11.3	0.2	1.5	0.1	0.3	3.1	1.2	0.6	10.1	4584	904	101	1888	979	366
		LF	1.5	81.7	7.9	2.2	0.0	0.4	0.3	1.2	2.0	1.0	0.1	2.6	776	132	44	374	156	280
		LG	0.7	89.1	4.5	0.7	0.0	0.1	0.3	1.1	1.4	0.7	0.0	0.7	130	21	7	36	24	17
		SF	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	155	17	7	30	13	31
45 (35-55)	Matrice	Arg	8.7	49.1	23.5	10.4	0.1	1.7	0.1	0.3	3.2	1.2	0.7	10.1	4323	1596	257	1725	1658	401
		LF	1.0	87.2	5.5	1.1	0.0	0.3	0.3	1.2	1.5	0.8	0.1	1.0	177	65	0	399	602	158
		LG	0.7	90.2	4.5	0.8	0.0	0.1	0.3	1.0	1.4	0.6	0.1	0.7	125	42	0	231	241	62
		SF	0.8	87.4	4.2	0.7	0.0	0.1	0.2	0.9	1.5	0.2	0.1	0.7	-	-	-	-	-	-
95 (90-100)	Glosse	Arg	29.9	46.8	24.0	12.1	0.1	2.1	0.0	0.2	2.7	0.9	0.3	10.3	4423	812	231	427	867	425
		LF	1.6	85.0	6.3	1.7	0.0	0.5	0.3	1.2	1.6	1.0	0.1	1.5	280	44	0	942	1070	138
		LG	1.1	90.1	4.9	1.1	0.0	0.2	0.3	1.0	1.4	0.7	0.1	0.7	184	29	0	211	268	78
		SF	3.1	78.3	9.6	3.8	0.0	0.4	0.2	0.8	3.6	0.6	0.2	2.2	-	-	-	-	-	-
185 (180-190)	Glosse	Arg	19.0	45.8	27.6	9.1	0.0	1.6	0.1	0.2	2.7	1.2	0.2	10.7	2953	740	205	471	893	436
		LF	1.8	84.4	6.6	1.6	0.0	0.5	0.3	1.3	1.6	0.9	0.1	1.3	183	31	0	402	639	338
		LG	1.0	89.2	4.7	0.8	0.0	0.2	0.2	1.1	1.4	0.6	0.1	0.4	88	19	0	116	155	34
		SF	0.9	88.6	4.7	0.9	0.0	0.3	0.3	0.9	1.5	0.5	0.1	0.8	-	-	-	-	-	-
26 (16-35)	Matrice	Arg	19.1	43.0	28.1	11.9	0.0	1.4	0.0	0.1	2.3	0.9	0.2	11.6	1476	330	80	414	658	333
		LF	5.9	50.2	26.5	8.1	0.0	1.1	0.0	0.4	3.2	1.2	0.2	10.0	1362	235	33	236	400	215
		LG	3.8	67.9	15.8	4.5	0.0	0.6	0.1	0.9	3.3	1.0	0.1	5.1	1807	220	42	95	171	88
		SF	5.2	53.9	22.4	7.1	0.0	1.5	0.1	0.6	4.9	1.0	0.1	6.9	2214	271	43	72	159	34
26 (16-35)	Matrice	Arg	19.0	45.8	27.6	9.1	0.0	1.6	0.1	0.2	2.7	1.2	0.2	10.7	3162	515	159	541	562	368
		LF	5.7	58.9	22.1	5.0	0.0	1.2	0.1	0.6	3.4	1.4	0.1	7.1	1251	181	48	141	239	162
		LG	2.6	79.7	10.5	1.9	0.0	0.4	0.2	1.1	2.8	0.9	0.1	1.3	238	40	8	44	77	58
		SF	5.3	60.7	19.8	4.9	0.0	1.3	0.1	0.7	5.7	0.8	0.1	4.0	1085	144	23	58	114	37
26 (16-35)	Matrice	Arg	1.7	88.5	6.7	1.1	0.0	0.3	0.0	0.2	2.9	0.1	0.0	0.8	186	27	6	12	26	18
		LF	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
		LG	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
		SF	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Annexe II.3 : Synthèse des principaux minéraux présents dans les différentes fractions granulométriques des sols du Fou145ans et identifiés par DRX. Les cellules grisées indiquent les échantillons n'ayant pas subi d'identification des minéraux.

Liste des abréviations : Sm=Smectite ; Ch=Chlorite ; Ver=Vermiculite ; MB=Mica Blanc ; Kaol=Kaolinite ; Inter.=Interstratifié ; HIV= Hydroxy Interlayered Vermiculite ; HIS= Hydroxy Interlayered Smectite ; FK=Feldspath Potassique ; Ab=Albite ; Q=Quartz.

Diffractogrammes obtenus sur des échantillons de poudre et de dépôts orientés

ARGILES

Profondeur (cm)	Type d'échantillon	Sm	MB	Ver	CH	Kaol	Inter.	HIV	HIS	FK	Ab	Q
0-8	Matrice	x	x	x		x	x			x	x	x
8-16	Matrice	x	x	x	x	x	x			x	x	x
16-35	Matrice	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x
35-55	Matrice		x		x	x	x		x	x	x	x
90-100	Matrice	x	x	x	x	x	x		x	x	x	x
180-190	Matrice		x	x		x	x		x			x

Diffractogrammes obtenus sur des échantillons de poudre

LIMONS FINS

Profondeur (cm)	Type d'échantillon	Sm et/ou Ver	Ch	MB	Kaol	FK	Ab	Q
0-8	Matrice							
8-16	Matrice		x	x	x	x	x	x
16-35	Matrice		x	x	x	x	x	x
35-55	Matrice							
90-100	Matrice							
180-190	Matrice		x	x	x	x	x	x

LIMONS GROSSIERS

Profondeur (cm)	Type d'échantillon	Sm et/ou Ver	Ch	MB	Kaol	FK	Ab	Q
0-8	Matrice							
8-16	Matrice		-	x	x	x	x	x
16-35	Matrice		-	x	x	x	x	x
35-55	Matrice							
90-100	Matrice							
180-190	Matrice							

SABLES FINS

Profondeur (cm)	Type d'échantillon	Sm et/ou Ver	Ch	MB	Kaol	FK	Ab	Q
0-8	Matrice							
8-16	Matrice		-	x	-	x	x	x
16-35	Matrice		-	x	-	x	x	x
35-55	Matrice							
90-100	Matrice							
180-190	Matrice		x	x	x	x	x	x

SABLES GROSSIERS

Profondeur (cm)	Type d'échantillon	Sm et/ou Ver	Ch	MB	Kaol	FK	Ab	Q
0-8	Matrice							
8-16	Matrice							
16-35	Matrice							
35-55	Matrice							
90-100	Matrice		x	x	x	x	x	x
180-190	Matrice		x	x	x	x	x	x

Annexe II.4: Moyennes (MOY) et écart-types (ET) des compositions des minéraux de la matrice de sol (Lame de sol à structure conservée) et de la granodiorite (Lame granodiorite) du Fou145ans. Pour la kaolinite, une composition théorique a été retenue. FK=Feldspath Potassique ; Ab=Albite ; CH=Chlorite ; MB=Mica Blanc ; Ap=Apatite ; Ver DI=Vermiculite di-octaédrique ; Ver TRI=Vermiculite tri-octaédrique ; Ver DI-TRI=Moyenne de la Vermiculite di-octaédrique et de la Vermiculite tri-octaédrique (Turpault et al., 2002).

Lame de sol à structure conservée

	Minéraux	Paramètre	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	Total
			(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)
Minéraux Primaires	FK	MOY	63.55	18.79	0.02	0.08	0.01	0.03	1.00	14.98	0.00	-	98.45
		ET	0.50	0.13	0.03	0.08	0.01	0.01	0.24	0.35	0.00	-	0.67
	Ab	MOY	67.90	20.14	0.01	0.01	0.02	0.60	12.01	0.18	0.01	-	100.90
		ET	1.24	0.52	0.03	0.02	0.02	0.40	0.38	0.11	0.02	-	1.76
	CH	MOY	26.45	20.20	29.32	0.50	7.99	0.23	0.11	0.22	1.28	-	83.48
		ET	2.69	1.27	5.61	0.17	2.11	0.11	0.08	0.12	0.74	-	2.57
	MB	MOY	46.14	35.61	1.27	0.03	0.75	0.02	0.40	10.22	0.05	-	94.43
		ET	0.85	0.50	0.19	0.03	0.16	0.02	0.07	0.41	0.05	-	1.16
Minéraux Secondaires	Ver DI	MOY	43.68	37.69	2.58	-	0.61	-	-	0.97	-	-	85.52
		ET	0.73	1.40	0.80	-	0.41	-	-	0.35	-	-	0.03
	Ver TRI	MOY	37.53	26.74	14.74	-	5.67	-	-	0.77	-	-	85.45
		ET	1.81	1.64	1.95	-	1.63	-	-	0.46	-	-	0.12
	Ver DI-TRI	MOY	40.60	32.21	8.66	-	3.14	-	-	0.87	-	-	85.48

Lame granodiorite

	Minéraux	Paramètre	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	Total
			(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)
Minéraux Primaires	FK	MOY	62.97	17.91	0.12	0.02	0.01	0.09	0.45	16.00	0.00	-	97.56
		ET	0.69	0.20	0.10	0.03	0.02	0.10	0.14	0.41	0.00	-	1.02
	Ab	MOY	66.77	19.81	0.10	0.01	0.02	0.42	11.20	0.17	0.00	-	98.48
		ET	1.08	0.72	0.14	0.02	0.03	0.27	0.46	0.11	0.01	-	0.66
	CH	MOY	26.23	20.68	29.46	0.30	11.06	0.07	0.01	0.01	0.06	-	84.99
		ET	0.62	0.29	0.74	0.06	0.47	0.04	0.02	0.01	0.04	-	0.70
	MB	MOY	46.61	33.12	2.91	0.05	1.70	0.04	0.21	10.29	0.05	-	94.74
		ET	0.62	1.79	1.13	0.05	0.66	0.03	0.15	0.44	0.04	-	0.54
	Ap	MOY	0.05	0.00	0.36	0.64	0.05	53.07	0.23	0.01	0.00	41.60	95.97
		ET	0.07	0.00	0.00	0.04	0.02	0.65	0.11	0.01	0.00	0.00	0.46

Composition théorique

Minéraux	Paramètre	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	Total
		(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)
Kaol	MOY	43.00	42.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	-	100.00

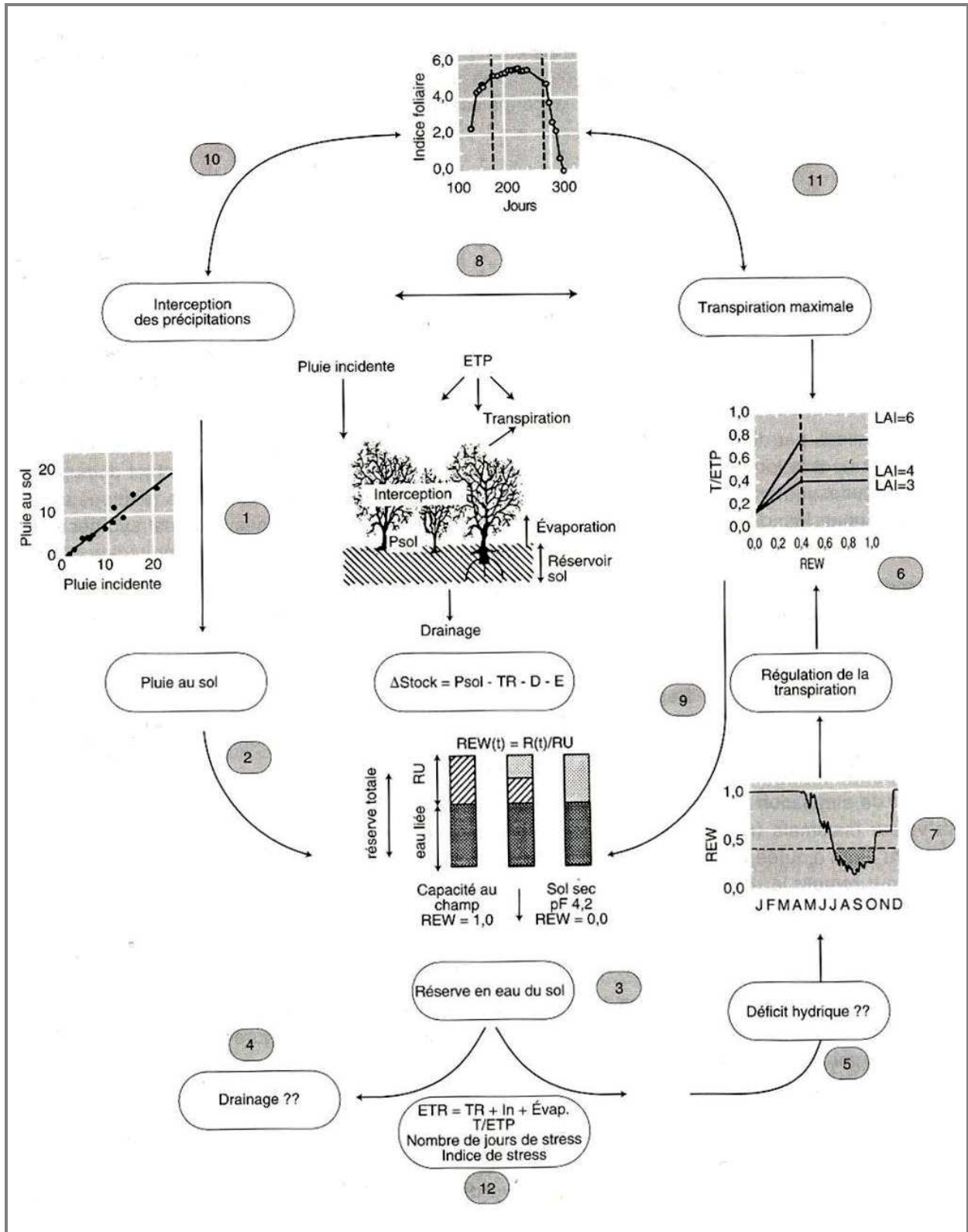
Annexe III.1 : Récapitulatifs des installations permanentes présentes dans chaque peuplement de la chronoséquence de Fougères. Pour chaque instrument de mesure, le nombre de répétitions est donné entre crochet [x].

Site	Age en 1996	Surface grillagée (ha)	Suivi	Fréquence de prélèvement des solutions	Collecteurs peuplement			Collecteurs solutions de sol						Sondes TDR				
					Précipitation hors couvert	Écoulement de tronc	Pluvio-léssivat	Humus	10 cm	30 cm	55 cm	80 cm	120 cm	10	30	55	80	120
Fou8ans	8	0.47	1997 - 2004	28 jours	[1]	[8]	[4]	ZTL [8] TL [6]	ZTL [8] TL [6]	ZTL [4] TL [6]	ZTL [4] TL [6]	[1]	[1]	[1]	[1]	[1]		
Fou25ans	25	0.41	1997 - 2004	28 jours	[1]	[8]	[4]	ZTL [8] TL [6]	ZTL [8] TL [6]	ZTL [2] TL [6]	ZTL [2] TL [6]	[4]	[4]	[4]	[4]	[4]		
Fou50ans	50	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-		
Fou81ans Tempête	81	0.48	1997 - 2004	28 jours	-	[8] 1997 à 1999	[4] 1997 à 1999	ZTL [4] TL [4]	ZTL [4] TL [4]	ZTL [2] TL [4]	ZTL [2] TL [4]	[1]	[1]	[1]	[1]	[1]		
Fou81ans 2000	81	0.48	2000 - 2004	28 jours	-	[8]	[2]	ZTL [4] TL [8]	ZTL [4] TL [8]	- TL [16]	- TL [16]	[2]	[2]	[2]	[2]	[2]		
Fou81ans Amendé	81	0.48	1997 - 2004	28 jours	-	-	[4]	ZTL [6] TL [6]	ZTL [6] TL [6]	- TL [6]	- TL [6]	-	-	-	-	-		
Fou145ans	145	0.6	1997 - 2004	28 jours	-	[8]	[6]	ZTL [6] TL [4]	ZTL [10] TL [4]	ZTL [2] TL [12]	ZTL [2] TL [12]	[4]	[4]	[4]	[4]	[6]		

Annexe III.2. Nombre d'échantillons analysés par site expérimental et par type de collecteur pour chaque période de prélèvement, en fonction de la date de collecte. Les regroupements d'échantillons collectés sur le terrain ont été réalisés à chaque retour de collecte, au laboratoire de Biogéochimie des Ecosystèmes Forestiers. **X/coll.** = X échantillon(s) par type de collecteur ; **X/prof.** = X échantillon(s) par profondeur.

Site atelier	Fou8ans	Fou25ans	Fou81ans pré-Temp	Fou81ans post-Temp	Fou81ans 2000	Fou145ans	Fou145ans Temp	Fou81ans T	Fou81ans A
Peuplement	Démarrage du suivi	30/09/1997	30/09/1997	21/12/1999	06/06/2000	30/09/1997	21/12/1999	30/09/1997	30/09/1997
	Pluie incidente		-	-	-	-	-	-	-
	Pluvis-lessivats	1/coll. jusque fin 2004	1 jusque fin 2004	1 jusque fin 2004	1/coll. jusque fin 2004	2 jusqu'au 21/12/99 puis 1 jusque fin 2004	1/coll. jusqu'au 10/04/01 puis 2/coll. jusqu'au 29/06/04	1 jusque fin 2004	1 jusque fin 2004
	Ecoulement tronc		1 jusqu'au 21/12/99	-	-	1 jusque fin 2004	-	-	-
Lysimètres sans tension	Démarrage du suivi	30/09/1997	30/09/1997	21/12/1999	06/06/2000	30/09/1997	21/12/1999	30/09/1997	30/09/1997
	Fluteau								
	10 cm	2/prof. jusqu'au 11/02/03 puis 1/prof. jusque fin 2004	1/prof. jusque fin 2004	1/prof. jusque fin 2004	1/prof. jusque fin 2004	3/prof. jusqu'au 21/12/99 puis 2/prof. jusqu'au 11/02/03 puis 1/prof. jusque fin 2004	1/prof. jusqu'au 26/09/00 puis 2/prof. jusqu'au 29/06/04	1/prof. jusque fin 2004	1/prof. jusque fin 2004
	30 cm								
	55 cm	1/prof. jusque fin 2004		1/prof. jusque fin 2004					
	80 cm		1/prof. jusque fin 2004						
120 cm									
Lysimètres avec tension	Démarrage du suivi	27/10/1998	27/10/1998	21/12/1999	06/06/2000	27/10/1998	-	-	-
	10 cm								
	30 cm								
	55 cm	2/prof. jusqu'au 11/02/03 puis 1/prof. jusque fin 2004	2/prof. jusqu'au 21/12/99	2/prof. jusqu'au 11/02/03 puis 1/prof. jusque fin 2004	4/prof. jusqu'au 21/09/04 puis 1/prof. jusque fin 2004	2/prof. jusqu'au 11/02/03 puis 1/prof. jusque fin 2004			
	80 cm								
	120 cm								
160 cm									
200 cm									
240 cm									

Annexe III.3 : Schéma général de fonctionnement du modèle de bilan hydrique journalier Biljou (Granier et al., 1995).



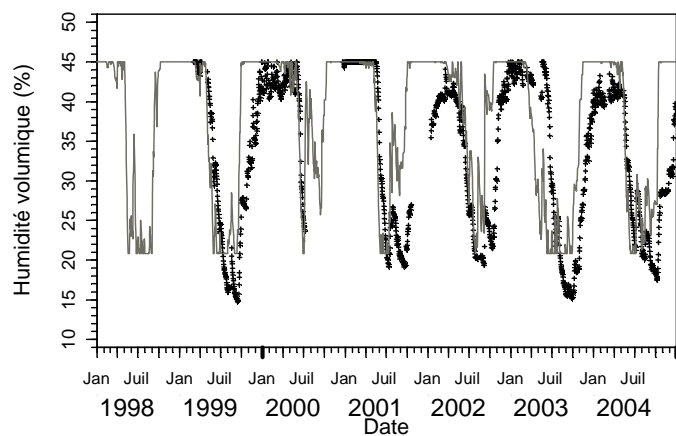
Annexe III.4 : a) Paramètres concernant le sol implémentés dans le modèle Biljou pour les sites ateliers Fou25ans et Fou145ans. Hormis pour les densités apparentes, les paramètres utilisés pour les simulations sur le peuplement Fou8ans sont ceux du Fou25ans et pour le Fou81ans pré-Temp, le Fou81ans 2000 et Fou81ans Amendé, les paramètres utilisés sont ceux du Fou145ans.

b) Paramètres concernant le couvert végétal implémentés dans le modèle Biljou pour les sites ateliers Fou8ans, Fou25ans, Fou81ans pré-Temp, Fou81ans 2000, Fou81ans Amendé et le Fou145ans.

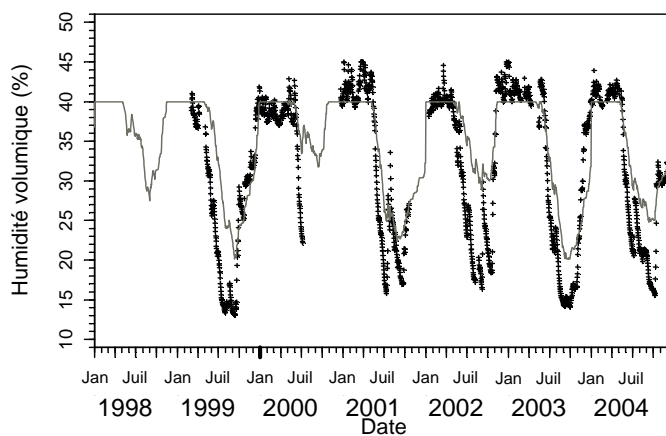
		a					b									
Profondeur du plancher de l'horizon (cm)	Réserve utile (mm)	Racines fines (% du total solum)	HP _{PF4.2} (%)	Densité apparente (g.cm ⁻³)	Densité réelle (g.cm ⁻³)	ah	bh	Indice de surface foliaire (m ² .m ⁻²)								
								Jours juliens de débourement et chute de feuilles		Années					2004	
								1998 - 2004		1998	1999	2000	2001	2002	2003	2004
Fou25ans	10	23	22	0.89	2.4	-0.01	1.75	113 - 296		2.4	3.6	4.3	5.7	6.4	3.5	5.0
	30	20	19	1.09	2.4	-0.01	2.16	113 - 296		6.1	7.0	7.4	6.6	7.0	5.4	6.6
	55	49.7	13	1.20	2.5	-0.01	2.22	113 - 296		6.4	6.9	7.8	7.6	6.6	6.1	6.5
	80	43.1	19	1.36	2.5	-0.01	2.25	113 - 296		7.2	7.0	5.7	7.4	6.2	7.4	6.9
	120	55.9	14	1.48	2.5	-0.01	2.41	113 - 296		7.9	7.8	7.8	7.9	7.1	7.2	7.9
	160	45.8	0	1.60	2.5	-0.01	2.42	113 - 296								
240	68.5	0	1.60	2.5	-0.01	2.43										
Fou145ans	10	26	29	0.91	2.4	-0.01	1.74									
	30	47.0	16	1.13	2.4	-0.01	2.06									
	55	58.8	15	1.16	2.5	-0.01	2.11									
	80	46.4	16	1.42	2.5	-0.01	2.18									
	120	45.8	12	1.56	2.5	-0.01	2.42									
	160	45.8	0	1.61	2.5	-0.01	2.44									
240	68.5	0	1.61	2.5	-0.01	2.44										

Annexe III.5 : Comparaison des humidités volumiques mesurées sur le terrain par les dispositifs TDR (+) et simulées par le modèle Biljou (*ligne continue grise*) (Granier et al., 1995) pour la placette Fou8ans sur la période 1998-2004, en fonction de la profondeur.

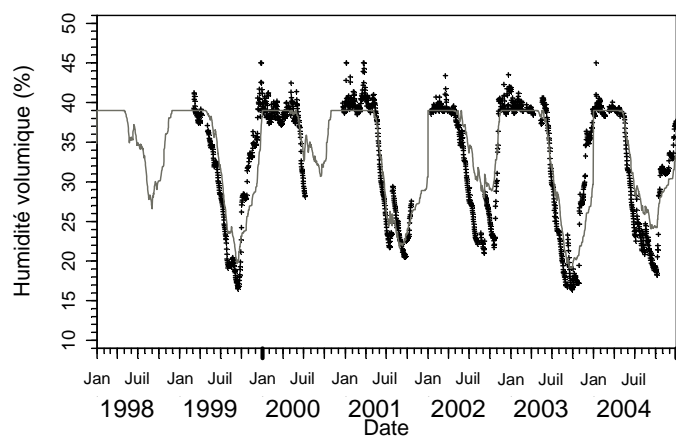
Fou8ans - 10 cm



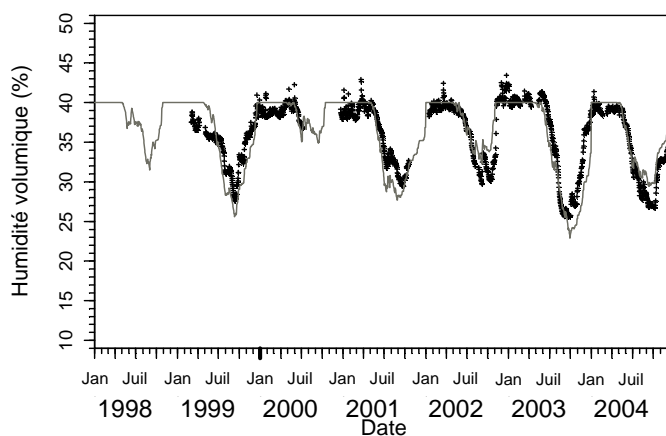
Fou8ans - 30 cm



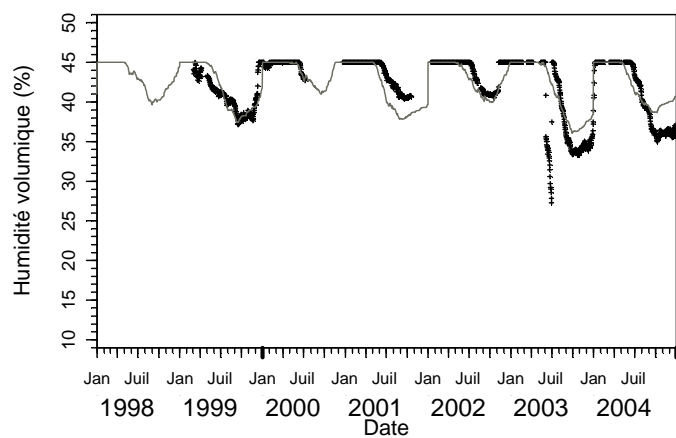
Fou8ans - 55 cm



Fou8ans - 80 cm

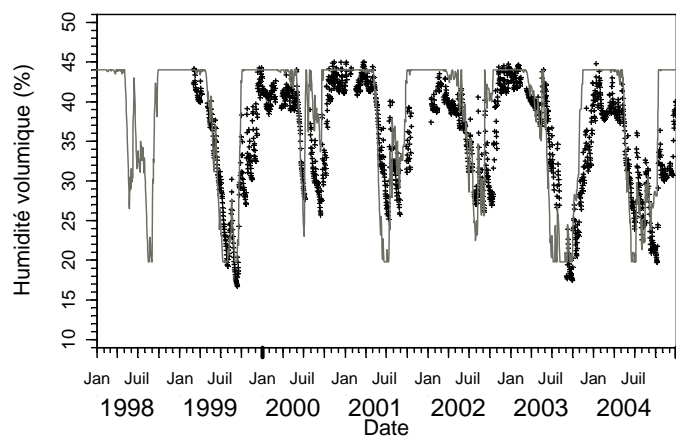


Fou8ans - 120 cm

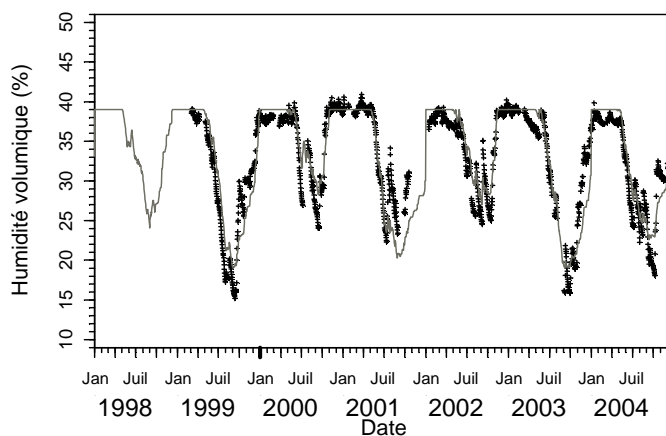


Annexe III.6 : Comparaison des humidités volumiques mesurées sur le terrain par les dispositifs TDR (+) et simulées par le modèle Biljou (*ligne continue grise*) (Granier et al., 1995) pour la placette Fou25ans sur la période 1998-2004, en fonction de la profondeur.

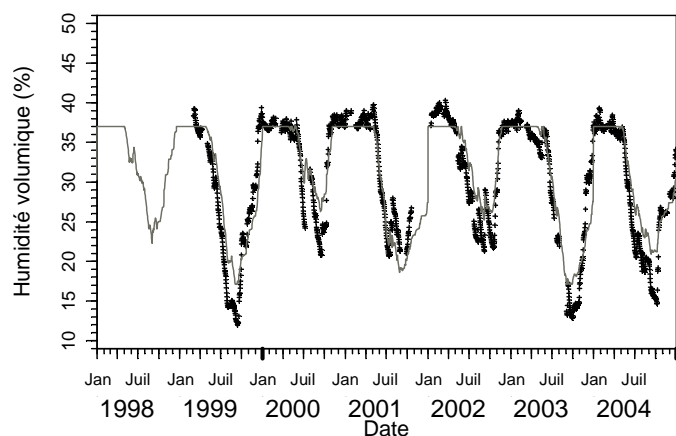
Fou25ans - 10 cm



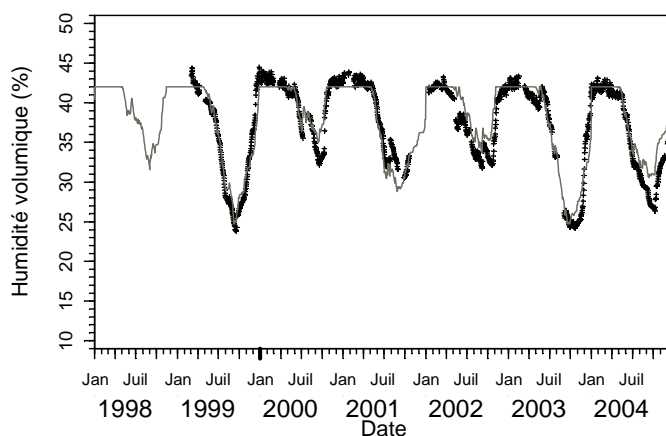
Fou25ans - 30 cm



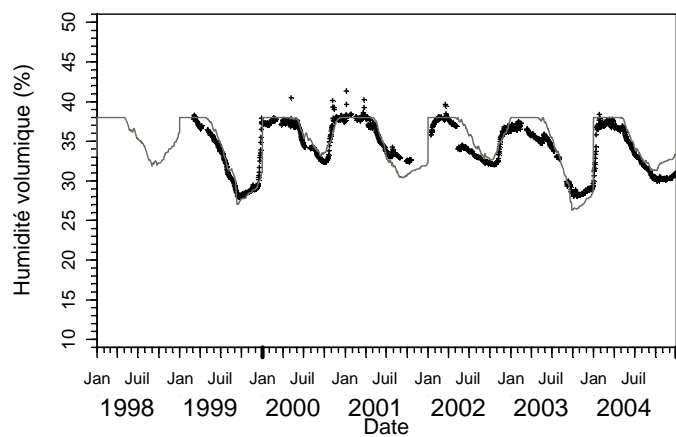
Fou25ans - 55 cm



Fou25ans - 80 cm

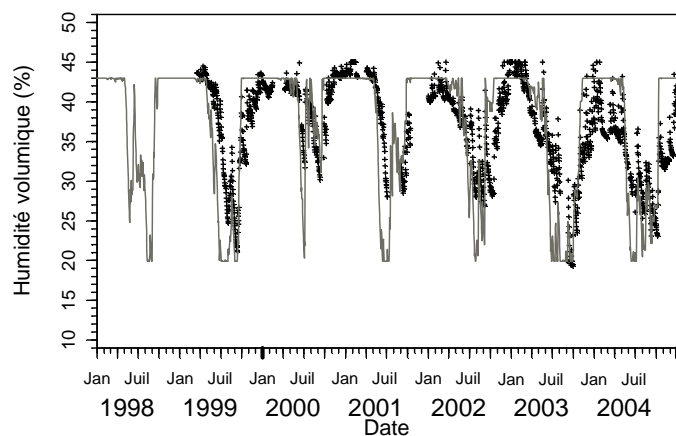


Fou25ans - 120 cm

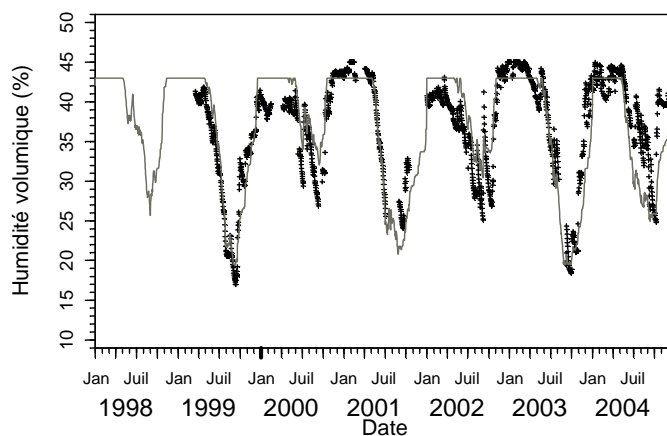


Annexe III.7 : Comparaison des humidités volumiques mesurées sur le terrain par les dispositifs TDR (+) et simulées par le modèle Biljou (*ligne continue grise*) (Granier et al., 1995) pour la placette Fou81ans pré-Temp puis Fou81ans 2000 sur la période 1998-2004, en fonction de la profondeur.

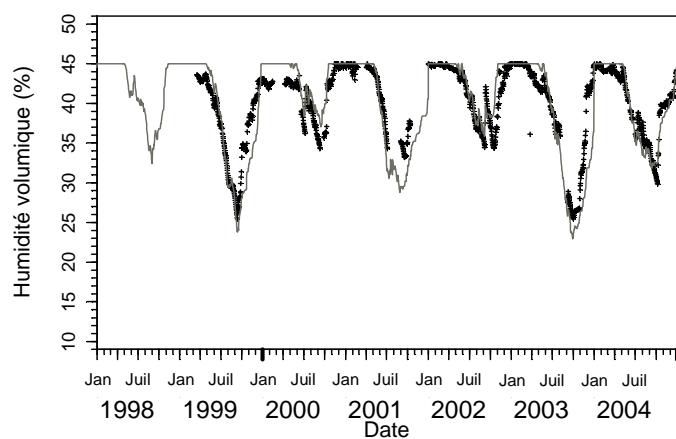
Fou81ans - 10 cm



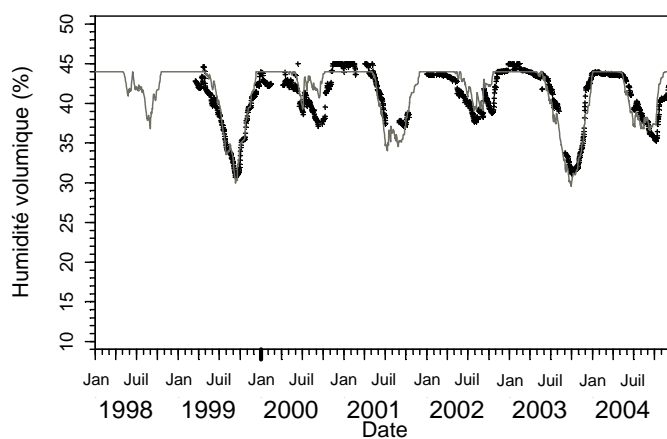
Fou81ans - 30 cm



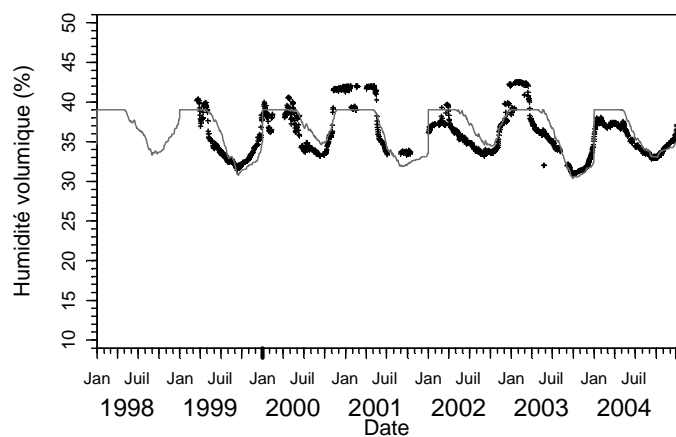
Fou81ans - 55 cm



Fou81ans - 80 cm

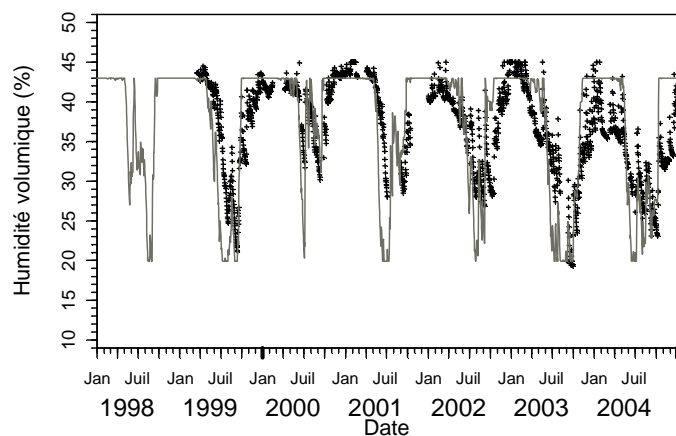


Fou81ans - 120 cm

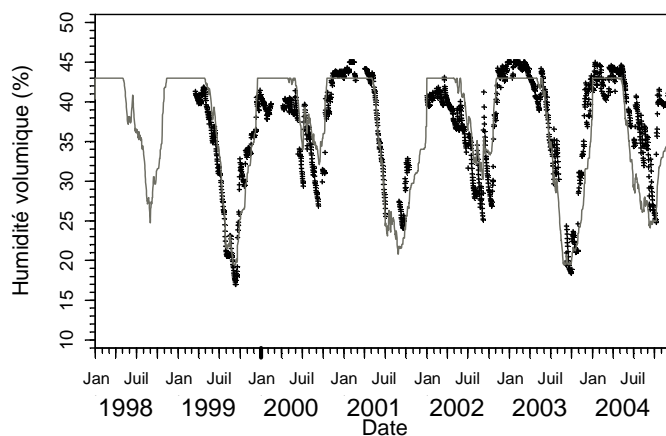


Annexe III.8 : Comparaison des humidités volumiques mesurées sur le terrain par les dispositifs TDR (+) et simulées par le modèle Biljou (*ligne continue grise*) (Granier et al., 1995) pour la placette Fou81ans Amendé sur la période 1998-2004, en fonction de la profondeur.

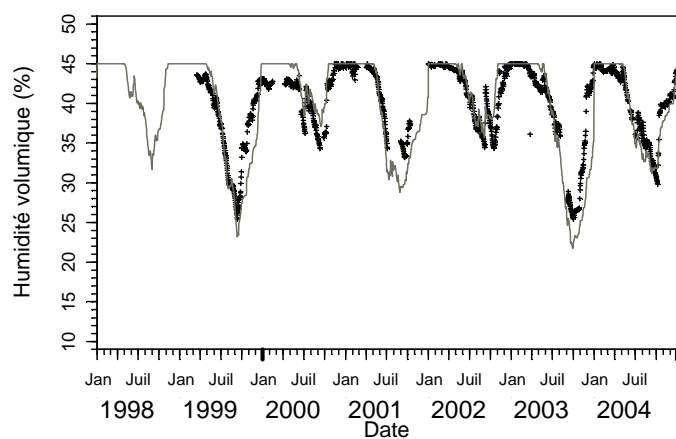
Fou81ans Amendé - 10 cm



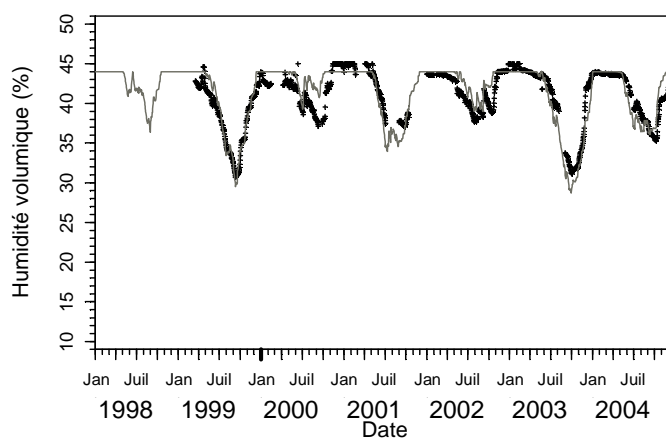
Fou81ans Amendé - 30 cm



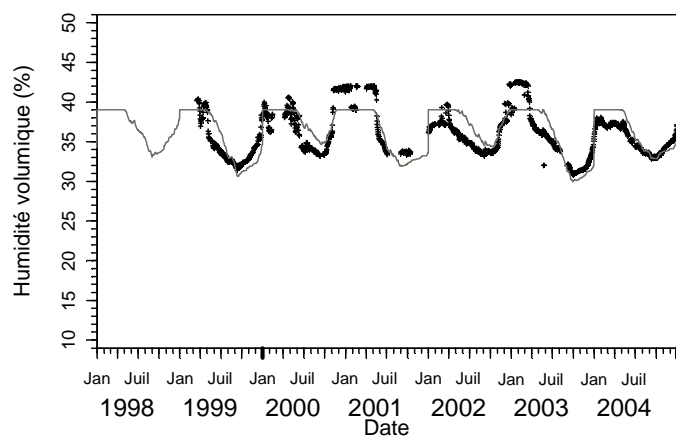
Fou81ans Amendé - 55 cm



Fou81ans Amendé - 80 cm

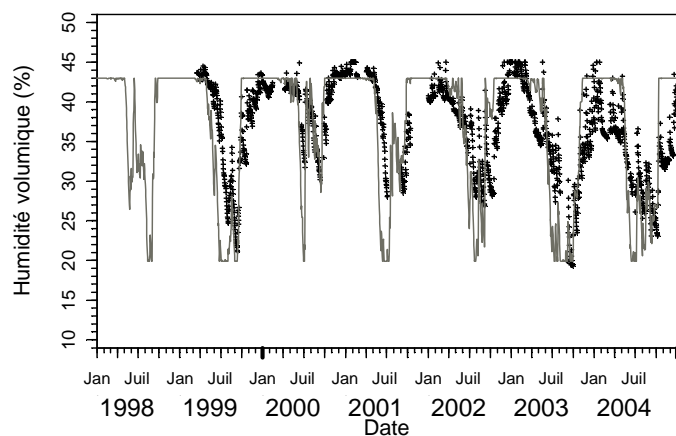


Fou81ans Amendé - 120 cm

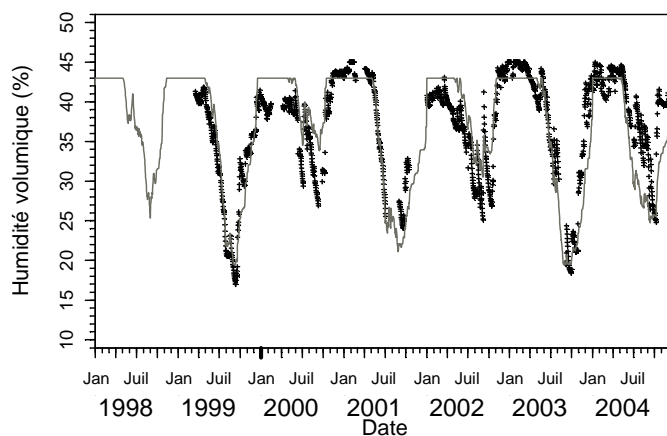


Annexe III.9 : Comparaison des humidités volumiques mesurées sur le terrain par les dispositifs TDR (+) et simulées par le modèle Biljou (*ligne continue grise*) (Granier et al., 1995) pour la placette Fou145ans sur la période 1998-2004, en fonction de la profondeur.

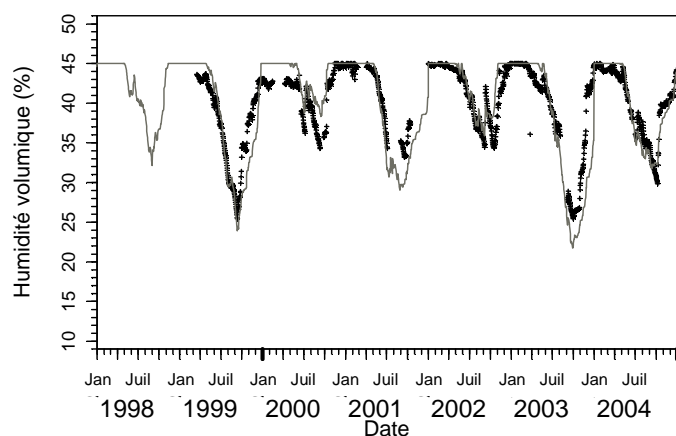
Fou145ans - 10 cm



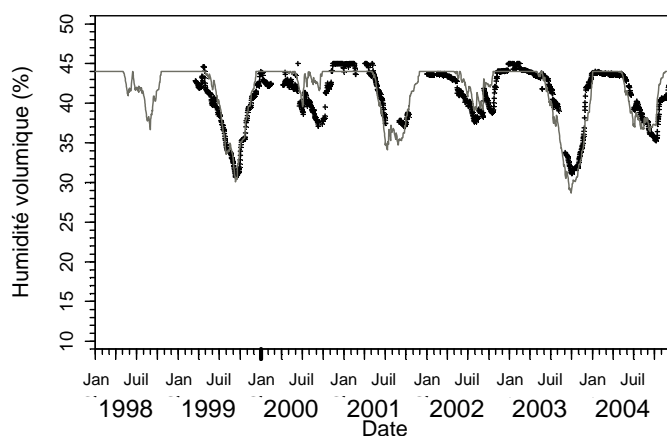
Fou145ans - 30 cm



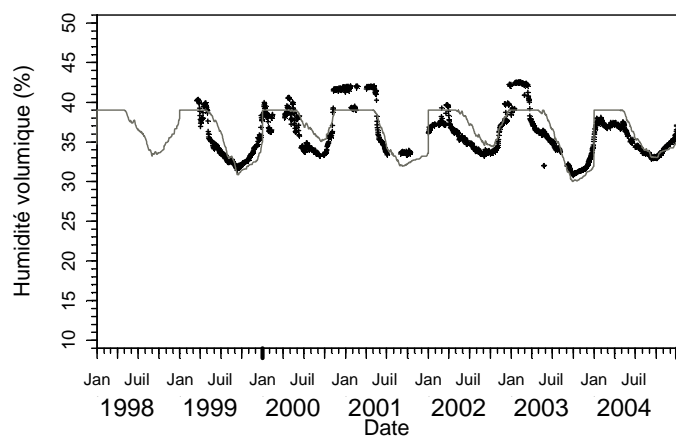
Fou145ans - 55 cm



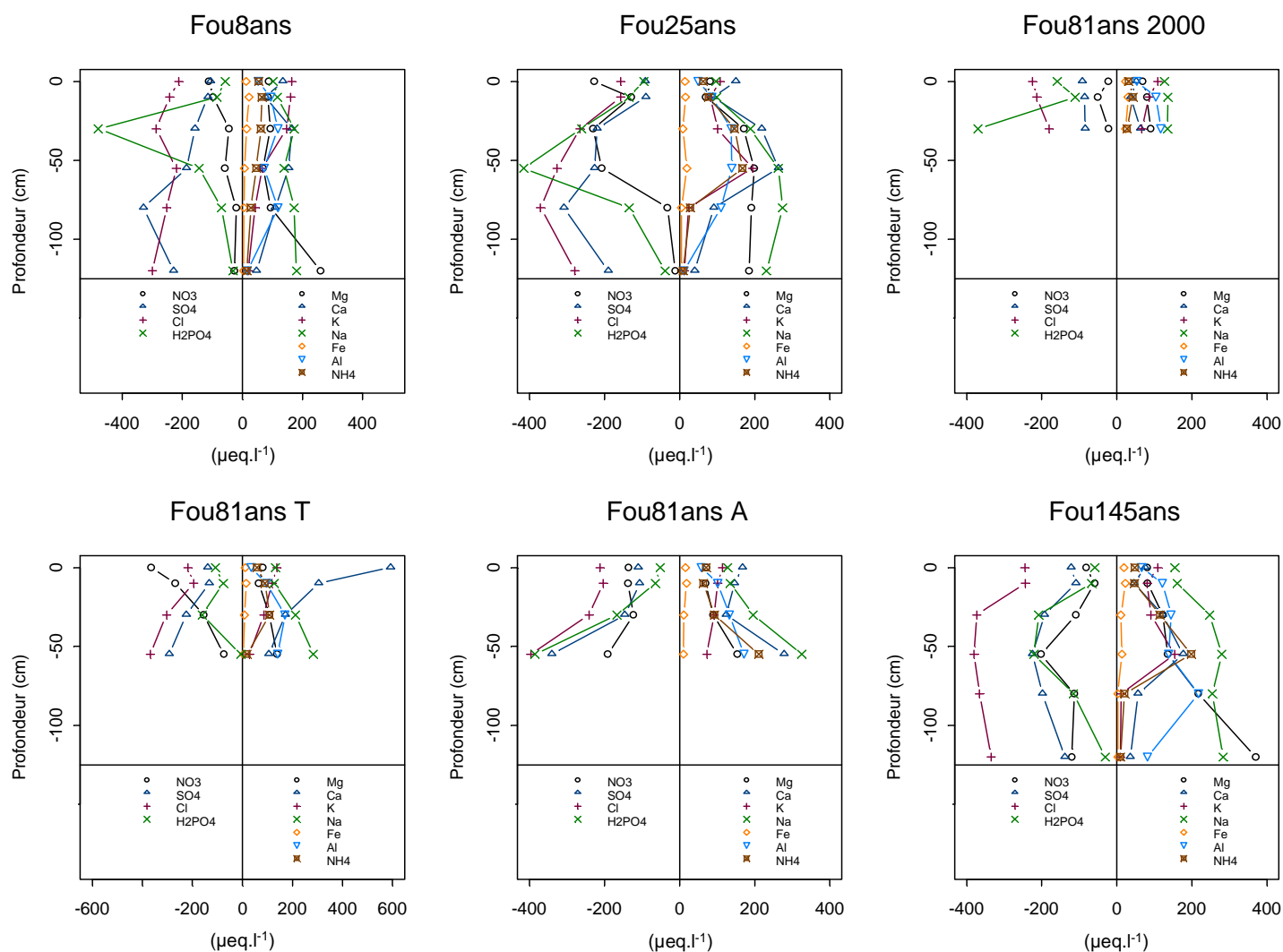
Fou145ans - 80 cm



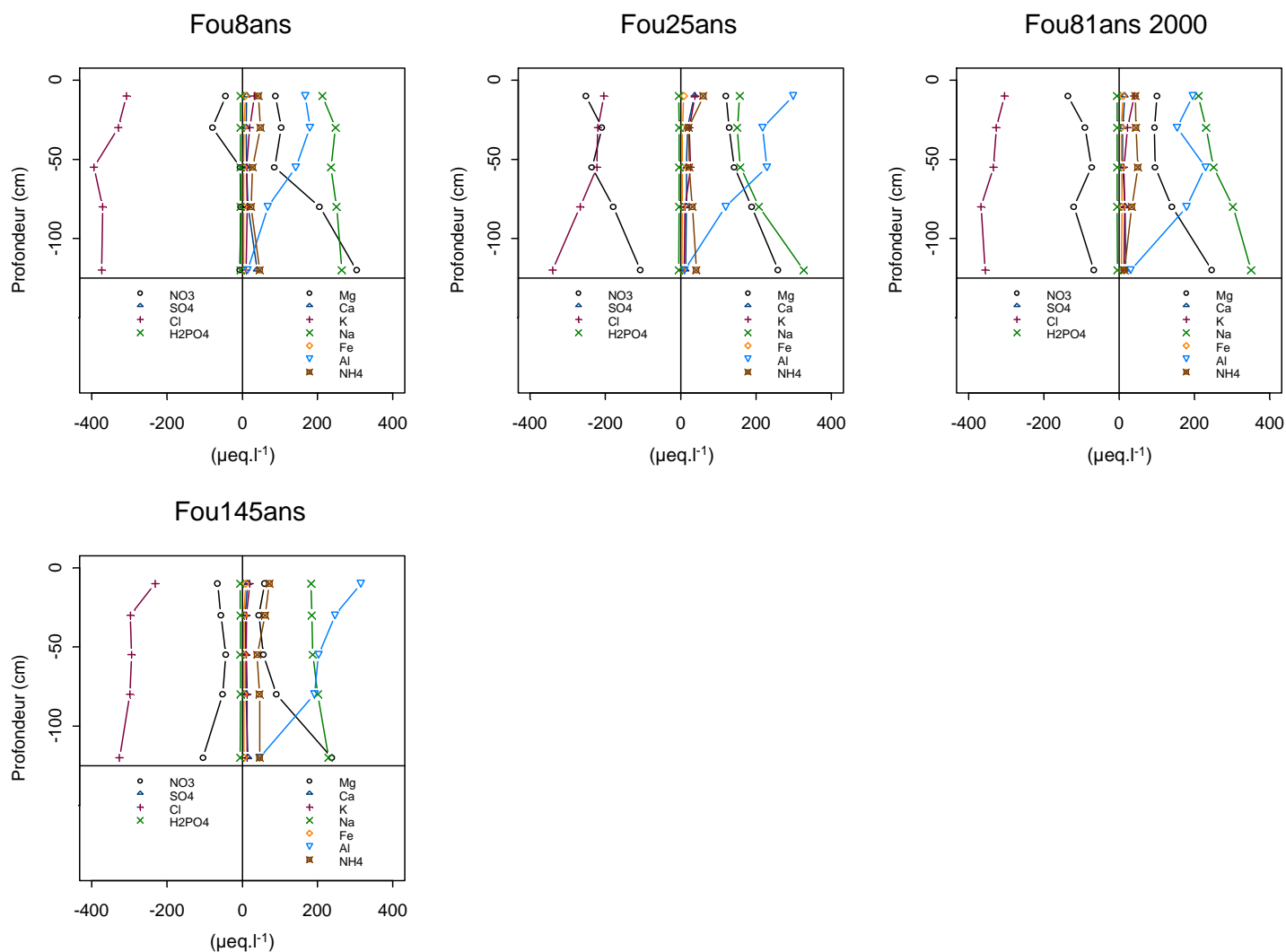
Fou145ans - 120 cm



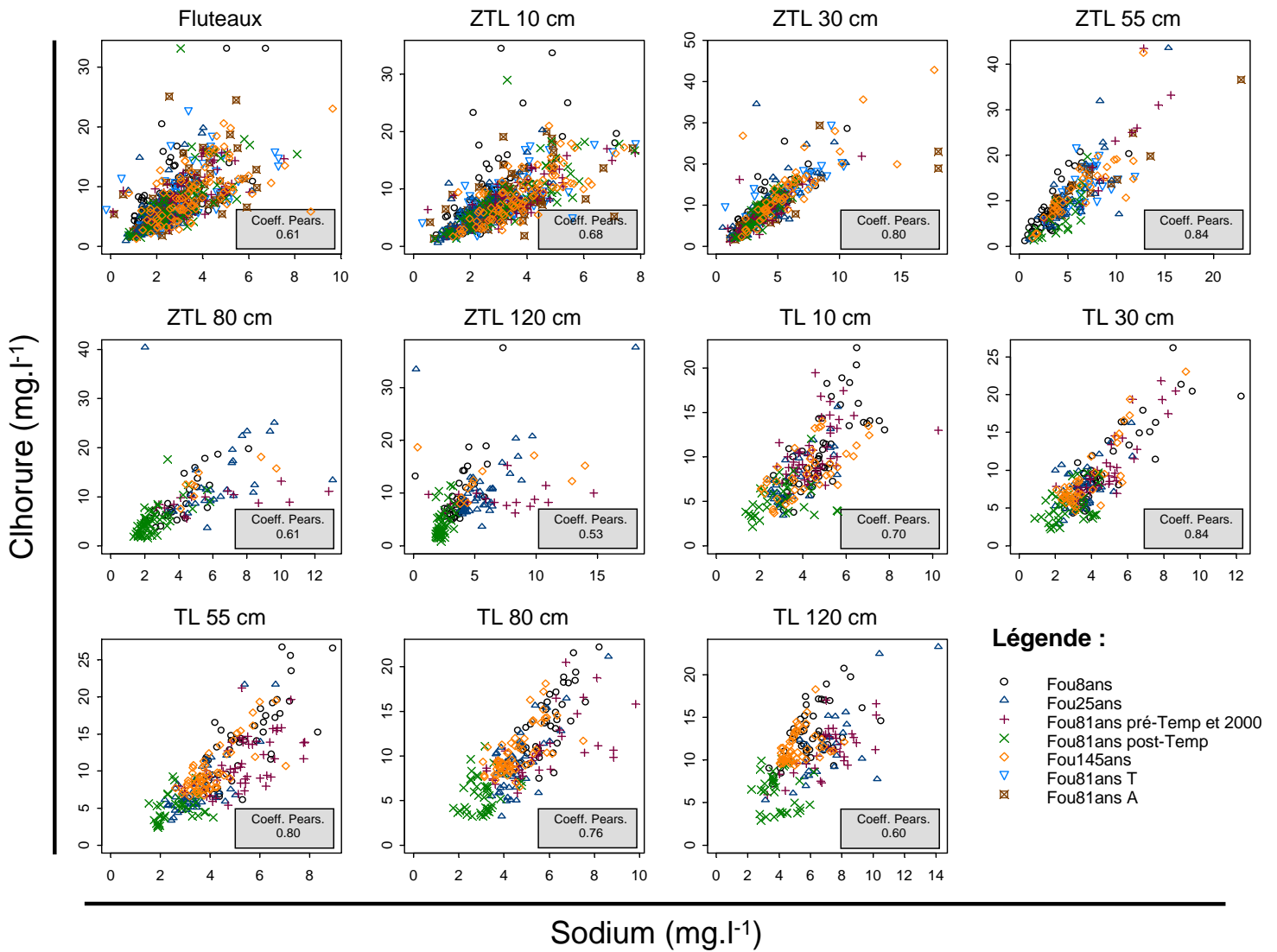
Annexe III.10 : Profils moyens des concentrations en éléments chimiques des solutions de sols collectées par les lysimètres sans tension (fluteaux et plaques lysimétriques) sur la période 1998-2004, pour l'ensemble des peuplements de la chronoséquence de Fougères. Le peuplement Fou81ans Tempête n'est pas présenté, une publication lui étant consacré.



Annexe III.11 : Profils moyens des concentrations en éléments chimiques des solutions de sols collectées par les lysimètres avec tension (bougies poreuses) sur la période 1998-2004, pour l'ensemble des peuplements de la chronoséquence de Fougères. Le peuplement Fou81ans Tempête n'est pas présenté, une publication lui étant consacré.



Annexe III.12 : Concentrations en chlorure dans les solutions de sols issues des lysimètres sans tension (ZTL) et des bougies poreuses (TL), en fonction des concentrations en sodium, pour les différentes profondeurs instrumentées et pour l'ensemble des peuplements de la chronoséquence. Les coefficients de corrélation de Pearson (Coef. Pears.), tous significatifs, sont également indiqués.



Annexe III.13 : Moyennes par peuplement et par profondeur, des concentrations en P inorganique (PI), P total (PT) et pourcentage déduit de P organique (PO) dans les solutions de sol issues des lysimètres sans tension (Fluteaux et plaques lysimétriques). Les déterminations chimiques ont été réalisées sur la période 1999-2001, de façon ponctuelle, sur des solutions de sols issues de l'échantillonnage systématique tous les 28 jours. Le nombre de déterminations chimiques (n) est également présenté.

Profondeur (cm)	Fou8ans				Fou25ans				Fou81ans pré-Temp				Fou81ans post-Temp				Fou81ans 2000			
	n	PI (mg.l ⁻¹)	PT (mg.l ⁻¹)	PO (%)	n	PI (mg.l ⁻¹)	PT (mg.l ⁻¹)	PO (%)	n	PI (mg.l ⁻¹)	PT (mg.l ⁻¹)	PO (%)	n	PI (mg.l ⁻¹)	PT (mg.l ⁻¹)	PO (%)	n	PI (mg.l ⁻¹)	PT (mg.l ⁻¹)	PO (%)
Fluteau	5	1.4	1.2	49.0	2	1.5	2.0	26.9	-	-	-	-	4	0.3	0.7	48.5	1	1.1	7.9	86.6
10	5	1.0	2.1	51.3	2	0.6	7.5	82.5	1	0.2	1.8	86.1	3	0.2	0.6	57.9	1	0.6	1.8	68.1
30	4	3.4	10.1	68.3	2	0.4	2.2	81.5	1	0.1	4.2	98.4	3	3.2	4.9	29.7	1	0.2	1.9	87.5
55	5	0.6	1.7	72.5	2	0.6	4.5	84.0	1	0.5	9.6	95.0	3	1.2	2.9	45.7	-	-	-	-
80	3	0.2	0.6	56.2	2	0.2	0.5	23.7	1	0.7	3.9	82.5	3	0.4	1.0	59.7	-	-	-	-
120	4	0.1	0.4	67.7	2	0.2	0.5	43.9	1	0.2	0.3	14.6	3	0.1	0.4	72.5	-	-	-	-

Profondeur (cm)	Fou81ans T				Fou81ans A				Fou145ans				Tous peuplements			
	n	PI (mg.l ⁻¹)	PT (mg.l ⁻¹)	PO (%)	n	PI (mg.l ⁻¹)	PT (mg.l ⁻¹)	PO (%)	n	PI (mg.l ⁻¹)	PT (mg.l ⁻¹)	PO (%)	n	PI (mg.l ⁻¹)	PT (mg.l ⁻¹)	PO (%)
Fluteau	1	1.2	1.9	36.8	1	0.7	1.9	62.4	4	0.3	0.7	59.7	18	0.9	1.5	51.1
10	1	0.7	1.2	38.9	1	1.0	3.1	67.8	5	0.4	3.6	72.5	21	0.6	3.0	66.2
30	2	0.1	0.4	66.0	-	-	-	-	4	1.0	1.9	56.5	20	1.5	4.2	67.3
55	2	0.0	0.3	67.7	-	-	-	-	3	0.1	3.4	93.3	18	0.6	4.0	74.3
80	0	-	-	-	-	-	-	-	4	0.2	0.4	38.6	16	0.3	1.0	55.3
120	0	-	-	-	-	-	-	-	4	0.0	0.2	66.2	16	0.1	0.3	55.5

Annexe III.14 : Comparaisons des moyennes 1998-2004 des concentrations en éléments chimiques majeurs en solution (et des pH) entre les différents âges de la chronoséquence de Fougères. La méthode employée est l'ANOVA sous GLM et le test de comparaison multiple des moyennes de Bonfferoni a été utilisé pour évaluer l'effet de l'âge dans les différents compartiments de l'écosystème de Fougères (ZTL = solutions collectées par les lysimètres sans tension ; TL = Solutions collectées par les bougies poreuses).

	CI			N-N03			S			P			pH								
	8	25	81	145	8	25	81	145	8	25	81	145	8	25	81	145					
Pluvioléssivats	Moyenne	4.5	5.6	5.4	7.1	0.7	0.8	0.6	0.8	1.0	1.2	1.1	1.5	0.3	0.2	0.3	0.3	5.9	5.8	5.8	5.9
	Bonfferoni	a	b	b	c	ab	b	a	b	a	a	a	b	b	ab	a	ab	b	ab	a	ab
ZTL toutes profondeurs	Moyenne	8.8	9.2	8.1	9.5	0.9	1.9	0.6	1.3	3.1	3.1	1.7	2.6	4.7	5.5	4.1	4.1	4.5	4.4	4.2	4.3
	Bonfferoni	b	bc	a	c	b	d	a	c	c	c	a	b	a	ab	b	a	a	c	b	a
TL toutes profondeurs	Moyenne	12.1	9.0	8.5	9.7	0.3	2.9	1.8	1.1	14.1	23.5	33.2	27.0	0.1	0.1	0.1	0.2	4.9	4.8	4.8	4.6
	Bonfferoni	d	b	a	c	a	d	c	b	a	b	d	c	b	a	b	c	c	bc	b	b
ZTL 120 cm	Moyenne	10.1	10.6		6.5	1.0	0.3		1.0	4.1	3.1		3.0	1.5	1.5		0.5	4.8	5.4		4.7
	Bonfferoni	b	b		a	b	a		b	b	a		a	b	b		a	a	b		a
TL 120 cm	Moyenne	12.9	12.6	9.1	11.3	0.1	1.5	1.8	1.5	21.4	32.4	34.0	26.0	0.1	0.1	0.1	0.2	5.6	5.9	5.5	5.1
	Bonfferoni	c	c	a	b	a	b	b	b	a	c	c	b	ab	a	a	b	c	d	b	b

	Al			Mg			Ca			K			Na			N-NH4					
	8	25	81	145	8	25	81	145	8	25	81	145	8	25	81	145	8	25	81	145	
Pluvioléssivats	Moyenne	0.1	0.1	0.1	0.1	0.3	0.5	0.4	0.6	0.6	0.6	0.5	0.8	2.7	3.6	3.1	4.8	1.7	2.2	2.3	3.0
	Bonfferoni	a	a	b	ab	a	b	a	c	ab	a	a	b	a	b	ab	c	a	b	b	c
ZTL toutes profondeurs	Moyenne	0.7	0.8	0.8	1.1	1.4	1.8	0.9	1.3	2.5	2.9	1.0	1.7	4.0	3.4	2.9	3.3	3.4	4.4	3.4	4.3
	Bonfferoni	a	b	b	c	b	c	a	b	c	d	a	b	b	a	a	a	a	b	a	b
TL toutes profondeurs	Moyenne	1.0	1.5	1.3	1.8	1.9	2.1	1.3	1.2	0.3	0.4	0.3	0.2	0.7	0.8	0.8	0.6	5.5	4.8	4.5	4.4
	Bonfferoni	a	c	b	d	b	c	a	a	b	c	b	a	b	c	c	a	c	b	a	a
ZTL 120 cm	Moyenne	0.2	0.1	-	0.6	3.0	2.3	-	2.1	1.5	1.0	-	0.6	0.9	0.6	-	0.5	4.2	5.7	-	3.4
	Bonfferoni	a	a	-	b	b	a	-	a	c	b	-	a	b	a	-	a	b	c	-	a
TL 120 cm	Moyenne	0.1	0.1	0.3	0.4	3.6	3.2	2.5	2.9	0.8	0.2	0.4	0.3	0.4	0.4	0.4	0.5	6.2	8.1	5.9	5.2
	Bonfferoni	a	a	b	c	d	c	a	b	d	a	c	b	ab	a	b	c	b	c	b	a

Annexe IV.2 : Immobilisation de P et Ca (kg.ha⁻¹) dans la biomasse des peuplements d'âge différent de la chronoséquence de Fougères, avant éclaircie.

	8 ans		25 ans		50 ans		81 ans		145 ans	
	Moyenne	Erreur	Moyenne	Erreur	Moyenne	Erreur	Moyenne	Erreur	Moyenne	Erreur
P (kg.ha⁻¹)										
Arbre total	7.9	1.5	33.1	3.0	43.4	5.1	39.2	3.2	102.1	15.4
Tronc Total	4.6	0.8	11.5	0.4	21.2	2.3	18.9	1.2	37.4	3.7
Branche totale	3.4	0.7	21.5	2.8	22.2	2.9	20.5	2.1	66.3	14.2
Racine Totale	2.4	0.5	9.2	0.5	nd	nd	12.2	0.8	13.8	1.4
Feuilles	6.2	0.4	4.3	0.4	8.0	0.9	1.9	0.2	nd	nd
Rameaux <1 cm	3.2	0.6	12.0	0.6	11.0	1.1	6.6	0.6	7.3	2.0
Branche 1-4 cm	0.1	0.1	8.6	1.9	6.5	1.0	7.5	0.8	14.6	2.9
Branche 4-7 cm	0.0	0.0	0.7	0.3	2.3	0.7	3.2	0.5	10.0	2.2
Branche > 7cm	0.0	0.0	0.1	0.0	2.5	0.3	3.2	0.3	34.3	9.5
Tronc <1 cm	0.7	0.1	0.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Tronc 1-4 cm	3.9	0.8	2.7	0.2	0.5	0.0	0.1	0.0	0.1	0.0
Tronc 4-7 cm	0.0	0.0	4.2	0.3	2.0	0.1	0.3	0.0	0.1	0.0
Tronc > 7cm	0.0	0.0	4.5	0.6	18.7	2.2	18.4	1.2	37.3	3.8
Racine <1 cm	2.1	0.3	2.0	0.1	-	-	1.1	0.1	0.9	0.1
Racine 1-4 cm	0.3	0.1	5.2	0.3	-	-	1.8	0.1	1.4	0.2
Racine 4-7 cm	0.0	0.0	1.3	0.3	-	-	1.0	0.0	1.6	0.1
Racine > 7cm	0.0	0.0	0.7	0.3	-	-	8.4	0.5	9.8	1.0
			% (*)		% (*)		% (*)		% (*)	
Arbre total	30.7	4.7	117.9	6.3	272.5	32.7	328.6	26.7	767.0	109.0
Tronc Total	20.3	3.1	67.5	2.8	171.6	19.3	221.8	13.6	420.2	44.8
Branche totale	10.0	1.8	44.1	6.6	101.9	13.7	106.7	13.5	346.8	64.2
Racine Totale	10.2	1.9	26.2	1.5	nd	nd	33.9	3.3	42.6	3.6
Feuilles	1.2	0.4	8.6	0.7	17.5	1.9	5.6	0.7	nd	nd
Rameaux <1 cm	9.3	1.6	13.4	1.3	34.8	6.0	20.8	1.6	27.6	4.7
Branche 1-4 cm	0.6	0.3	26.3	3.8	37.5	3.2	39.6	4.5	48.8	5.3
Branche 4-7 cm	0.0	0.0	3.5	1.2	14.8	4.3	21.9	3.9	48.4	8.1
Branche > 7cm	0.0	0.0	0.9	0.3	14.8	1.6	24.5	3.5	221.9	54.6
Tronc <1 cm	2.4	0.3	0.5	0.0	0.2	0.0	0.4	0.0	0.0	0.0
Tronc 1-4 cm	17.9	3.0	11.0	0.9	13.7	1.9	0.7	0.1	0.2	0.0
Tronc 4-7 cm	0.0	0.0	25.0	2.0	11.2	0.6	2.4	0.3	0.9	0.1
Tronc > 7cm	0.0	0.0	31.0	3.2	146.5	17.0	218.4	13.8	419.1	44.7
Racine <1 cm	5.3	0.8	9.2	0.5	-	-	3.1	0.3	4.8	0.4
Racine 1-4 cm	4.4	1.0	2.8	0.6	-	-	5.1	0.6	6.6	0.6
Racine 4-7 cm	0.4	0.1	2.8	0.1	-	-	4.6	0.2	6.7	0.6
Racine > 7cm	0.0	0.0	11.4	1.5	-	-	21.1	2.3	24.7	2.3
			% (*)		% (*)		% (*)		% (*)	
Arbre total			100.0		100.0		100.0		100.0	
Tronc Total			65.9		57.2		63.0		67.5	
Branche totale			32.4		37.4		37.4		37.5	
Racine Totale			33.2		22.2		6.4		10.3	
Feuilles			4.0		7.3		6.4		1.7	
Rameaux <1 cm			30.4		11.4		12.8		6.3	
Branche 1-4 cm			2.0		22.3		13.8		12.0	
Branche 4-7 cm			0.0		3.0		5.4		6.7	
Branche > 7cm			0.0		0.8		5.4		7.5	
Tronc <1 cm			7.8		0.4		0.1		0.1	
Tronc 1-4 cm			58.2		9.3		5.0		0.2	
Tronc 4-7 cm			0.0		21.2		4.1		0.7	
Tronc > 7cm			0.0		26.3		53.8		66.5	
Racine <1 cm			17.3		7.8		-		0.9	
Racine 1-4 cm			14.5		2.4		-		1.6	
Racine 4-7 cm			1.3		2.3		-		1.4	
Racine > 7cm			0.0		9.7		-		6.4	

(*) : % de l'arbre total aérien

Annexe IV.3 : Immobilisation de Mg et K (kg.ha⁻¹) dans la biomasse des peuplements d'âge différent de la chronoséquence de Fougères, avant éclaircie.

	8 ans			25 ans			50 ans			81 ans			145 ans		
	Moyenne	Erreur	% (*)	Moyenne	Erreur	% (*)	Moyenne	Erreur	% (*)	Moyenne	Erreur	% (*)	Moyenne	Erreur	% (*)
Mg(kg.ha⁻¹)															
Arbre total	6.1	1.3	100.0	26.2	2.0	100.0	62.9	7.8	100.0	81.2	5.4	100.0	150.9	19.8	100.0
Tronc Total	4.1	0.8	66.9	17.1	0.6	65.2	45.1	5.4	71.7	59.0	3.0	72.7	87.5	7.5	58.0
Branche totale	2.0	0.4	33.4	11.1	1.8	42.4	17.7	2.2	28.1	21.7	2.7	26.7	63.9	12.5	42.3
Racine Totale	3.1	0.5	51.1	10.5	0.6	39.9	nd	nd	nd	11.6	1.0	14.3	20.0	2.1	13.2
Feuilles	0.8	0.2	13.9	3.7	0.3	14.1	6.8	0.8	10.8	1.8	0.2	2.2	nd	nd	
Rameaux <1 cm	1.9	0.4	31.4	1.9	0.5	7.4	6.2	0.8	9.8	3.7	0.4	4.5	4.1	0.4	2.7
Branche 1-4 cm	0.1	0.1	1.9	8.1	1.0	31.0	5.6	0.5	8.8	8.2	0.8	10.1	11.5	2.4	7.6
Branche 4-7 cm	0.0	0.0	0.0	0.8	0.3	3.2	1.8	0.9	2.9	4.5	0.7	5.5	9.4	1.8	6.2
Branche > 7cm	0.0	0.0	0.0	0.2	0.1	0.7	4.1	0.5	6.5	5.4	0.8	6.6	38.9	8.0	25.8
Tronc <1 cm	4.0	0.8	65.8	1.6	0.2	6.2	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	0.1	0.5	0.2	0.3
Tronc 1-4 cm	0.1	0.0	1.1	0.8	0.2	3.2	0.8	0.1	1.2	0.1	0.0	0.2	0.0	0.0	0.0
Tronc 4-7 cm	0.0	0.0	0.0	6.4	0.5	24.3	2.9	0.2	4.6	0.5	0.0	0.6	0.2	0.0	0.1
Tronc > 7cm	0.0	0.0	0.0	8.3	0.7	31.6	41.4	5.3	65.8	58.3	3.0	71.8	86.8	7.3	57.5
Racine <1 cm	2.7	0.3	44.1	2.2	0.1	8.5	-	-	-	1.1	0.1	1.4	1.4	0.2	0.9
Racine 1-4 cm	0.4	0.2	7.0	3.9	0.2	14.8	-	-	-	1.2	0.1	1.7	2.1	0.2	1.4
Racine 4-7 cm	0.0	0.0	0.0	0.6	0.0	2.5	-	-	-	1.2	0.1	1.4	2.9	0.4	1.9
Racine > 7cm	0.0	0.0	0.0	3.7	0.5	14.2	-	-	-	7.9	0.7	9.8	13.6	1.4	9.0
K (kg.ha⁻¹)															
Arbre total	31.2	7.0	100.0	171.7	16.3	100.0	242.9	29.9	100.0	291.8	27.4	100.0	475.5	63.7	100.0
Tronc Total	22.1	4.5	70.9	102.6	4.3	59.7	147.3	17.2	60.6	182.2	14.4	62.4	279.7	29.1	58.8
Branche totale	9.4	2.4	30.2	81.6	13.9	47.5	96.3	12.7	39.6	104.0	13.9	35.7	203.3	45.6	42.8
Racine Totale	19.4	3.4	62.2	58.2	4.8	33.9	nd	nd	nd	75.0	7.1	25.7	57.6	5.7	12.1
Feuilles	7.0	0.5	22.6	22.3	1.5	13.0	38.7	4.7	15.9	13.8	1.3	4.7	nd	nd	
Rameaux <1 cm	8.6	2.1	27.6	20.6	1.5	12.0	38.3	3.3	15.8	21.7	1.8	7.4	13.1	3.6	2.8
Branche 1-4 cm	0.8	0.4	2.6	67.9	8.6	39.5	28.2	4.3	11.6	44.5	5.0	15.2	44.6	9.9	9.4
Branche 4-7 cm	0.0	0.0	0.0	4.9	1.8	2.9	14.2	3.7	5.9	17.7	3.4	6.1	23.9	2.6	5.0
Branche > 7cm	0.0	0.0	0.0	1.0	0.4	0.6	15.7	2.2	6.5	20.2	3.7	6.9	121.7	35.2	25.6
Tronc <1 cm	21.7	4.5	69.7	5.7	0.5	3.3	4.2	0.4	1.7	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Tronc 1-4 cm	0.4	0.0	1.2	18.3	1.2	10.6	4.2	0.3	1.7	0.8	0.0	0.3	0.1	0.0	0.0
Tronc 4-7 cm	0.0	0.0	0.0	33.5	2.2	19.5	10.8	1.4	4.4	2.2	0.1	0.8	0.6	0.1	0.1
Tronc > 7cm	0.0	0.0	0.0	45.2	5.0	26.3	128.0	15.6	52.7	179.2	14.4	61.4	278.9	29.1	58.7
Racine <1 cm	8.4	1.2	26.9	14.1	0.6	8.2	-	-	-	6.3	0.6	2.2	4.0	0.4	0.8
Racine 1-4 cm	11.0	2.3	35.3	30.0	1.3	17.5	-	-	-	9.2	0.9	3.2	6.6	0.9	1.4
Racine 4-7 cm	0.0	0.0	0.0	8.0	2.0	4.7	-	-	-	5.8	0.7	2.0	7.0	0.6	1.5
Racine > 7cm	0.0	0.0	0.0	6.0	3.1	3.5	-	-	-	53.6	5.0	18.4	40.0	4.0	8.4

(*) : % de l'arbre total aérien

Article A

Spatial variability of nutrient stocks in the humus and soils of a forest massif (Fougères, France)

Arnaud LEGOUT¹, Christian WALTER², Claude NYS^{1*}

¹ Institut National de Recherche Agronomique, UR Biogéochimie des Écosystèmes Forestiers, 54280 Champenoux, France

² UMR INRA/Agrocampus Sol-Agronomie-Spatialisation, 65 rue de Saint-Brieuc, CS 84215, 35042 Rennes Cedex, France

(Received 6 October 2006; accepted 21 September 2007)

Abstract – In this study, the spatial distribution of nutrient stocks (K, Ca, Mg and P) was examined in humus and soils at the forest massif scale (Fougères forest, France). A random stratified sampling plan including 100 sampling points was used and three potential variation factors of nutrient stocks were tested: age of stand, type of stand (broad-leaved or coniferous trees) and type of soil. Sampling classes were then compared and the variation factors were examined. Results demonstrated that nutrient stocks in the humus were not influenced by the cited factors and only the type of soil influenced nutrient stocks in soils. In fact, stocks of exchangeable elements in soils were much higher in Colluviosols-Fluviosols which show redoximorphic characteristics, and available phosphorus stocks were lower than in Alocriosols-Neoluvisols. Moreover, a low variability of nutrient stocks was observed in Alocriosols-Neoluvisols as opposed to Colluviosols-Fluviosols, which may suggest the existence of other variation factors not taken into account in this study (hydromorphic gradient, type and age of stand in hydromorphic zones).

nutrient stock / *Fagus sylvatica* / humus / soil / spatial variability

Résumé – Variabilité spatiale des réserves de nutriments dans les humus et les sols d'un massif forestier (Fougères, France). Dans ce travail, la distribution spatiale des réserves de nutriments (K, Ca et Mg et P) dans les sols et les humus a été étudiée à l'échelle d'un massif forestier (Forêt de Fougères, France). Un plan d'échantillonnage aléatoire stratifié regroupant 100 sites a été utilisé et trois facteurs potentiels de variation des stocks de nutriments ont été testés : âge et type de peuplements (feuillus et résineux) et type de sol. Les classes d'échantillonnage ont ensuite été comparées et les facteurs de variation des stocks examinés. Les résultats montrent que les réserves de nutriments dans les humus ne sont pas influencées par les facteurs cités précédemment alors que seul le type de sol influence les réserves dans les sols. Les stocks de nutriments échangeables dans les sols sont en effet significativement plus élevés et les stocks de phosphore assimilable plus faibles dans les Colluviosols-Fluviosols à caractère hydromorphe en comparaison des Alocriosols-Néoluvisols. De plus, la variabilité des stocks pour les Alocriosols-Néoluvisols est faible en comparaison des Colluviosols-Fluviosols, ce qui suggère l'existence d'autres facteurs de variation non pris en compte lors de l'étude (gradient d'hydromorphie, type et âge des peuplements dans les zones hydromorphes).

stocks de nutriments / *Fagus sylvatica* / humus / sol / variabilité spatiale

1. INTRODUCTION

In forest ecosystems, the mineral fertility of soils is an important parameter controlling the productivity and sustainability of the system [31]. The soil operates as a reactor which accumulates or releases nutrients related to ecosystem parameters [37]. As opposed to agriculture, nutrient recycling is specific to forest ecosystems and usually maintains soil nutrient stocks at constant levels. However, forest ecosystems are fragile and Bonneau et Ranger [9] reported a decline in the soil mineral fertility of several French forests. The stocks of nutrients and the factors which influence these stocks have already been investigated at local scales as part of a study of the components of biogeochemical cycles in forest ecosystems. However, further developments at larger scales are required to provide accurate spatial information about forest soil nutrient supplies and about factors influencing these stocks.

In France, nutrient stocks of K, Ca, Mg (exchangeable) and P (available) in forest soils vary within a broad range of values, from 100 kg.ha⁻¹ to 10000 kg.ha⁻¹ [34, 36]. A lot of factors influence the nutrient stocks and to obtain accurate information about them, their spatial variability must be considered. For that, the vertical and lateral heterogeneity may be subdivided [3].

Vertical distribution of stocks in forested landscapes is generally characterised by nutrient accumulation in organic horizons in the topsoil. The sequence of mechanisms that shapes the vertical distribution of soil nutrients can be grouped into three major processes: biogeochemical cycling, biological cycling and plant cycling [22]. *Lateral variability* of stocks is more difficult to characterise, due to the greater number of factors which influence nutrient stocks at different spatial scales. In fact, some forest soil properties may vary over only a few metres or less, while other properties may vary at the kilometre scale [20]. Regarding *short range variability*, several studies point out that individual trees can affect the chemical

* Corresponding author: nys@nancy.inra.fr

properties of soil (such as pH, organic carbon, Ca, Mg, P and N concentrations) in their proximity, at ranges of 25 m or less [8, 11, 19, 20, 38]. Regarding *wide range variability* (ranges superior to 50 m), studies have proved that soil chemical properties vary with soil type, present pedogenesis, nature of parental material [45], soil position in the landscape [43], tree species [4, 5], stand age [18, 28, 29, 47] and type of forest management [32]. The major difficulty is that wide range variability may be concealed by short range variability.

The number and sometimes the complexity of the variation factors previously cited probably explain the small number of spatial distribution studies on soil chemical properties under forest [10, 20, 28, 39, 48]. Further developments in this domain are also required and could improve the future management of forests (for example, well thought-out enrichment in damaged forest ecosystem or the choice of appropriate forest species) in a context of ecosystem sustainability [31]. Several approaches, summarised by Ryan et al. [39], make the study or the cartography of nutrient stocks possible: the use of environmental correlation models [39], geostatistical methods [20] or stratification methods [10, 28, 48] which offer advantages. In fact, stratification, following detailed identification of variation factors, allows one to investigate the distribution of element stocks at different spatial scales at an acceptable cost, such as the carbon in Lecointe et al. [28].

The aim of this study was to examine the spatial variability of nutrient stocks (exchangeable K, Ca, Mg and available P) in the humus and soils, at a forest massif scale (Fougères, 1660 ha). The objectives were (i) to determine which factors among those studied (age of stand, type of stand and type of soil), influence the nutrient stocks in soils and humus, and (ii) to verify whether a stratification method previously used to investigate carbon stocks could be used for nutrient stocks. For that, we reused a stratification method initially developed by Lecointe et al. [28] for the estimation of carbon stocks at the same site. Measurements at sampling points distributed throughout the forest massif, allowed us to estimate the nutrient stocks at specific points. These stocks were then calculated for each sampling class and classes were then compared.

2. MATERIALS AND METHODS

2.1. Experimental site

The study was carried out in the state forest of Fougères (1660 ha), located in north east Brittany, France (48° 23' 4" N; 1° 8' 10" W). Beech (*Fagus sylvatica*) covers 75% of the forested surface and oak (*Quercus robur*) 15%. Conifers (mainly *Pinus sylvestris* L. and *P. laricio* Poir.) covered 8% of the forested area before the 1999 storm. The climate is temperate oceanic with a mean annual precipitation of 868 mm and a mean annual temperature of 12.9 °C [26]. The difference between the maximum elevation (191 m) and the minimum elevation (115 m) is slight, but there are numerous small valleys and the stream network is highly developed.

The bedrock is a granite (Vire type) and the weathered substrate thickness fluctuates between 3 and 5 m [46]. A non-carbonated Aeolian loam covers the main area of the forest. The loam is about 1.5 m

thick in the south and east of the forest, and less in the west; it contains about 15% clay and 75% silt [28]. Toutain [44] pointed out the homogeneity of these forest soils, which are mainly classified as Alocrisols-Neoluvisols [1]. Nevertheless, the soil type changes with landscape position and Colluviosols-Fluvisols [1] were identified in the valley bottoms [28] and show redoximorphic characteristics.

For this forest, Jabiol [21] pointed out that the humus forms depend especially on the age of the stands: a mull in the young stands, which is progressively transformed into a moder in the older stands.

2.2. Sampling strategy

A quantification of organic carbon stocks had already been carried out on this area in 2003 [28]. The same humus and soil samples, collected in April 2003, were used as a basis for this study. The sampling strategy was a random stratified plan, based on the available cartographic information, i.e. the ONF forest stand map and also the 1/15000 soil map [44]. Three factors (their choice is justified in [28]) were considered to discriminate the variation of carbon stocks: stand age, stand type (broad-leaved or coniferous trees) and soil hydromorphy. In this way, 6 independent sampling classes were created:

- 4 classes of broad-leaved trees with different ages: 0–15 years old including regeneration plots (class 1), 15–60 years old (class 2), 60–90 years old (class 3) and > 90 years old (class 4).
- 1 class of conifers of all ages (class 5), which occupied 8% of the forest before the 1999 storm; different age classes could not be distinguished due to the small areas covered by these species.
- 1 class of hydromorphic zones (class 6) which occupies 9% of the forest.

One hundred points were therefore sampled throughout the forest; the number of points in each class was approximately relative to the surface area of the class. Thus, there were 20 points for each broad-leaved trees class (class 1 to 4), 10 points for the class of coniferous stands (class 5) and 10 points for the hydromorphic zones (class 6).

For each class, the position of the points was chosen randomly on a 200 m interval sampling grid; points were located in the field by GPS (maximum error: 25 m). Soil was sampled at each point using a drill auger and detailed descriptions were made. Descriptions revealed 92 Alocrisols-Neoluvisols and 8 Colluviosols-Fluvisols. The 8 Colluviosols-Fluvisols all belonged to sampling class 6 (hydromorphic zones), but 2 sites of this class have been identified as Alocrisols-Neoluvisols, due to the lack of precision of the 1/15000 soil map [44]. The classes and the 100 sampling points are presented in Figure 1.

For each point, 5 humus samples including all the organic horizons (Ol, Of and Oh [1]) were collected within a 0.1 m² quadrat, at a maximum distance of 5 m around the central point. For the mineral soil, samples were collected at 6 different levels: 0–5 cm, 5–15 cm, 15–30 cm, 30–45 cm, 45–60 cm and 60–70 cm. For the topsoil samples (0–5 cm, 5–15 cm), 4 other samples were collected below the humus sampling points to obtain a composite sample.

2.3. Laboratory analyses

For each site, humus samples were oven-dried separately at 65 °C to a constant weight, to determine the dry matter; then, samples were mixed in order to obtain a homogeneous composite sample. Total

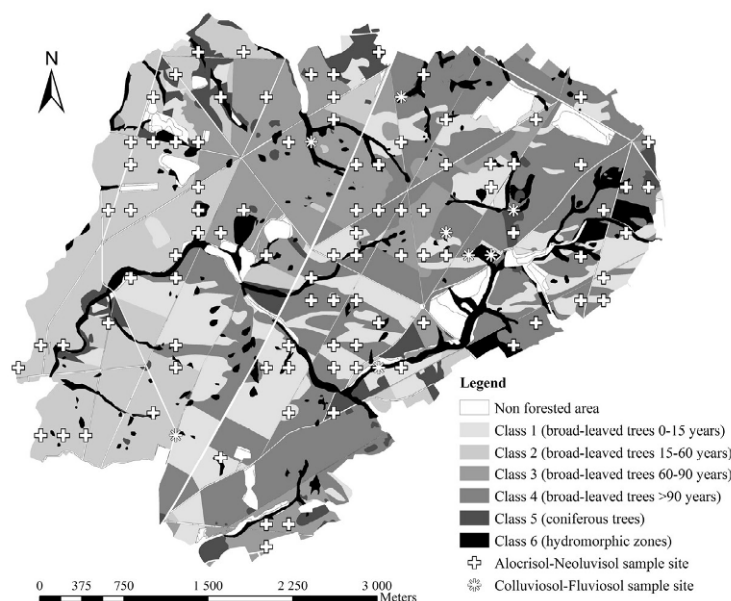


Figure 1. Map of the sampling strategy: presentation of the 6 sampling classes and the 2 soil types related to the 100 sampling points (92 Alocrisols-Neoluvisols and 8 Colluvisols-Fluvisols). There were 20 points in each broad-leaved trees class (class 1 to 4), 10 points for the class of coniferous trees (class 5) and 10 points for the hydromorphic zones (class 6).

C and N were determined by a carbon nitrogen elemental analyser (CHN: NCS2500, ThermoQuest) following fine grinding of the samples [28]. Total K, Ca, Mg and P were determined by ICP-AES (Inductively Coupled Plasma-Atomic Emission Spectrometry) following wet mineralisation.

Soil samples were air dried for several days and sieved to remove the fraction superior to 2 mm. Particle size fractions were determined for levels 5–15 cm, 30–45 cm and 60–70 cm (NF X 31-107). Carbon and nitrogen were determined by a carbon nitrogen elemental analyser [28]. Exchangeable cations were determined by ICP-AES following extraction with cobalthexamin chloride (0,05 M): K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} and Na^+ according to the norm NF X 31-130 and Mn^{2+} , Fe^{2+} , Al^{3+} and H^+ [15]. The $CEC_{effective}$ (ECEC) and base saturation were calculated for each sample. Samples were also analysed for available P [17] and pH_w according to the norm NF ISO 10390.

The calculation of nutrient stocks was thus based on concentrations of total K, Ca, Mg and P for the humus and concentrations of exchangeable K, Ca, Mg and available P for the soils.

2.4. Stock calculation

The local humus stocks were calculated for total C, N, K, Ca, Mg and P, using the formula:

$$Sh(x) = \frac{MS \times X}{100}$$

where: $Sh(x)$ ($kg \cdot ha^{-1}$) is the humus stock of a nutrient x , MS ($g \cdot m^{-2}$) the dry matter content (mean of the 5 samples) and X ($g \cdot kg^{-1}$) the nutrient concentration.

The local soil stocks (0–70 cm) were calculated for C, N, exchangeable K, Ca, Mg and available P. The calculation was based on the following formula:

$$Ss(x)_{0-70} = \sum_{i=1}^6 X_i \times D_i \times T_i \times 100$$

where: $Ss(x)_{0-70}$ ($kg \cdot ha^{-1}$) is the soil stock of a nutrient x , X_i ($g \cdot kg^{-1}$) the nutrient concentration of the layer i , D_i ($g \cdot cm^{-3}$) the soil mass-density of the layer i and T_i (cm) the thickness of the layer i .

Soil mass-density was predicted using a statistical model [6]:

$$D_i = \exp(0,7053 - 0,352 \times \sqrt{C_i}) - 0,044 \times E - 0,0449 \times \ln(S)$$

where: D_i ($g \cdot cm^{-3}$) was the soil mass-density of the layer i , C_i (%) the carbon concentration of the layer i , S the percentage of sand and E the percentage of the > 2 mm particle size fraction. For our study, the percentage of sand was fixed at 20% (mean of the 100 sites, all depth mixed together), and the percentage of the > 2 mm fraction at 0% (no particles > 2 mm were determined on the soil samples). An external validation was performed in situ: 18 points were chosen out of the 100: 14 Alocrisols-Neoluvisols and 4 redoximorphic soils (Colluvisols-Fluvisols). Three volumetric samples were collected (cylinder diameter = 8 cm, height = thickness of the level considered) for each level at each point. Samples were oven-dried at 105 °C to a constant weight to determine the soil mass-density; the soil mass-density was the average of the 3 samples for this level.

2.5. Statistical and spatial analysis of nutrient stocks

As the mapping plan was based on a randomly stratified strategy, spatial analysis of nutrient stocks depended on statistical comparisons

Table I. Means of pH_{w} , effective cation exchange capacity (ECEC; $\text{cmol}+\cdot\text{kg}^{-1}$), base saturation (BS; %) and percentage of aluminium (Al^{3+} ; %) on the soil exchange complex, related to soil types and soil depth (cm), for the 100 sample points of the Fougères Forest. Confidence intervals are given in brackets.

Level	Alocrisols-Neoluvisols ($n = 92$)				Colluvisols-Fluvisols ($n = 8$)			
	pH_{w}	ECEC	BS	Al^{3+}	pH_{w}	ECEC	BS	Al^{3+}
0–5 cm	3.8 (0.07)	8.7 (0.7)	26 (2.5)	56 (3.3)	4.5(0.38)	10.7 (3.2)	49 (27.1)	40 (22.4)
5–15 cm	4.0 (0.05)	5.0 (0.3)	11 (1.1)	79 (1.8)	4.6 (0.26)	7.1 (2.7)	52 (23.5)	43 (23.5)
15–30 cm	4.3 (0.05)	2.6 (0.2)	9 (0.9)	84 (1.3)	4.7 (0.41)	5.6 (1.8)	49 (27.3)	46 (25.9)
30–45 cm	4.4 (0.04)	1.8 (0.2)	10 (1.1)	83 (1.7)	4.8 (0.27)	5.1 (1.9)	58 (25.1)	36 (23.7)
45–60 cm	4.4 (0.06)	2.2 (0.3)	11 (1.5)	82 (2.1)	4.9 (0.24)	4.7 (1.4)	67(19.0)	28 (18.7)
60–70 cm	4.5 (0.07)	3.1 (0.4)	13 (2.5)	82 (2.7)	4.9(0.31)	4.4 (1.3)	72 (19.0)	25 (18.6)

between sampling classes. For each nutrient, means of each sampling class for the humus and 0–70 cm soil stocks were compared using a multiple comparison Tukey test. If the differences were not significant, classes could be regrouped for further analysis or representations. The influence of factors on nutrient stocks in humus and soils were thus examined: the “stand age” for broad-leaved trees, the “stand type” (broad-leaved or coniferous trees) and the “hydromorphic character” of soils which will be associated in this paper with the factor “soil type”; except for two sample sites, these hydromorphic zones (class 6) have always been identified as Colluvisols-Fluvisols, not found in the other sampling classes.

In addition, Pearson correlation tests were performed for each element between humus total nutrient stocks and exchangeable (K_2O , CaO , MgO) or available (P_2O_5) nutrient stocks contained in the upper levels of the soil (0–5 cm and 0–15 cm).

Statistical analyses were performed using Unistat 5.0 software and all significant statistical tests were at the 5% threshold.

A quantification of errors related to point stock estimation was performed using Monte-Carlo simulation methods [13]. We carried out simulations to try to quantify the accuracy of the evaluation of a point-based soil nutrient stock. The principle is based on a simulation relationship between parameters entered into the model respecting the distribution laws for each parameter. For the soils and the humus, the errors on stocks due to sampling and analyses remained relatively small. The main source of uncertainty lay in the model estimating bulk mass-density (Tab. II). Using 1000 simulations we evaluated the effect of these measurement errors on nutrient stocks in the soil after grouping classes 1 to 5 (broad-leaved and coniferous trees), as no significant differences between these classes were observed.

3. RESULTS

3.1. Properties of Fougères forest soils

The $\text{pH}_{\text{s(w)}}$ of Alocrisols-Neoluvisols were very low (Tab. I), with an increase from the surface downwards, from 3.8 to 4.5. These soils were desaturated ($\text{BS} < 20\%$) for almost all levels. The percentage of exchangeable aluminium on the soil exchange complex was $> 50\%$ in the topsoil and $> 80\%$ in the lower levels. Protons occupied about 15% of the soil exchange capacity in the topsoil and 5% at depth. The cation exchange capacity decreased from the surface to depth,

from 8.7 $\text{cmol}+\cdot\text{kg}^{-1}$ to 1.8 $\text{cmol}+\cdot\text{kg}^{-1}$ at 30–45 cm, with an increase in the deepest level to 3.1 $\text{cmol}+\cdot\text{kg}^{-1}$.

The $\text{pH}_{\text{s(w)}}$ were higher for Colluvisols-Fluvisols than for Alocrisols-Neoluvisols; nevertheless, an increase from the surface to depth (4.5 to 4.9) was also observed. These soils were meso-saturated ($50\% < \text{BS} < 80\%$); the percentage of base saturation increased with depth, related to the decrease of the percentage of exchangeable aluminium on the soil exchangeable complex (40% in the topsoil to 25% in the deeper levels). The cation exchange capacity was higher than for the Alocrisols-Neoluvisols, and decreased from 10.7 $\text{cmol}+\cdot\text{kg}^{-1}$ in the surface to 4.4 $\text{cmol}+\cdot\text{kg}^{-1}$ in the deepest level.

According to the confidence interval, the soil properties of Alocrisols-Neoluvisols were always less variable than Colluvisols-Fluvisols.

3.2. Validation of soil mass-density estimation

Results of the external validation are presented in Table II. The Belkacem et al. [6] model slightly underestimated the mass-density observed for the 18 sites (mean error = 0.06 $\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$). Predictions by the model were better when hydromorphic soils were removed from the calculation, especially for the intermediate levels; in fact, the RMSE decreased from 0.23 $\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$ to 0.12 $\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$ for the 30–45 cm level.

3.3. Correlation between soil and humus stocks

Pearson correlations between total nutrient stocks in humus and exchangeable (K, Ca, Mg) or available (P) stocks in the 0–5 cm and 0–15 cm soil levels (Tab. III) were not significant, except for K_2O , and this correlation was very weak (0.23).

3.4. Lateral distribution of nutrient stocks

3.4.1. Nutrient stocks in humus

Statistics of nutrient stocks for the humus and for each class are presented in Table IV. No significant difference existed for

Table II. Statistics (g.cm^{-3}) of external validation for the soil density prediction model (Belkacem et al., 1998) tested for the Fougères Forest and related to soil types. Statistics are presented firstly for all depths and then for the 5–15, 30–45 and 60–70 levels (cm). The mean error (Mean error) is the mean of the differences between the observed soil density and the estimated soil density. The root mean square error (RMSE) is presented too.

Level	Parameters	All soil types ($n = 18$)	Non hydromorphic soils ($n = 14$)
0–70 cm	Mean error	0.06	0.03
	RMSE	0.19	0.15
	Observed soil density	0.96	0.97
5–15 cm	Mean error	0.05	0.02
	RMSE	0.18	0.19
	Observed soil density	1.29	1.32
30–45 cm	Mean error	0.06	-0.01
	RMSE	0.23	0.12
	Observed soil density	1.53	1.57
60–70 cm	Mean error	0.09	0.09
	RMSE	0.13	0.11

Table III. Pearson correlations for each nutrient, between total nutrient stocks in the humus and exchangeable or available nutrient stocks in the 0–5 cm and 0–15 cm soil layers. Pearson correlations are calculated on the 100 sample sites. Significant correlations at the 0.05 level are indicated by the symbol (*).

Element	Pearson correlation between stocks in humus and soil layer 0–5 cm ($n = 100$)	Pearson correlation between stocks in humus and soil layer 0–15 cm ($n = 100$)
K ₂ O	-0.23 *	-0.23 *
CaO	-0.01	-0.08
MgO	0.03	-0.05
P ₂ O ₅	-0.09	-0.12

Table IV. Statistics of nutrient stocks for the 100 points, related to the sampling classes. Means (kg.ha^{-1}) are presented for humus and 0–70 cm soil stocks. Confidence intervals are given in parenthesis. On a table line, significant differences between classes are indicated by different letters (Tukey test at 95% level). For detailed information about classes, see Figure 1.

		Class 1: ($n = 20$)	Class 2: ($n = 20$)	Class 3: ($n = 20$)	Class 4: ($n = 20$)	Class 5: ($n = 10$)	Class 6: ($n = 10$)
K ₂ O (kg.ha^{-1})	Humus stocks	129 ^a (52)	132 ^a (29)	124 ^a (31)	149 ^a (27)	86 ^b (29)	119 ^a (71)
	0–70 cm soil stocks	290 ^a (28)	292 ^a (40)	270 ^a (23)	273 ^a (28)	273 ^a (29)	342 ^a (91)
CaO (kg.ha^{-1})	Humus stocks	125 ^a (39)	140 ^a (20)	155 ^a (21)	165 ^a (35)	154 ^a (46)	146 ^a (61)
	0–70 cm soil stocks	222 ^a (24)	195 ^a (23)	185 ^a (17)	194 ^a (39)	191 ^a (40)	3690 ^b (2265)
MgO (kg.ha^{-1})	Humus stocks	67 ^a (21)	78 ^a (20)	72 ^a (13)	84 ^a (15)	65 ^a (20)	74 ^a (34)
	0–70 cm soil stocks	180 ^a (29)	162 ^a (23)	198 ^a (50)	178 ^a (26)	178 ^a (27)	1432 ^b (550)
P ₂ O ₅ (kg.ha^{-1})	Humus stocks	71 ^a (27)	65 ^a (9)	101 ^a (19)	113 ^a (20)	95 ^a (27)	69 ^a (41)
	0–70 cm soil stocks	1428 ^a (192)	1378 ^a (168)	1404 ^a (200)	1394 ^a (160)	1427 ^a (218)	913 ^b (511)

the humus stocks between classes whatever the nutrients were, except for K₂O stocks which were lower in coniferous stands (86 kg.ha^{-1}) than in other classes.

Figure 2 shows the dry matter stocks and nutrient concentrations in the humus, related to the defined classes. The dry matter stocks were about 50 t.ha^{-1} in the oldest broad-leaved tree classes (classes 3 and 4) and in the coniferous class (class 5), while they were $< 40 \text{ t.ha}^{-1}$ in the other classes, al-

though no significant differences were observed due to high within-class variability. Except for P, total nutrient concentrations were generally lower in the coniferous stands (class 5) than in other classes, although few significant differences were observed. Conversely, except for P, total nutrient concentrations were always higher in the hydromorphic zones (class 6), and significant differences were observed between class 6 and classes 3, 5 and 4, except for K in class 4.

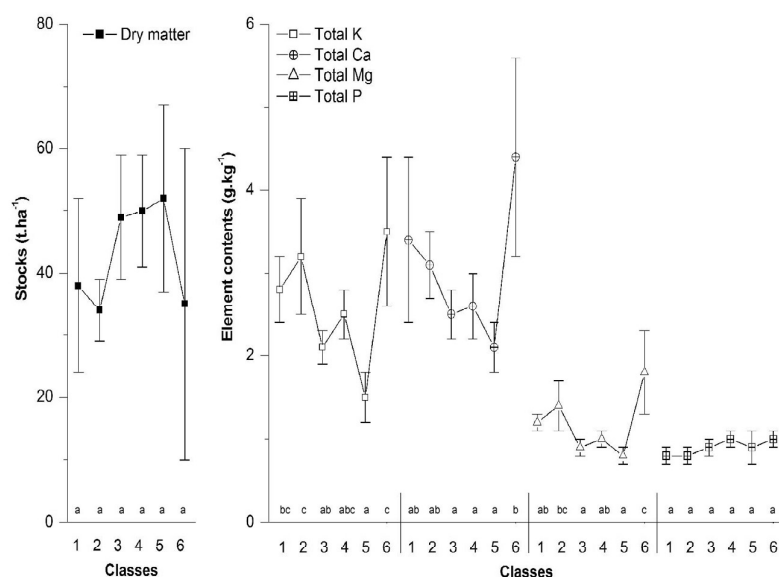


Figure 2. Means of stocks of dry material (t.ha^{-1}) and means of total element contents (g.kg^{-1}) in humus related to sampling classes. Means which differ significantly between classes are indicated by different letters (Tukey test at 95% level). Confidence intervals are represented by vertical bars. For detailed information about classes, see Figure 1.

3.4.2. Nutrient stocks in soil

The soil stocks were significantly higher in the hydromorphic zones (class 6) for exchangeable CaO and MgO, respectively 3690 kg.ha^{-1} and 1432 kg.ha^{-1} compared to other classes (Tab. IV). Conversely, available P_2O_5 stocks (913 kg.ha^{-1}) were significantly lower in the hydromorphic zones than in other classes. As for classes 1 to 5, low variability was noticed within classes and there was no significant difference between classes.

3.5. Vertical distribution of nutrient stocks

The distribution of soil nutrient stocks related to depth and sampling class is presented in Figure 3. Differences between total soil stocks in classes 1 to 5 were not significant (Tab. IV) and classes 1 to 5 were therefore amalgamated for this representation.

Exchangeable K_2O stocks in classes 1 to 5 were equitably distributed with depth, with about 50 kg.ha^{-1} in each level sampled, while the profile of exchangeable K_2O stocks in class 6 was convex, with a maximum in the 15–30 cm level (75 kg.ha^{-1}) and minimums in the 0–5 cm and 60–70 cm levels (about 40 kg.ha^{-1}).

Exchangeable CaO stocks in classes 1 to 5 decreased from the surface to depth from 67 to 24 kg.ha^{-1} , whereas the profile of exchangeable CaO stocks of class 6 was convex like that of K_2O stocks, with however a deeper observed maximum equal to 812 kg.ha^{-1} in the 30–45 cm level. The lowest stock was in the 0–5 cm level (282 kg.ha^{-1}).

Exchangeable MgO stocks in classes 1 to 5 decreased from the surface down to the 30–45 cm level (from 44 to 19 kg.ha^{-1})

and then increased in the deepest levels up to 38 kg.ha^{-1} . The profile of exchangeable MgO stocks in class 6 was convex too, with a maximum of 401 kg.ha^{-1} observed in the 45–60 cm level and a minimum of 84 kg.ha^{-1} in the 0–5 cm level.

Profiles of available P_2O_5 stocks related to depth were convex whatever the class; however, the convex distribution was more pronounced in classes 1 to 5 than in class 6, with maximums equal to 385 and 214 kg.ha^{-1} and minimums of 100 and 60 kg.ha^{-1} respectively.

According to the confidence intervals, the variability was low in classes 1 to 5 whatever the level and the nutrient, whereas variability in class 6 was higher than other classes whatever the level, generally with maximum variability in the intermediate levels.

3.6. Accuracy of the estimates

The Monte Carlo approach provided a quantification of the accuracy of the evaluation of a point-based soil nutrient stock. The uncertainty in classes 1 to 5 was revealed by the standard deviation of soil stocks which was 22.8 kg.ha^{-1} for exchangeable K_2O , 24.9 kg.ha^{-1} for exchangeable CaO, 18.2 kg.ha^{-1} for exchangeable MgO and 77.5 kg.ha^{-1} for available P_2O_5 . The uncertainty was higher in class 6, respectively 50.8 kg.ha^{-1} for exchangeable K_2O , 570.8 kg.ha^{-1} for exchangeable CaO, 182.1 kg.ha^{-1} for exchangeable MgO and 137.6 kg.ha^{-1} for available P_2O_5 .

4. DISCUSSION

We recall for the discussion, that sampling classes 1 to 5 corresponded to Alacrisols-Neoluvisols while class 6

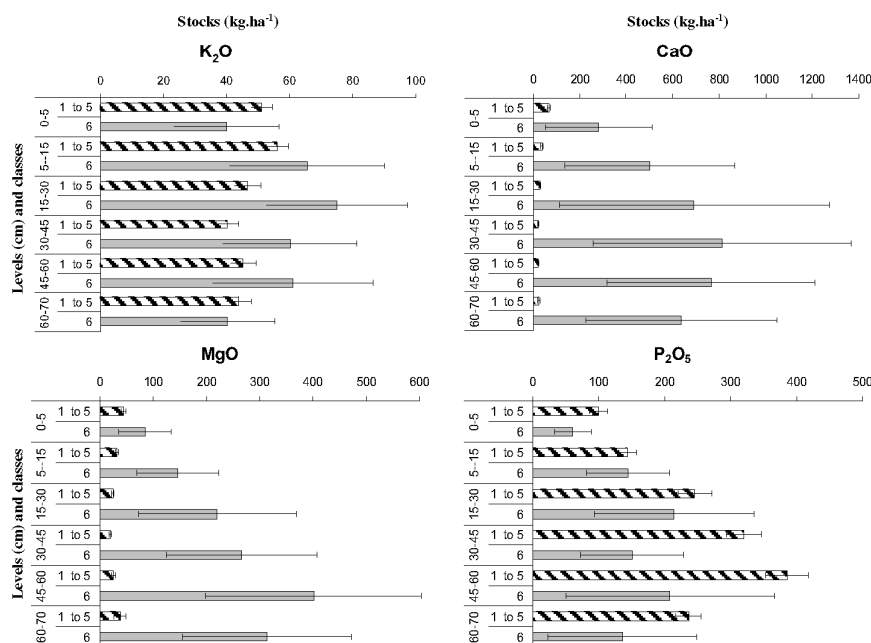


Figure 3. Means of the nutrient stocks ($\text{kg}\cdot\text{ha}^{-1}$) contained in soils, related to levels (cm) and sampling classes. Confidence intervals are represented by horizontal bars. Sampling classes 1 to 5 ($n = 90$) corresponded to Alocrisols-Néoluviosols while class 6 ($n = 10$) corresponded mainly to Colluviosols-Fluvisols (8 sites for a total of 10 sites in this class).

corresponded mainly to Colluviosols-Fluvisols (8 sites for a total of 10 sites in this class).

4.1. Nutrient stocks in humus and soils

Total nutrient stocks in the humus represented a large part of the exchangeable nutrient stocks contained in the 0–70 cm level (Tab. IV): about 70% for CaO and about 40% for K_2O and MgO. In an ecosystem characterised by poor fertility, as in the Fougères Massif, the recycling of the most limiting elements for plant growth by biological cycling is of primary importance [35]. Therefore nutrient stocks in the humus represented a large part of the exchangeable nutrient stocks of soils and were particularly essential, and all the more so because these nutrients were the mostly easily available. Conversely, total phosphorus stocks in the humus represented less than 10% of the stock of available phosphorus contained in the 0–70 cm level (Tab. IV), as it was not a limiting element in the Fougères Massif ecosystem.

The relationships between stocks in humus and stocks in the upper soil horizon were not significant, except for K_2O (Tab. III), which demonstrated a complex relationship between these two contiguous components of the ecosystem. Few studies deal with the relationship between stocks in humus and stocks in the upper soil horizon; nevertheless, we may suppose that a distinction between the humus layers (O_l, O_f and O_h) and division of the surface soil into thinner sampling lev-

els would have shown better relationships between humus and soil nutrient concentrations or stocks, as in Chodak et al. [14].

Consequently, as the relation between humus and soil surface stocks was insignificant or very weak for K_2O (Tab. III), we chose to discuss these two components of nutrient stocks separately.

4.2. Factor influence on humus stocks

4.2.1. Effects of stand characteristics

Total nutrient stocks in the humus related to the age of the stands may be tested only for broad-leaved trees (mainly beech), as all ages were mixed for classes 5 (coniferous) and 6 (hydromorphic zones). Concerning classes 1 to 4, the age of stand had no significant effect on total humus nutrient stocks, whatever the element (Tab. IV), at the forest massif scale. However, the two components used for stock calculation in humus were affected by this factor (Fig. 2). On the one hand, the concentrations of total elements in humus decreased with the ageing of the stands, probably due to a superior concentration of nutrients in leaves returned to soil in the younger stands [16, 26]. On the other hand, the dry matter stock under beech in the Fougères massif increased with the age of the stand (Fig. 2), related to the transformation of mull to a moder humus type, and with a thickening of the humus layers (O_f and O_h). This phenomenon has already been observed by other authors [27]. So, total nutrient concentrations varied

inversely with stocks of dry matter during the ageing of the broad-leaved stands, and the calculation of total nutrient stock in humus resulted in a fairly constant value, independent from the age class of the stands.

The comparison of total nutrient stocks in class 5 with classes 1 to 4 suggested that in the context of the Fougères massif, the type of stand (broad-leaved or coniferous trees) did not influence the total nutrient stocks in the humus (Tab. IV). The chemical composition of foliage returned to the soil influenced the nutrient status of humus; coniferous trees usually have lower foliage concentrations of K, Ca and Mg than broad-leaved trees [5], such as beech [24]. Thus, litterfall of broad-leaved trees can be richer in nutrients than conifers [5]. Except for P, this tendency was respected for total element concentrations in the humus of the Fougères massif; in fact contents were always lower under coniferous than under broad-leaved tree stands, although no significant differences were observed except for K (Fig. 2). For the Fougères massif, the higher stock of dry matter under coniferous compared to broad-leaved trees resulted in total nutrient stocks in humus being homogeneous between broad-leaved trees and coniferous stands, except for K_2O .

4.2.2. *Effects of the soil hydromorphy*

The hydromorphic characteristics of Fougères soils did not significantly influence total nutrient stocks in humus; the generally higher concentrations of elements in class 6 compared to other classes (Fig. 2) were compensated for in terms of stocks by the lower quantity of dry matter in that class. However, the variable humus forms on these hydromorphic soils may present very diverse properties or functioning; so, the amalgamation of all these waterlogged humus forms in the same class increased the intra-class variability and the low number of each form meant that our observations could not be explained.

4.3. Factor influence on soil stocks

4.3.1. *Effects of stand characteristics*

At the scale of the Fougères Massif, exchangeable or available nutrient stocks in the soil were homogeneous in classes 1 to 4 and 5, namely within broad leaved tree stands and coniferous stands (Tab. IV). There was no significant effect of the type of stand on nutrient stocks. Present understanding of the effects of tree species on soil fertility remains very incomplete and there is no complete agreement on a species ranking with respect to their potential effects on soil fertility [2, 25, 33, 42]. Time is often a limiting factor in these studies, as the impact of species on soil characteristics at a time scale of a few decades is often significant only in the first 10 cm of the topsoil [5]. Binkley [7] reported that conifers often occur on poor soils, but no generalisation about impoverishment by conifers is apparent from ordinary experiments, which was confirmed by the Fougères forest massif.

On the other hand, in the context of the Fougères massif, the age of broad-leaved trees stands did not have any effect on the nutrient stocks in soils whatever the element. It was for that reason that Ovington [33] criticised short term studies and emphasised that changes with time were not as great as papers indicated, due to faulty experimental layout. Anderson [2] concluded that over a whole rotation, the effect on soil may not be as significant as suggested by data analyses of samples taken in early to mid-rotation.

4.3.2. *Effects of soil type and hydromorphy*

In the Fougères massif, soil type was the principal factor studied which shaped the vertical distribution of exchangeable or available nutrient stocks (the differences between classes 1 to 5 and class 6 are shown in Fig. 3). A lower stock variability by level was observed in the Alocrisols-Neoluvisols compared with the Colluviosols-Fluvisols (Fig. 3) and confirmed the high spatial variability of soil properties in these locations [12, 23, 30, 41].

Although the vertical distribution of exchangeable element stocks (K_2O , CaO, MgO) depended on the element considered, the greater part of soil nutrient stocks for the Alocrisols-Neoluvisols (classes 1 to 5) was located in the upper horizons of the soil, except for exchangeable MgO. The vertical distribution of nutrient stocks in this type of soil followed the decrease of ECEC with depth (Tab. I), which may be explained by the exponential decrease of carbon contents in the Alocrisols-Neoluvisols of the Fougères Massif [28]. On the other hand, according to Jobbagy et Jackson [22], the vertical distribution of soil nutrients will be shallower as nutrients become increasingly scarce. In fact, biological cycling by plants exerted a dominant control on the vertical distribution of the most limiting elements for plants [22]. This control may occur in the Fougères ecosystem (characterised by poor fertility) and explain the accumulation of exchangeable nutrients in the upper soil horizons of the Alocrisols-Neoluvisols.

Colluviosols-Fluvisols (class 6) had larger stocks than Alocrisols-Neoluvisols and a different exchangeable element stock (K_2O , CaO, MgO) distribution, especially when depth increased (Fig. 3). A high ECEC value (Tab. I), whatever the depth, combined with the increase of soil mass-density with depth could result in superior stocks in the deepest levels. In this type of soil, a large part of the ECEC may be attributed to organic matter, the soils being an accumulation of several organic and mineral levels due to successive deposition. In any case, Lecoite et al. [28] reported that organic carbon stocks in the soil were twice as high in Colluviosols-Fluvisols as in Alocrisols-Neoluvisols. The differences between nutrient stocks in these two types of soil were very high for CaO and MgO, stocks being much higher in Colluviosols-Fluvisols. It is supposed that these elements were present in large quantities in that location, probably released by alluvial and colluvial materials or supplied by water-table fluctuation.

The vertical allocation of available phosphorus stocks was relatively similar between the two soil types, but with lower stocks in the Colluviosols-Fluvisols (Fig. 3). Lyons et al. [30]

noted that soil properties, such as organic matter, soil moisture, pH, amorphous Fe and Al are known to influence phosphorus retention. Stevenson [40] specified that organic matter may coat Fe and Al oxides, thus blocking potential sorption sites and decreasing phosphorus adsorption. As organic carbon stocks in the soils of the Fougères Massif were twice as high for Colluviosols-Fluviosols as for Alocrisols-Neoluviosols [28], we suppose that this type of phenomenon occurred and decreased the phosphorus adsorption potential.

Consequently, the vertical allocation of exchangeable or available nutrient stocks in soils led to large differences between soil nutrient stocks in classes 1 to 5 (Alocrisols-Neoluviosols) compared to class 6 (Colluviosols-Fluviosols) (Tab. IV). Thus, the type of soils in the Fougères Massif had a large influence on the lateral distribution of nutrient soil stocks. On the other hand, the wide variability previously observed, by level, in class 6 logically affected the total soil nutrient stocks, which then showed the largest intra-class variability (Tab. IV). Conversely, the intra-class variability in the Alocrisols-Neoluviosols (classes 1 to 5) was generally low.

4.4. Accuracy and limits of the study

For total nutrient stocks in humus, the statistical analyses proved that there were no significant differences between sampling classes. The highest variability of total nutrient stocks in humus was the intra-class variability, especially for classes 1 (youngest broad-leaved trees), 5 (coniferous class) and 6 (hydromorphic zones) (Tab. IV), which could be partly explained by the construction of these classes. In fact, class 5 regrouped all coniferous species, of all ages combined. Class 6 regrouped all of the hydromorphic zones, amalgamating all the waterlogged humus forms. Class 1 regrouped all the youngest broad-leaved trees and the regeneration stands (with seedling trees still in place) were integrated into this class. Finally, all these groupings contributed to the increase of intra-class variability and proved that the choice of these 6 sampling classes was not necessarily accurate and the number of sampling classes needed to be increased in classes 1, 5 and 6. Nevertheless, this sampling design allowed the differences in nutrient contents and dry matter quantity between classes to be observed (Fig. 2).

For exchangeable or available nutrient stocks in soils, we could have obtained the same results using fewer classes (2 instead of 6), as for the total nutrient stocks in humus. Nevertheless, nutrient stock variability in soils was low for classes 1 to 5, which proved that no other major factor variation occurred. However, uncertainty about the estimation of nutrient stocks in soils was higher in the hydromorphic zones than in other classes. In fact, we evaluated the effect of these measurement errors on nutrient stocks in the soil, to be ~8% for the sampling class groups 1 to 5 and ~14% for class 6. Thus, the number of sampling classes needed to be increased in hydromorphic zones depending on the degree of hydromorphy and on the type and age of stands. This would have provided a better understanding of the factors causing variation in soil nutrient stocks.

5. CONCLUSION

The method, combining point estimates and existing maps with a scale change, was initially designed to estimate the total carbon stocks of the whole forest but the use that we made of it appeared accurate. This method allowed us to analyse the spatial distribution of nutrient stocks (K, Ca, Mg and P) at the scale of a forest massif for humus and soil (0–70 cm) and among the studied variation factors, we identified those influencing the nutrient stocks.

For the humus, neither the type nor the age of the stand, nor the hydromorphic character of the soils, significantly influenced the total nutrient stocks. Nevertheless, a large part of the variability was not explained and other variation factors may occur.

For the soil, stand characteristics did not influence exchangeable or available nutrient stocks, the only significant variation factor being the soil type. In fact, stocks of exchangeable elements were much higher in Colluviosols-Fluviosols, and available phosphorus stocks were lower than in Alocrisols-Neoluviosols. On the other hand, Alocrisols-Neoluviosols presented a low nutrient stock variability, which proved that no major variation factor occurred. Conversely, nutrient stock variability found in Colluviosols-Fluviosols (which show redoximorphic characteristics), combined with a higher uncertainty of stock estimation, may suggest the existence of other variation factors not taken into account in this study.

Further developments are thus required, particularly when working on the hydromorphic gradient and the type and age of stand in hydromorphic zones. However, this method may allow nutrient stocks to be mapped accurately at the whole forest scale and results obtained could be included in the future management of forests. Lastly, results obtained may also be used in the framework of modelling nutrient cycle in forest ecosystems.

Acknowledgements: We would like to thank all the technicians without whom this project would not have been possible; in particular O. Quidu and G. Dutin from INRA Rennes; S. Didier, L. Gelhaye and C. Hossann from INRA Nancy. This work was partly financed by the Ministry of Research Office in the context of ECCO, and partly by the Office National des Forêts in the context of one of the Environmental Research sites on “Lowland beech” part of F-ore-T. The English was corrected by Aldyth Nys.

REFERENCES

- [1] AFES, Référentiel pédologique, INRA, Paris, 1995.
- [2] Anderson M., The effects of forest plantations on some lowland soils. I. A second sampling of nutrient stocks, *Forestry* 60 (1987) 69–85.
- [3] Arrouays D., Feller C., Jolivet C., Saby N., Andreux F., Bernoux M., Estimation de stocks de carbone organique des sols à différentes échelles d'espace et de temps, *Étude Gest. Sols* 10 (2003) 347–355.
- [4] Augusto L., Bonnaud P., Ranger J., Impact of tree species on forest soil acidification, *For. Ecol. Manage.* 105 (1998) 67–78.
- [5] Augusto L., Ranger J., Binkley D., Rothe A., Impact of several common tree species of European temperate forests on soil fertility, *Ann. For. Sci.* 59 (2002) 233–253.

- [6] Belkacem S., Nys C., Dupouey J.L., Évaluation des stocks de carbone dans les sols forestiers. Importance de la sylviculture et du milieu sur la variabilité, INRA/DPE N°6 -95/329/P00006, Agriges, 68 p., 1998.
- [7] Binkley D., The influence of tree species on forest soils: processes and patterns, Special Publication – Agronomy Society of New Zealand, 1995, pp. 1–33.
- [8] Boettcher S.E., Kalisz P.J., Single-tree influence on soil properties in the mountains of eastern Kentucky, *Ecology* 71 (1990) 1365–1372.
- [9] Bonneau M., Ranger J., Évolution de la fertilité chimique des sols forestiers. Recommandations pour une gestion durable, *La forêt privée* 247 (1999) 51–64.
- [10] Brack C.L., Richards G.P., Carbon accounting model for forests in Australia, *Environ. Pollut.* 116 (2002) 187–194.
- [11] Bringmark E., Spatial variation in soil pH of beech forests in relation to buffering properties and soil depths, *OIKOS* 54 (1989) 165–177.
- [12] Bruland G.L., Richardson C.J., Hydrologic gradients and topsoil additions affect soil properties of Virginia created wetlands, *Soil Sci. Soc. Am. J.* 68 (2004) 2069–2077.
- [13] Burrough P., McDonnell R., *Principles of Geographical Information Systems*, Oxford University Press, Oxford, 1998.
- [14] Chodak M., Ludwig B., Beese F., An equation to describe vertical gradients of element concentrations in soils under beech and spruce stands, *J. Plant Nutr. Soil Sci.* 165 (2002) 602–608.
- [15] Ciesielski H., Sterckeman T., Determination of cation exchange capacity and exchangeable cations in soils by means of cobalt hexamine trichloride. Effects of experimental conditions, *Agronomie* 17 (1997) 1–7.
- [16] Cole D.W., Rapp M., 6. Elemental cycling in forest ecosystems, *Dynamic properties of forest ecosystems*, Cambridge University Press, Cambridge, 1981, pp. 341–409.
- [17] Duchaufour P., Bonneau M., Une nouvelle méthode de dosage du phosphore assimilable dans les sols forestiers, *Bulletin de l'AFES* 4 (1959) 193–198.
- [18] Dupouey J.L., Pignard G., Badeau V., Thimonier A., Dhote J.F., Nepveu G., Berges L., Augusto L., Belkacem S., Nys C., Carbon stores and fluxes in French forests, *C. R. Acad. Agric. Fr.* 85 (1999) 293–310.
- [19] Fournier R.E., Morrison I.K., Hopkin A.A., Short range variability of soil chemistry in three acid soils in Ontario, Canada, *Commun. Soil Sci. Plant Anal.* 25 (1994) 3069–3082.
- [20] Gonzalez O.J., Zak D.R., Geostatistical analysis of soil properties in a secondary tropical dry forest, St. Lucia, West Indies, *Plant Soil* 163 (1994) 45–54.
- [21] Jabiol B., Évolution de la diversité et du fonctionnement des humus au cours d'une révolution forestière en futaie régulière de hêtres, Site-atelier de la forêt de Fougères, Nancy, 2000, p. 43.
- [22] Jobbagy E.G., Jackson R.B., The distribution of soil nutrients with depth: Global patterns and the imprint of plants, *Biogeochemistry* 53 (2001) 51–77.
- [23] Johnston C.A., Bridgman S.D., Schubauer-Berigan J.P., Nutrient dynamics in relation to geomorphology of riverine wetlands, *Soil Sci. Soc. Am. J.* 65 (2001) 557–577.
- [24] Kavadias V.A., Alifragis D., Tsiontsis A., Brofas G., Stamatelos G., Litterfall, litter accumulation and litter decomposition rates in four forest ecosystems in northern Greece, *For. Ecol. Manage.* 144 (2001) 113–127.
- [25] Kimpe C.R.d., Martel Y.A., Effects of vegetation on the distribution of carbon, iron, and aluminium in the B horizons of Northern Appalachian spodosols, *Soil Sci. Soc. Am. J.* 40 (1976) 77–80.
- [26] Lebret M., Les humus forestiers en hêtraie de plaine : analyse des facteurs de l'évolution dans une chronoséquence, Rennes 1, 2002, p. 350.
- [27] Lebret M., Nys C., Forgeard F., Litter production in an Atlantic beech (*Fagus sylvatica* L.) time sequence, *Ann. For. Sci.* 58 (2001) 755–768.
- [28] Lecoince S., Nys C., Walter C., Forgeard F., Huet S., Recena P., Follain S., Estimation of carbon stocks in a beech forest (Fougères Forest – W. France): extrapolation from the plots to the whole forest, *Ann. For. Sci.* 63 (2006) 139–148.
- [29] Liu J., Peng C., Apps M., Dang Q., Banfield E., Kurz W., Historic carbon budgets of Ontario's forest ecosystems, *For. Ecol. Manage.* 169 (2002) 103–114.
- [30] Lyons J.B., Gorres J.H., Amador J.A., Spatial and temporal variability of phosphorus retention in a riparian forest soil, *J. Environ. Qual.* 27 (1998) 895–903.
- [31] Nambiar E.K.S., Sustained productivity of forests is a continuing challenge to soil science, *Soil Sci. Soc. Am. J.* 60 (1996) 1629–1642.
- [32] Olsson B.A., Bengtsson J., Lundkvist H., Effects of different forest harvest intensities on the pools of exchangeable cations in coniferous forest soils, *For. Ecol. Manage.* 84 (1996) 135–147.
- [33] Ovington J.D., Organic production, turnover and mineral cycling in woodlands, *Biol. Rev.* 40 (1965) 295–336.
- [34] Ranger J., Badeau V., Dambrine E., Dupouey J.L., Nys C., Party J.P., Turpault M.-P., Ulrich E., Évolution constatée des sols forestiers au cours des dernières décennies, *Rev. For. Fr.* LII (2000) 49–70.
- [35] Ranger J., Colin-Belgrand M., Nutrient dynamics of chestnut tree (*Castanea sativa* Mill.) coppice stands, *For. Ecol. Manage.* 86 (1996) 259–277.
- [36] Ranger J., Nys C., La qualité des sols forestiers français, *Étude Gest. Sols* 10 (2003) 165–285.
- [37] Richter J., The soil as a reactor: modelling processes in the soil, Catena Verlag, Cremlingen, 1987.
- [38] Riha S.J., James B.R., Scencsac G.P., Pallant E., Spatial variability of soil pH and organic matter in forest plantations, *Soil Sci. Soc. Am. J.* 50 (1986) 1347–1352.
- [39] Ryan P.J., McKenzie N.J., O'Connell D., Loughhead A.N., Leppert P.M., Jacquier D., Ashton L., Integrating forest soils information across scales: spatial prediction of soil properties under Australian forests, *For. Ecol. Manage.* 138 (2000) 139–157.
- [40] Stevenson F.J., *Humus chemistry: genesis, composition, reactions*, John Wiley and Sons, New York, 1994.
- [41] Stolt M.H., Genthner M.H., Daniels W.L., Groover V.A., Spatial variability in Palustrine wetlands, *Soil Sci. Soc. Am. J.* 65 (2001) 527–535.
- [42] Stone E.L., Effects of species on nutrient cycles and soil change, *Philos. Trans. R. Soc. Lond. B* 271 (1975) 149–162.
- [43] Tchienkoua M., Zech W., Statistical analysis of soil variability in a humid forest landscape of Central Cameroon, *Int. J. Appl. Earth Obs. Geoinf.* 5 (2004) 69–79.
- [44] Toutain F., Étude des sols et des eaux de la forêt de Fougères, Rennes, 1965, p. 192.
- [45] Turpault M.P., Ranger J., Marques R., Ezzaïm A., Les bilans entrées-sorties, indicateurs de gestion durable des écosystèmes forestiers : cas des plantations de Douglas des monts du Beaujolais, *Rev. For. Fr.* 2 (1999) 184–196.
- [46] Van Vliet-Lanoë B., Pellerin J., Helluin M., Morphogenèse, pédogénèse : les héritages du dernier cycle glaciaire en forêt de Fougères, *Z. Geomorphol. N. F.* 39 (1995) 489–510.
- [47] Wang J.R., Zhong A.L., Kimmins J.P., Biomass estimation errors associated with the use of published regression equations of paper birch and trembling aspen, *Northern J. Appl. For.* 19 (2002) 128–136.
- [48] Zinke P.J., Stangenberger A.G., Elemental storage of forest soil from local to global scales, *For. Ecol. Manage.* 138 (2000) 159–165.

Article B

Preferential flow and slow convective chloride transport through the soil of a forested landscape (Fougères, France).

A. Legout^{1*}, C. Legout², C. Nys¹ & E. Dambrine¹

(Soumis à Journal of Hydrology)

¹ INRA Nancy, Biogéochimie des Ecosystèmes Forestiers, 54280 Champenoux, France

² LTHE, Observatoire des Sciences de l'Univers de Grenoble, Université Joseph Fourier, BP 53, 38041 Grenoble Cedex 09, France

*Corresponding author. *Address:* INRA Nancy, Biogéochimie des Ecosystèmes Forestiers, 54280 Champenoux, France. *E-mail address:* legout@nancy.inra.fr

ABSTRACT

This study aims to assess the water flow and non-reactive solute transfers occurring in a glosic acidic soil under a beech forest in Brittany (Fougères, France). The first objective was to prove the cohabitation of preferential flow transfer through distinct pathways and slow transfer through the soil matrix. The objectives were also to identify the main mechanisms responsible for these transfers and to understand their spatial and temporal variability. For this, we carried out a field tracer experiment and sprinkled chloride enriched solution over two areas of soil (2 x 66m²) in March of 2006. Subsequently, we monitored the composition of the soil solutions collected by zero tension plate lysimeters and ceramic cup lysimeters installed at depths between 0 and 240 cm, over a period of 18 months.

We prove that preferential flows through rapid-mobile porosity and slow transfers by convective flux through slow-mobile porosity coexist in the soils of the experimental plot, and that the time scales brought into play ranged from a few days to a yearly scale. The transfer velocities ranged between 2.38 mm.day⁻¹ for the slowest convective flux and 600 mm.day⁻¹ for the fastest preferential flows. We also prove that the rapid-mobile porosity represents only a small proportion of the soil volume (means of all depths except 10 cm: about 11%) but the quantity of solute transferred, which by-passes a large part of the rooting zone, may be important (around 17% of the tracer mass applied). The rapid transfer is mainly governed by the soil moisture combined with precipitation intensities and the slow transfer mainly by the cumulative percolation flux. Both transfers are also characterised by wide spatial and temporal variability. The wide transfer variability may be explained by the hydrodynamic dispersion related to the heterogeneity of the slow and rapid porosities, combined with the impact of the 2006 growing season, which slowed down the tracer displacement. Lastly, the experiment proves that the zero tension plate lysimeters mainly collect rapid drainage water, as preferential flows, while the ceramic cup lysimeters mainly collect slow-mobile water mixed with rapid drainage water.

KEYWORDS: Tracer; Chloride transfer; Forest soil; Preferential flow; Slow convective flow; Lysimeter.

1 INTRODUCTION

Soil water is a primary component which integrates many physical, chemical and biological phenomena within forest ecosystems. Nowadays, in the context of climate change as well as with the aim of computing input-output budgets of nutrients (Ranger and Turpault, 1999a), precise knowledge of water fluxes in forest soils is needed. Even if a large quantities of literature are available for agricultural soils, further developments are required for forest soils, mostly because the soil structure of forest ecosystems, which is known to be responsible for great flow variability, is rarely disturbed compared to agricultural ones.

The transfer of water in soils is usually split into slow water movement through the soil matrix (Jardine et al., 1990; McDonnell, 1990; Rawlins et al., 1997; Sidle et al., 2000; Waddington et al., 1993) and rapid or preferential flow via specific pathways which bypass a large proportion of the soil (Jardine et al., 1989; Kung, 1990; Tsuboyama et al., 1994). As recalled by Dreuer *et al.* (2003), the causes of preferential or bypass-flow are related to hydraulic characteristics such as the occurrence of macropores (Beven and Germann, 1982), dual or multimodal pore-size distributions (Gerke and van Genuchten, 1993; Zurmühl and Durner, 1996), discontinuities of texture (Kung, 1990), the occurrence of biopores such as root channels (Bramley et al., 2003; Parsons et al., 2004) or the occurrence of glossic structures (tongues) as shown in Diab et al. (1988). As opposed to agriculture, the soil structure and the rapid flow pathways (macropores, biopores) may last for decades or more in forest soils (Beven and Germann, 1982; Hagedorn and Bundt, 2002).

During and following a rain event, several mechanisms may occur in soils. Old water may be displaced by new water flowing through the soil matrix as a result of slow convective flux, creating a piston-like flow with or without mixing between old and new water (Jardine et al., 1990; McDonnell, 1990; Rawlins et al., 1997; Sidle et al., 2000; Waddington et al., 1993). New water may also bypass the soil matrix through preferential flow paths (Beven and Germann, 1982; Luxmoore et al., 1990) and some combination of slow displacement through the soil matrix and preferential flow may occur. In the context of soils close to saturation, the new infiltrating water may also create a matrix flow which may displace old water from the soil matrix into large pores (Jardine et al., 1990; Luxmoore et al., 1990). Two factors appear to control the amount of preferential flow: rainfall intensity and antecedent moisture condition (Edwards et al., 1992; Jardine et al., 1990; Luxmoore et al., 1990; Sidle et al., 2000; Turton et al., 1995; Williams et al., 2003). Indeed, if the water content of the soil is high, the smallest pores are saturated and a small amount of water at the soil surface may initiate the macropore flow. However, preferential flow transport may also operate at lower soil moisture contents which are not close to saturation, as emphasized by McCoy et al. (1994).

However, it is always difficult to predict precisely what will occur on a specific forest site. Precise knowledge of water flows in soils is still needed when working, for example, on the computing of precise input-output nutrient budgets, which may be valuable diagnostic tools in the context of climate change. The nutrient fluxes in soil are often obtained by coupling the water fluxes from a deterministic flow model to nutrient concentrations in soil water extracted by different lysimeter systems. The collection of information (velocity, porosity) from field

experiments, using for example tracer methods, is thus a crucial step for precise calibration and setting up deterministic flow or transport models (Ptak et al., 2004).

This study aims to assess the water flow and non-reactive solute transfers occurring in a glossic acidic soil under a beech forest in Brittany. We carried out a field tracer experiment in an experimental site located in Fougères forest, western France. The objectives were to:

- i) prove the cohabitation of rapid transfer, by preferential flow transfer through distinct pathways traversing the soil matrix, and slow transfer, by slow convective flux through the soil matrix
- ii) determine the main mechanisms responsible for these transfers and understand their spatial and temporal variability
- iii) compare the soil solutions collected by zero tension and tension lysimeters
- iv) produce a data set in a forested landscape for future modelling

For this, we sprinkled chloride enriched solution over two areas of soil (2 x 66m²) in March of 2006 and monitored during 18 months the composition of the soil solutions collected by zero tension and tension lysimeters.

2 MATERIALS & METHODS

2.1 The experimental site

The study was carried out in the state forest of Fougères (1660 hectares), located in north-east Brittany, France (48°23'4'' N; 1°8'10'' W). The climate is temperate oceanic with a mean annual precipitation of 868 mm and a mean annual temperature of 12.9°C for the decade 1996 to 2006. The experimental site (0.48 ha) (Figure 1a) is located in a flat, homogeneous forested area of 5 ha under 90-year-old beech (*Fagus Sylvatica*). The bedrock is granite and the thickness of the weathered granite fluctuates between 3 and 5 metres (Van Vliet-Lanoë et al., 1995). This saprolite is covered by about 1.5 m of non-carbonated Aeolian loess. Several authors have recorded the homogeneity of the Fougères forest soils (Lecoïnte et al., 2006; Toutain, 1965).

In 1996, two soil pits were opened near the experimental site and these soils were described, sampled by level (Table 1) and analysed. The humus was classified as moder (Baize and Girard, 1998), while the soils were classified as glossic Alocrisols-Néoluvisols (Baize and Girard, 1998). Glossic tongues, which are funnel shaped widening at the top, appear below depths of 55 cm and are developed vertically down into the weathered granite. Particle size fractions were determined for each level of each pit. The total organic carbon was determined by a carbon nitrogen elemental analyser for each level of each pit. One volumetric sample was also collected with a cylinder (diameter 8 cm, height 10 cm) for the levels down to 130 cm of each pit. Cylinders were then oven-dried at 105°C to a constant weight to determine the soil bulk density. The mean of the two pits was then calculated by level for each measured parameter (total organic carbon, particle size fractions, soil bulk density).

The mean values of the real density of each soil level were calculated according to the formula:

$$D_i = \frac{1}{\left[\frac{1 - 2 \times C_i}{2.6} \right] + \left[\frac{2 \times C_i}{1.6} \right]} \quad (1)$$

Where D_i (g.cm^{-3}) is the real density of the level i and C_i (g.g^{-1}) is the rate of total organic carbon in the level i , 2.6 (g.cm^{-3}) is the mineral real density and 1.6 (g.cm^{-3}) is the organic real density.

The mean values of the real and soil bulk density were then used to determine the mean porosity of the soil levels according to the formula:

$$\text{Porosity}_i = \left[1 - \frac{Db_i}{D_i} \right] \times 100 \quad (2)$$

where Porosity_i (%) is the porosity of the level i , Db_i (g.cm^{-3}) is the mean soil bulk density of level i and D_i is the real density (g.cm^{-3}) of the level i . The mean values of the total organic carbon, the bulk density, the calculated porosity and the textural properties of the soils are reported by depth in Table 1.

Table 1. Means of total organic carbon, bulk density, calculated porosity and textural properties for the different depths of the soils of the two pits opened near the experimental site in 1996.

Depth (cm)	Carbon (g.kg^{-1})	Bulk density (g.cm^{-3})	Porosity (%)	Clay (0-2 μm) (%)	Silt (2-50 μm) (%)	Sand (50-2000 μm) (%)
0 - 5	72.6	0.62	74.2	17.3	73.7	9.1
5 - 15	30.0	1.13	54.9	16.3	73.9	9.9
15 - 30	12.4	1.14	55.5	13.4	74.8	11.8
30 - 50	4.9	1.28	50.7	12.4	74.8	12.9
50 - 70	1.6	1.48	43.1	16.9	70.5	12.7
70 - 90	1.3	1.54	40.8	21.7	68.9	9.5
90 - 110	1.2	1.55	40.1	22.7	67.6	9.8
110 - 130	1.2	1.60	38.3	22.3	59.7	18.0
130 - 150	1.2	-	-	17.1	25.6	57.3
150 - 170	1.2	-	-	18.3	14.2	67.5
170 - 190	1.5	-	-	22.6	13.3	64.2
190 - 210	1.2	-	-	18.7	11.4	69.9
210 - 230	1.1	-	-	18.2	11.2	70.6
230 - 250	1.2	-	-	17.6	9.9	72.5

2.2 Experimental design

In January 2000, two pits 25metres apart, A-C and B-D (7 m long and 1 m wide), were opened in the soil of the experimental site. The two lateral sides (sides A, B, C and D Figure 1a) of each pit were then rapidly equipped with TDR probes (TRIME-TDR Imko®), ceramic cup lysimeters (0.5 m long) and zero tension polyethylene plate (0.3 x 0.4 m) lysimeters (Titus and Mahendrapa, 1996) (Figure 1b). TDR probes were inserted horizontally into sides C and D of each pit at depths of 10, 30, 55, 80 and 120 cm in the undisturbed soil by hand-pressure. Tension lysimeters were inserted horizontally into each side of the pits into holes drilled with an auger of the same diameter as the ceramic cups, at depths of 10, 30, 55, 80 and 120 cm in the undisturbed soil. The distance between the pit edge and the ceramic cups was 0.5 m. Plate lysimeters were inserted laterally from each side of each pit into slots prepared at depths of 10, 30, 55, 80 and 120 cm in the undisturbed soil using a chainsaw; a hydraulic pressure jack was used to insert them. Plate lysimeters were also introduced just below the humus layer (0 cm depth). After connecting the piping systems, the pits were back-filled, replacing the soil layers in their correct order.

In December 2005, new ceramic cups were put in place vertically from the soil surface at depths of 160, 200 and 240 cm using a hand auger of the same diameter as the ceramic cups.

A depression of 0.6 bars was applied to the ceramic cup lysimeters. The numbers of replicates for each measurement device and depth are detailed in Table 2. The spatial variability of the soil solution was taken into account by using a high number of ceramic cup lysimeters, especially at the 55, 80 and 120 cm depths.

Figure 1. (a) Map of the experimental site (0.48 ha) showing the two plots around pits A-C and B-D. Each pit was equipped with TDR probes, zero tension plate lysimeters (ZTL) and ceramic cup lysimeters (TL). The instruments were inserted from both sides of each pit in undisturbed soil (except TDR probes, only inserted from sides C and D). A typical arrangement of equipment for each side of each pit is given in (b) for side D of pit B-D.

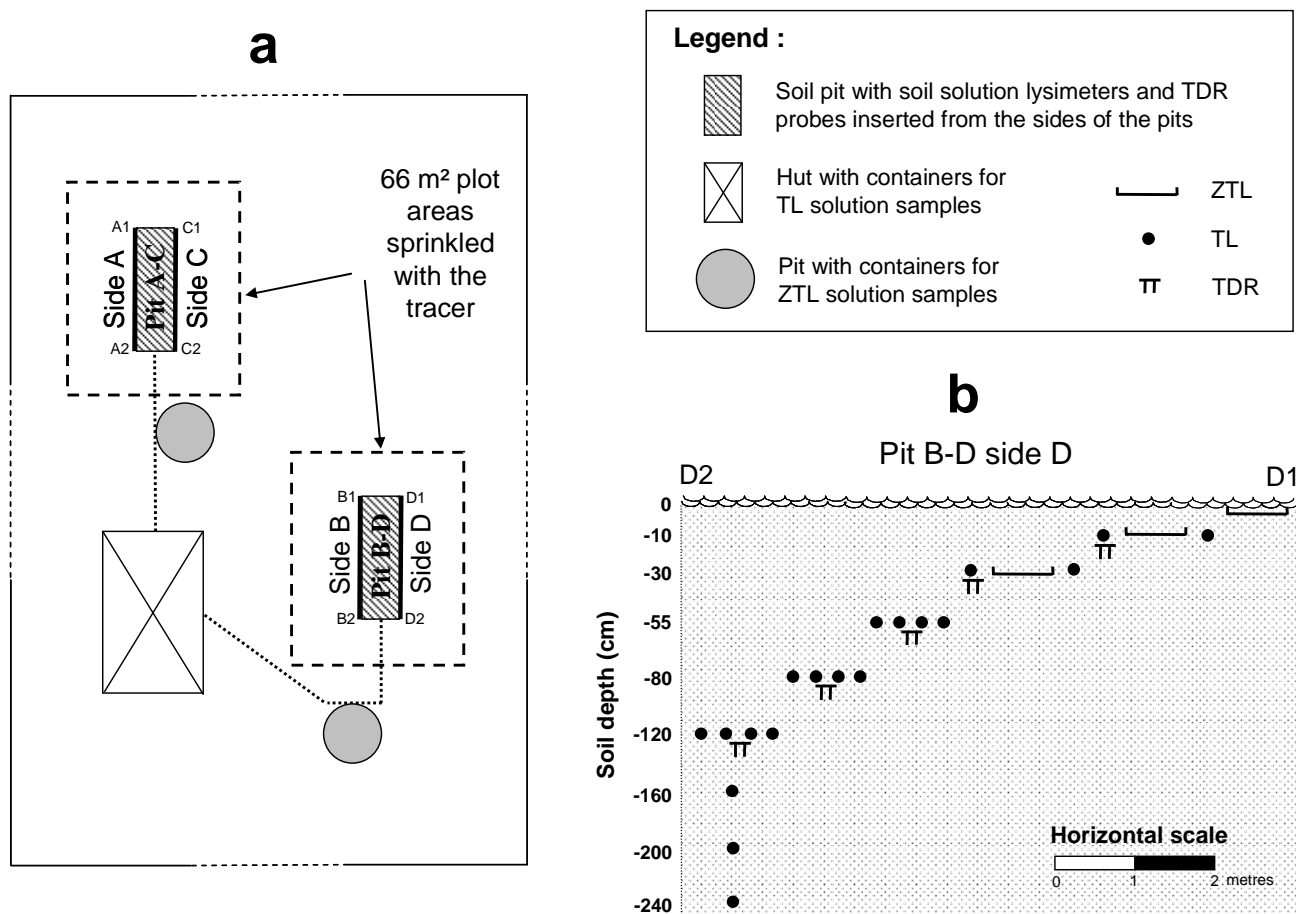


Table 2. Year of installation and number of replicates for the measurement systems installed in the study area related to soil depth. ZTL=zero tension lysimeter, TL=ceramic cup tension lysimeter and TDR=TDR systems for soil volumetric moisture measurements.

Depth (cm)	0	-10	-30	-55	-80	-120	-160	-200	-240
Year of installation	2000	2000	2000	2000	2000	2000	2005	2005	2005
	Number of replicates								
ZTL	4	4	4	0	0	0	0	0	0
TL	0	8	8	16	16	16	4	4	4
TDR	0	2	2	1	1	1	0	0	0

2.3 Tracer experiment

The tracer experiment was started before the growing season, at the beginning of March 2006. Thirty one mm of a chloride enriched solution (616 mg.l^{-1}) was applied to both experimental plots (Figure 1a). The water used was pumped from a forest stream located near the site, stored in a large tanker and NaCl, CaCl₂ and MgCl₂ were added to the tanker to obtain a 616 mg.l^{-1} chloride solution. The enriched solution was then pumped from the tanker and sprinkled onto the soil using an oscillating ramp for each plot, to simulate precipitation under the canopy. To obtain a homogeneous application and to avoid border effects, the simulated precipitation was applied to two plots (6 x 11 m) surrounding each pit (Figure 1a).

The tracer application on the 8th March 2006 was followed by three simulated rain applications (stream water without chloride enrichment) on the 9th March (16.8 mm), the 10th March (15.3 mm) and lastly on the 14th March 2006 (14.9 mm). The average rainfall intensity for the tracer application was 4.4 mm.h^{-1} and the three successive simulated rain showers without chloride enrichment were respectively, 5.6, 5.1 and 2.5 mm.h^{-1} .

2.4 Data collection

Before the tracer experiment (from June 2000 to December 2004), soil solution samples were collected from each lysimeter every 28 days per depth and side of the pit. Before analysis, samples collected with ceramic cups were bulked to obtain 4 composite samples per depth (one for each side of the pit). Samples collected by zero tension lysimeters were bulked to obtain 1 composite sample per depth.

After the tracer application, soil solution samples from each lysimeter were collected individually. During the first week, the sampling frequency varied between 6 to 24 hours, but then decreased gradually to reach 1 month at the end of the experiment, on the 1st September 2007.

In the laboratory, zero tension lysimeter samples were filtered through $0.45 \mu\text{m}$ Metriciel® membrane filters. All the samples were stored in the dark at 2°C and chloride was analysed rapidly by colorimetry (*Traacs 2000, Bran et Luebbe*).

The soil volumetric water contents were given by the TDR systems at hourly time intervals from 2001 to 2007. For the same period, an automatic weather station, located near the site in a clearing, recorded the daily rainfall and other variables necessary to estimate the daily PET using Penman's formula.

2.5 Data processing

For all the hydrologic representations, we chose to add the simulated rainfall values to the daily measurements recorded by the automatic weather station. A daily percolation flux was then calculated thanks to the rainfall recorded and the Penman PET calculated. Before explaining the calculation, it should be remembered that in our context (temperate deciduous forest), the use of Penman PET is valid, according to Granier et al. (1999). The daily percolation flux was thus calculated as the difference between the rainfall and the Penman PET when this difference was greater than zero and this difference was fixed at zero during periods from the 1st June to the 1st December. According to Figure 2, the assumption of a null percolation flux from the 1st June to the 1st December was valid since it corresponds to the beginning of soil profile desaturation until its complete resaturation. We thus considered that during periods from the 1st June to the 1st December, all the water

percolating from the soil surface was evaporated from the soil surface, was taken-up by roots or contributed to progressive soil profile resaturation.

The data collection related to chloride concentrations in the soil profile was explored as follows:

- 1) Firstly, the tracer movement in soil was observed by calculating and plotting the median values of the chloride concentrations for each sampling period against time (from 7th March, 2006), according to the type of lysimeters (ceramic cups or zero tension lysimeters) and the depth. The variability of response within the lysimeter population was observed by calculating and plotting the first and last deciles of the chloride concentrations.
- 2) The transfer velocities were characterized according to measurements from the ceramic cup lysimeters. The central moving averages of the chloride concentrations were calculated by depth for each sampling period. Two time periods were then defined, in relation to the two transfer types identified following the tracer and simulated rain applications: rapid transfer (the period from 7th to 10th March, 2006) and slow transfer (the period from 7th March, 2006 to 1st September, 2007). The chloride elution peaks were located for each depth using the maximum value of the central moving average according to each transfer type. The transfer velocities were then calculated for each transfer type and each depth, as the ratio between the soil depths (mm) of the chloride elution peaks and the daily cumulative percolation flux (mm) since the tracer application. Thus, the calculated velocities are expressed in mm of displacement of the tracer in the soil per mm of percolated water following the tracer application.
- 3) The porosities responsible for each transfer type (rapid and slow) were calculated by depth, as the inverse of the transfer velocities calculated above.
- 4) Finally, a mass balance approach was used to follow the quantity of chloride in the topsoil layers (0 to 140 cm) during the tracer experiment. The deepest layers were not considered in this approach since the chloride concentrations remained constant during the tracer experiment. The soil profile was divided into five levels around each lysimeter and TDR depth (0 to 20 cm, 20 to 42 cm, 42 to 67 cm, 67 to 100 cm and 100 to 140 cm). Then :

- the mean soil volumetric moisture of each soil level was calculated for each sampling period and converted into a volume of water per unit of surface area using the formula :

$$V_{W_{ij}} = \theta_{ij} \times z_i \quad (3)$$

where $V_{W_{ij}}$ (l.m^{-2}) is the mean volume of water in level i for sampling period j , θ_{ij} (%) is the mean volumetric soil moisture in level i for sampling period j , and z_i (dm) is the thickness of level i .

- The total mass of chloride $MTCl_{ijk}$ (g.m^{-2}) in level i for sampling period j , for lysimeter k was then calculated using the formula:

$$MTCl_{ijk} = V_{W_{ij}} \times Cl_{ijk} \quad (4)$$

where Cl_{ijk} (g.l^{-1}) is the chloride concentration in level i for sampling period j , for lysimeter k .

- As there was no control plot, we used the chloride concentrations of soil solutions analysed before the tracer experiment (from June, 2000 to December, 2004) as a reference, i.e. the normal concentrations without any tracer application. Mean values of the chloride concentrations were calculated for each season (spring, summer, autumn, winter), for each type of lysimeter (ceramic cups or zero tension lysimeters) and depth. For the ceramic cup

lysimeters, the reference mass of chloride $MRCl_{ij}$ ($\text{g}\cdot\text{m}^{-2}$) in level i for sampling period j (related to the corresponding season) was then calculated using the formula:

$$MRCl_{ij} = V_{w_{ij}} \times Cl_{ref_{ij}} \quad (5)$$

where $Cl_{ref_{ij}}$ ($\text{g}\cdot\text{l}^{-1}$) is the reference chloride concentration in level i for sampling period j .

- The mass of chloride in excess due to tracer application MCl_{ijk} ($\text{g}\cdot\text{m}^{-2}$) in level i for sampling period j , for lysimeter k was then calculated using the formula:

$$MCl_{ijk} = MTCl_{ijk} - MRCl_{ij} \quad (6)$$

- Lastly, the mean of the chloride mass in excess MCl_{ij} ($\text{g}\cdot\text{m}^{-2}$) in level i for sampling period j was calculated. A normalised chloride mass M was calculated for each level i and each sampling period j as the ratio between MCl_{ij} ($\text{g}\cdot\text{m}^{-2}$) and the total mass of applied chloride at the soil surface, i.e. $19.1 \text{ g}\cdot\text{m}^{-2}$.

3 RESULTS

3.1 Hydrology

The cumulative precipitation was 876.4 mm for the hydrological year 2005-2006 and 1195.2 mm for 2006-2007 (Figure 2a). The cumulative Penman evapotranspiration was 477.3 mm and 440.4 mm respectively for the above years.

In 2005 and 2006, the daily volumetric soil moisture values (Figure 2b) followed a classic scheme with a period of stability before the growing season, a major decrease during the growing season (beginning around the 1st June) and an increase from the beginning of autumn to reach soil profile saturation again around the 1st December. The topsoil moisture decreased or increased much more and earlier than the deepest layers. Slight increases in the volumetric soil moisture at depths of 10, 30, 55 and 80 cm were recorded after the tracer and the two first simulated rain applications (from 8th to 10th March, 2006). Other comparable slight but rapid increases in the volumetric soil moisture were recorded at depths of 10, 30 and 55 cm during the whole of the study period. In 2007, soil moisture did not decrease as much as usual during the growing season due to large amounts of rainfall during the summer, 2007 (Figure 2a).

3.2 Chloride concentrations in zero tension lysimeter solutions

Chloride concentrations in soil solutions collected with zero tension lysimeters are presented in Figure 3. During the first week following the tracer application (Figure 3a), the median values of the chloride concentrations increased rapidly to reach $322 \text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$ (0 cm=humus), $269 \text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$ (10 cm) and $250 \text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$ (30 cm), 30 hours after the tracer application when the first simulated rain without chloride enrichment was applied. Then, the median values of the chloride concentrations followed an exponential downward trend, sometimes with large fluctuations (Figure 3b). Following the tracer application, the median values of the chloride concentrations returned to their normal level after 139 days for the 0 cm depth (humus), after 182 days for the 10 cm depth and after 203 days for the 30 cm depth. The median values of the chloride concentrations showed wide fluctuations at

the 10 and 30 cm depths during the 2006 growing season and long periods without collecting water were observed throughout the study period.

Figure 2. (a) Cumulative rainfall, potential evapotranspiration and percolation flux. (b) Mean of the daily volumetric soil moisture recorded by TDR related to soil depth. Vertical black arrows indicate the date of the tracer application. Horizontal black arrows and vertical dashed lines indicate the date of the growing season (from the bud break to the leaf fall). The interruptions in moisture measurements corresponded to equipment breakdowns.

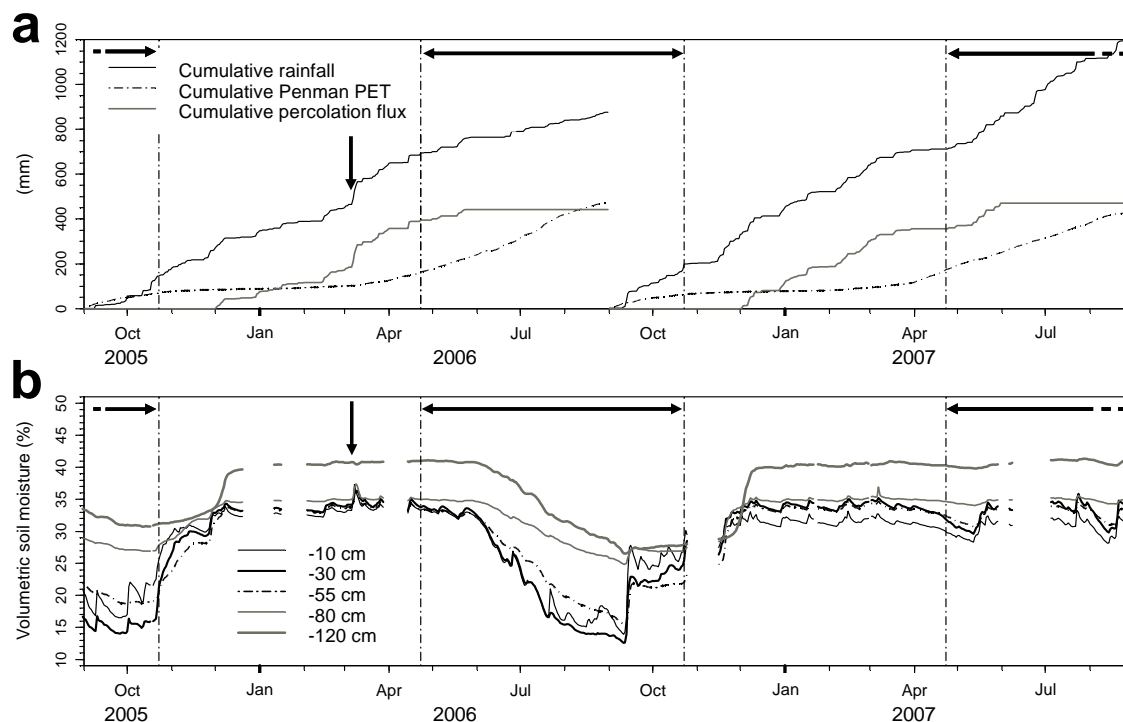


Figure 3. Median values of the chloride concentrations from the zero tension lysimeters related to depth, (a) during the first week following the tracer application and (b) throughout the study period. The medians of two consecutive sampling periods with available data are connected by lines. Horizontal broad grey lines indicate the normal mean seasonal chloride concentrations without any tracer application (years 2000 to 2004) for the 0 cm depth (below the humus). Vertical broad continuous lines indicate the tracer application (31 mm, $[\text{Cl}^-]$ 616 $\text{mg}\cdot\text{l}^{-1}$) while vertical dotted lines indicate the simulated rainfall without chloride enrichment (respectively 16.8, 15.3 and 14.9 mm). Horizontal black arrows and vertical dashed lines indicate the date of the growing season (from bud break to leaf fall).

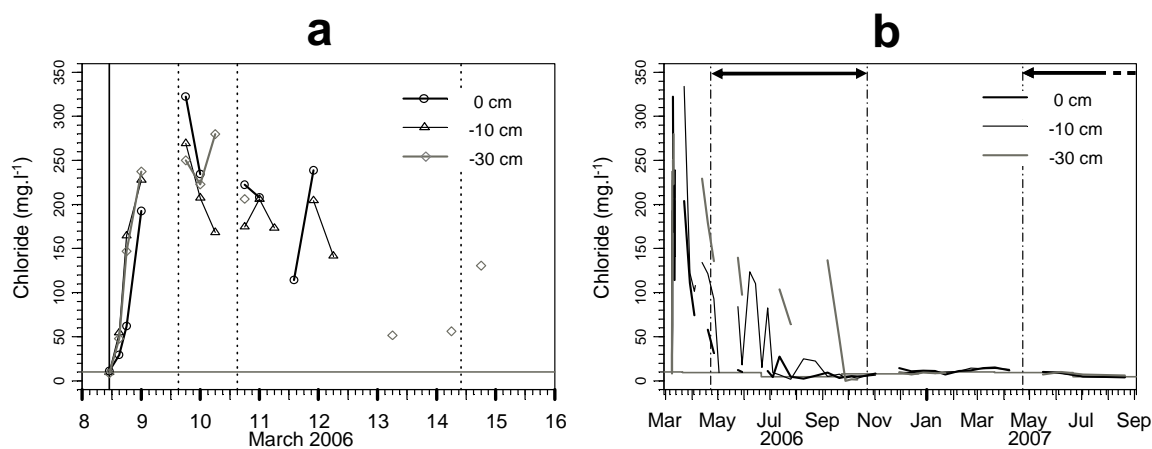


Figure 4. Median values of the chloride concentrations from the ceramic cup lysimeters related to the soil depth, during March 2006. Broad continuous lines indicate the median values for each sampling period while thin continuous lines indicate the first and last deciles. Points represent the entire lysimeter population for each soil depth. Horizontal broad grey lines indicate the normal mean seasonal chloride concentrations without any tracer application (years 2000 to 2004). Vertical broad continuous lines indicate the tracer application (31 mm, $[Cl^-]$ 616 $mg.l^{-1}$) while vertical dotted lines indicate the simulated rainfall without chloride enrichment (respectively 16.8, 15.3 and 14.9 mm).

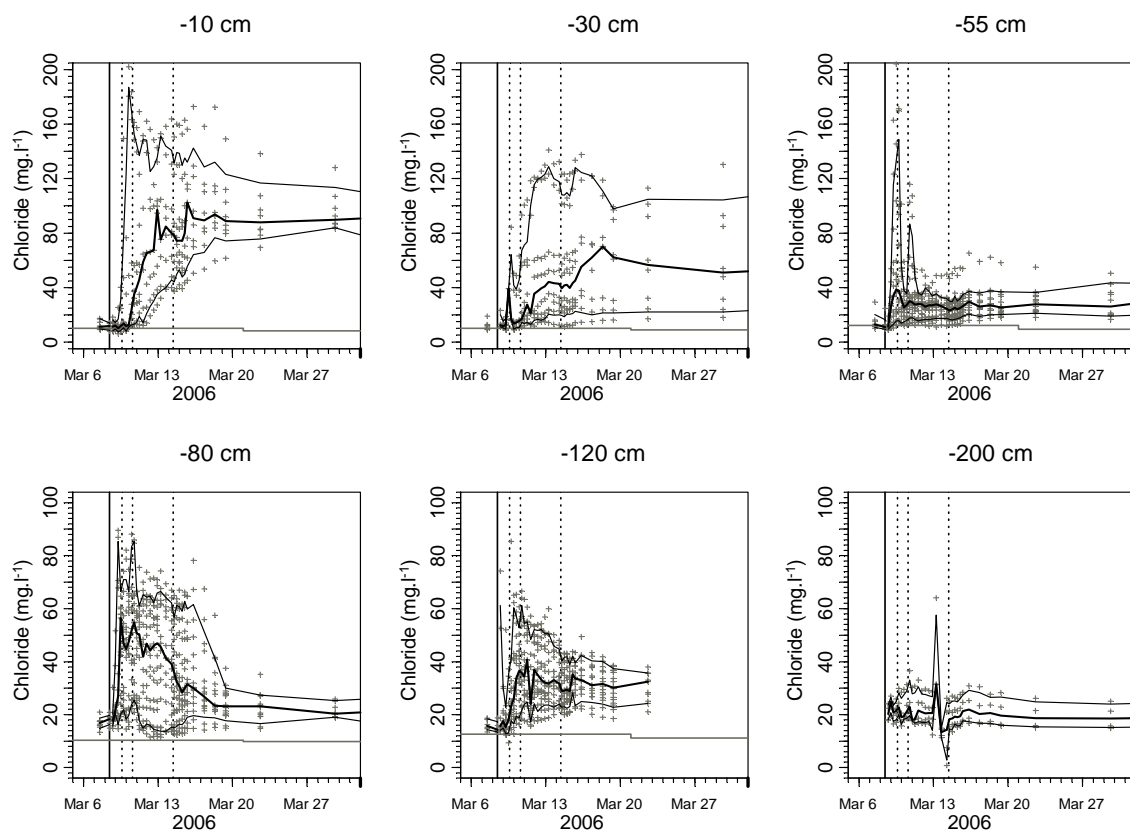


Figure 5. Median values of the chloride concentrations from the ceramic cup lysimeters related to the soil depth, throughout the study period. Broad continuous lines indicate the median values for each sampling period while thin continuous lines indicate the first and last deciles. Points represent the entire lysimeter population for each soil depth. Horizontal broad grey lines indicate the normal mean seasonal chloride concentrations without any tracer application (years 2000 to 2004). Horizontal black arrows and vertical dashed lines indicate the date of the growing season (from bud break to leaf fall).

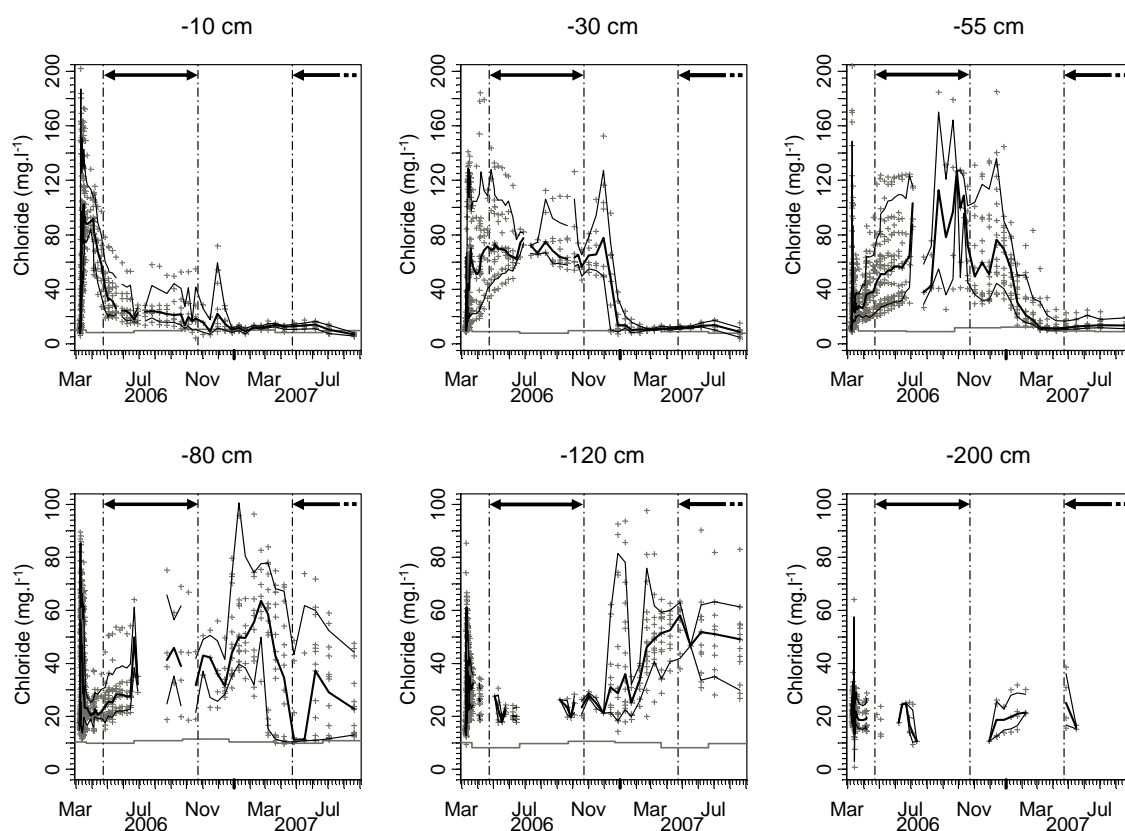


Table 3. Results obtained from the calculation of the central moving averages of the chloride concentrations from ceramic cups related to soil depth. Two time periods were defined related to the two transfer types identified (Rapid transfer and Slow transfer) following the tracer and simulated rainfall applications. The chloride elution peaks were located for each depth using the maximum value (Max [Cl⁻]) of the central moving average according to each transfer type. The number of days (Days) and the daily cumulative percolation flux (Per. flux) since tracer application corresponding to the elution peaks are indicated. The transfer velocities (Velocity) are indicated for each transfer type and depth (mm of displacement of the tracer in the soil per mm of percolated flux since the tracer application).

Soil depth (mm)	Rapid transfer From 07/03 to 10/03/2006				Slow transfer From 07/03/2006 to 01/09/2007			
	Max [Cl ⁻] (mg.l ⁻¹)	Days	Per. flux (mm)	Velocity (mm.mm ⁻¹)	Max [Cl ⁻] (mg.l ⁻¹)	Days	Per. flux (mm)	Velocity (mm.mm ⁻¹)
100	61.6	2.25	74.1	1.3	99.4	8.8	87.6	1.1
300	34.6	1	59.2	5.1	78.8	49.1	184.7	1.6
550	57.1	1	59.2	9.3	100.0	210.1	231.0	2.4
800	52.0	2.25	74.1	10.8	58.0	336.1	433.0	1.8
1200	37.8	2	74.1	16.2	53.7	434.1	640.9	1.9

3.3 Chloride concentrations in solutions from tension lysimeters

The chloride concentrations of soil solutions collected by ceramic cups during March 2006 and throughout the study period are presented in Figures 4 and 5 respectively. Except at the 200 cm depth, the median values of the chloride concentrations always increased abruptly after the tracer application. After reaching a peak in the few days following the tracer application, the median values either remained stable (10 cm) until the end of March 2006, or progressively increased (30 cm) or progressively decreased (55, 80 and 120 cm) (Figure 4).

The rapid reaction recorded during March 2006 was followed by one with a longer time scale characterised either by a progressive decrease of the median values (10 cm) or by a period of stability or a progressive increase of the median values (30, 55, 80, 120 cm) which then reached their maximum (Figure 5). Maximum peaks were recorded after 266 days following the tracer application at the 30 cm depth (78 mg.l^{-1}), after 203 days at the 55 cm depth (127 mg.l^{-1}), after 350 days at the 80 cm depth (63.6 mg.l^{-1}) and after 414 days at the 120 cm depth (58.2 mg.l^{-1}) (Figure 5). After reaching their maximum, the median values decreased at each depth and returned to their natural level after 294 days following the tracer application at the 10 cm depth, after 320 days at the 30 cm depth and after 364 days at the 55 cm depth. At the 80 and 120 cm depths, the median values had not yet returned to their normal level on 1st September, 2007 (Figure 5).

The variability of the chloride concentrations was estimated using the dispersion of the chloride concentrations around the median value, according to the first and last deciles of the entire lysimeter population. Except at the 200 cm depth, the variability was generally at a maximum during the period of rising chloride concentrations (Figures 4 and 5), and was usually high around a chloride peak. However, the variability was also high during the growing season at depths of 30, 55 and 80 cm. Periods without samples were also observed whatever the depths, during the 2006 growing season.

3.4 Tracer transfer and velocity

Table 3 summarises the tracer movement and the transfer velocities in soils deduced from the ceramic cup samples. Two time periods were defined in relation to the two transfer types identified (Rapid and Slow transfers).

Regarding the period related to rapid transfer (from 7th March to 10th March, 2006) except at the 10 cm depth, the elution peak appeared first in the topsoil layers and subsequently in the deepest layers after 54 and 48 hours following the tracer application, at depths of 80 and 120 cm respectively. The velocities ranged between 1.3 mm and 16.2 mm of displacement of the tracer in the soil per 1 mm of percolated water, at the 10 and 120 cm depths respectively.

Regarding the period related to slow transfer (from 7th March, 2006 to 1st September, 2007), the elution peak also appeared in the 10 cm depth first, 9 days following the tracer application. Subsequently the elution peaks emerged progressively at the different soil depths, the number of days after the tracer application increased as soil depth increased, taking 434 days to reach the 120 cm depth. The velocities ranged between 1.1 mm and 2.4 mm of displacement of the tracer in soil per 1 mm of percolated water, at depths of 10 and 55 cm respectively.

The appearance of the elution peak is summarised in Table 3 for the period related to the slow transfer and the corresponding percolation fluxes are presented in Figure 6 related to soil depth. The relation between the

cumulative percolation fluxes and the depths of elution peak appearance is linear with an R^2 equal to 0.97. A 640.9 mm percolation flux is required to recover the elution peaks at the 120 cm depth.

Figure 6. Maximum values of the central moving averages of the chloride concentrations (Elution peaks of chloride) for the samples collected with ceramic cups and the corresponding cumulative percolation flux since tracer application, related to soil depth. A linear trend is represented.

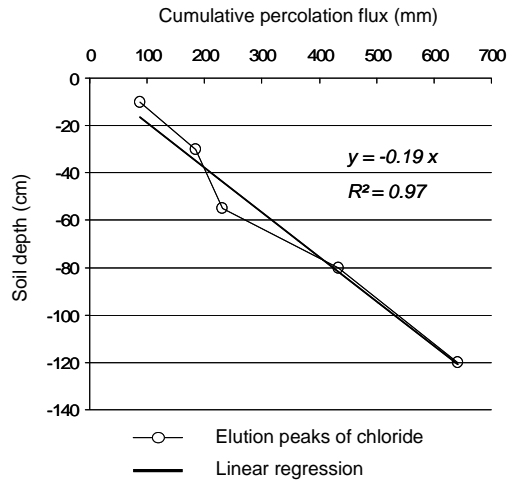
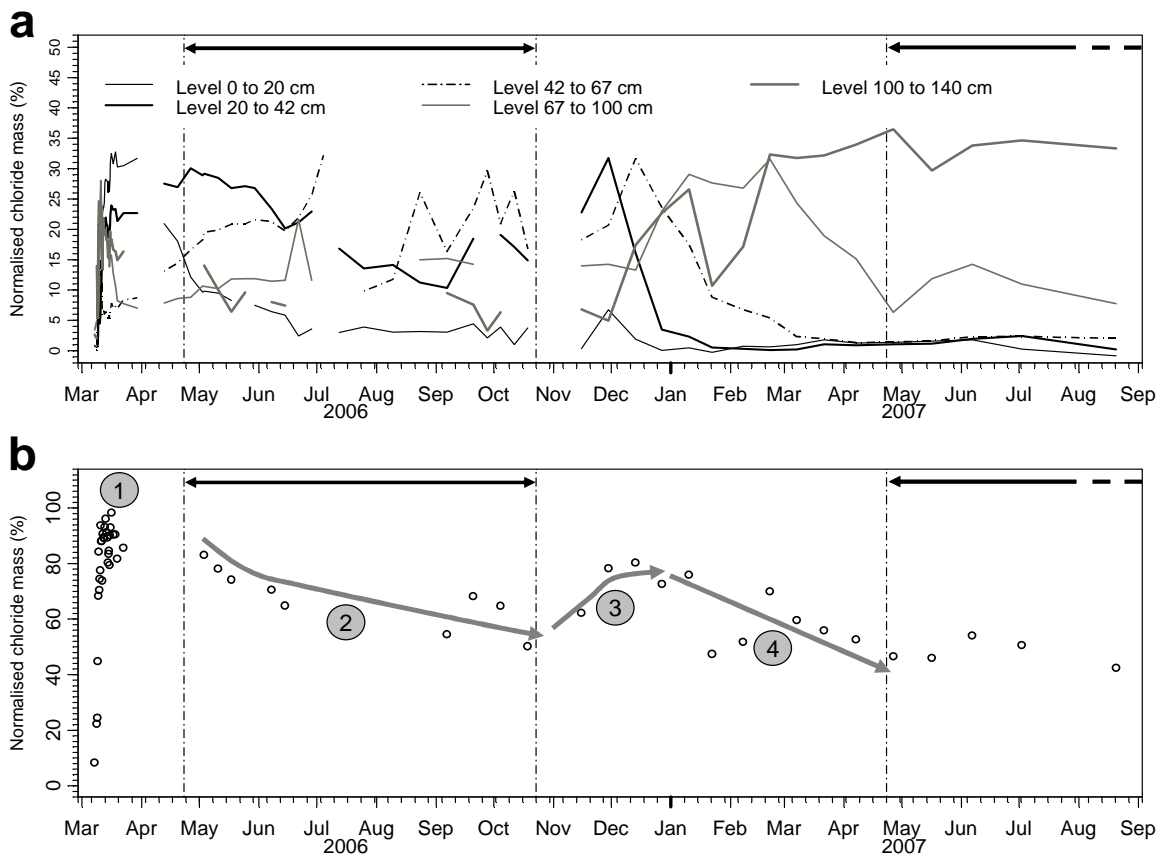


Figure 7. (a) Normalised chloride mass M for each soil level relative to time. (b) Sums of the normalised chloride mass M in each level for the 0-140 cm soil profile. The sums are represented when chloride masses are available for all levels. Horizontal black arrows and vertical dashed lines indicate the date of the growing season (from bud break to leaf fall). Four chronological periods related to the evolution of the tracer mass in the soil profile were defined and are indicated with numbers in grey circles and grey arrows.



3.5 Chloride mass balance

The normalised chloride mass for each soil level is presented in Figure 7a. It increased rapidly for each soil level in the few days following the tracer application. Then, the normalised chloride mass continued to increase for the 0-20cm and the 20-42 cm levels until the end of March, 2006 while it decreased for the other levels. The normalised chloride mass then decreased progressively for the 0-20 cm level to reach 2.4 %, 105 days after the tracer application. For the 20-42 cm level, the normalised chloride mass went up to 30.1 % at the beginning of the growing season, decreased progressively during the growing season, increased again up to 32.0 % after 266 days and finally decreased rapidly to 0.5% after 320 days. For the 42-67 cm level, the normalised chloride mass increased to 32% after 118 days, fluctuated and rose to 31.7% after 280 days and then rapidly decreased to 2.3%, 364 days after the tracer application. For the 67-100 cm and 100-140 cm levels, the normalised chloride mass reached maxima of 32.4% and 36.5 % respectively, after 350 and 414 days, and then the 67-100 cm level decreased.

The evolution of the normalised chloride mass in the 0 to 140 cm soil profile (the sum of the normalised chloride mass in excess in each level for each sampling period) is presented in Figure 7b. Following the tracer application, the normalised chloride mass increased rapidly to reach a maximum of 98%, 8 days after the tracer application. Then, the normalised chloride mass decreased rapidly and remained stable until the beginning of the 2006 growing season (83% after 56 days). Subsequently, the normalised chloride mass decreased progressively during the growing season to 50%, 224 days after the tracer application. Finally, the normalised chloride mass increased to 80%, 280 days after the tracer application and then followed a decreasing trend until the end of the study period.

4 DISCUSSION

In order to explain the chloride transfer through the soil, soil porosity needed to be divided into two components: i) the rapid-mobile porosity, responsible for the rapid transfer of water through distinct pathways travelling across the soil matrix and by-passing most of its volume and ii) the slow-mobile porosity, in which most of the solutes are transferred slowly by convective flux through the soil matrix.

The mixing phenomenon which may occur between old water and new water brought in from the soil surface also needed to be defined. The old water could be defined as a mixture of mobile water transferred by slow convective flux via slow-mobile porosity and immobile water (not quantified in this study) related to micropores and thin films around soil aggregates (Landon et al., 1999). The mechanisms responsible for the mixing phenomenon may be i) a simple mixture of old and new water and/or ii) diffusion due to the gradient of chloride concentrations and/or iii) a displacement of old water from the soil matrix into large pores due to matrix flow (Jardine et al., 1990; Luxmoore et al., 1990), i.e. due to slow convective flow when soils are close to saturation. The first two mechanisms mainly concern the slow transfer while the third mainly concerns the rapid water.

4.1 Evidence of rapid and slow chloride transport in soils

The short term monitoring of tracer concentrations shown in Figures 3a and 4 proves the existence of rapid vertical transfers of the tracer in soils which may be interpreted as preferential flow transport. The median values of the chloride concentrations increased rapidly during the 72 hours following the tracer application, to reach

more than ten times the normal concentrations (year 2000 to 2004) for the zero tension lysimeters and more than three times the normal concentrations for the ceramic cup lysimeters.

Conversely, the monitoring of tracer concentrations from ceramic cups throughout the study period (Figure 5) proved the existence of a slow vertical transfer of the tracer in soils, at the yearly scale, which may be interpreted as slow convective flux transport. The maximum values of chloride concentrations from ceramic cups calculated from mobile means (Table 3) were effectively observed at a longer time scale than the rainfall event, i.e. 9, 49, 210, 336 and 434 days after the tracer application, at the 10, 30, 55, 80 and 120 cm depths respectively. This combination of rapid and slow transfer is consistent with the study of Legout et al. (2007) also in a granitic context.

4.1.1 The transfer mechanisms

The soils were almost saturated before the tracer application, with low variations of the volumetric soil moistures (Figure 2) and, except at the 120 cm depth, rapid increases were recorded just after the tracer application. As this hydrodynamic behaviour was linked to rapid solute transport, the other rapid variations of soil moisture observed out of the growing season may be the indication of preferential flow processes under natural conditions. Moreover, preferential flow transport could also operate during the growing season, with lower soil moistures, as emphasized by McCoy et al. (1994). However we should stress that the soil moisture conditions before the tracer application, combined with the quantity of water added to the soil surface with high intensities (8th March: 31 mm / 4.4 mm.h⁻¹; 9th March: 16.8 mm / 5.6 mm.h⁻¹; 10th March: 15.3 mm / 5.1 mm.h⁻¹) facilitated the rapid transfer of the tracer by preferential flow in soils, as observed by several authors (Edwards et al., 1992; Jardine et al., 1990; Luxmoore et al., 1990; Sidle et al., 2000; Williams et al., 2003).

Whatever the depth and during the period following the tracer application until 1st September, 2007 the maximum value of the last decile of chloride concentrations in soils was always three times lower than the concentration applied at the soil surface (616 mg.l⁻¹) for the ceramic cup lysimeters (Figure 5) and never exceeded 350 mg.l⁻¹ for the zero tension lysimeters (Figure 3). Whatever the transfer type, this indicated a mixing phenomenon between old water present before the tracer application and enriched water added during the tracer application as observed by several authors (Jardine et al., 1990; Sidle et al., 2000; Turton et al., 1995; Waddington et al., 1993). Thus, we conclude that the long term tracer displacement diverges from a purely piston-like flow.

4.1.2 The transfer velocities

The calculated velocities were approximate especially for the rapid transfer (Table 3) since the velocities were calculated using the daily percolation flux. In fact, the time scale of this flux was not really appropriate for the calculation of velocities over a 72 hour period, especially in the topsoil layers. Thus, the velocities calculated at the depths of 10 cm for the rapid transfer will not be considered in the discussion.

Considering the calculated velocities as an indication of the mean velocities of the rapid and slow transport of chloride, the velocities ranged between 1.1 and 16.2 mm of displacement of the tracer per 1 mm of percolated water, for the slowest convective flux and the fastest preferential flows respectively (Table 3).

Regarding the slow transfer, the velocity values were close at depths of 30, 80 and 120 cm, ranging between 1.6 and 1.9 mm of displacement of the tracer per 1 mm of percolated water. These velocities, illustrated through the

linearity of the relation observed in Figure 6, suggested that the cumulative percolation flux was the main controlling factor on average tracer displacement at the yearly scale, i.e. on the slow transport of chloride by convective flux. The velocities calculated for the slow transfer at depths of 10 and 55 cm deviated slightly from those calculated for the other depths, being 1.1 and 2.4 mm of displacement of the tracer per 1 mm of percolated water respectively. In addition to the errors related to the calculation of the percolation flux, the possible mixing of peaks between the rapid and slow transfer at the 10 cm depth and the large fluctuations of the chloride concentrations at the 55 depth during the 2006 growing season (Figure 5) may partly explain this divergence.

4.1.3 The porosities involved

As the calculated effective velocity correspond to the distance travelled by length unit of percolation flux, the rapid and slow-mobile porosities may be estimated at each depth as the inverse of the average velocities (Table 3), for the rapid and slow transfer respectively. Thus, the estimated porosities corresponded to the percentage of the total soil volume which was concerned by each transfer type.

Regarding the rapid transfer, the calculations of the rapid-mobile porosities at depths of 30, 55, 80 and 120 cm led to 20, 11, 9 and 6 % respectively of the total soil volume concerned. We may conclude that the rapid-mobile porosity represented a low proportion of the soil volume (means of all depths except 10 cm were about 11%). Furthermore, the chloride concentrations did not increase for a large proportion of the ceramic cup lysimeters after the tracer application (Figure 4) which reinforced the assumption that a low proportion of the soil volume was concerned by preferential flow.

Regarding the slow transfer, the calculations of the slow-mobile porosities gave values of 61, 42, 54 and 53 % of the total soil volume concerned at depths of 30, 55, 80 and 120 cm respectively. The estimations of the slow-mobile porosity were over-estimated compared to the total porosities calculated from bulk densities (Table 1) and compared to the maximum water contents recorded in soils (Figure 2). However, we may conclude that the slow-mobile porosity was the main component of porosity in terms of soil volume.

4.1.4 The tracer mass involved in each transfer type

The tracer mass involved in the rapid displacement was difficult to estimate directly from the mass balance. Indeed, the calculation method evaluating the chloride mass in each soil level (Figure 7) was based on the soil water contents given by the TDR and the total volume of water present in soil is thus calculated. However, we proved previously that only a low proportion of the soil volume may be concerned by preferential flow, so the mass-balance calculation method probably overestimated the mass of chloride in the 72 hours following the tracer application.

However, an estimate of the tracer mass involved in the rapid transfer may be carried out by calculating the difference between the tracer mass applied at the soil surface (19.1 g.m^{-2}) and the tracer mass involved in the slow transfer through the slow-mobile porosity. In that case, errors coming from the mass-balance calculation method must be low, as a large part of the total porosity was concerned by the slow convective flux. Three dates representative of the total tracer mass involved in the slow transfer through the slow-mobile porosity of the 0 to 140 cm soil profile were chosen (Figure 7b): 22nd March, 2006 (16.3 g.m^{-2} , $M=85\%$) when the tracer mass involved in the rapid transfer was stabilised for the deepest levels (Figure 7a), 3rd May, 2006 (15.9 g.m^{-2} ; $M=83\%$) at the beginning of the growing season (Figure 7b) and 13th December, 2006 (15.3 g.m^{-2} ; $M=80\%$)

when the tracer mass reached a local maximum (Figure 7b), before the increase of the chloride concentrations at the 120 cm depth (Figure 5). The calculation of the mean mass of tracer present in the 0 to 140 cm soil profile for these three dates led to 15.8 g.m^{-2} ($M=83\%$). This means that about 83 % of the total mass of applied tracer at the soil surface was involved in the slow transfer and that the rest (17%) was involved in the rapid transfer. We may conclude that even if a low proportion of the soil is concerned by preferential flow, the quantity of solute which by-passes a large part of the rooting zone (0-140 cm) may be important.

4.2 Spatial and temporal variability of the chloride transport

The rapid and slow transfers described above were also characterised by wide spatial and temporal variability. Even if it is often difficult to make a clear separation between these two components of the variability, we defined the spatial variability here as the difference between the first and last deciles at a given time for a given depth, while the temporal variability was the temporal spread of a chloride peak, in other words the width of a peak. Whatever the variability observed, it may be explained by three potential factors: i) the hydrodynamic dispersion, ii) the growing season and iii) the mixing phenomenon previously explained.

i) Hydrodynamic dispersion theories suggest that dispersion increases with velocity (Maciejewski, 1993; Vanderborcht et al., 2000). In our context, the high tracer velocities recorded in the 72 hours following the tracer application (Table 3) combined with the heterogeneity of the rapid-mobile porosity may partly explain the high spatial variability observed. Large differences between the first and last deciles of the chloride concentrations were indeed observed just after the tracer application (Figure 4). Considering that a small proportion of the soil volume is concerned by preferential flow, each ceramic cup lysimeter shows a specific behaviour according to its position with respect to the pathways of preferential flow in the soil. Moreover, the hydrodynamic dispersion related to the heterogeneity of the slow-mobile porosity may partly explain the spatial and temporal variability of the chloride concentrations observed throughout the study period (Figure 5).

ii) The 2006 growing season had a large impact on the slow chloride transport (Figure 5). On one hand, the evapotranspiration during the 2006 growing season induced a diminution of the soil water content (Figure 2) for each soil layer, sometimes leading to interruptions in sample collection (Figure 5) and two points may be highlighted. Firstly, as ceramic cup lysimeters cannot extract water beyond $pF > 2.8$, soil heterogeneity may induce a spatial heterogeneity in soil drying and thus of the samples collected, depending on the spatial position of the ceramic cups in the soil. Secondly, considering chloride as conservative (Ptak et al., 2004) without any vegetation uptake, evapotranspiration may also concentrate the chloride in the remaining soil water. Considering these two points, we may suppose that when the tracer was present in a soil layer during the 2006 growing season (at the 30, 55 and 80 cm depths Figure 5), a large spatial variability of the chloride concentrations was observed during this period. Moreover, the variability accumulated during the 2006 growing season could be expressed after this period when the soil profile approached saturation and when the potential stored chloride was remobilized.

On the other hand, the evapotranspiration during the 2006 growing season reduced the percolation flux which mainly drives the slow tracer transfer. Thus, the 2006 growing season slowed down the tracer displacement in

the soil profile, as suggested by Allen and Chapman (2001), and also induced a large temporal variability of the chloride concentrations at the 30, 55 and 80 cm depths (Figure 5).

iii) We suggested previously, that a mixing phenomenon may occur between old water present before the tracer application and enriched water added during the tracer application, whatever the transfer type. This phenomenon may also induce spatial and temporal variability related to the mixing speed, the proportions of the mixture and/or chloride diffusion between old water and the enriched one. This phenomenon explains why the median chloride concentrations did not return to their normal levels in the few days following the tracer application (Figure 4), as part of the rapidly transferred tracer remained in each of the soil layers concerned.

Lastly, the combination of the three factors previously cited leads logically to an increase in the variability of the chloride concentrations with increasing depth (Figure 5).

4.3 Chronological scheme of chloride transfer

The chloride mass balance makes it possible to produce a chronological scheme of chloride transport in the soil profile with a detailed description of the mechanisms. Considering the two porosities and transfer types identified above, we can distinguish four chronological periods related to the evolution of the tracer mass in the soil profile during the study period (Figure 7). The observations related to the 2007 growing season (Figure 7) were not considered here due to the exceptional character of this period, the quantity of rain being much higher than the previous years (Figure 2).

4.3.1 Period 1: Soil close to saturation (01/03/2006 to 01/05/2006)

During the first month following the tracer application, a large proportion of the tracer mass applied at the soil surface (19.1 g.m^{-2}) remained in the 0 to 140 cm soil profile (Figure 7b). During this period, the chloride concentrations mainly drove the tracer mass calculated for each level, as the soil moisture was constant for the whole profile (Figure 2). The transport of chloride by preferential flows involved rapid increases of the normalised chloride mass for all levels during the 72 hours following the tracer application (Figure 7a) due to the quantity of water added to the soil surface. The percolated flux generated by this precipitation also made the transport of chloride possible, by slow convective flux from the surface to depth through the slow-mobile porosity which involved an increase of the normalised chloride mass for the 0-20 cm and 20-42 cm levels (Figure 7a). The large variability characterising the slow transfer described previously may explain the simultaneous increases for these two levels.

4.3.2 Period 2: Soil desaturation (01/05/2006 to 01/11/2006)

This period corresponds approximately to the growing season and the tracer mass in the 0 to 140 cm soil profile decreased (Figure 7b) while the soil profile was drying (Figure 2). During this period, the tracer mass calculated for each level depended mainly on the soil water content. Considering chloride as a non-reactive tracer (Ptak et al., 2004), i.e. as ideal tracer without vegetation uptake, the evapotranspiration may have concentrated the chloride in the remaining soil water, and ceramic cup lysimeters could not extract water beyond $pF > 2.8$. Thus, the calculated tracer mass in the 0 to 140 cm soil profile decreased during this phase (Figure 7b). The increase of

the tracer mass at the end of this period may be explained by the mechanisms described for Period 3; the topsoil layers were progressively resaturated (Figure 2) from the beginning of September 2006 (65 mm of rainfall from the 11th to 14th September).

4.3.3 Period 3: End of soil resaturation (01/11/2006 to 01/01/2007)

Following the growing season, the tracer mass in the 0 to 140 cm soil profile increased to reach the quantity calculated at the beginning of the growing season (Figure 7b). The soil water contents increased (Figure 2) due to recent water infiltration and the soil profile was progressively resaturated. Thus, the old water with chloride, previously stored in part of the slow-mobile porosity during the growing season may become progressively mixed with recent infiltration water and the normalised chloride mass (Figure 7a) progressively increased for the levels where the tracer was predominantly present during the growing season (20-42 cm and 42-67 cm).

4.3.4 Period 4: Soil close to saturation (01/01/2007 to 01/05/2007)

During this period, the tracer mass decreased in the 0 to 140 cm soil profile (Figure 7b). The transport of chloride by slow convective flux through the slow-mobile porosity involved a progressive decrease in the normalised chloride mass (Figure 7a) in the 20-42 cm level and then in the 42-67 cm level, coupled with an increase of the normalised chloride mass in the deepest levels (67-100 cm and 100-140 cm). Lastly the normalised chloride mass (Figure 7a) decreased in the 67-100 cm level before the 2007 growing season while it remained stable in the 100-140 cm level. Thus, the tracer mass in the 0 to 140 cm soil profile decreased during this period, due to the export of chloride out of the 0 to 140 cm level.

This scheme may be extended beyond the tracer experiment for the displacement of chloride in the soil profile, based on the 2nd, 3rd and 4th periods described above; the 1st period may indeed be considered as a part of 4th, related to the mechanisms involved, even if the experiment does not prove the existence of preferential flow during the 4th period.

4.4 Lessons learned concerning lysimeters

Several case studies comparing solutions from zero tension lysimeters (ZTL) and tension lysimeters (TL) or centrifuged water have been reported in the literature (Barbee and Brown, 1986; Bonne et al., 1982; Haines et al., 1982; Marques et al., 1996; Zabowski and Ugolini, 1990). Even if direct comparison is difficult, results generally indicated differences between element concentrations in the two types of solution and we can conclude that the samplers collect different fractions of the soil solution, as proved by Landon et al. (1999) using an isotopic approach. Even if the ZTL were not available beyond depths of 30 cm in the experimental plot, several points may be highlighted in relation to the fraction of soil solution collected by each lysimeter system.

Firstly, the experiment reinforces the theory that the ZTL mainly collect water flowing rapidly through the rapid-mobile porosity. Two pieces of evidence support this assumption: i) following the tracer application, the ZTL functioned episodically in relation to rainfall events (Figure 3) while soils were almost saturated (Figure 2), and ii) larger concentrations of chloride were observed with the ZTL than with the TL in the few days following tracer application. The chemistry of solutions collected with the ZTL was thus mainly related to the inputs and processes occurring in the topsoil, as suggested by Marques et al. (1996). In addition, we also proved that the rapid drainage water circulating through distinct pathways traversing the soil matrix and collected with ZTL, was

concerned by the mixing phenomenon described above, according to the maximum chloride concentrations found in soils which never exceeded 350 mg.l^{-1} (Figure 3). In this case the mixing phenomenon may be mainly attributed to the displacement of old water from the soil matrix into large pores (Jardine et al., 1990; Luxmoore et al., 1990).

Secondly, the experiment reinforces the theory that the TL collects either slow-mobile water (Landon et al., 1999; Marques et al., 1996) and rapid drainage water. This assumption is supported by the low velocities of the slow transfer calculated thanks to the TL (Table 3). However, we also observed peaks of chloride down to the 120 cm depth with the TL less than 72 hours after tracer application. As opposed to the observations of Barbee and Brown (1986), the TL also made it possible to detect preferential flow transfer in this context, but a lot of replicates seemed to be necessary. Indeed, preferential flow transport was not detected at the 160, 200 and 240 cm depths. Another noticeable point is that the mixing phenomenon was more intense in the water collected with the TL than with the ZTL, even for the rapid transfer of chloride. This seems logical if we consider that the tension lysimeters collected water with contact times between old and enriched water, and greater than those of zero tension lysimeters.

Finally, during the 2006 growing season, the median values of the chloride concentrations at the 10 and 30 cm depths were often higher for the ZTL solutions (Figure 3b) compared to the TL solutions (Figure 5). Two assumptions could explain this observation: i) we suppose that local storage of chloride occurred in the soil or humus, due to evapotranspiration during the 2006 growing season, combined with the large variability of these materials. ii) A very slight amount of the tracer mass may also be stored on the ZTL plates inserted into the soil or in the pipes connecting the plates to the containers. These assumptions may also explain the long period before the normal levels of chloride concentrations were regained (figure 3b).

4.5 Limits of the study

This study did not make it possible to identify the pedological structures involved in the preferential flow transfers. The rapid-mobile porosity described above, responsible for the short term transfer of water through distinct pathways traversing the soil matrix and by-passing most of its volume, may be attributed to very various structures due to the high spatial variability of forest soils. In our context, the main hydraulic characteristics responsible for the preferential flows could be the occurrence of macropores (Beven and Germann, 1982), the presence of biopores produced mainly by the root system (Bramley et al., 2003; Parsons et al., 2004) or due to glossic structures (Diab et al., 1988). In the Fougères soils, the glossic tongues appear below 55 cm and are propagated vertically down into the weathered granite; thus, these structures are probably responsible for the preferential flows in the deepest levels, while macropores and biopores operated mainly in the topsoil layers. These tongues have a funnel shape becoming narrower with depth, which could explain that the preferential flow transport was not detected at the 160, 200 and 240 cm depths by the ceramic cup lysimeters.

Furthermore, the tracer application combined with the following simulated precipitation of high-intensities may have generated an over-estimation of the preferential flow in the soils of the experimental plot compared to natural precipitation. Nevertheless, the potential forcing of the flow in soils may have a slight impact on the slow transport of chloride in soil due to the time scale involved in the slow convective flux. Moreover, the slight but rapid variations of soil moisture observed outside the growing season (Figure 2) throughout the study period may

be an indication of other preferential flows, even if this study did not make it possible to characterise the frequency of the preferential flows at the yearly scale.

5 CONCLUSION

The qualitative approach proves that preferential flows through rapid-mobile porosity and slow transfers by convective flux through slow-mobile porosity coexist in the soils of the experimental plot, and the time scales brought into play ranged from a few days to a yearly scale. The rapid transfer is mainly governed by the soil moisture combined with precipitation intensities and the slow transfer mainly by the cumulative percolation flux. Moreover, the rapid-mobile porosity represents only a small proportion of the soil volume (means of all depths except 10 cm: about 11%) and the slow-mobile porosity is the main porosity component in terms of relative soil volume. However; even if a small proportion of the soil is concerned by the preferential flows, the quantity of solute transferred, which by-passes a large part of the rooting zone, may be important (around 17% of the tracer mass applied).

The rapid and slow transfers are also characterised by wide spatial and temporal variability. The large variability related to the rapid transfer of chloride may be mainly attributed to hydrodynamic dispersion, combined with a mixing phenomenon between old and enriched waters. The large variability of the slow transfer of chloride at the 30 and 55 cm depths is mainly due to the 2006 growing season which slowed down the tracer displacement, while the large variability observed at the 80 and 120 cm depths is mainly due to hydrodynamic dispersion related to the heterogeneity of the slow-mobile porosity, combined with the impact of the 2006 growing season. The experiment also reinforces the assumption that the zero tension plate lysimeters mainly collect rapid drainage water, as preferential flows, while the ceramic cup lysimeters mainly collect slow-mobile water mixed with rapid drainage water. However, the ceramic cup lysimeters allowed us to detect preferential flow transfer but a lot of replicates seem to be necessary.

During the study period (until 1st September, 2007), the arrival of the slow convective flows of chloride at the 160, 200 and 240 cm depths had not been observed yet, and the main tracer mass is still around the 120 cm depth. However, this study has increased our understanding of the water flows and the transport of a non-reactive solute in a glosic acidic soil under beech forest in Brittany and the information collected may be used to set up and calibrate deterministic flow and transport models on this experimental plot.

Acknowledgements

We would like to thank all the technicians without whom this project would not have been possible, in particular C. Antoine, S. Didier and L. Gelhaye from INRA Nancy.

This work was financed by the EFPA department (INRA), the GIP ECOFOR and by the Office National des Forêts in the context of one of the Environmental Research sites on "Lowland beech" part of F-ore-T network.

The English was corrected by Aldyth Nys.

References

Allen, A. and Chapman, D., 2001. Impact of afforestation on ground water resources and quality. *Hydrogeology Journal*, 9: 390-400.

- Baize, D. and Girard, M.C., 1998. A Sound Reference Base for Soils: The "Référentiel Pédologique". Translation by Hodgson, J.M., Eskenazi, N.R. and Baize, D. INRA, Paris, 324 pp.
- Barbee, G.C. and Brown, K.W., 1986. Comparison between suction and free-drainage soil solution samplers. *Soil Science*, 141: 149-154.
- Beven, K. and Germann, P., 1982. Macropores and water flows in soil. *Water Resources Research*, 18: 1311-1325.
- Bonne, M., Andreux, F., Vedy, J.C. and Souchier, B., 1982. Etude hydrochimique saisonnière dans trois sols acides: composition des eaux gravitaires et des solutions extraites à pF 4.4. *Science du Sol*, 4: 275-292.
- Bramley, H., Hutson, J. and Tyerman, S.D., 2003. Floodwater infiltration through root channels on a sodic clay floodplain and the influence on a local tree species *Eucalyptus largiflorens*. *Plant and Soil*, 253(1): 275-286.
- Deurer, M., Green, S.R., Clothier, B.E., Bottcher, J. and Duijnsveld, W.H.M., 2003. Drainage networks in soils. A concept to describe bypass-flow pathways. *Journal of Hydrology (Amsterdam)*, 272(1/4): 148-162.
- Diab, M., Merot, P. and Curmi, P., 1988. Water movement in a glossaqualf as measured by two tracers. *Geoderma*, 43: 143-161.
- Edwards, W.M., Shipitalo, M.J., Dick, W.A. and Owens, L.B., 1992. Rainfall intensity affects transport of water and chemicals through macropores in no-till soil. *Soil Science Society of America Journal*, 56: 52-58.
- Gerke, H.H. and van Genuchten, M.T., 1993. A dual-porosity model for simulating preferential movement of water and solutes in structured porous media. *Water Resources Research*, 29: 305-319.
- Granier, A., Breda, N., Biron, P. and Villette, S., 1999. A lumped water balance model to evaluate duration and intensity of drought constraints in forest stands. *Ecological Modelling*, 116(2/3): 269-283.
- Hagedorn, F. and Bundt, M., 2002. The age of preferential flow paths. *Geoderma*, 108(1/2): 119-132.
- Haines, B.L., Waide, J.B. and Todd, R.L., 1982. Soil solution nutrient concentrations sampled with tension and zero-tension lysimeters: report of discrepancies. *Soil Science Society of America Journal*, 46: 658-661.
- Jardine, P.M., Wilson, G.V. and Luxmoore, R.J., 1990. Unsaturated solute transport through a forest soil during rain storm events. *Geoderma*, 46: 103-118.
- Jardine, P.M., Wilson, G.V., Luxmoore, R.J. and McCarthy, J.F., 1989. Transport of inorganic and natural organic tracers through an isolated pedon in a forest watershed. *Soil Science Society of America Journal*, 53(2): 317-323.
- Kung, K.J.S., 1990. Preferential flow in a sandy vadose zone: 1. Field observation. *Geoderma*, 46: 51-58.
- Landon, M.K., Delin, G.N., Komor, S.C. and Regan, C.P., 1999. Comparaison of stable-isotopic composition of soil water collected from suction lysimeters, wick samplers, and cores in a sandy unsaturated zone. *Journal of Hydrology*, 224: 45-54.
- Lecointe, S. et al., 2006. Estimation of carbon stocks in a beech forest (Fougères Forest - W.France): extrapolation from the plots to the whole forest. *Annals of Forest Science*, 63(2): 139-148.
- Legout, C. et al., 2007. Solute transfer in the unsaturated zone-groundwater continuum of a headwater catchment. *Journal of Hydrology*, 332: 427-441.
- Luxmoore, R.J., Jardine, P.M., Wilson, G.V., Jones, J.R. and Zelazny, L.W., 1990. Physical and chemical controls of preferred path flow through a forested hillslope. *Geoderma*, 46: 139-154.
- Maciejewski, S., 1993. Numerical and experimental study of solute transport in unsaturated soils. *Journal of Contaminant Hydrology*, 14: 193-206.
- Marques, R. et al., 1996. Comparison of chemical composition of soil solutions collected by zero-tension plate lysimeters with those from ceramic cup lysimeters in a forest soil. *European Journal of Soil Science*, 47: 407-417.
- McCoy, E.L., Boast, C.W., Stehouwer, R.C. and Klavivko, E.J., 1994. Macropore hydraulics: taking a sledgehammer to classical theory. In: R. Lal and B.A. Stewart (Editors), *Soil processes and Water quality*. Lewis Publishers, London, pp. 303-348.
- McDonnell, J.J., 1990. A rationale for old water discharge through macropores in a steep, humid catchment. *Water Resources Research*, 26: 2821-2832.
- Parsons, D.F., Hayashi, M. and Kamp, G.v.d., 2004. Infiltration and solute transport under a seasonal wetland: bromide tracer experiments in Saskatoon, Canada. *Hydrological Processes*, 18(11).
- Ptak, T., Piepenbrink, M. and Martac, E., 2004. Tracer tests for the investigation of heterogeneous porous media and stochastic modelling of flow and transport - a review of some recent developments. *Journal of Hydrology*, 294: 122-163.
- Ranger, J. and Turpault, M.P., 1999. Input-output nutrient budgets as a diagnostic-tool for the sustainability of forest management. *Forest Ecology and Management*, 122: 7-16.
- Rawlins, B.G., Baird, A.J., Trudgill, S.T. and Hornung, M., 1997. Absence of preferential flow in the percolating waters of a coniferous forest soil. *Hydrological Processes*, 11: 575-585.
- Sidle, R.C. et al., 2000. Stormflow generation in steep forested headwaters: a linked hydrogeomorphic paradigm. *Hydrological Processes*, 14(3): 369-385.

-
- Titus, B.D. and Mahendrappa, M.K., 1996. Lysimeter system designs used in soils research: a review. Information Report - Newfoundland and Labrador Region, Canadian Forest Service(No. N-X-301).
- Toutain, F., 1965. Etude des sols et des eaux de la forêt de Fougères, Rennes, 192 pp.
- Tsuboyama, Y., Sidle, R.C., Noguchi, S. and Hosoda, I., 1994. Flow and solute transport through the soil matrix and macropores of a hillslope segment. *Water Resources Research*, 30(4): 879-890.
- Turton, D.J., Barnes, D.R.J. and Navar, J.J., 1995. Old and new water in subsurface flow from a forest soil block. *Journal of Environmental Quality*, 24: 139-146.
- Van Vliet-Lanoë, B., Pellerin, J. and Helluin, M., 1995. Morphogenèse, pédogénèse : Les héritages du dernier cycle glaciaire en forêt de Fougères. *Z. Geomorph. N. F.*, 39(4): 489-510.
- Vanderborght, J., Timmermann, A. and Feyen, J., 2000. Solute transport for steady-state and transient flow in soil with and without micropores. *Soil Science Society of America Journal*, 64: 1305-1317.
- Waddington, J.M., Roulet, N.T. and Hill, A.R., 1993. Runoff mechanisms in a forested groundwater discharge wetland. *Journal of Hydrology*, 147: 37-60.
- Williams, A.G., Dowd, J.F., Scholefield, D., Holden, N.M. and Deeks, L.K., 2003. Preferential flow variability in a well-structured soil. *Soil Science Society of America Journal*, 67(4): 1272-1281.
- Zabowski, D. and Ugolini, F.C., 1990. Lysimeter and centrifuge soil solutions: Seasonal differences between methods. *Soil Science Society of America Journal*, 54: 1130-1135.
- Zurmühl, T. and Durner, W., 1996. Modeling transient water and solute transport in biporous soil. *Water Resources Research*, 32(4): 819-829.

Article C

Effects of Storm Lothar (1999) on the chemical composition of soil solutions and on herbaceous cover, humus and soils (Fougères, France).

A. Legout^{1*}, C. Nys¹, J-F. Picard², M-P Turpault¹, E. Dambrine¹

(Accepted à Forest Ecology and Management)

¹INRA, Centre de Nancy, Unité 1138 Biogéochimie des Ecosystèmes Forestiers, 54280 Champenoux

²INRA, Centre de Nancy, UMR INRA-UHP 1137 Ecologie et Ecophysiologie Forestières, 54280 Champenoux

*Corresponding author. *Address:* INRA Nancy, Biogéochimie des Ecosystèmes Forestiers, 54280 Champenoux, France. *E-mail address:* legout@nancy.inra.fr

ABSTRACT

Examination of the effect of the 1999 storm on soil solution quality in an 81-year-old monitored plot in Fougères forest has not only made it possible to gain a better understanding of the impact of intensive silviculture in this ecosystem with low mineral fertility, but also to show that the cessation of internal recycling of chemical elements can be prevented by the presence of vegetation. The storm in December, 1999 resulted in several sudden openings in the forest cover, resulting in humus mineralization; the moder humus present before the storm was transformed rapidly into an oligomull. In the absence of any vegetation, the nitrates produced at the surface migrated down the profile by slow convective flux and the concentrations at depths of -10cm and -30cm increased during 2000. Herbaceous vegetation gradually replaced the arborescent strata present before the storm, taking-up the nitrate at the surface and thus limiting leaching into the deeper horizons. As convective transport is a slow process, the concentrations of nitrate in the soil solutions at depths of -55, -80 and -120cm increased for about a year after the storm; then they decreased and stabilised in 2002. Nitrate leaching was accompanied by the migration of Al, Mg, K and Ca down the soil profile, depending on their relative availability. After the definitive installation of the herbaceous strata, the concentrations of elements in soil solutions returned to levels below those measured before the storm.

Keywords : Storm Lothar, Forest, Soil, Soil Solution, Herbaceous strata, Weathering, Nitrate

1 INTRODUCTION

Forest ecosystems are regularly subject to human (harvesting, clear-cutting, increased mechanization, etc.) or natural (storm) disturbances. These disturbances could have potentially serious effects on the ecosystem and especially could cause great damage to the soil, which is not an entirely renewable resource (Ranger et al.,

2007). This damage results in constraints to the physical, chemical and biological properties. Thus, it may influence ecosystem fertility and its potential productivity.

Several processes could affect the nutrient pools contained in the different components of forest ecosystems following disturbances, such as the nutrient pools stored in the humus and soils, which could be lost in drainage water. The sequence of mechanisms which lead to these losses is a quite well known phenomenon. In fact, mineralization of organic matter and nitrification rates generally increase after a disturbance (Vitousek *et al.*, 1979; Attiwill *et al.*, 1993; Dahlgren *et al.*, 1994; Ranger *et al.*, 2007) due to changes in the soil climate. Moreover, the rate of soil organic matter mineralization and, more specifically, the rate of nitrification are recognized as driving processes, which explain nutrient losses by drainage after disturbances (Dahlgren *et al.*, 1994). These losses in drainage water may be large (Brown *et al.*, 1973; Hornbeck *et al.*, 1990; Baumler *et al.*, 1997; Baumler *et al.*, 1999; Piirainen *et al.*, 2002) or more limited (Titus *et al.*, 1997; Jussy *et al.*, 2004; Mannerkoski *et al.*, 2005). Also, several studies carried out in temperate forests (Marks *et al.*, 1972; Boring *et al.*, 1981; Fahey *et al.*, 1991; Bauhus *et al.*, 1995; Hope *et al.*, 2003) and boreal forests (Palviainen *et al.*, 2005b) indicate that the ground vegetation can reduce the risk of nutrient leaching after disturbance.

Even if a large amount of literature is available, it is difficult to predict what will occur at a specific site, due to the methodology used, the scales investigated and the specific site conditions, such as soil and vegetation type (Ranger *et al.*, 2007). The plot or the stand scale seems to be relevant for observing changes in soil quality, humus and vegetation. However, few studies deal simultaneously with the evolution of several components of forest ecosystems following disturbance.

This study aims to assess the impact of the storm Lothar (26th December 1999) on several components of the Fougères forest ecosystem. For this, we carried out field experiments to:

- i) evaluate the impact of the storm on the soil solutions, humus, herbaceous cover, mineral weathering and understand the mechanisms involved
- ii) evaluate the nitrogen losses by leaching and understand the nitrogen redistribution in the different components of the ecosystem after the storm.

The experimental area is located in Fougères forest, western France. The arrangement of lysimeters and TDR systems on the site made the monitoring of soil solutions and soil moisture possible, while the evolution of the humus and vegetation was monitored by sampling and measurement campaigns on site. Lastly, the insertion of test minerals allowed the effect of the storm on mineral dissolution to be estimated.

2 MATERIALS & METHODS

2.1 The study area

The study was carried out in the state forest of Fougères (1660 hectares), located in north-eastern Brittany, France (48°23'4''N; 1°8'10''W). The climate is temperate oceanic with a mean annual precipitation of 868mm and a mean annual temperature of 12.9°C during the decade 1996-2006. The difference between the maximum elevation (191 m) and the minimum elevation (115 m) is slight. The soils are mainly classified as Alocrisols-

Néoluvisols (AFES, 1995), developed in a non carbonated aeolian loam (about 15% clay and 75% silt), covering the late Cadomian Vire Granite (Jonin, 1973). For this forest Jabiol (2000) pointed out that the humus forms depend primarily on the age of the stands: an acid mull in the young stands, which is progressively transformed into a dysmoder in the older stands, and the relative pedological homogeneity of this forest has been highlighted (Lecointe et al., 2006).

2.2 The studied stands and permanent equipment

Three pure beech (*Fagus sylvatica*) stands, which formed part of a chronosequence (ORE F-ORE-T; Environmental Research Observatory), were selected. The three plots were quite close together and each stand was located in a homogeneous area surrounding the experimental plot. The site was flat and runoff was non-existent.

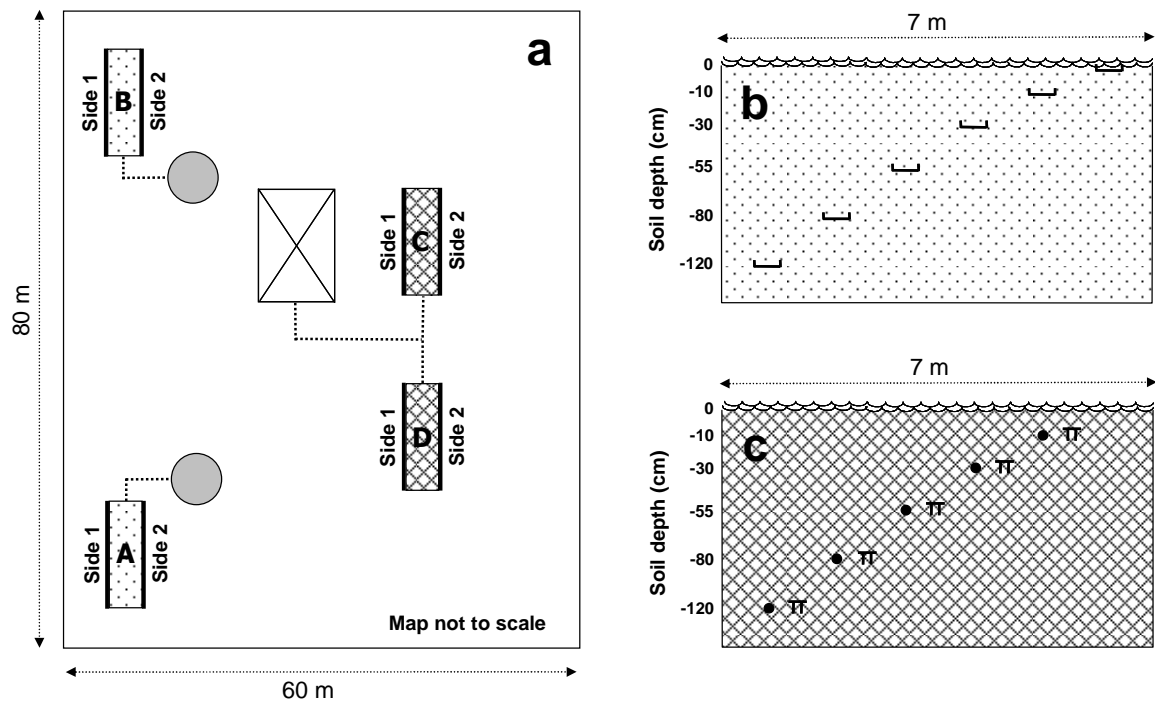
- **Storm plot (4800 m²):** Before storm Lothar on 26th December 1999, the area was covered with 85-year-old (in 1999) beech. During the storm, almost all trees of the stand were uprooted (60%) or broken (30%). Storm Lothar destroyed 28% of Fougères forest especially in the old stands distributed in corridors where the wind reached 170 km.h⁻¹. Wood extraction was carried out rapidly (March 2000) while respecting the equipment in place and the tree remnants were left on site.
- **Control plot A (6000 m²):** This was the oldest stand of the beech chronosequence (148 years old in 1999), and was not affected by the storm.
- **Control plot B (4800 m²):** An 86-year-old stand (in 1999), not affected by the storm, was chosen in 2000 to replace the storm plot which had been totally destroyed.

Before the storm, the environmental conditions were fairly uniform for the three stands, except for the age of control plot A stand. Permanent equipment was installed in 1996 in the storm plot and control plot A to make soil lysimetric and moisture measurements.

In the storm plot, 4 soil pits (7 m long and 1 m wide) were opened in 1996 (Figure 1a) and rapidly equipped with TDR probes (TRIME-TDR Imko®), ceramic cup tension lysimeters (0.5 m long) and zero tension plate lysimeters (0.4 x 0.3 m), according to the plan given in Figure 1. TDR probes were inserted horizontally into side 1 of pit C (Figure 1a) at depths of -10, -30, -55, -80 and -120cm (Figure 1c) in the undisturbed soil. Ceramic cup lysimeters were inserted horizontally into sides 1 and 2 of pits C and D (Figure 1a) at depths of -10, -30, -55, -80 and -120cm (Figure 1c) in the undisturbed soil. Zero tension plate lysimeters were inserted horizontally into sides 1 and 2 of pits A and B (Figure 1a) at depths of 0, -10, -30, -55, -80 and -120cm (Figure 1b) in the undisturbed soil (except for pit A which was not equipped at depths of -80 and -120cm). After connecting the systems, the pits were back-filled, replacing the soil layers in their correct order.

In control plot A, 6 pits (7 m long and 1 m wide) were opened in 1996: 3 pits were equipped with zero tension plate lysimeters at depths of 0, -10, -30 and -55cm, 1 pit was equipped with zero tension plate lysimeters at depths of -80 and -120cm, and 2 pits with TDR probes and ceramic cup tension lysimeters from -10 down to -120cm. The installation scheme was similar to that of the storm plot (Figure 1), and only the number of pits and replicates changed.

Figure 1. (a) Map of the storm plot showing the pits (7 x 1 m) opened in 1996: pits A and B were equipped with zero tension lysimeters (ZTL) while pits C and D were equipped with tension lysimeters (TL) and TDR probes (TDR). The instruments were inserted horizontally from the sides of the pits into the undisturbed soil. The typical arrangement for each side of each pit is given in (b) for pits A and B, and in (c) for pits C and D (except for TDR probes which were only inserted into side 1 of pit C).



Legend :








	Soil pit with TL lysimeters and TDR		Soil pit with ZTL lysimeters		ZTL
	Hut with containers for TL solution samples		Pit with containers for ZTL solution samples		TL
					TDR

Table 1. Number of replicates for the measurement systems installed on the storm plot and control plot A related to soil depth. ZTL=zero tension lysimeter, TL=ceramic cup lysimeter and TDR=TDR systems for soil volumetric moisture measurements.

Depth (cm)	Storm plot					
	0	-10	-30	-55	-80	-120
ZTL	4	4	4	4	2	2
TL	0	4	4	4	4	4
TDR	0	1	1	1	1	1
Depth (cm)	Control plot A					
	0	-10	-30	-55	-80	-120
ZTL	6	6	10	10	2	2
TL	0	4	4	4	12	12
TDR	0	4	4	4	6	6

For both plots, the number of replicates of the measurement systems related to depth is detailed in Table 1. Zero tension lysimeters allowed us to sample mainly gravitational water, while ceramic cups allowed us to collect water which was loosely bound, by applying a depression of 0.4 bars.

2.3 Experimental approach and data collection

The major part of the data collection concerned the storm plot, the control plots being used as references to verify the impact of the storm on the soil solutions (control plot A) and on the test mineral (control plot B).

2.3.1 Soil analyses in the storm plot

In 1996, 2 soil pits located at a maximum distance of 25 m from the storm plot were opened and soils were sampled on one side of each pit. Soil samples were collected from the 2 replicates at 9 different levels: 0-5cm, 5-15cm, 17-30cm, 35-50cm, 55-70cm, 75-90cm, 95-110cm, 115-130cm and 135-150cm. Soil samples were air dried for several days and sieved to remove the fraction superior to 2 mm. The pH_W and pH_{KCl} were measured in a soil suspension using a *Mettler® TS2DL25* (norm NF ISO 10390). Carbon and nitrogen were determined by a carbon nitrogen elemental analyser (CHN NCS2500, *ThermoQuest®*) following fine grinding of the samples. Exchangeable cations were determined according to the method described by Espiau and Peyronel (1976). Na^+ , K^+ , Ca^{2+} and Mg^{2+} were determined following extraction by NH_4Cl 1M; H^+ and Al^{3+} were extracted by KCl 1M and then titrated by an automatic titrimeter. Cation exchange capacity was calculated as the sum of all exchangeable cations. Samples were also analysed for available P (Duchaufour *et al.*, 1959).

2.3.2 Test mineral in soils

A fluorapatite from Mexico (Durango) was chosen to be the test mineral; this mineral consisted of individual crystals, 9 to 20 mm high and 12 to 45 mm in diameter. The crystal system is hexagonal and the structural formula given by Park *et al* (2004) is: $(\text{Ca}_{9.77} \text{La}_{0.03} \text{Ce}_{0.04} \text{Sr}_{0.007} \text{Fe}_{0.003} \text{Si}_{0.06}) (\text{P}_{1.02} \text{O}_4)_6 \text{F}_{2.08} \text{Cl}_{0.12}$. Initial mineral crystals were ground in a jaw crusher and then sieved at 0.5 to 1 mm. Apatite was also treated ultrasonically and washed with distilled water in order to remove the fine particles. $3 \text{ g} \pm 0.0005\text{g}$ of prepared apatite were then placed in 10 x 5 cm nylon bags with a 300 μm mesh, to allow root access.

In April 2000, two soil pits were opened, one in the storm plot and the other in control plot B, and the soil layers were removed one by one. Four bags of apatite were inserted horizontally into the side of both pits at each of three depths (-2.5, -10 and -20cm). The pits were then back-filled with the soil layers in their correct order. In April 2004, the bags were collected and the soil was sampled to determine soil humidity. The minerals were washed and treated ultrasonically to remove the soil particles, and then, they were dried and weighed (accuracy 0.0005 g). The percentage dissolution of apatite was the weight lost during the four years.

2.3.3 Humus monitoring in the storm plot

Two sampling campaigns were carried out in July 1996 and May 2001 to collect humus samples in the storm plot. For each campaign, 20 humus samples were collected within 0.1 m² quadrats throughout the plot. At each sample site, the organic layers were collected separately (O_l, O_f and O_h) and oven dried at 65°C to a constant weight to determine their dry weight. For each sample, the layers O_f and O_h were mixed together to obtain a composite sample (O_f+O_h) for further analyses. For the samples collected in 2001, the total C and N were

determined by a carbon nitrogen elemental analyzer (*CHN NCS2500, ThermoQuest®*) following fine grinding of the samples. The mean stocks of C and N were then calculated for 2001. For the 1996 campaign, total C and N concentrations had not been determined and so the mean concentrations of C and N found in 2001 for the 20 samples were used to calculate the mean stocks of C and N in 1996.

2.3.4 Vegetation monitoring in the storm plot

Three vegetation monitoring campaigns were carried out in July 1999, June 2001 and June 2003 to record the vegetation in the storm plot. The storm plot was divided into 8 rectangles (40 x 30 m). For each rectangle, inventories of the species in the arborescent, shrubby and herbaceous strata were made and an Abundance-Dominance coefficient (*Braun-Blanquet, 1964*) was attributed to each species of each stratum. The covering rate of each stratum was also estimated for each rectangle. Lastly, means of the 4 rectangles were calculated for each criterion.

2.3.5 Hydrologic measurements

The TDR system provided hourly information on soil volumetric moisture from year 1998 to 2004. During the same period, an automatic weather station located near the site in a clearing, recorded the daily rainfall and other variables necessary to estimate the daily Potential Evapotranspiration (PET) from Penman's formula.

2.3.6 Soil solution monitoring

Soil solution samples from zero tension lysimeters and ceramic cup lysimeters were collected individually every 28 days and then mixed in the laboratory according to the following strategy:

- zero tension lysimeters: 1 composite sample per depth every 28 days for the solutions collected for the storm plot and 2 for control plot A, respecting the depth and the pit.

- ceramic cup lysimeters: 2 composite samples per depth every 28 days for the solutions collected for the storm plot or for control plot A, respecting the depth and the pit.

The samples collected with zero tension lysimeters were filtered rapidly in the laboratory through a 0.45 μm *Metriciel®* Membrane Filter and stored in the dark at 2°C while waiting for analysis. The ceramic cup solutions were not filtered, the size pores being 0.45 μm . Samples were then analysed for Cl^- , NO_3^- and NH_4^+ by colorimetric methods (*Traacs 2000, Bran and Luebbe®*) and for total Al, Mg, Ca, K, Na, P and S by ICP-AES (Inductively Coupled Plasma-Atomic Emission Spectrometry; *JY 180 Ultrage, Jobin-Yvon®*). Total carbon (TC) was measured on a *SHIMADZU® TOC-5050* and *TOC-V*. Measurements of pH were made just after the filtration with a single-rod pH electrode (*INGOLG-XEROLIT*) connected to a *Metller® DL21* pH meter.

The concentrations of S and total carbon in solution were not considered for the samples collected with ceramic cup lysimeters, due to the release of these elements from the piping material (polyamide) used for connections.

For representation and calculations, we assumed that total Al, Mg, Ca, K, Na, P and S in solution (determined by ICP-AES) were in a single ionic form, respectively Al^{3+} , Mg^{2+} , Ca^{2+} , K^+ , Na^+ , H_2PO_4^- and SO_4^{2-} . Means of element concentrations were calculated by depth and type of lysimeters for each sampling period of each plot. Pearson correlations between anions and cations were calculated by depth and each type of lysimeter, for the storm plot and control plot A.

Data were missing between the end 2002 and 2003 due to an electricity power cut on the site.

2.3.7 Nitrogen mass balance in the storm plot

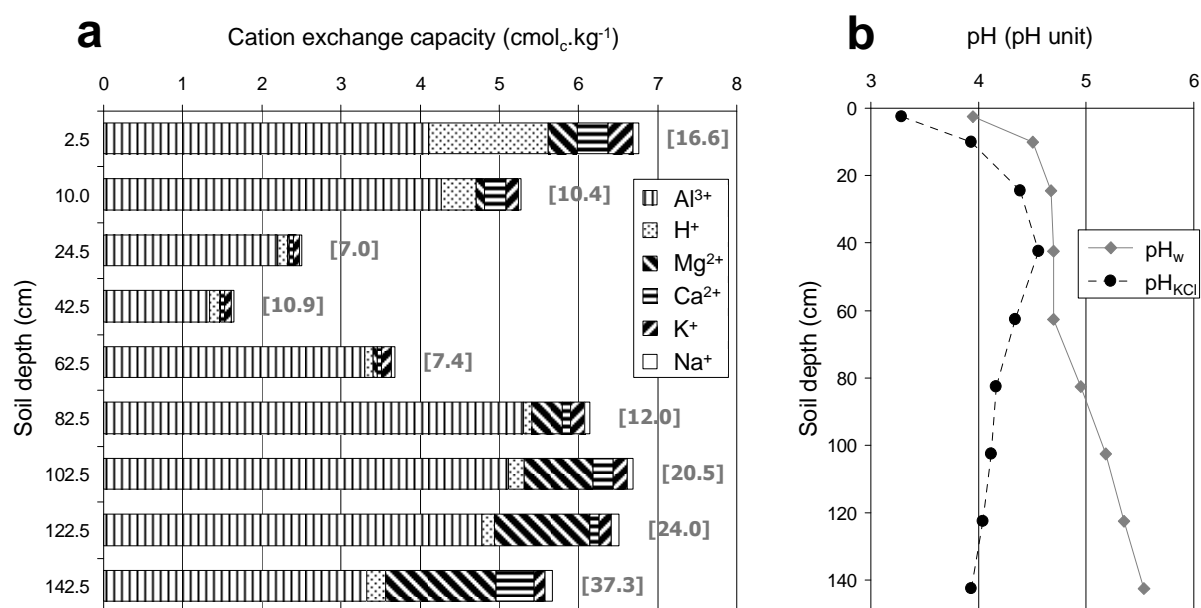
A mass balance approach was used to determine the evolution of the quantity of nitrogen (N-NO_3 and N-NH_4) in the soil profile (0-140cm) of the storm plot during the study period. For that, five levels delimited by each lysimeter and TDR depths (0 to -20cm, -20 to -42.5cm, -42.5 to -67.5cm, -67.5 to -100cm and -100 to -140cm) were defined. The means of the soil volumetric moisture were calculated by level for each sampling period and then converted into a volume of water per unit of surface area. The volumes of water were then multiplied by the mean concentrations of N-NO_3 and N-NH_4 , related to the level and to the sampling series. When the mass of nitrogen (N-NO_3 or N-NH_4) could not be calculated due to missing values, a linear interpolation was carried out between existing nitrogen masses (N-NO_3 or N-NH_4) to estimate the missing values. Lastly, the nitrogen masses present in each level were added for each sampling series to estimate the masses of nitrogen present in the soil profile, 0-140cm.

3 RESULTS

3.1 Soil properties

The soil of the storm plot (Figure 2) was very acidic with a pH_w of 3.45 and pH_{KCl} of 2.79 in the 0 to -5cm level. The pH_w increased with depth to reach 5.04 in the -135 to -150cm level. The pH_{KCl} also increased with depth in the topsoil layers to reach 4.06 in the -35 to -50cm level and then decreased down to 3.43 in the -135 to -150cm level. The CEC was low and the exchange sites were mainly occupied by Al^{3+} whatever the depth. The base saturation was higher in the two topsoil levels than in the intermediate levels (-17 to 70cm) due to low quantities of Mg^{2+} , Ca^{2+} and K^+ on the cation exchange sites. Then the base saturation increased from the -55-70cm level down to the -135-150cm level, mainly due to Mg^{2+} on the cation exchange sites.

Figure 2. Chemical properties of the soils sampled in 1996 in the storm plot. **(a)** represents the cation exchange capacity related to soil depth and the base saturation (%) is given in brackets for each level. **(b)** shows the pH_w and pH_{KCl} related to soil depth.

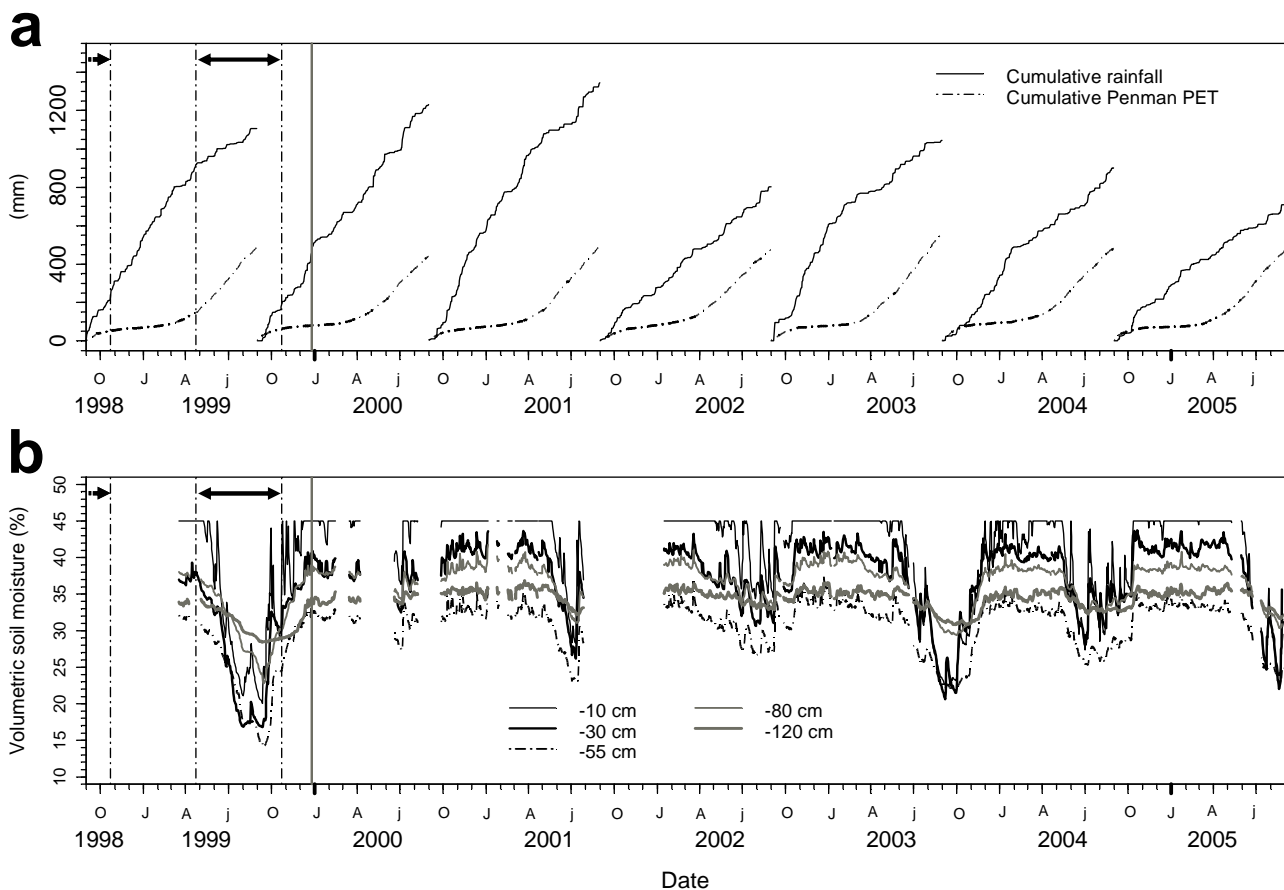


3.2 Hydrological measurements

Regarding the 1998 to 2005 period, the cumulative rainfall (Figure 3a) ranged between 708 and 1345 mm, respectively for the 2004-2005 and 2000-2001 hydrologic years.

The daily volumetric soil moistures are presented in Figure 3b. Before the storm, the soil moistures followed a classic scheme with a period of stability before the growing season, a major decrease during the growing season (around the 1st May) and a rise at the end of the growing season to nearly reach soil profile saturation around the 1st December 1999. After the storm (without trees) the soil moistures followed the scheme described above with a decrease during the summer and an increase during the autumn. However, the minimum moistures recorded in 1999 have never been reached after the storm, even during drier years (2003). The magnitude of changes in moistures was higher in the topsoil layers (down to -55cm) than in the deepest layers.

Figure 3. (a) Cumulative rainfall and potential evapotranspiration. (b) Mean of the daily volumetric soil moisture recorded by the TDR Trime systems installed in the storm plot and related to soil depth. Vertical grey lines indicate the date of storm Lothar. Horizontal black arrows and vertical dashed lines indicate the date of the growing season (from bud break to leaf fall). The gaps in moisture time series corresponded to material breakdowns. J=1st January, A=1st April, j=1st July, O=1st October.



3.3 Evolution of the humus layers and the herbaceous cover

In the storm plot, the humus changed after the storm (Table 2): the OI and Of+Oh layers had almost disappeared between 1996 and 2001 with a much lower quantity of dry material, 598 kg.ha⁻¹ OI instead of 2170 kg.ha⁻¹ and 18771 kg.ha⁻¹ Of+Oh instead of 74825 kg.ha⁻¹. Regarding the total stocks in the humus (Sum of OI, Of, Oh), only 21.5 % of the carbon stocks estimated in 1996 (33640 kg.ha⁻¹) remained in 2001 while 21.7% of the nitrogen stocks estimated in 1996 (1463 kg.ha⁻¹) remained in 2001.

The vegetation also changed in the storm plot after the storm. This is summarized in Table 3 for the herbaceous stratum; three particularly interesting species have been chosen out of those in the inventory. During the 4 years following the storm, a natural invasion of the plot by vegetation occurred and the estimated herbaceous cover increased from 81 % in 1999 to 96 % in 2003. The Abundance-Dominance scores showed that while *Hedera helix* L. decreased, *Pteridium aquilinum* (L.) Kuhn and *Rubus fruticosus* L. spread extensively.

Table 2. Means and confidence intervals for the dry material, carbon and nitrogen stocks of the 20 humus samples collected in the storm plot in July 1996 and May 2001.

	pH (pH unit)		Dry material (kg.ha ⁻¹)		Carbon (kg.ha ⁻¹)		Nitrogen (kg.ha ⁻¹)	
	1996	2001	1996	2001	1996	2001	1996	2001
Layer OI	/	4.6 ±0.08	2170 ±386	598 ±156	1054 ±188	281 ±134	41 ±7	11 ±5
Layer Of+Oh	/	4.2 ±0.15	74825 ±17291	18771 ±3450	32586 ±7530	6965 ±1741	1422 ±328	307 ±88
Sum of OI, Of, Oh	/	/	76995	19369	33640	7246	1463	318

Table 3. Summary of the survey of the herbaceous stratum before and after storm Lothar. The covering rates are indicated for the herbaceous vegetation and the main species are classified using Braun-Blanquet abundance-dominance scores (Braun-Blanquet, 1964).

	July 1999	June 2001	June 2003
	Covering rate (%)		
Herbaceous cover	81	84	96
	Abundance-Dominance scores		
<i>Hedera helix</i> L.	3.3	2.3	1.0
<i>Pteridium aquilinum</i> (L.) Kuhn	2.7	2.4	4.0
<i>Rubus fruticosus</i> L.	1.5	3.3	3.0

Figure 4. Mean values of the cation (positive values) and anion (negative values) concentrations, for the soil solutions sampled with ceramic cup lysimeters in the storm plot, related to time and depth. The mean values of the NO_3^- concentrations for the solutions sampled with ceramic cup lysimeters in control plot A are also indicated. J=1st January, A=1st April, j=1st July, O=1st October.

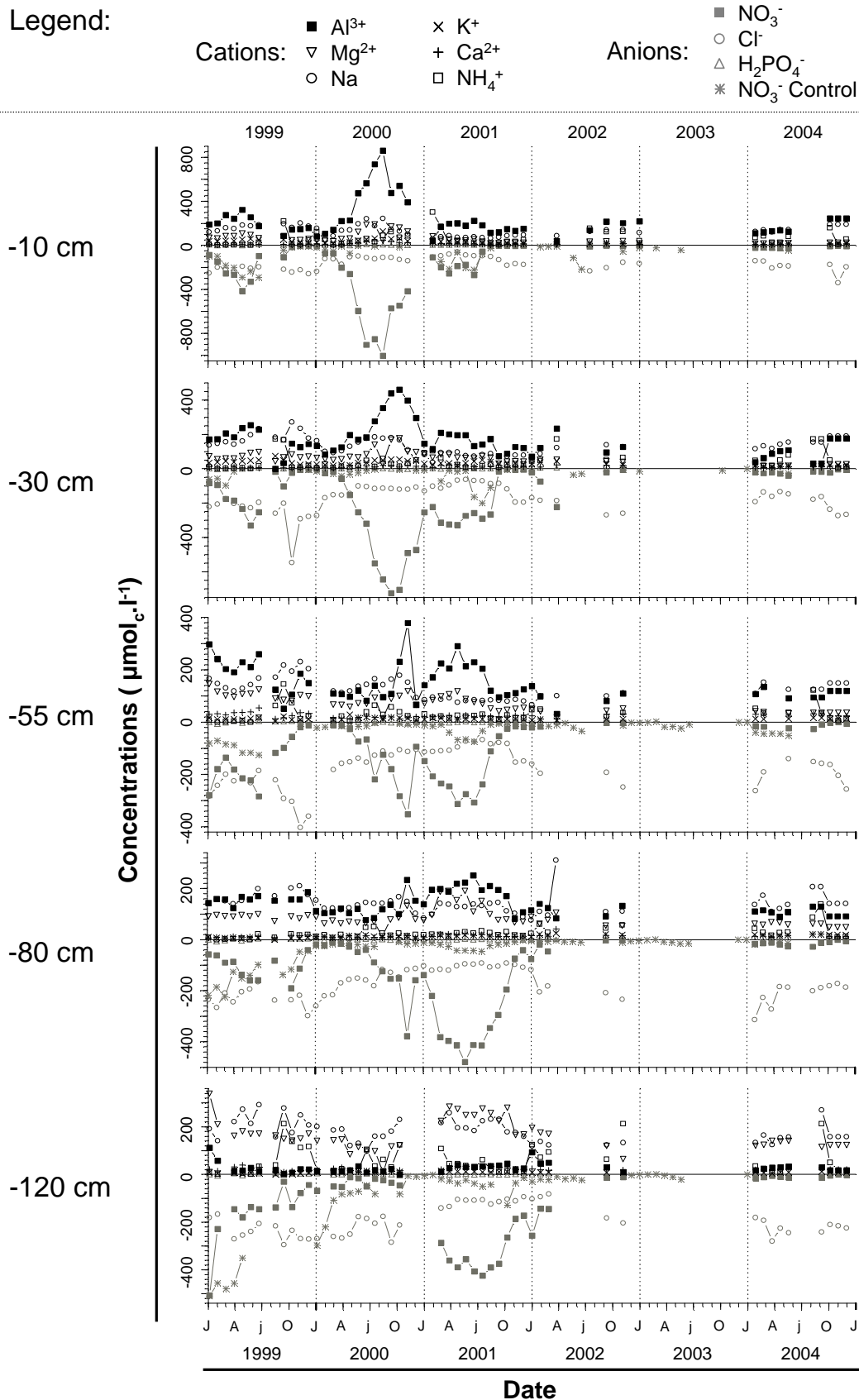
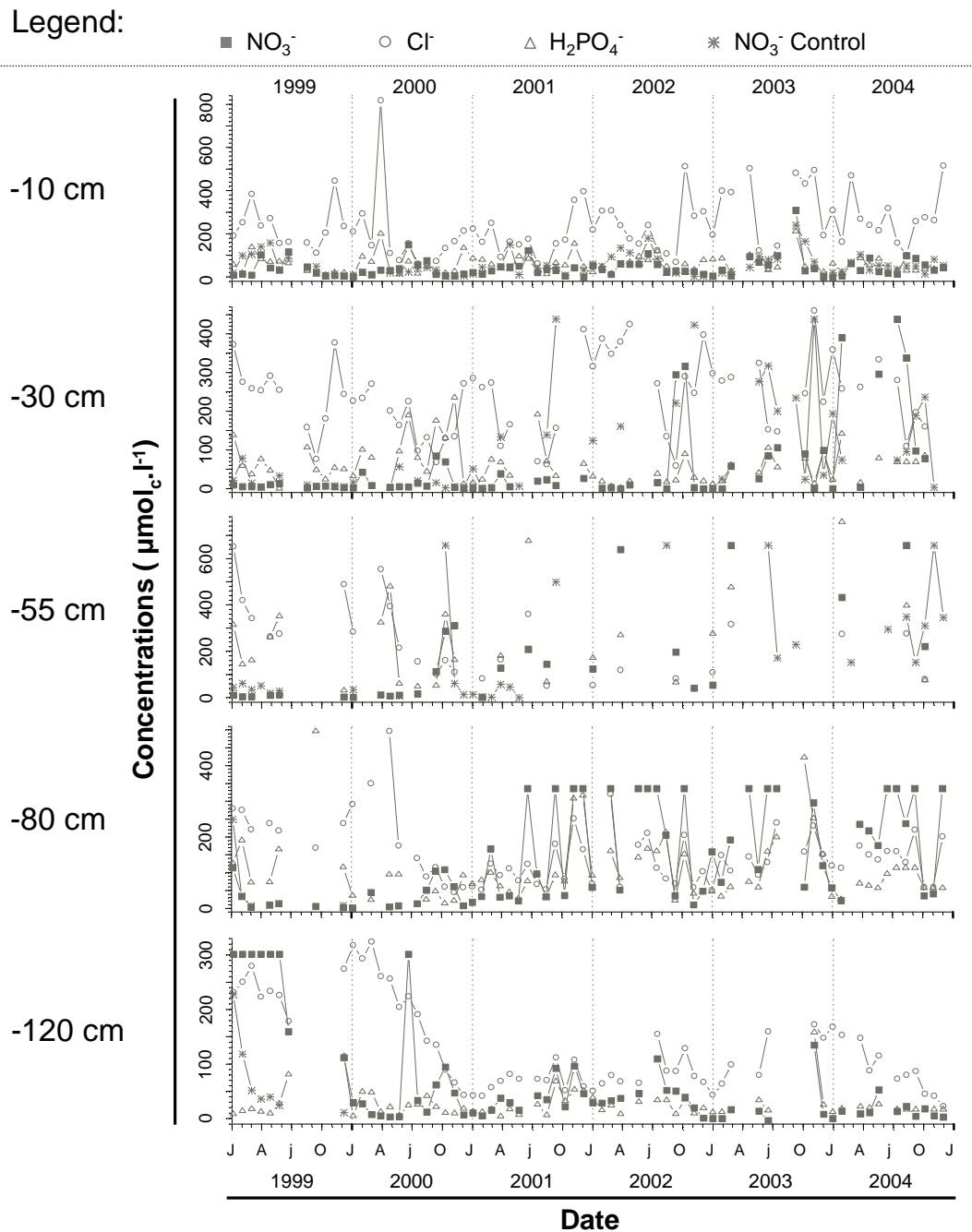


Figure 5. Mean values of the NO_3^- , Cl^- and H_2PO_4^- concentrations, for the soil solutions sampled with zero tension lysimeters in the storm plot, related to time and depth. The mean values of the NO_3^- concentrations for the solutions sampled with zero tension lysimeters in control plot A are also indicated. J=1st January, A=1st April, j=1st July, O=1st October.



3.4 Soil solutions collected with ceramic cup lysimeters

In 2000, the NO_3^- concentrations increased in the storm plot at depths of -10, -30, -55 and -80cm (Figure 4), to reach 1003, 724, 352 and 377 $\mu\text{mol}_c.\text{l}^{-1}$ respectively on the 29 August, 26 September, 21 November and 21 November 2000 and then decreased until the end of the year. In 2001, the NO_3^- concentrations in the storm plot rose again at the -55 and -80cm depths and increase at the -120cm depth to reach 312, 479 and 425 $\mu\text{mol}_c.\text{l}^{-1}$ respectively, on the 8 May, 5 June and 31 July 2001. The NO_3^- concentrations in the storm plot returned to a

normal level at the end of 2001 or at the beginning of 2002 and then remained stable (close to 0) until the end of 2004. The NO_3^- concentrations in control plot A decreased during 1999 and remained relatively stable from 2000 to 2004, without any major increases, contrary to those observed in the storm plot.

The increases in the NO_3^- concentrations during 2000 and 2001 in the storm plot were mainly accompanied by an increase in the Al^{3+} concentrations at depths of -10, -30, -55 and -80 cm and in Mg^{2+} and Na^+ at depths of -80 and -120 cm (Figure 4). The concentrations of Al^{3+} were much lower and the concentrations of Mg^{2+} were much higher at -120cm than at the other depths.

3.5 Soil solutions collected with zero tension lysimeters

The concentrations of anions are presented by depth for the solutions collected with the zero tension lysimeters in Figure 5. Apart from exceptional flushes, the NO_3^- concentrations were close to zero at depths of -10 and -120cm from 2000 to 2004 in the storm and control plot A. More NO_3^- flushes were observed at depths of -30, -55 and -80cm from 1999 to 2004 in the storm plot and control plot A.

3.6 Correlations between nitrate and cations

We have chosen to focus on the correlations between nitrate and cations for the solutions collected with the ceramic cup lysimeters installed in the storm plot, as no major leaching processes related to the storm were observed for the solutions collected with the zero tension lysimeters. The correlations between NO_3^- and Al^{3+} in the soil solutions were always significant whatever the depth (Table 4), but with a lower coefficient at a depth of -120cm (0.54). The correlations between NO_3^- and Mg^{2+} in the soil solutions of the storm plot were also significant whatever the depth (Table 4), with a higher coefficient at -120cm (0.91). The correlations between NO_3^- and K^+ in the soil solutions of the storm plot were significant at depths of -10 and -30cm, with coefficients equal to 0.85 and 0.60 respectively (Table 4). The correlations between NO_3^- and Ca^{2+} were significant at all depths, except for -55cm (Table 4). Lastly, the correlations between NO_3^- and Na^+ were significant at -10 and -120cm while those between NO_3^- and NH_4^+ were not significant whatever the depth (Table 4).

Table 4. Pearson correlations between the concentrations of NO_3^- and cations for the soil solutions sampled with ceramic cup lysimeters in the storm plot. Pearson correlations are calculated for the 1999 to 2004 period. Significant correlations at the 0.05 level are indicated by the symbol (*).

	Depth	Al^{3+}	Mg^{2+}	K^+	Ca^{2+}	Na^+	NH_4^+
NO_3^-	-10	0.92 *	0.79 *	0.85 *	0.82 *	0.42 *	-0.02
	-30	0.87 *	0.76 *	0.60 *	0.44 *	0.01	-0.12
	-55	0.82 *	0.74 *	0.15	0.05	-0.03	-0.12
	-80	0.85 *	0.83 *	0.02	0.45 *	0.02	-0.13
	-120	0.54 *	0.91 *	0.16	0.56 *	0.31 *	-0.19

3.7 Test-mineral and pH of topsoil solutions

The percentage dissolution of apatite at depths of -2.5 and -10cm increased significantly in the storm plot compared to control plot B after four years (Figure 6b). Furthermore, we chose to present the related pH beside the ceramic cup samples (Figure 6a); in fact, these lysimeters mainly collected loosely bound water, which may make it possible to observe processes occurring between the soil matrix and the soil solution. The pH of the solutions collected with the ceramic cup lysimeters at -10cm decreased slightly during 2000 and then rose at the end of the year (Figure 6a).

Figure 6. (a) pH of the soil solutions sampled with ceramic cup lysimeters at the -10 cm and -30 cm depths in the storm plot (J=1st January, j=1st July). (b) Percentage of apatite dissolution after four years in the storm plot and in control plot B.

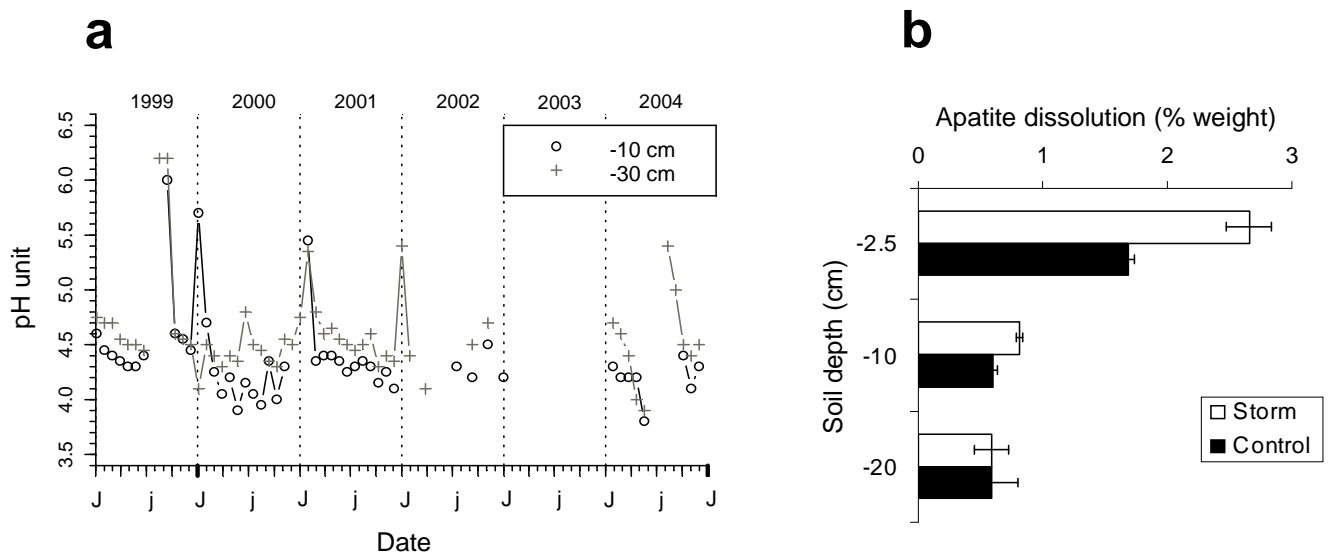
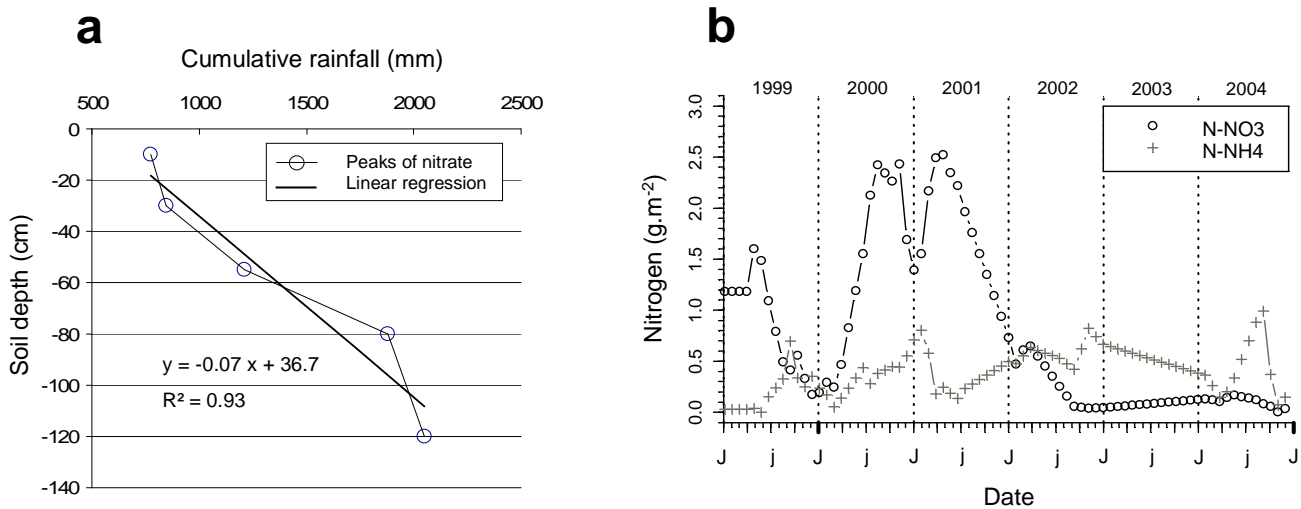


Figure 7. (a) Maximum values of the mean concentrations of NO_3^- (peaks of nitrate) for the samples collected with ceramic cup lysimeters in the storm plot and the corresponding cumulative rainfall, related to soil depth. The search for maximum values of NO_3^- concentrations and the calculation of cumulative rainfall started on the 26 December 1999, the date of Storm Lothar. (b) Sums of the mean masses of N- NO_3 and N- NH_4 for the 0-140 cm soil profile of the storm plot and related to solutions collected with ceramic cup lysimeters (J=1st January, j=1st July).



4 DISCUSSION

4.1 Storm effect on humus and vegetation

Regarding the evolution of the humus, the result of storm Lothar was the disappearance of a large proportion of the humus layers at least during the 18 months following the storm (Table 2). The acceleration of the mineralization of organic matter due to changes in the soil climate is a well known phenomenon (Vitousek *et al.*, 1979; Attiwill *et al.*, 1993; Dahlgren *et al.*, 1994; Ranger *et al.*, 2007) following forest ecosystem disturbance and may partly explain the disappearance of the humus layers. In fact, several factors influencing the mineralization rate changed rapidly after the storm: we noticed a slight increase in the soil moisture (Figure 3) but it is probable that factors not measured in this study, such as soil temperature, incident light (Bauhus *et al.*, 1995; Galhidy *et al.*, 2006) or soil oxygenation also changed after the storm. Thus, the changes in soil climate may have caused a priming effect which accelerated the mineralization rate of the organic matter, according to the definition given by Kuzyakov *et al.* (2000). Furthermore, the priming effect may encourage soil faunal activity (Kuzyakov *et al.*, 2000) and two points may be highlighted: i) firstly, some of the elements contained in the humus may have been stored in the microbial biomass. Ranger *et al.* (2007) noticed an increase in the microbial biomass in the topsoil layers following clear-cutting which may reinforce this phenomenon. ii) Another part of the humus layers may have been transferred into the mineral soil by the soil fauna as organic particles.

Regarding the evolution of the vegetation (Table 3), two points can be highlighted: i) before the storm the herbaceous cover was already present and ii) following the storm, a natural invasion of the storm plot by the herbaceous cover was observed with the extensive spread of *Pteridium aquilinum* (L.) Khun and *Rubus*

fruticosus L.. The disappearance of the arborescent stratum combined with the changes in soil climate and the release of elements by humus mineralization may have promoted the growth of these species.

4.2 Storm effect on nitrate in solution

According to Attiwill and Adams (1993), the rates of mineralization and particularly nitrification generally increase after ecosystem disturbance. We suggested previously that high mineralization of the humus occurred in the 18 months following the storm. Thus, the changes in soil climate previously detailed may also increase the nitrification rate in the topsoil layers (namely changes in soil moisture and temperature (Vitousek *et al.*, 1979)). The large peaks of nitrate observed in the soil solutions sampled with porous cup lysimeters in 2000 at depths of -10 and -30cm in the storm plot without any increase in control plot A (Figure 4) prove that the nitrate production in the topsoil layers was induced by storm Lothar. This phenomenon has already been noticed after disasters like wind-throw or slash-burning (Bormann *et al.*, 1968; Brown *et al.*, 1973; Weis *et al.*, 2006). However, its length of time and amplitude could be limited (Mannerkoski *et al.*, 2005) or even non-existent (Jussy *et al.*, 2004). At the Fougères site, high nitrate concentrations in the storm plot were only found during the year 2000 at depths of -10 and -30cm, which does not necessarily indicate that the nitrate production stopped after 2000. According to Table 3 the herbaceous cover increased in 2001 compared to 1996. Thus, we may suppose that the herbaceous cover was not developed enough in 2000 to take-up the totality of the nitrate produced. Moreover, the factors influencing the nitrification (temperature and moisture) were probably at an optimum in the year following the storm. In 2001, the herbaceous cover spread extensively and the nitrate produced in the topsoil may have been taken-up by the herbaceous cover which had greater nutrient requirements. One or several herbaceous species might also exert a control on the nitrification process.

We have proven previously that nitrate production occurred in the topsoil layers during the year following the storm. At the end of the year 2000, the nitrate concentrations in the solutions collected with ceramic cup lysimeters began to increase at depths of -55 and -80cm in the storm plot (Figure 4). In 2001, they increased greatly at depths of -55, -80 and -120cm in the storm plot compared to control plot A (Figure 4). Ranger *et al.* (2007) also found slight increases in the nitrate concentrations collected by ceramic cup lysimeters at depths of -15, -30, -60 and -120cm during the two years following clear-cutting of Douglas. The observations made on the storm plot prove that slow convective transport of nitrate occurs in soils from the surface to depth. Moreover, Figure 7a suggests that the rainfall is the main control on the average nitrate displacement in the soil profile at the yearly scale.

The high increase in nitrate concentrations for the samples collected with ceramic cup lysimeters (Figure 4) without any major increase in the samples collected with zero tension lysimeters (Figure 5) in the storm plot should be highlighted. Firstly, this reinforces the assumption that the ceramic cup lysimeters mainly collect slow-mobile water (Marques *et al.*, 1996; Landon *et al.*, 1999), as nitrate production occurs in specific ecological recesses, closely linked to the fine pores in the topsoil. Secondly, assuming that zero tension lysimeters mainly collect rapid drainage water in the Fougères context (Unpublished data), as preferential flows which have an uneven spatial distribution and occur in a small volume of soil, a high number of replicates in the storm plot might have made the observation of nitrate flushes possible.

4.3 Storm effect on cations in solution and on weathering

The rate of soil organic matter mineralization and more specifically the rate of nitrification have been recognized as the driving processes explaining nutrient losses by drainage after clear-felling (Dahlgren *et al.*, 1994) and more generally after forest disturbance. The relationships between nitrate and cations in the storm plot (Figure 4, Table 4) reinforce this assumption for the soil solutions collected with ceramic cup lysimeters.

To understand the mechanisms of potential element losses involved at the study site, we must firstly explain the slight decrease of the soil solution pH in 2000 at the -10cm depth of the storm plot (Figure 6a), as no decrease was observed at the other depths. i) Firstly, the high production of nitrate in the topsoil layers during the year 2000, without complete uptake by the herbaceous cover, may have led to an acidification of the topsoil solutions, as suggested by several authors (Vitousek *et al.*, 1979; Reuss *et al.*, 1986; Binkley *et al.*, 1987). ii) Secondly, the high mineralization of organic matter after the storm may have produced acidic organic compounds (soil mineral weathering agents) which may have taken part in the acidification of the topsoil solutions. The test mineral introduced into the storm plot recorded these variations and a significant increase in apatite dissolution was observed in the topsoil of the storm plot compared to the control plot (Figure 6b). The weathering mechanisms involved may be acidolysis related to the decrease in soil solution pH and/or complexolysis related to the acidic complexing organic compounds produced.

In addition to the weathering of soil minerals, three other potential sources of cations can be cited for the soil solutions: atmospheric deposition, humus mineralization and exchange with the solid phase. The combination of these four sources of cations explains the relations and correlations observed between nitrate and cations in the storm plot (Figure 4, Table 4) and three points can be highlighted: i) humus mineralization and atmospheric deposition supply cations at the soil surface, which may partly explain the correlation between nitrate and Al, Mg, Ca, K and Na in the topsoil layers. ii) Al is the main element accompanying the nitrate (except at the -120cm depth) which is mainly due to the acidic soil conditions (Figure 2). This may promote weathering of minerals reinforced by the storm effect in the topsoil on the one hand, and the exchange between the solid phase and the solution on the other hand, as there is a high quantity of Al on the CEC. iii) Mg and Ca accompany the nitrate whatever the depth, and at the -120cm depth, Mg becomes the main element accompanying the nitrate, mainly due to the displacement of Mg from the CEC (Figure 2) into the soil solution, combined with the potential weathering of magnesian chlorite present at and below this depth.

4.4 Nitrogen losses and redistribution

In this section, we will only focus on nitrogen losses due to nitrification, which were previously recognized as a driving process explaining the nutrient losses by drainage after an ecosystem disturbance. Regarding the stocks of nitrogen in the humus layers before and after the storm (Table 2), 1145 kg.ha⁻¹ of nitrogen disappeared from the humus. These losses from humus may be compared to the mass of nitrogen in the soil solutions of the 0-140cm soil profile (Figure 7b) during the two years following the storm (2000 and 2001). We recall that the mass balance approach developed is only based on the nitrogen concentrations in the solutions collected with ceramic cup lysimeters in the storm plot (Figure 4), as no major increase in nitrogen concentrations were detected by the zero tension lysimeters (Figure 5). In 2000, the maximum mass of nitrogen (N-NO₃ + N-NH₄) estimated in the soil profile was 2.9 g N.m⁻² (7 November 2000) (Figure 7b). According to this maximum, we

may suppose that the maximum mass of nitrogen transported by slow convective flux and lost during the two years following the storm was 29 kg N.ha⁻¹. This corresponds to less than 3% of the nitrogen lost through the disappearance of the humus. Several assumptions concerning nitrogen losses or storage in the ecosystem could also be made:

- **Losses by denitrification:** the changes in soil climate after the storm and especially the increase in the soil moisture (Figure 3) could promote the occurrence of denitrification in particular ecological recesses, localized in anaerobic micro-sites which were closely linked to fine porosity. However, the losses are low and a few studies indicated that temperate forest can emit up to 8 kg N.ha⁻¹.yr⁻¹ for a spruce stand, while beech forest ranges between 0.4 and 2.5 kg N.ha⁻¹.yr⁻¹ (Mogge *et al.*, 1998; Papen *et al.*, 1999).
- **Losses by rapid drainage water:** even if the zero tension lysimeters did not detect nitrate or ammonium flushes after the storm (Figure 5), rapid drainage water as preferential flows (Luxmoore *et al.*, 1990; Williams *et al.*, 2003) could have transferred nitrate or ammonium rapidly into the deepest levels of soils. However, a tracer experiment carried out in the vicinity of the storm plot (Unpublished data) proved that the preferential flow transport of chloride did not exceed 20 % of the total amount of the tracer applied, after an 18 month study period. Thus, we may suppose that the nitrogen losses by rapid drainage water cannot exceed the quantity of nitrogen lost by transport through the soil matrix, i.e. 29 kg N.ha⁻¹.
- **Storage of NH₄⁺ on the CEC:** due to the very acidic soil conditions, this storage should be minor, and less than 50 kg N.ha⁻¹.
- **Storage in the vegetation biomass:** herbaceous plants are known to have high concentrations of nutrients in their biomass (Bolte *et al.*, 2004). Palviainen *et al.* (2005a) reported an average storage of around 50 kg N.ha⁻¹ in the ground vegetation before a clear-cutting of spruce, while Bolte *et al.* (2004) reported soil fertility storage between 0.6 to 70.5 kg N.ha⁻¹ under several beech stands. Considering the development of the herbaceous cover following the storm (Table 3), we may suppose that the nitrogen storage in the herbaceous cover does not exceed 100 kg N.ha⁻¹.
- **Storage in the microbial biomass:** the microbial biomass may contain an important pool of nitrogen, accounting for 2 to 6% of the total nitrogen in soils (Anderson *et al.*, 1980; Adams *et al.*, 1981). In the Fougères context, the stock of total nitrogen in soils is about 5000 kg N.ha⁻¹ (Lecoïnte *et al.*, 2006), which corresponds to a maximum of 300 kg N.ha⁻¹ stored in the microbial biomass. The priming effect (Kuzakov *et al.*, 2000) following the storm may have increased the microbial biomass and also the storage of nitrogen.
- **Storage in soil as organic particles:** part of the humus layers may have been transformed and transferred into the mineral soil as organic particles by the soil fauna (mainly meso- and macro-fauna). The nitrogen may thus have been stored in an organic form, but an estimation of this mass is very difficult.

So, according to the estimations of the quantity of nitrogen which could be lost or stored by the different processes detailed above, the principal phenomenon following the storm should be the storage of nitrogen in the soil as organic particles and in the microbial biomass, but the storage in the herbaceous biomass could also be a significant phenomenon.

5 CONCLUSION

The study aims to assess the impact of storm Lothar (26th December 1999) on several components of the Fougères forest ecosystem and the mechanisms involved.

Regarding the humus and the vegetation, storm Lothar resulted in the major disappearance of a large part of the humus layers for at least 18 months following the storm. The acceleration of the mineralization of organic matter due to changes in the soil climate following forest ecosystem disturbance may partly explain the disappearance of the humus layers. Part of the humus layers may also have been transferred into mineral soil as organic particles by the soil fauna. A natural invasion of the storm plot by herbaceous cover also followed the storm, with the extensive spread of *Pteridium aquilinum* (L.) Khun and *Rubus fruticosus* L.. The disappearance of the arborescent stratum, combined with the changes in soil climate and the release of elements by humus mineralization, may have promoted the development of these species.

Regarding the soil solution, the storm induced nitrate leaching through the soil matrix by slow convective flux mainly governed by the incident rainfall. Cations (Al, Mg, Na, Ca and K) accompanied the nitrate, depending on their relative availability at the different depths of the soil profile. The cation availability may be mainly governed by humus mineralization and increased mineral weathering in the topsoil, and by exchanges with the CEC and weathering processes in the whole profile, promoted by the high residence time of water. Even if cation losses were not evaluated in this study, we may suppose that the storm induced nutrient losses (especially Mg, accompanying the nitrate at the 120cm depth), as reported by other authors (Brown *et al.*, 1973; Hornbeck *et al.*, 1990; Baumler *et al.*, 1999; Piirainen *et al.*, 2002), which could cause damage in the Fougères context (acidic soils characterized by poor mineral fertility (Legout *et al.*, 2008)). The maximum mass of nitrogen transported and lost by slow convective flux during the two years following the storm was evaluated to be 29 kg N.ha⁻¹ (N-NO₃ and N-NH₄). We may suppose that the herbaceous cover has limited the nitrate leaching and the cations losses to two years (2000 and 2001), thanks to its presence before the storm and its high development after the storm. Studies carried out in temperate forests (Marks *et al.*, 1972; Boring *et al.*, 1981; Fahey *et al.*, 1991; Bauhus *et al.*, 1995; Hope *et al.*, 2003) and a boreal forest (Palviainen *et al.*, 2005b) also indicated that the ground vegetation can reduce the risk of nutrient leaching after clear-cutting.

This study may also be extended beyond the storm effect, to understand the effect of a definitive-cut at the end of a stand rotation, in the context of Fougères forest. The use of clear-cutting could lead to the same results as those observed in this study and by several other authors (Brown *et al.*, 1973; Hornbeck *et al.*, 1990; Baumler *et al.*, 1999; Piirainen *et al.*, 2002), due to the extent of the disturbance. Conversely, the use of shelterwood-cuts or seed-tree methods, where seed trees are left to provide seed for natural regeneration and are harvested after regeneration has established, could result in the processes described above but spread over a longer period of time. In this case, the nitrate and cation losses could be minor or non-existent: the soil climate would not be disturbed suddenly and the humus mineralization with nutrient release would be progressive without a brutal break. In the Fougères ecosystem, characterized by poor mineral fertility (Legout *et al.*, 2008) and by the transformation of mull into a dysmoder humus type (AFES, 1995) during the stand rotation, the progressive redistribution of nutrients could be highly beneficial to the ecosystem sustainability.

Acknowledgements

We would like to thank all the technicians without whom this project would not have been possible, in particular: S. Didier, L. Gelhay and C. Hossann from INRA Nancy.

This work was partly financed by the Ministry of Research Office, and partly by the Office National des Forêts in the context of one of the Environmental Research sites on "Lowland beech" part of F-ore-T.

The English was corrected by Aldyth Nys.

References

- Adams, T.M., Laughlin, R.J., 1981. The effects of agronomy on the carbon and nitrogen contained in the soil biomass. *Journal of Agricultural Science*, UK 97, 319-327.
- AFES, 1995. Référentiel pédologique. INRA, Paris.
- Anderson, J.P.E., Domsch, K.H., 1980. Quantities of plant nutrients in the microbial biomass of selected soils. *Soil Science* 130, 211-216.
- Attiwill, P.M., Adams, M.A., 1993. Tansley Review No. 50: Nutrient cycling in forests. *New Phytologist* 124, 561-582.
- Bauhus, J., Bartsch, N., 1995. Mechanisms for carbon and nutrient release and retention in beech forest gaps. I. Microclimate, water balance and seepage water chemistry. *Plant and Soil* 168/169, 579-584.
- Baumler, R., Zech, W., 1997. Atmospheric deposition and impact of forest thinning on the throughfall of mountain forest ecosystems in the Bavarian Alps. *Forest Ecology and Management* 95, 243-251.
- Baumler, R., Zech, W.G., 1999. Effects of forest thinning on the streamwater chemistry of two forest watersheds in the Bavarian Alps. *Forest Ecology and Management* 116, 111-128.
- Binkley, D., Richter, D., 1987. Nutrient cycles and H⁺ budgets of forest ecosystems. *Advances in Ecological Research* 16, 1-50.
- Bolte, A., Lambertz, B., Steinmeyer, A., Kallweit, R., Meesenburg, H., 2004. The role of the herbaceous vegetation in forest nutrient cycling - studies on permanent plots of the EU Level II program in North Germany. *Forstarchiv* 75, 207-220.
- Boring, L.R., Monk, C.D., Swank, W.T., 1981. Early regeneration of a clear-cut southern Appalachian forest. *Ecology* 62, 1244-1253.
- Bormann, F.H., Likens, G.E., Fischer, D.W., Pierce, R.S., 1968. Nutrient loss accelerated by clear-cutting of a forest ecosystem. *Science* 159, 882-884.
- Braun-Blanquet, J., 1964. *Pflanzensoziologie-Grundzüge der Vegetationskunde*. Springer Verlag, Wien.
- Brown, G.W., Gahler, A.R., Marston, R.B., 1973. Nutrient losses after clear-cut logging and slash burning in the Oregon coast range. *Water Resources Research* 9, 1450-1453.
- Dahlgren, R.A., Driscoll, C.T., 1994. The effects of whole-tree clear-cutting on soil processes at the Hubbard Brook experimental forest, New Hampshire, USA. *Plant and Soil* 158, 239-262.
- Duchaufour, P., Bonneau, M., 1959. Une nouvelle méthode de dosage du phosphore assimilable dans les sols forestiers. *Bulletin de l'AFES* 4, 193-198.
- Espiau, P., Peyronel, A., 1976. L'acidité d'échange des sols, méthode de détermination de l'aluminium échangeable et des protons échangeables. *Science du Sol* 3, 161-175.
- Fahey, T.J., Hill, M.O., Stevens, P.A., Hornung, M., Rowland, P., 1991. Nutrient accumulation in vegetation following conventional and whole-tree harvest of Sitka spruce plantations in North Wales. *Forestry* 64, 271-288.
- Galhidy, L., Mihok, B., Hagyo, A., Rajkai, K., Standovar, T., 2006. Effects of gap size and associated changes in light and soil moisture on the understorey vegetation of a Hungarian beech forest. *Plant Ecology* 183, 133-145.
- Hope, G.D., Prescott, C.E., Blevins, L.L., 2003. Responses of available soil nitrogen and litter decomposition to openings of different sizes in dry interior Douglas-fir forests in British Columbia. *Forest Ecology and Management* 186, 33-46.
- Hornbeck, J.W., Smith, C.T., Martin, C.W., Tritton, L.M., Pierce, R.S., 1990. Effects of intensive harvesting on nutrient capitals of three forest types in New England. *Forest Ecology and Management* 30, 55-64.
- Jabiol, B., 2000. Evolution de la diversité et du fonctionnement des humus au cours d'une révolution forestière en futaie régulière de hêtres. Site-atelier de la forêt de Fougères, Nancy.

- Jonin, M., 1973. Les différents types granitiques de la Mancellia et l'unité du batholite manceau (Massif armoricain). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris* 277, 281-284.
- Jussy, J.-H., Ranger, J., Bienaimé, S., Dambrine, E., 2004. Effects of a clear-cut on the in situ nitrogen mineralisation and the nitrogen cycle in a 67-year-old Douglas-fir (*Pseudotsuga menziesii* (Mirb.) Franco) plantation. *Annals of Forest Science* 61, 397-408.
- Kuzyakov, Y., Friedel, J.K., Stahr, K., 2000. Review of mechanisms and quantification of priming effects. *Soil Biology and Biochemistry* 32, 1485-1498.
- Landon, M.K., Delin, G.N., Komor, S.C., Regan, C.P., 1999. Comparaison of stable-isotopic composition of soil water collected from suction lysimeters, wick samplers, and cores in a sandy unsaturated zone. *Journal of Hydrology* 224, 45-54.
- Lecoite, S., Nys, C., Walter, C., Forgeard, F., Huet, S., Recena, P., Follain, S., 2006. Estimation of carbon stocks in a beech forest (Fougères Forest - W.France): extrapolation from the plots to the whole forest. *Annals of Forest Science* 63, 139-148.
- Legout, A., Walter, C., Nys, C., 2008. Spatial variability of nutrient stocks in the humus and soils of a forest massif (Fougères, France). *Annals of Forest Science* 65, 108-118.
- Luxmoore, R.J., Jardine, P.M., Wilson, G.V., Jones, J.R., Zelazny, L.W., 1990. Physical and chemical controls of preferred path flow through a forested hillslope. *Geoderma* 46, 139-154.
- Mannerkoski, H., Finer, L., Piirainen, S., Starr, M., 2005. Effect of a clear-cutting and site preparation on the level and quality of groundwater in some headwater catchments in eastern Finland. *Forest Ecology and Management* 220, 107-117.
- Marks, P.L., Bormann, F.H., 1972. Revegetation following forest cutting: mechanisms to return to steady-state nutrient cycling. *Science* 176, 914-915.
- Marques, R., Ranger, J., Gelhaye, D., Pollier, B., Ponette, Q., Gobert, O., 1996. Comparison of chemical composition of soil solutions collected by zero-tension plate lysimeters with those from ceramic cup lysimeters in a forest soil. *European Journal of Soil Science* 47, 407-417.
- Mogge, B., Kaiser, E.A., Munch, J.C., 1998. Nitrous oxide emissions and denitrification N-losses from forest soils in the Bornhoved lake region (Northern Germany). *Soil Biology & Biochemistry* 30, 703-710.
- Palviainen, M., Finer, L., Mannerkoski, H., Piirainen, S., Starr, M., 2005a. Changes in the above- and below-ground biomass and nutrient pools of ground vegetation after clear-cutting of a mixed boreal forest. *Plant and Soil* 275, 157-167.
- Palviainen, M., Finer, L., Mannerkoski, H., Piirainen, S., Starr, M., 2005b. Responses of ground vegetation species to clear-cutting in a boreal forest: aboveground biomass and nutrient contents during the first 7 years. *Ecological Research* 20, 652-660.
- Papen, H., Butterbach-Bahl, K., 1999. A 3-year continuous record of nitrogen trace gas fluxes from untreated and limed soil of a N-saturated spruce and beech forest ecosystem in Germany. 1. N₂O emissions. *Journal of Geophysical Research* 104, 18487-18503.
- Park, C.Y., Fenter, P., Zhang, Z., Cheng, L.W., Sturchio, N.C., 2004. Structure of fluorapatite (100)-water interface by high-resolution X-ray reflectivity. *American Mineralogist* 89, 1647-1654.
- Piirainen, S., Finer, L., Mannerkoski, H., Starr, M., 2002. Effects of forest clear-cutting on the carbon and nitrogen fluxes through podzolic soil horizons. *Plant and Soil* 239, 301-311.
- Ranger, J., Loyer, S., Gelhaye, D., Pollier, B., Bonnaud, P., 2007. Effects of clear-cutting of Douglas-fir plantation (*Pseudotsuga menziesii* F.) on the chemical composition of soil solutions and on the leaching of DOC and ions in drainage waters. *Annals of Forest Science* 64, 183-200.
- Reuss, J.O., Johnson, D.W., 1986. Acid deposition and the acidification of soils and waters. *Ecological studies*. Springer-Verlag, New York.
- Titus, B.D., Roberts, B.A., Deering, K.W., 1997. Soil solution concentrations on three white birch sites in central Newfoundland following different harvesting intensities. *Biomass and Bioenergy* 13, 313-330.
- Vitousek, P.M., Melillo, J.M., 1979. Nitrate losses from disturbed ecosystems: patterns and mechanisms. *Forest Science* 25, 605-619.
- Weis, W., Rotter, V., Göttlein, A., 2006. Water and element fluxes during the regeneration of Norway spruce with European beech: effect of shelterwood-cut and clear-cut. *Forest Ecology and Management* 224, 304-317.
- Williams, A.G., Dowd, J.F., Scholefield, D., Holden, N.M., Deeks, L.K., 2003. Preferential flow variability in a well-structured soil. *Soil Science Society of America Journal* 67, 1272-1281.

Références hors article

- Anderson, M., 1987. The effects of forest plantations on some lowland soils. I. A second sampling of nutrient stocks. *Forestry*, 60(1): 69-85.
- André, F. and Ponette, Q., 2003. Comparison of biomass and nutrient content between oak (*Quercus petraea*) and hornbeam (*Carpinus betulus*) trees in a coppice-with-standards stand in Chimay (Belgium). *Annals of Forest Science*, 60: 489-502.
- Aoudjit, H., Righi, D. and Robert, M., 1996. Mica weathering in acidic soil by analytical electron microscopy. *Clay Minerals*, 31: 319-332.
- Attiwill, P.M. and Adams, M.A., 1993. Tansley Review No. 50. Nutrient cycling in forests. *New Phytologist*, 124(4): 561-582.
- Augusto, L., 1999. Etude de l'impact de quelques essences forestières sur le fonctionnement biogéochimiques et la végétation de sols acides. Thèse, Université Henri Poincaré, Nancy I, Nancy, France, 90 pp.
- Aussenac, G., 1968. Interception des précipitations par le couvert forestier. *Annals of Forest Science*, 25(3): 135-156.
- Aussenac, G., 1972. Etude de l'évapotranspiration réelle de quatre peuplements forestiers de l'est de la France. *Annals of Forest Science*, 29(3): 369-389.
- Aussenac, G., 1975. Couverts forestiers et facteurs de climat : leurs interactions, conséquences physiologiques chez quelques résineux, Nancy, 234 pp.
- Aussenac, G. and Boulangeat, C., 1980. Interception des précipitations et évapotranspiration réelle dans des peuplements de feuillu (*Fagus Sylvatica* L.) et de résineux (*Pseudotsuga menziesii* (Mirb) Franco). *Annals of Forest Science*, 37(2): 91-107.
- Bain, D. and Wilson, M.J., 1990. Nature and origin of an aluminous vermiculitic weathering product in acid soil from upland catchment in Scotland. *Clay Minerals*, 25: 467-475.
- Baize, D. and Girard, M.C., 1998. A Sound Reference Base for Soils: The "Référentiel Pédologique". Translation by Hodgson, J.M., Eskenazi, N.R. and Baize, D. INRA, Paris, 324 pp.
- Bakker, M., 1998. Effets des amendements calciques sur les racines fines de chêne (*Quercus petraea* et *robur*) : conséquences des changements dans la rizosphère. Thèse, Nancy I, Nancy, 287 pp.
- Barnhisel, R.I. and Bertsch, P.M., 1989. Chlorites and Hydroxy-Interlayered Vermiculites and Smectites, SSSA Book Serie, Minerals in soil environments (2nd Edition), pp. 729-788.
- Bascietto, M., Cherubini, P. and Scarascia-Mugnozza, G., 2004. Tree rings from a European beech forest chronosequence are usefull for detecting growth trends and carbon sequestration. *Canadian Journal of Forest Research*, 34: 481-492.
- Bauer, G., Schulze, E. and Mund, D., 1997. Nutrient contents and concentrations in relation to growth of *Picea abies* and *Fagus sylvatica* along a European transect. *Tree Physiol*, 17: 777-786.
- Baumler, R. and Zech, W.G., 1999. Effects of forest thinning on the streamwater chemistry of two forest watersheds in the Bavarian Alps. *Forest Ecology and Management*, 116(1/3): 111-128.
- Beier, C., 1998. Water and element fluxes calculated in a sandy forest soil taking spatial variability into account. *Forest Ecology and Management*, 101: 269-280.
- Bellion, G., Le Hérissé, A., Paris, F., Marot, A. and Dadet, P., 1981. Carte géologique de la France (1/50000), feuille Fougères (283). Notice explicative par Esteoule-Choux J., Paris F., Guigues J., Dadet P. ; 1981 ; 38 p. BRGM, Orléans.

- Berner, R.A., Rao, J.-L., Chang, S., O'Brien, R. and Keller, C.K., 1998. Seasonal Variability of Adsorption and Exchange Equilibria in Soil Waters. *Aquatic Geochemistry*, 4: 273-290.
- Beven, K. and Germann, P., 1982. Macropores and water flows in soil. *Water Resources Research*, 18: 1311-1325.
- Bleeker, A. et al., 2003. Field intercomparison of throughfall measurements performed within the framework of the Pan European intensive monitoring program of EU/ICP Forest. *Environmental Pollution*, 125(2): 139-155.
- Bloom, P.R., 1981. Phosphorus adsorption by aluminum peat complex. *Soil Science Society of America Journal*, 45: 267-272.
- Bolte, A. and Villanueva, I., 2006. Interspecific competition impacts on the morphology and distribution of fine roots in European beech (*Fagus sylvatica* L.) and Norway spruce (*Picea abies* (L.) Karst.). *European Journal of Forest Research*, 125(1): 15-26.
- Bonneau, M., 1995. Fertilisation des forêts dans les pays tempérés. ENGREF, Nancy, 367 pp.
- Bonneau, M. and Nys, C., 1997. Effets des amendements calci-magnésiques en forêt. *Comptes rendus de l'Académie d'Agriculture de France*, 83: 161-169.
- Bonneau, M. and Ranger, J., 1999. Evolution de la fertilité chimique des sols forestiers. *Recommandations pour une gestion durable. La forêt privée*, 247: 51-64.
- Bontemps, J.-D., 2006. Evolution de la productivité des peuplements réguliers et monospécifiques de hêtre (*Fagus sylvatica* L.) et de chêne sessile (*Quercus petraea* Liebl.) dans la moitié Nord de la France au cours du 20ème siècle, ENGREF, Nancy, 512 pp.
- Bramley, H., Hutson, J. and Tyerman, S.D., 2003. Floodwater infiltration through root channels on a sodic clay floodplain and the influence on a local tree species *Eucalyptus largiflorens*. *Plant and Soil*, 253(1): 275-286.
- Breda, N., 2003. Ground-based measurements of leaf area index: a review of methods, instruments and current controversies. *Journal of Experimental Botany*, 54(392): 2403-2417.
- Brown, G.W., Gahler, A.R. and Marston, R.B., 1973. Nutrient losses after clear-cut logging and slash burning in the Oregon coast range. *Water Resources Research*, 9: 1450-1453.
- Caillere, S.H., 1960. Relation entre la constitution cristallographique des phyllites et leur température de déshydratation: application au cas des chlorites. *Bull. Soc. Fr. Céram.*, 48: 63-67.
- Carleton, T.J., 1990. Influence of stand age and spatial location on throughfall chemistry beneath black spruce. *Canadian Journal of Forest Research*, 20: 1917-1925.
- Chang, S.C. and Matzner, E., 2000. The effect of beech stemflow on spatial patterns of soil solution chemistry and seepage fluxes in a mixed beech-oak stand. *Hydrological processes*, 14: 135-144.
- Chaplot, V., 1998. Organisation spatiale des sols hydromorphes de fonds de vallée. Modélisation prédictive de leur distribution. Thèse, ENSA, Rennes, 273 pp.
- Claus, A. and George, E., 2005. Effect of stand age on fine-root biomass and biomass distribution in three European forest chronosequences. *Canadian Journal of Forest Research*, 35(7): 1617-1625.
- Colin-Belgrand, M., Ranger, J. and Bouchon, J., 1996. Internal nutrient translocation in Chestnut tree stemwood: III. Dynamics across an age series of *Castanea sativa* (Miller). *Annals of Botany*, 78: 729-740.

- Curmi, P., 1979. Altération et différenciation Pédologique sur Granite en Bretagne ; étude d'une topo-séquence. Thèse, ENSA, Rennes, 165 pp.
- Curmi, P., Bourrie, G., Merot, P., Widiatmaka and Maître, V., 1993. Analyse structurale d'un versant granitique (massif de Quintin, Bretagne) ; Implications sur le fonctionnement hydrique et géochimique. Bulletin de l'Association des Géographes Français(2): 88-89.
- Dahlgren, R.A. and Driscoll, C.T., 1994. The effects of whole-tree clear-cutting on soil processes at the Hubbard Brook experimental forest, New Hampshire, USA. Plant and Soil, 158: 239-262.
- Dambrine, E. et al., 2007. Biodiversity patterns in present French forests related to former Roman agriculture. Ecology, 88: 1430-1439.
- Dambrine, E., Le Goaster, S. and Ranger, J., 1991. Croissance et nutrition minérale d'un peuplement d'épicéa sur sol pauvre. II. Prélèvement racinaire et translocation d'éléments minéraux au cours de la croissance. Acta Oecologica, 12(6): 791-808.
- Dejou, J., Guyot, J., Robert, M. and Pedro, J., 1977. Evolution superficielle des roches cristallines et cristallophyliennes dans les régions tempérées. INRA, 464 pp.
- Deurer, M., Green, S.R., Clothier, B.E., Bottcher, J. and Duijnsveld, W.H.M., 2003. Drainage networks in soils. A concept to describe bypass-flow pathways. Journal of Hydrology (Amsterdam), 272(1/4): 148-162.
- Diab, M., Merot, P. and Curmi, P., 1988. Water movement in a glossoqualf as mesured by two tracers. Geoderma, 43: 143-161.
- Dittmar, C., Zech, W. and Elling, W., 2003. Growth variations of Common beech (*Fagus sylvatica* L.) under different climatic and environmental cinditions in Europe-a dendroecological study. Forest Ecology and Management, 173: 63-78.
- Douglas, 1989. Vermiculites, SSSA Book Serie, Minerals in soil environments (2nd Edition), pp. 635-674.
- Duchaufour, P., 1977. Pedology. Vol. I. Pedogenesis and Classification. Masson., Paris France, 491 pp.
- Duchaufour, P. and Bonneau, M., 1959. Une nouvelle méthode de dosage du phosphore assimilable dans les sols forestiers. Bulletin de l'AFES, 4: 193-198.
- Dupouey, J.L., Dambrine, E., Laffite, J.D. and Moares, C., 2002. Irreversible impact of past land use on forest soils and biodiversity. Ecology, 83: 2978-2984.
- Durand, R., 2005. Les arbres. Editions Solar, Paris, 298 pp.
- Edwards, W.M., Shipitalo, M.J., Dick, W.A. and Owens, L.B., 1992. Rainfall intensity affects transport of water and chemicals through macropores in no-till soil. Soil Science Society of America Journal, 56: 52-58.
- Erisman, J.W. et al., 2003. Field intercomparison of precipitation measurements performed within the framework of the Pan European Intensive Monitoring Program of EU/ICP Forest. Environmental Pollution, 125(2): 139-155.
- Esteoule-Choux, J., Paris, F., Guigues, J. and Dadet, P., 1981. Notice explicative, Carte géologique de la France (1/50000), feuille Fougères (283). Carte géologique par Bellion G., Le Hérissé A., Paris F., Marot A., Dadet P., BRGM, Orléans.
- Ezzaim, A., 1997. Interêt de la mesure du flux d'éléments issu de l'altération des minéraux des sols dans le calcul des bilans miénraux d'un écosystème forestier. Thèse, Nancy I, Nancy, 181 + Annexes pp.

- Ezzaim, A., Turpault, M.-P. and Ranger, J., 1997. Répartition des nutriments dans un sol brun acide développé sur tuff (Beaujolais, France). Conséquences pour l'évolution de la fertilité minérale à long terme. *Annals of Forest Science*, 54: 371-387.
- Fahey, T.J., Hill, M.O., Stevens, P.A., Hornung, M. and Rowland, P., 1991. Nutrient accumulation in vegetation following conventional and whole-tree harvest of Sitka spruce plantations in North Wales. *Forestry*, 64: 271-288.
- Fichter, J., 1997. Minéralogie quantitative et flux d'éléments minéraux libéré par altération des minéraux des sols dans deux écosystèmes sur granite (bassin du Strengbach, Vosges). Thèse, Nancy I, Nancy, 283 pp.
- Fichter, J., Turpault, M.-P., Dambrine, E. and Ranger, J., 1998. Localization of base cations in particle size fractions of acid forest soils (Vosges Mountains, N-E France). *Geoderma*, 82: 295-314.
- Fokin, A.D., 1976. Studies of the transport of iron and phosphorus in a Podzolic clay loam soil with isotopic indicators. *Soviet Soil Science*, 8(3): 321-330.
- Fokin, A.D. and Argunova, V.A., 1974. The migration of phosphorus in podzolic soil. *Pochvovedenie*(No. 4): 85-93.
- Follain, S., 2005. Effet du réseau bocager sur l'organisation des sols. Redistributions des sols et stockage en carbone organique. Thèse, ENSA, Rennes, 259 pp.
- Forgeard, F., Clément, B., Gloaguen, J.C., Rozé, F. and Touffet, J., 1992. Organic matter and nutrient dynamics in an atlantic beech forest (Brittany, France). In : A. Teler, P. Mathy and J.N.R. Jeffers, Responses of forest ecosystems to environmental changes. Elsevier Applied Science, London and New-York, pp 419-428.
- Forgeard, F., Gloaguen, J.C. and Touffet, J., 1980. Interception des précipitations et apport au sol d'éléments minéraux par les eaux de pluie et les pluvio-lessivats dans une hêtraie atlantique et dans quelques peuplements résineux de Bretagne. *Annals of Forest Science*, 37(1): 53-71.
- Fournier, R.E., Morrison, I.K. and Hopkin, A.A., 1994. Short range variability of soil chemistry in three acid soils in Ontario, Canada. *Communications in Soil Science and Plant Analysis*, 25(17-18): 3069-3082.
- Gebler, A. et al., 2007. Potential risks for European beech (*Fagus sylvatica* L.) in a changing climate. *Trees*, 21: 1-11.
- Gebler, A., Keitel, C., Nahm, M. and Rennenberg, H., 2004. Water shortage affects the water and nitrogen balance in central European beech forest. *Plant Biol*, 6: 289-298.
- Gerke, H.H. and van Genuchten, M.T., 1993. A dual-porosity model for simulating preferential movement of water and solutes in structured porous media. *Water Resources Research*, 29: 305-319.
- Giesler, R., Lundstrum, U.S. and Grip, H., 1996. Comparison of soil solution chemistry assessment using zero-tension lysimeters or centrifugation. *European Journal of Soil Science*, 47: 395-405.
- Gjerde, I. and Saetersdal, M., 1997. Effects on avian diversity of introducing spruce *Picea* spp. plantations in the native pine *Pinus sylvestrus* forests of western Norway. *Biological Conservation*, 79(2/3): 241-250.
- Godefroid, S., Massant, W. and Koedam, N., 2005. Variation in the herb species response and the humus quality across a 200 year chronosequence of beech and oak plantation in Belgium. *Ecography*, 28: 223-235.

- Granier, A., Badeau, V. and Breda, N., 1995. Modélisation du bilan hydrique des peuplements forestiers. *Revue Forestière Française*, Special Issue: 59-67.
- Granier, A., Breda, N., Biron, P. and Villette, S., 1999. A lumped water balance model to evaluate duration and intensity of drought constraints in forest stands. *Ecological Modelling*, 116(2/3): 269-283.
- Grigal, D.F. and Ohmann, P.R., 2005. Calcium and forest systems : diffusion from deep sources. *Soil Science*, 170(2): 129-136.
- Hagedorn, F. and Bundt, M., 2002. The age of preferential flow paths. *Geoderma*, 108(1/2): 119-132.
- Hansen, H.C.B., Jensen, M.B. and Magid, J., 1998. Phosphate sorption to matrix and fracture wall material in a Glosaqualf. *Geoderma*, 90: 243-261.
- Haynes, R.J., 1984. Lime and phosphate in soil plant system. *Advances in Agronomy*, 37: 249-315.
- Helmisaari, H.S. and Malkonen, E., 1989. Acidity and nutrient content of throughfall and soil leachate in three *Pinus sylvestris* stands. *Canadian Journal of Forest Research*, 4: 13-28.
- Hervé, J.-D., Dhôte, J.-F. and Dupouey, J.L., 2000. Evolution de la vitesse de croissance en hauteur dominante au cours du XXe siècle dans les hêtraies régulières du Nord-Est. Rapport de convention. Convention ECOFOR/INRA 99.38, composante 4, 1-33.
- Hornbeck, J.W., Bailey, S.W., Buso, D.C. and Shanley, J.B., 1997. Streamwater chemistry and nutrient budgets for forested watersheds in New England: variability and management implications. *Forest Ecology and Management*, 93: 73-89.
- Hornbeck, J.W., Smith, C.T., Martin, C.W., Tritton, L.M. and Pierce, R.S., 1990. Effects of intensive harvesting on nutrient capitals of three forest types in New England. *Forest Ecology and Management*, 30(1-4): 55-64.
- Hue, N.H., 1991. Effects of organic acids/anions on P sorption and phytoavailability in soils with different mineralogies. *Soil Science*, 152(6): 463-471.
- Huet, S., Forgeard, F. and Nys, C., 2004. Above and belowground distribution of dry matter and carbon biomass of Atlantic beech (*Fagus sylvatica* L.) in a time sequence. *Annals of Forest Science*, 61: 683-694.
- Hughes, S. et al., 1994. Effects of forest age on surface drainage water and soil solution aluminium chemistry in stonopodzols in Wales. *Water, Air, and Soil Pollution*, 77: 115-139.
- IFN, 2005. Bois-Energie : les Forêts ont de la ressource ! L'IF, 9: 1-8.
- IFN, 2005-2006. Inventaire Forestier National, Résultats des campagnes 2005 et 2006. <http://www.ifn.fr>.
- IPCC, 2001. Climate change 2001 impacts, adaptation and vulnerability. <http://www.IPCC.ch/wg2SPM.pdf>.
- Jabiol, B., 2000. Evolution de la diversité et du fonctionnement des humus au cours d'une révolution forestière en futaie régulière de hêtres. Site-atelier de la forêt de Fougères, Nancy.
- Jabiol, B., Brethes, A., Ponge, J.F., Toutain, F. and Brun, J.J., 1995. L'humus sous toutes ses formes. ENGREF, Nancy, 63 pp.
- Jacquín, F. and Fares, F., 1974. Contribution to the study of organic phosphorus in soils. *Comptes Rendus des Seances de l'Academie d'Agriculture de France*, 60(11): 867-873.

- Jardine, P.M., Wilson, G.V. and Luxmoore, R.J., 1990. Unsaturated solute transport through a forest soil during rain storm events. *Geoderma*, 46: 103-118.
- Jardine, P.M., Wilson, G.V., Luxmoore, R.J. and McCarthy, J.F., 1989. Transport of inorganic and natural organic tracers through an isolated pedon in a forest watershed. *Soil Science Society of America Journal*, 53(2): 317-323.
- Jobbagy, E.G. and Jackson, R.B., 2001. The distribution of soil nutrients with depth : Global patterns and the imprint of plants. *Biogeochemistry*, 53: 51-77.
- Johnson, D.W., 1992. Base cation distribution and cycling. In: D.W. Johnson and S.E. Lindberg (Editors), *Atmospheric deposition and forest nutrient cycling. A synthesis of the integrated forest study*. Springer-Verlag, New York, pp. 275-333.
- Johnson, D.W., Sogn, T. and Kvindesland, S., 2000. The nutrient cycling model : lessons learned. *Forest Ecology and Management*, 138: 91-106.
- Jonin, M., 1973. Les différents types granitiques de la Mancellia et l'unité du batholite manceau (Massif armoricain). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris(277)*: 281-284.
- Kaneko, N. and Salamanca, E.F., 1999. Mixed leaf litter effects on decomposition rates and soil microarthropod communities in a oak-pine stand in Japan. *Ecological Research*, 14: 131-138.
- Karathanasis, A.D. and Hajek, B.J., 1983. Transformation of smectite to kaolinite in naturally acid soil systems: structural and thermodynamic considerations. *Soil Sci. Soc. Am*, 47: 158-163.
- Kimmins, J.P., 1974. Sustained yield, timber mining, and the concept of ecological rotation. A British Colombian view. *Forestry Chronicle*, February: 27-31.
- Kung, K.J.S., 1990. Preferential flow in a sandy vadose zone: 1. Field observation. *Geoderma*, 46: 51-58.
- Kyle, J.H., Posner, A.M. and Quirk, J.P., 1975. Kinetics of isotopic exchange of phosphate absorbed on gibbsite. *Journal of Soil Science*, 26: 32-43.
- Laclau, J.-P., 1997. Dynamique d'incorporation des éléments minéraux majeurs (N,P,K,Ca,Mg) dans une futaie d'Eucalyptus au Congo. DEA, INPG, Paris.
- Laclau, J.-P., Ranger, J., Nzila, J.d.D., Buoillet, J.-P. and Deleporte, P., 2003. Nutrient cycling in a clonal stand of Eucalyptus and an adjacent savanna ecosystem in Congo. 2. Chemical composition of soil solutions. *Forest Ecology and Management*, 180: 527-544.
- Landon, M.K., Delin, G.N., Komor, S.C. and Regan, C.P., 1999. Comparaison of stable-isotopic composition of soil water collected from suction lysimeters, wick samplers, and cores in a sandy unsaturated zone. *Journal of Hydrology*, 224: 45-54.
- Lautridou, J.P., 1980. Stratigraphie du Quaternaire de Normandie et du Bassin Parisien. Problèmes de stratigraphie quaternaire en France et dans les pays limitrophes. Colloque Dijon, 1978. A.F.E.Q., Hors Série, 1: 180-189.
- Lautridou, J.P., 1985. Le cycle périglaciaire pleistocène en Europe du nord-ouest et plus particulièrement en Normandie, Université de Cean, Cean, 908 pp.
- Lautridou, J.P., Dadet, P. and Beurrier, M., 1984. Notice explicative, carte géologique de la France (1/50 000), feuille de Saint-Hilaire du-Harquouët (247). Carte géologique par Dadet P., Lautridou J.P., Beurrier M., Le Metour J., 1983, BRGM, Orléans.
- Le Goaster, S., Dambrine, E. and Ranger, J., 1991. Croissance et nutrition minérale d'un peuplement d'épicéa sur sol pauvre. I. Evolution de la biomasse et dynamique d'incorporation d'éléments minéraux. *Acta Oecologica*, 12(6): 771-789.

- Le Goff, N., Granier, A., Ottorini, J.-M. and Peiffer, M., 2004. Biomass increment and carbon balance of ash (*Fraxinus excelsior*) trees in an experimental stand in northeastern France. *Annals of Forest Science*, 61: 577-588.
- Lebret, M., 2002. Les humus forestiers en hêtraie de plaine : analyse des facteurs de l'évolution dans une chronoséquence. Thèse, Rennes 1, 350 pp.
- Lebret, M., Nys, C. and Forgeard, F., 2001. Litter production in an Atlantic beech (*Fagus sylvatica* L.) time sequence. *Annals of Forest Science*, 58(7): 755-768.
- Lecoq, S. et al., 2006. Estimation of carbon stocks in a beech forest (Fougères Forest - W.France): extrapolation from the plots to the whole forest. *Annals of Forest Science*, 63(2): 139-148.
- Legout, A., Legout, C., Nys, C. and Dambrine, E., Soumis-a. Preferential flow and slow convective chloride transport through the soil of a forested landscape (Fougères, France). *Geoderma*.
- Legout, A., Nys, C., Turpault, M.-P. and Dambrine, E., Soumis-b. Effects of the Lothar Storm (1999) on the chemical composition of soil solutions and on herbaceous cover, humus and soils (Fougères, France). *Forest Ecology and Management*.
- Legout, A., Walter, C. and Nys, C., 2008. Spatial variability of nutrient stocks in the humus and soils of a forest massif (Fougères, France). *Annals of Forest Science*, 65: 108-118.
- Leuschner, C., Hertel, D., Coners, H. and Buttner, V., 2001. Root competition between beech and oak: a hypothesis. *Oecologia*, 126(2): 276-284.
- Levesque, M. and Schnitzer, M., 1969. Characterization of model and soil organic matter metal-phosphate complexes. *Canadian Journal of Soil Science*, 49: 365-375.
- Lofts, S. and Tipping, E., 1998. An assemblage model for cation binding by natural particulate matter. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 62(15): 2609-2625.
- Lorio, P.L., 1977. Ground-water levels and soil characteristics in a forested typical glossaqualf. [US Forest Service] Research Note ; Southern Forest Experiment Station, No. SO-225: 5 pp.
- Luxmoore, R.J., Jardine, P.M., Wilson, G.V., Jones, J.R. and Zelazny, L.W., 1990. Physical and chemical controls of preferred path flow through a forested hillslope. *Geoderma*, 46: 139-154.
- Lyons, J.B., Gorres, J.H. and Amador, J.A., 1998. Spatial and temporal variability of phosphorus retention in a riparian forest soil. *Journal of Environmental Quality*, 27(4): 895-903.
- Marques, R., 1996. Dynamique du fonctionnement minérale d'une plantation de Douglas (*Pseudotsuga menziesii* (Mirb.) Franco) dans les monts du Beaujolais (France). Thèse, Nancy 1, Nancy, 240 pp.
- Marques, R. and Ranger, J., 1997. Nutrient dynamics in a chronosequence of Douglas-fir (*Pseudotsuga menziesii* (Mirb.) Franco) stands on the Beaujolais Mounts (France). 1 : Qualitative approach. *Forest Ecology and Management*, 91: 255-277.
- Marques, R. et al., 1996. Comparison of chemical composition of soil solutions collected by zero-tension plate lysimeters with those from ceramic cup lysimeters in a forest soil. *European Journal of Soil Science*, 47: 407-417.
- Mayer, K.U., 1999. A numerical model for multicomponent reactive transport in variably saturated porous media. Thesis, University of Waterloo, Waterloo, 286 pp.
- Mc Laughlin, J.R., Ryden, J.C. and Syers, J.K., 1981. Sorption of inorganic phosphate by iron- and aluminium-containing components. *Journal of Soil Science*, 32: 365-377.

- McCoy, E.L., Boast, C.W., Stehouwer, R.C. and Kladvko, E.J., 1994. Macropore hydraulics: taking a sledgehammer to classical theory. In: R. Lal and B.A. Stewart (Editors), *Soil processes and Water quality*. Lewis Publishers, London, pp. 303-348.
- McDonnell, J.J., 1990. A rationale for old water discharge through macropores in a steep, humid catchment. *Water Resources Research*, 26: 2821-2832.
- Mehra, O.P. and Jackson, M.L., 1960. Iron oxide removal from soils and clays by a dithionite-citrate system buffered with sodium bicarbonate. *Clays and Clay Minerals*, 7: 317-327.
- Migge, S., Maraum, M., Scheu, S. and Schaefer, M., 1998. The oribatid community (Ccarina) of pure and mixed stands of beech (*Fagus sylvatica*) and spruce (*Picea abies*) of different age. *Applied Soil Ecology*, 9: 115-121.
- Nageleisen, L.-M. and Huart, O., 2005. Problèmes sanitaires d'actualité en hêtraie : la maladie du hêtre dans les Ardennes. *Revue Forestière Française*, LVII(2): 249-254.
- Nageleisen, L.-M. and Reuter, J.-C., 2007. Dépérissements de hêtre : retour sur les situations de crise de la hêtraie au cours de la dernière décennie. Bilan de la santé des forêts en 2006, Ministère de l'Agriculture et de la Pêche, Département de la Santé des Forêts, Antenne de Nancy.
- Nambiar, E.K.S., 1996. Sustained productivity of forests is a continuing challenge to soil science. *Soil Science Society of America Journal*, 60(6): 1629-1642.
- Newman, A.C., 1966. Chemical changes during the alteration of micas. *Clay Minerals*(23): 337-342.
- Nys, C., 1975. Contribution to the study of phosphorus migration in acid soils on Millevaches granites. *Pedologie*, 25(3): 171-178.
- Nys, C., 1987. Fonctionnement du sol d'un écosystème forestier. Conséquences des enrésinements. Thèse, Nancy I, Nancy, 207 pp.
- Nys, C., 1991. Interêt des amendements pour la production et la santé de l'épicéa commun en condition de sol acide. *La forêt privée*, 201: 30-38.
- Nys, C., 1998. Gestion durable de la fertilité de l'écosystème hêtraie acidiphile de basse altitude. Rapport scientifique, GIP ECOFOR.
- Nys, C., Ranger, D. and Ranger, J., 1983. Etudes comparatives de deux écosystèmes forestiers feuillus et résineux des Ardennes primaires françaises. III : Minéralomasse et cycle biologique. *Annales des Sciences Forestières*, 40(1): 41-66.
- Olsson, B.A., Bengtsson, J. and Lundkvist, H., 1996. Effects of different forest harvest intensities on the pools of exchangeable cations in coniferous forest soils. *Forest Ecology and Management*, 84: 135-147.
- Ovington, J.D., 1965. Organic production, turnover and mineral cycling in woodlands. *Biol. Rev.*, 40: 295-336.
- Parsons, D.F., Hayashi, M. and Kamp, G.v.d., 2004. Infiltration and solute transport under a seasonal wetland: bromide tracer experiments in Saskatoon, Canada. *Hydrological Processes*, 18(11): 2011-2027.
- Peiffer, M., 2005. Paramétrisation du bilan hydrique et établissement des flux d'eau et de nutriments dans des séquences de hêtraies de plaine. Thèse, ENGREF, Nancy, 135p + Annexes pp.
- Pellerin, J., Helluin, M. and Curmi, P., 1993. Analyse structurale à différentes échelles d'un paysage granitique (massif de Fougères, Bretagne) Implications géomorphologiques et hydrologiques. *Bulletin de l'Association des Géographes Français*(2): 86-87.

- Penn, C.J., Mullins, G.L. and Zelazny, L.W., 2005. Mineralogy in relation to phosphorus sorption and dissolved phosphorus losses in runoff. *Soil Science Society of America Journal*, 69: 1532-1540.
- Petersen, L., 1976. Podzols and podzolization. Thesis, Royal Veterinary and Agriculture University, Copenhagen.
- Piirainen, S., Finer, L., Mannerkoski, H. and Starr, M., 2002. Effects of forest clear-cutting on the carbon and nitrogen fluxes through podzolic soil horizons. *Plant and Soil*, 239(2): 301-311.
- Piirainen, S., Finer, L., Mannerkoski, H. and Starr, M., 2004. Effects of forest clear-cutting on the sulphur, phosphorus and base cations fluxes through podzolic soil horizons. *Biogeochemistry*, 69(3): 405-424.
- Ponge, J.F., Vannier, G., Arpin, P. and David, J.F., 1986. Caractérisation des humus et des litières par le faune du sol. *Intérêt sylvicole. Revue Forestière Française*, 38: 509-516.
- Post, J.L.A.P., 1972. The chlorites series of Flagstaff Hill area, California: a preliminary investigation. *Clay Minerals*, 20: 67-77.
- Praffitt, R.L., Fraser, A.R., Russel, J.D. and Farmer, V.C., 1977. Adsorption on hydrous oxides. II Oxalate, benzoate and phosphate on gibbsite. *Journal of Soil Science*, 28: 40-47.
- Ptak, T., Piepenbrink, M. and Martac, E., 2004. Tracer tests for the investigation of heterogeneous porous media and stochastic modelling of flow and transport - a review of some recent developments. *Journal of Hydrology*, 294: 122-163.
- Raftoyannis, Y. and Radoglou, K., 2002. Physiological responses of beech and sessile oak in a natural mixed stand during a dry summer. *Ann Bot*, 89: 723-730.
- Ranger, J., 1981. Etude de la minéralomasse et du cycle biologique dans deux peuplements de pin laricio de Corse, dont l'un a été fertilisé à la plantation. *Annales des Sciences Forestières*, 38: 127-158.
- Ranger, J. et al., 2002. Nutrient budgets for a rotation of a Douglas-fir plantation in the Beaujolais (France) based on a chronosequence study. *Forest Ecology and Management*, 171: 3-16.
- Ranger, J. and Colin-Belgrand, M., 1996. Nutrient dynamics of chestnut tree (*Castanea sativa* Mill.) coppice stands. *Forest Ecology and Management*, 86(1/3): 259-277.
- Ranger, J. et al., 1993. Comparaison des eaux liées et des eaux libres des sols de trois peuplements d'épicéa (*Picea abies* Karst) des Vosges. Application à l'étude du fonctionnement actuel des sols et conséquences pour l'état sanitaire des peuplements. *Annales des Sciences Forestières*, 50: 425-444.
- Ranger, J. and Gerard, F., 2002. The biogeochemical cycle in forest ecosystems: the systemic in situ approach. *Comptes rendus de l'Académie d'Agriculture de France*, 88(7): 101-108.
- Ranger, J., Loyer, S., Gelhaye, D., Pollier, B. and Bonnaud, P., 2007. Effects of clear-cutting of Douglas-fir plantation (*Pseudotsuga menziesii* F.) on the chemical composition of soil solutions and on the leaching of DOC and ions in drainage waters. *Annals of Forest Science*, 64: 183-200.
- Ranger, J., Marques, R. and Colin-Belgrand, M., 1997. Nutrient dynamics during the development of a Douglas-fir (*Pseudotsuga menziesii* Mirb.) stand. *Acta Oecologica*, 18(2): 73-90.
- Ranger, J., Marques, R., Colin-Belgrand, M. and Flammang, N., 1995. The dynamics of biomass and nutrient accumulation in a Douglas-fir (*Pseudotsuga menziesii* Franco) stand studied using a chronosequence approach. *Forest Ecology and Management*, 72: 167-183.

- Ranger, J., Marques, R. and Jussy, J.-H., 2001. Forest soil dynamics during stand development assessed by lysimeter and centrifuge solutions. *Forest Ecology and Management*, 144: 129-145.
- Ranger, J., Nys, C. and Ranger, D., 1981. Etude comparative de deux écosystèmes forestiers feuillus et résineux des ardennes primaires françaises. I Biomasse aérienne du taillis sous-futaie. *Annales des Sciences Forestières*, 38(2): 259-282.
- Ranger, J. and Turpault, M.P., 1999a. Input-output nutrient budgets as a diagnostic-tool for the sustainability of forest management. *Forest Ecology and Management*, 122: 7-16.
- Ranger, J. and Turpault, M.P., 1999b. Input-output nutrient budgets as a diagnostic-tool for the sustainability of forest management. *Forest Ecology and Management*, 122: 7-16.
- Rawlins, B.G., Baird, A.J., Trudgill, S.T. and Hornung, M., 1997. Absence of preferential flow in the percolating waters of a coniferous forest soil. *Hydrological Processes*, 11: 575-585.
- Reuss, J.O. and Johnson, D.W., 1986. Acid deposition and the acidification of soils and waters. *Ecological studies*, 59. Springer-Verlag, New York, 120 pp.
- Richter, J., 1987. The soil as a reactor: modelling processes in the soil. Catena Verlag, Cremlingen, 192 pp.
- Righi, D., 1991. Characterization and genetic interpretation of clays in acid brown soil (Dystrochrept) developed in a granitic saprolite. *Clays and Clay Minerals*, 29: 519-530.
- Righi, D., Ranger, J. and Robert, M., 1988. Clay minerals as indicators of some soil forming processes in the temperate zone. *Bull. Minéral.*, 111: 625-632.
- Riha, S.J., James, B.R., Senesac, G.P. and Pallant, E., 1986. Spatial variability of soil pH and organic matter in forest plantations. *Soil Science Society of America Journal*, 50: 1347-1352.
- Robert, M., 1972. Etablissement d'un schéma de l'évolution expérimentale des micas trioctahédriques en fonction des conditions du milieu (pH concentration), *Int. Clay Conf.*, Madrid, pp. 433-447.
- Robert, M., Razzaghe-Karimi, M.H., Vicente-Hernandez, M.A. and Veneau, G., 1979. Rôle du facteur biochimique dans l'altération des minéraux silicatés. *Science du Sol. Bulletin de l'Association Française de l'Etude des Sols*, 2-3: 154-174.
- Schär, C. et al., 2004. The role of increasing temperature variability in European summer heatwaves. *Nature*, 427: 332-336.
- Schmid, I. and Kazda, M., 2001. Vertical distribution and radial growth of coarse roots in pure and mixed stands of *Fagus sylvatica* and *Picea abies*. *Canadian Journal of Forest Research*, 31(3): 539-548.
- Schmid, I. and Kazda, M., 2005. Clustered root distribution in mature stands of *Fagus sylvatica* and *Picea abies*. *Oecologia*, 144(1): 25-31.
- Scott, A.D., 1966. Susceptibility of interlayer potassium in mica to exchange with sodium. In: C.C. Mineral (Editor), *Fourteenth Nat. Conf*, pp. 69-81.
- Serrand, A. and Graton, C., 2006. Fougères, Une forêt en Bretagne. *Cheminevements, Le Coudray-Macouard*, 191 pp.
- Sidle, R.C. et al., 2000. Stormflow generation in steep forested headwaters: a linked hydrogeomorphic paradigm. *Hydrological Processes*, 14(3): 369-385.
- Smethurst, P.J., 2000. Soil solution and other soil analyses as indicators of nutrient supply : a review. *Forest Ecology and Management*, 138: 397-411.

- Sposito, G., 1989. The chemistry of soils. Oxford University Press, New York, NY, 215 pp.
- Stevens, P.A., 1987. Throughfall chemistry beneath Sitka spruce of four ages in Beddgelert Forest, North Wales, UK. *Plant and Soil*, 101: 291-294.
- Stolt, M.H., Genthner, M.H., Daniels, W.L. and Groover, V.A., 2001. Spatial variability in Palustrine wetlands. *Soil Science Society of America Journal*, 65: 527-535.
- Sverdrup, H. and Warfvinge, P., 1988. Weathering of primary silicate minerals in the natural soil environment in relation to a chemical weathering model. *Water, Air, and Soil Pollution*, 38: 387-408.
- Sverdrup, H. and Warfvinge, P., 1993. Calculating field weathering rates using a mechanistic geochemical model PROFILE. *Applied Biochemistry*, 8: 273-283.
- Switzer, G.L. and Nelson, L.E., 1972. Nutrient accumulation and cycling in loblolly pine (*Pinus tadea* L.) plantations ecosystems : the first twenty years. *Soil Science Society of American Proceedings*, 36: 143-147.
- Tamm, O., 1922. Um best ämning ow de oorganiska komponenterna i markens gelcomplex. *Medd. Statens Skogsförsökanst*, 19: 385-404.
- Tamura, T., 1958. Identification of clay minerals from acid soils. *Journal of Soil Science*, 9(1): 141-147.
- Tardy, Y. and Gac, J.Y., 1969. Minéraux argileux et vermiculites Al dans quelques sols et arènes des Vosges. Hypothèse sur la néoformation des minéraux à 14 A. *Bull. Serv. Carte Géol. Alsace Lorraine*, 21: 285-304.
- Titus, B.D. and Mahendrappa, M.K., 1996. Lysimeter system designs used in soils research: a review, 113 pp.
- Toutain, F., 1965. Etude des sols et des eaux de la forêt de Fougères, Université de Rennes, Rennes, 192 pp.
- Tsuboyama, Y., Sidle, R.C., Noguchi, S. and Hosoda, I., 1994. Flow and solute transport through the soil matrix and macropores of a hillslope segment. *Water Resources Research*, 30(4): 879-890.
- Tsutsumi, T., 1969. Accumulation and circumation of nutrient elements in forest ecosystems, Proc. Brussels Symp. Ecology and Conservation, 4, 1971, pp. 543-552.
- Turpault, M.P., 2002. Processus d'altération des minéraux des sols : quantification, à différentes échelles, des facteurs physiques, chimiques et minéralogiques. Exemple d'un sol faiblement lessivé à gloses développé sur limon dans un écosystème de hêtraie de plaine (Fougères), Contrat INRA/INSU, Programme PNSE.
- Turpault, M.P., Bonnaud, P., Fichter, J., Ranger, J. and Dambrine, E., 1996. Distribution of cation exchange capacity between organic matter and mineral fractions in acid forest soils. *European Journal of Soil Science*, 47(4): 545-556.
- Turpault, M.P., Ranger, J., Marques, R. and Ezzaïm, A., 1999. Les bilans entrées-sorties, indicateurs de gestion durable des écosystèmes forestiers : cas des plantations de douglas des monts du Beaujolais. *Revue Forestière Française*, 2: 184-196.
- Turton, D.J., Barnes, D.R.J. and Navar, J.J., 1995. Old and new water in subsurface flow from a forest soil block. *Journal of Environmental Quality*, 24: 139-146.
- Ugolini, F.C. and Sletten, R.S., 1991. The role of proton donors in pedogenesis as revealed by soil solution studies. *Soil Science*, 151(1): 59-75.

- Ulrich, B., 1983. Interaction of forest canopies with atmospheric constituent : SO₂, alkali and earth alkali cations and chloride, *Effects of Accumulation of Air Polluants in Forest Ecosystems*. Reidel, Dordrecht, pp. 33-45.
- Van de Walle, I., Mussche, S., Samson, R., Lust, N. and Lemeur, R., 2001. The above and belowground carbon pools of two mixed deciduous forest in East-Flanders (Belgium). *Annals of Forest Science*, 58: 507-517.
- Van der Salm, C., Van der Gon, H.D., Wieggers, R., Bleeker, A. and Van den Toorn, A., 2006. The effect of afforestation on water recharge and nitrogen leaching in the Netherlands. *Forest Ecology and Management*, 221: 170-182.
- Van Grinsven, H.J.M., B.G., W., Schroeder, M. and Van Breemen, N., 1991. Soil acidification and solute budgets for forested lysimeters in Nordrhein-Westfalen. *Planzenernähr, Boden*, 154: 181-188.
- Van Vliet-Lanoë, B., Pellerin, J. and Helluin, M., 1995. Morphogenèse, pédogénèse : Les héritages du dernier cycle glaciaire en forêt de Fougères. *Z. Geomorph. N. F.*, 39(4): 489-510.
- Vitousek, P.M. and Melillo, J.M., 1979. Nitrate losses from disturbed ecosystems: patterns and mechanisms. *Forest Science*, 25: 605-619.
- Waddington, J.M., Roulet, N.T. and Hill, A.R., 1993. Runoff mechanisms in a forested groundwater discharge wetland. *Journal of Hydrology*, 147: 37-60.
- Williams, A.G., Dowd, J.F., Scholefield, D., Holden, N.M. and Deeks, L.K., 2003. Preferential flow variability in a well-structured soil. *Soil Science Society of America Journal*, 67(4): 1272-1281.
- Williams, G.R., 1987. The coupling of biogeochemical cycles of nutrients. *Biogeochemistry*, 4: 61-75.
- Yanai, R.D., 1998. The effect of whole-tree harvest on phosphorus cycling in the northern hardwood forest. *Forest Ecology and Management*, 104: 281-295.
- Zurmühl, T. and Durner, W., 1996. Modeling transient water and solute transport in biporous soil. *Water Resources Research*, 32(4): 819-829.

Table des figures hors article

Chapitre 1

Figure I.1 : Evolution sur la période 1974-2006 des teneurs en Mg, Ca, K et N des feuilles de hêtre d'un peuplement de hêtre pur âgé de 60 ans en 1974 et localisé en Forêt de Fougères (France, 35).

Figure I.2 : Dépôts annuels totaux (○) et humides (△) mesurés sur la placette RNECOFOR CHS35 (France, 35) sur la période 1993-2004. Les tendances linéaires callées sur les moyennes annuelles sont représentées en pointillés.

Figure I.3 : Schéma récapitulatif des principaux flux d'éléments chimiques dans les écosystèmes forestiers.

Figure I.4 : Diagramme ombrothermique de la station météorologique RNECOFOR HET35 sur la période 1998-2004.

Figure I.5 : Données météorologiques journalières de la station météorologique RNECOFOR HET35 sur la période 1998-2004. **(a)** Températures journalières moyennes et **(b)** cumuls annuels par année civile de la pluviométrie journalière et de l'évapotranspiration Penman journalière. J=Janvier ; A=Avril ; J=Juillet ; O=Octobre.

Figure I.6 : **(a)** Carte pédologique de la forêt de Fougères d'après Toutain (1965). **(b)** Carte géologique au 1/50000 par Bellion et al (1981). **(c)** Age et type de peuplements de la forêt de Fougères (ONF).

Figure I.7 : Localisation des sites expérimentaux de la chronoséquence de Fougères. Les âges des placettes sont donnés pour l'année 1996. L'essai de fertilisation mis en place en 1973 par Le Tacon est également indiqué (Le Tacon et Oswald, 1977).

Chapitre 2

Figure II.1 : Extrait de la carte géologique au 1/50000, feuille de Fougères (Bellion et al, 1981). La carte a été numérisée et les contours de la carte correspondent aux contours de la forêt de Fougères.

Figure II.2 : Echelle stratigraphique définissant la terminologie utilisée par Lautridou et al (1985) et Van Vliet-Lanoë (1995).

Figure II.3 : Carte de localisation des fosses pédologiques d'une profondeur de 2.5 m ouvertes dans un périmètre restreint autour de quelques sites ateliers composant la chronoséquence de Fougères. Les fosses sont indiquées par les rectangles gris.

Figure II.4 : Variabilité des textures des sols prélevés dans les fosses ouvertes dans un périmètre restreint autour des sites ateliers composant la chronoséquence de Fougères.

Figure II.5 : Synthèses des descriptions pédologiques réalisées sur les fosses 25 et 26 du site Fou145ans. a) Matériaux identifiés et b) description des horizons pédologiques selon le référentiel pédologique (Baize and Girard, 1998).

Figure II.6 : Quantification du pourcentage moyen d'occupation surfacique des glosses dans le sol du Fou145ans, en fonction de la profondeur. La quantification a été réalisée par Turpault et al. (2002) à partir de l'analyse d'image de 32 profils de sol.

Figure II.7 : Distribution granulométrique de la terre fine des sols des fosses 25, 26 et moyenne de toutes les autres fosses ouvertes dans un périmètre restreint autour des sites ateliers, en fonction de la profondeur.

Figure II.8 : pH_{eau} (pH_w), C organique total, N total et P_2O_5 (Duchaufour) de la terre fine des sols des fosses 25, 26 et moyenne de toutes les autres fosses ouvertes dans un périmètre restreint autour des sites ateliers, en fonction de la profondeur.

Figure II.9 : Garniture du complexe d'échange de la terre fine des sols des fosses 25, 26 et moyenne de toutes les autres fosses ouvertes dans un périmètre restreint autour des sites ateliers, en fonction de la profondeur.

Figure II.10 : Résultats des extractions Tamm réalisées sur la terre fine des sols des fosses 25, 26 et moyenne de toutes les autres fosses ouvertes dans un périmètre restreint autour des sites ateliers, en fonction de la profondeur.

Figure II.11 : Résultats des analyses chimiques totales pour les éléments majeurs, réalisées sur la terre fine des sols des fosses 25 et 26, en fonction de la profondeur (PF= Perte au feu). Les analyses de l'échantillon de granodiorite prélevée en Août 1997 non loin du site Fou145ans dans une fosse de 5 mètres de profondeur sont également présentées (RM).

Figure II.12 : Résultats des mesures de capacité d'échange cationique mesurée par le Barium (CEC Ba) et résultats des dissolutions sélectives réalisées sur les différentes fractions des sols des fosses 25 et 26, en fonction de la profondeur (MJ=extraction Mehra-Jackson ; Tamura= extraction Tamura).

Figure II.13 : Résultats des analyses chimiques totales pour les éléments majeurs, réalisées sur les fractions des sols des fosses 25 et 26, en fonction de la profondeur (PF= Perte au feu). Les analyses de l'échantillon de granodiorite prélevée en Août 1997 non loin du site Fou145ans dans une fosse de 5 mètres de profondeur sont également présentées (RM).

Figure II.14 : Diffractogrammes obtenus sur les échantillons de poudres de la fraction argile des sols des fosses 25 et 26, en fonction de la profondeur. Les pics sont indexés en Angstrom.

Figure II.15 : Diffractogrammes obtenus sur les échantillons de dépôts orientés de la fraction argiles de la matrice des sols des fosses 25 et 26, pour les profondeurs de 0-8 cm (a et c) et 180-190 cm (b et d). Les pics sont indexés en Angstrom. Ca = Saturation Ca^{2+} ; EG = Solvatation Ethylène Glycol ; K = Saturation K^+ ; K ---°C = Saturation K puis chauffage à ---°C.

Figure II.16 : Diffractogrammes obtenus sur les échantillons de poudres de la fraction limons fins des sols des fosses 25 et 26, en fonction de la profondeur. Les pics sont indexés en Angstrom.

Figure II.17 : Répartition des minéraux dans les différentes fractions granulométriques de la terre fine de la matrice des sols du Fou145ans, en fonction de la profondeur. Ap=Apatite ; Goet-Lep=Goethite-Lepidocrocite ; Ox Ti=Oxyde de titane ; Q=Quartz ; Kaol=Kaolinite ; MB=Mica Blanc ; CH=Chlorite ; Ver=Vermiculite ; Ab=Albite ; FK=Feldspath Potassique. La vermiculite quantifiée est une moyenne entre le pôle di-octaédrique et tri-octaédrique.

Figure II.18 : Pourcentage de cations nutritifs dans les fractions de la terre fine de la matrice des sols du Fou145ans et leur localisation dans les minéraux porteurs. Ap=Apatite ; MB=Mica Blanc ; CH=Chlorite ; Ver=Vermiculite ; Ab=Albite ; FK=Feldspath Potassique.

Figure II.19 : Comparaison entre la matrice et les gloses des distributions granulométriques, des teneurs en C organique total, N total, P_2O_5 (Duchaufour) et Al_{Tamm} de la terre fine. Les échantillons sont issus de l'échantillonnage spécifique réalisé dans les fosses 25 et 26 du site Fou145ans (Couples Glosse-Matrice).

Figure II.20 : Comparaison entre la matrice et les gloses des capacités d'échange cationique mesurées par le Barium (CEC Ba) et des dissolutions sélectives des fractions granulométriques. Les échantillons sont issus de l'échantillonnage spécifique (Couples Glosse-Matrice) réalisé dans les fosses 25 et 26 du site Fou145ans. (MJ=extraction Mehra-Jackson ; Tamura= extraction Tamura).

Figure II.21 : Comparaison entre la matrice et les gloses des teneurs en éléments majeurs de la terre fine et des fractions granulométriques (PF= Perte au feu). Les échantillons sont issus de l'échantillonnage spécifique réalisé dans les fosses 25 et 26 du site Fou145ans (Couples Glosse-Matrice).

Figure II.22 : Estimation par le modèle PROFILE de la libération annuelle de Ca, Mg, K, Na et P par altération des minéraux, pour les différentes tranches de sol du Fou145ans.

Figure II.23 : Réactions de transformation des phyllosilicates mises en évidence par Turpault et al. (2002).

Figure II.24 : Caractéristiques minéralogiques et physiques de la terre fine des sols du Fou145ans pour la libération d'éléments nutritifs. FK=Feldspath Potassique ; MB=Mica Blanc ; CH=Chlorite ; Ver=Vermiculite ; Ab=Albite ; Ap=Apatite.

Figure II.25 : Teneurs en cations échangeables et phosphore assimilable de la terre fine en fonction des teneurs en éléments totaux de la terre fine, pour les sols des fosses 25 et 26 du Fou145 ans, en fonction de la profondeur.

Figure II.26 : Résultats des extractions Tamm réalisées sur la terre fine des sols de jeunes peuplements (<15 ans) et de vieux peuplements (>90 ans) de la forêt de Fougères, en fonction de la profondeur. 11 profils de sols ont été prélevés pour chaque classe d'âge, en s'appuyant sur un échantillonnage existant (Lecoite et al., 2006 ; Legout et al. 2008).

Chapitre 3

Figure III.1 : Schéma de synthèse des processus majeurs appréhendés dans ce travail et pouvant influencer les concentrations d'éléments chimiques en solution, dans les différents compartiments de l'écosystème.

Figure III.2 : Synthèse des principaux flux hydriques dans un écosystème forestier.

Figure III.3 : Illustrations des collecteurs installés dans les sites ateliers de la chronoséquence de Fougères pour collecter les précipitations hors couvert, les pluvio-lessivats et les écoulements de tronc.

Figure III.4 : Illustrations des différents lysimètres installés dans les sites ateliers de la chronoséquence de Fougères pour collecter les solutions de litières et les solutions de sol.

Figure III.5 : (a) Plan du site atelier Fou81ans 2000 avec ses deux fosses A-C et B-D ouvertes à l'installation du site. Chaque fosse a été équipée de sondes TDR, de lysimètres sans tension (ZTL) et de bougies poreuses (TL) puis rebouchée. Les instruments de mesure ont été insérés dans les deux faces de chaque fosse dans le sol non perturbé. Un exemple typique de la distribution et de la localisation des instruments en fonction de la profondeur (b) est présenté pour la face D de la fosse B-D.

Figure III.6 : Relations entre les concentrations en S_{total} et C_{total} des solutions de sol collectées par les bougies poreuses (TL) et les plaques lysimétriques (ZTL), pour l'ensemble des peuplements de la chronoséquence et par profondeur. La droite $y=x$ est représentée en pointillés.

Figure III.7 : Concentrations en éléments chimiques totaux dans des solutions de sol du Fou145ans après filtration à 0.2 μm , à 0,8 μm ou par bougie poreuse (TL), en fonction des concentrations après filtration à 0.45 μm . Les échantillons ont été prélevés à différentes profondeurs lors de deux campagnes de terrain (Octobre et Novembre 2006) et proviennent des lysimètres sans tension (fluteaux et plaques lysimétriques).

Figure III.8: Schéma d'un pot de centrifugation à double fond utilisé pour réaliser les extractions d'eaux du sol (Bonnaud, 1999 document interne au laboratoire).

Figure III.9 : Schéma récapitulatif de l'extraction des solutions de sol par centrifugation.

Figure III.10 : Hauteurs d'eau mesurées de pluviollessivats, en fonction des hauteurs d'eau de pluviollessivats simulées par le modèle Biljou, par période de 28 jours. Les pluviollessivats simulés ont été calculés par différence entre la pluie au sol simulée (**Psol**) et la pluie ruisselant le long des troncs simulée (**Ptr**). La droite $y=x$ est représentée en pointillés.

Figure III.11 : Pourcentage d'interception (interception cumulée par période de 28 jours) simulée par le modèle Biljou en fonction des hauteurs d'eau de pluie incidente cumulées par période de 28 jours, pour les différents sites ateliers de la chronoséquence.

Figure III.12 : Résultats des simulations du modèle de bilan hydrique Biljou. Evolution de l'évapotranspiration réelle cumulée et de la transpiration cumulée du couvert arboré, pour les sites ateliers de la chronoséquence, sur la période 1998-2004 (J=Janvier ; A=Avril ; J=Juillet ; O=Octobre).

Figure III.13 : Résultats des simulations du modèle de bilan hydrique Biljou. Evolution de la pluie au sol (Psol) et des drainages cumulés de -10 à -120 cm, pour les sites ateliers Fou25ans et Fou145ans, sur la période 1998-2004 (J=Janvier ; A=Avril ; J=Juillet ; O=Octobre).

Figure III.14 : Hauteurs d'eau simulées par le modèle Biljou pour le peuplement Fou8ans dans différents compartiments de l'écosystème et cumulées par année civile, en fonction des hauteurs d'eau simulées et cumulées par année civile pour les peuplements Fou25ans, Fou81ans pré-Temp et 2000, Fou81ans Amendé et Fou145ans.

Figure III.15 : Résultats des simulations du modèle de bilan hydrique Biljou. Evolution des réserves hydriques relatives sur la période 1998-2004 (J=Janvier ; A=Avril ; J=Juillet ; O=Octobre), pour les peuplements Fou25ans et Fou145ans, par profondeur. La saison de végétation du hêtre à Fougères (date de débourrement et date de chute des feuilles) est indiquée par des pointillés verticaux gris et des flèches horizontales.

Figure III.16 : Moyennes par profondeur des concentrations en éléments chimiques des solutions de sol collectées par les lysimètres sans tension (ZTL) et par les bougies poreuses (TL) sur la période 1998-2004 pour le peuplement Fou25ans. Les moyennes des 5 répétitions par profondeur des eaux collectées en décembre 2006 par centrifugation des sols du peuplement Fou25ans sont également présentées. Les centrifugations ont permis d'extraire les solutions de sol à $pF=3.2$ (Centri. $pF\ 3.2$) puis $pF=4.2$ (Centri. $pF\ 4.2$).

Figure III.17 : Profil de conductivité à saturation (K_{sat}) pour les sols du Fou145ans (Turpault, 2002).

Figure III.18 : Schéma synthétisant les processus observés à Fougères dans les solutions de lysimètres sans tension (ZTL) et dans les solutions de lysimètres avec tension (TL).

Figure III.19 : (a) Moyennes par peuplement de la chronoséquence et par profondeur, des concentrations en Al_{Tamm} et de la différence entre les moyennes des pH_{eau} et pH_{KCl} des sols issus des fosses ouvertes dans un périmètre restreint autour des sites ateliers. (b) Moyennes par profondeur des concentrations en P_2O_5 Duchaufour calculées sur l'ensemble des analyses de sol disponibles provenant des fosses ouvertes dans un périmètre restreint autour des sites ateliers (Sites Ateliers) et moyennes par profondeur de 80 profils de sol sous feuillus répartis sur l'ensemble du massif de Fougères (Massif 80 profils, (Legout et al, 2008)).

Figure III.20 : Moyenne 1998-2004 des concentrations en phosphore dans les solutions de plaques lysimétriques (\circ) et dans les solutions de bougies poreuses (Δ), en fonction de la profondeur et par peuplements de la chronoséquence.

Figure III.21 : Concentrations en C total en fonction des concentrations en P total dans les solutions de sol collectées par les lysimètres sans tension (Fluteaux et plaques lysimétriques) pour les peuplements de la chronoséquence, en fonction de la profondeur. Les coefficients de corrélation de Pearson (Coeff. Pears.) entre C total et P total par profondeur (tous peuplements confondus), tous significatifs, sont également indiqués.

Figure III.22 : Schéma conceptuel de la dynamique supposée du phosphore dans les sols de la forêt de Fougères.

Figure III.23 : Flux annuels d'éléments hors couvert (HC) et de pluviollessivats (Pless), pour les peuplements de la chronoséquence de Fougères, sur la période 1998-2004.

Figure III.24 : Flux annuels cumulés de Ca (○) et Mg (+) hors couvert (Fou8ans) et de pluviollessivats et dans les sols (couplage aux concentrations des lysimètres sans tension) du Fou25ans sur la période 1998-2004. Les modèles linéaires de tendance ajustés sur les flux annuels de Ca (- - -) et de Mg (- - -) sont également présentés.

Figure III.25 : Moyennes des flux annuels 1998-2004 de Cl et Na dans les différents compartiments de l'écosystème de Fougères (HC=Hors couvert ; PL=Pluviollessivats ; ECT=Ecoulements de tronc) pour l'ensemble des peuplements de la chronoséquence de Fougères sur la période 1998-2004. Pour les flux d'éléments dans les sols, les 2 types de couplage réalisés sont présentés : (ZTL) = couplage aux concentrations des lysimètres sans tension et (TL) = couplage aux lysimètres avec tension.

Figure III.26 : Moyennes des flux annuels 1998-2004 de N-NO₃, S et P dans les différents compartiments de l'écosystème de Fougères (HC=Hors couvert ; PL=Pluviollessivats ; ECT=Ecoulements de tronc) pour l'ensemble des peuplements de la chronoséquence de Fougères sur la période 1998-2004. Pour les flux d'éléments dans les sols, les 2 types de couplage réalisés sont présentés : (ZTL) = couplage aux concentrations des lysimètres sans tension et (TL) = couplage aux lysimètres avec tension.

Figure III.27 : Moyennes des flux annuels 1998-2004 de Al, Mg, Ca, K et N-NH₄ dans les différents compartiments de l'écosystème de Fougères (HC=Hors couvert ; PL=Pluviollessivats ; ECT=Ecoulements de tronc) pour l'ensemble des peuplements de la chronoséquence de Fougères sur la période 1998-2004. Pour les flux d'éléments dans les sols, les 2 types de couplage réalisés sont présentés : (ZTL) = couplage aux concentrations des lysimètres sans tension et (TL) = couplage aux lysimètres avec tension.

Figure III.28 : Schéma synthétisant les processus majeurs influençant les concentrations et donc les flux d'éléments calculés dans les sols de Fougères, pour les solutions de sol prélevées sans tension (ZTL) et les solutions de sols prélevées avec tension (TL). L'intensité d'un processus est proportionnelle à la taille de la forme. Pour certains processus, seul les éléments figurés dans les formes sont influencés par le processus.

Chapitre 4

Figure IV.1 : Concentrations moyennes en éléments chimiques dans les différents compartiments anatomiques de l'arbre, en fonction de l'âge des peuplements de la chronoséquence de Fougères.

Figure IV.2 : Immobilisations totales en éléments chimiques dans les différents compartiments anatomiques de l'arbre avant éclaircie, en fonction de l'âge des peuplements de la chronoséquence de Fougères.

Figure IV.3 : Minéralomasses moyennes de N, P, Ca, Mg et K impliquées dans une éclaircie pour les différents compartiments anatomiques et commerciaux de l'arbre, en fonction de l'âge des peuplements de la chronoséquence de Fougères. Br = Branches avec écorce ; Tr= Troncs avec écorce ; > 7 cm = diamètres > 7cm ; 4-7 cm = diamètres entre 4 et 7 cm ; < 4 cm = diamètres < 4 cm.

Figure IV.4 : Evolution avec l'âge des peuplements de Fougères des différents flux annuels impliqués dans le calcul des bilans de fertilité minérale pour Ca, Mg, K et P. Les écarts types des apports hors couverts et des pertes par drainages calculés sur la période 1998-2004 sont également présentés.

Figure IV.5 : Evolution avec l'âge des peuplements de Fougères des bilans moyens 1998-2004 de fertilité minérale pour Ca, Mg, K et P. Les écarts types intégrant la variabilité des apports hors couverts et des pertes par drainage ont été calculés sur la période 1998-2004. L'âge moyen des peuplements de la chronoséquence sur le segment temporel 1998-2004 a été choisi pour la représentation.

Table des tableaux hors article

Chapitre 1

Tableau I.1 : Hauteurs dominantes, circonférences dominantes à 1.30 m et nombre de tiges par hectare des peuplements composants la chronoséquence de Fougères.

Tableau I.2 : Indices de fertilité classiques (IF) et indices de fertilité corrigés (IF 1970) calculés par la procédure développée par Bontemps (2006), sur quelques peuplements de la chronoséquence.

Chapitre 2

Tableau II.1 : Analyses chimiques de la granodiorite à biotite et cordiérite du massif de Fougères d'après Esteoule-Choux et al (1981). Les résultats d'analyse sont une moyenne de 8 échantillons (PF=Perte au feu).

Tableau II.2 : Echantillonnages systématique et spécifique des sols de la fosse 25 et 26 du site Fou145ans. Les cellules grisées indiquent les échantillons pour lesquels des analyses minéralogiques ont été réalisées sur les différentes fractions granulométriques (argile, limon fin, limon grossier, sable fin, sable grossier).

Tableau II.3 : Echantillons des fosses 25 et 26 du site Fou145ans pour lesquels des analyses minéralogiques ont été réalisées sur les différentes fractions granulométriques. Le détail des fractions concernées pour chaque échantillon est également indiqué.

Tableau II.4 : Clef de détermination des minéraux argileux du sol après traitements et diffraction au rayon X. Les distances sont données en Angstrom ($1 \text{ \AA} = 10 \text{ nm}$).

Tableau II.5 : Synthèse de l'action des différents réactifs pour l'extraction des formes du Fer et de l'Aluminium.

Tableau II.6 : Analyses chimiques totales de la granodiorite prélevée en Août 1997 non loin du site Fou145ans dans une fosse de 5 mètres de profondeur (PF= Perte au feu).

Tableau II.7 : Pourcentages maxima de kaolinite présente dans quelques fractions des sols du Fou145ans en fonction de la profondeur. Les pourcentages sont déduits de l'analyse thermodéterminée différentielle (ATD).

Tableau II.8 : Estimation par le modèle PROFILE de la libération annuelle de Ca, Mg, K, Na et P par altération des minéraux dans la tranche 0-120 cm des sols du Fou145ans.

Tableau II.9 : Corrélation de Pearson entre quelques éléments chimiques des solutions de sol de la placette Fou145ans, en fonction de la profondeur. Les analyses chimiques ont été réalisées entre 1998 et 2004 sur des échantillons collectés à l'aide de plaques lysimétriques.

Chapitre 3

Tableau III.1 : Nombre d'échantillons par profondeur prélevés et analysés pour tester l'effet de la filtration des solutions de sol sur la concentration en éléments chimiques en solution. Les échantillons ont été prélevés dans le Fou145ans à différentes profondeurs lors de deux campagnes de terrain (Octobre et Novembre 2006) et proviennent des lysimètres sans tension (fluteaux et plaques lysimétriques).

Tableau III.2: Nombre d'échantillons de sol prélevés par profondeur en vue des extractions d'eaux par centrifugation. Les échantillons ont été prélevés dans le Fou25ans et Fou145ans en décembre 2006.

Tableau III.3 : Erreurs moyennes et somme des carrés des écarts à la moyenne (RMSE) calculés entre les humidités volumiques simulées par le modèle Biljou et les humidités volumiques mesurées par les dispositifs TDR.

Tableau III.4 : Moyennes et écart-types des pourcentages d'interception (interception cumulée par période de 28 jours) simulés par le modèle Biljou sur la période 1998-2004, par site atelier de la chronoséquence.

Chapitre 4

Tableau IV.1 : Peuplements de la chronoséquence de Fougères pour lesquels une biomasse a été réalisée et années des éclaircies réalisées.

Tableau IV.2 : Exportations annuelles de N, P, Ca, Mg et K liées à la récolte de biomasse pratiquée à Fougères, en fonction de l'âge des peuplements de la chronoséquence.

Résumé:

Dans un contexte de changement climatique et de production de bois énergie, une amélioration de la compréhension du fonctionnement des hêtraies de plaine dans leur aire de répartition actuelle semble nécessaire. Ces travaux de recherche apparaissent primordiaux notamment sur les hêtraies à faible fertilité minérale, celles-ci étant par définition plus sensibles aux perturbations extérieures. La hêtraie de Fougères (35-France), caractérisée par une faible fertilité minérale, a été étudiée au cours de ce travail.

L'objectif général de ce travail est de réaliser un état des lieux du fonctionnement minéral de la hêtraie de Fougères, sur l'ensemble d'une révolution forestière. Une approche par chronoséquence a été utilisée, les âges des peuplements étudiés couvrant l'ensemble de la révolution forestière (8 ans, 25 ans, 80 ans et 145 ans). Une approche par bilan de fertilité a par ailleurs été retenue, ces bilans constituant un des outils pertinents pour le diagnostic global de l'évolution d'un système. Le calcul des bilans de fertilité minérale et l'étude des cycles d'éléments nutritifs au sein de l'écosystème ont été réalisés sur chaque peuplement pour des segments temporels de 7 ans (1998-2004).

Les substrats de Fougères sur lesquels les sols se sont développés sont pauvres et s'ensuit donc une fourniture limitée d'éléments nutritifs par altération. Les flux de K et le Mg libérés par altération sont néanmoins élevés sur l'ensemble du profil et particulièrement les flux de Mg dans la zone de mélange arène-limons. La quantité estimée de Ca et P libérée par altération des minéraux sur la tranche 0-120 cm des sols est quand à elle très faible.

Les apports atmosphériques sont un des piliers majeurs de la durabilité de cet écosystème à faible fertilité minérale, notamment pour un élément limitant comme le Ca. La majorité des apports atmosphériques d'éléments nutritifs sont en baisse sur la période 1998-2004 et cette baisse est également visible sur la quantité d'éléments en circulation dans les sols de Fougères. Si cette tendance se prolonge dans le temps, la fertilité de l'écosystème pourrait en pâtir.

Les pertes de nutriments par drainage, à la profondeur de 120 cm, sont relativement similaires quelque soit l'âge du peuplement. Nous avons montré par ailleurs que l'effet de l'âge des peuplements de hêtre sur les stocks disponibles présents dans les humus et les sols de Fougères n'est pas significatif. Le faible niveau de fertilité minérale de l'écosystème de Fougères pourrait expliquer ces constats.

Les bilans de fertilité minérale sont positifs pour les éléments Mg, K et P, quelque soit l'âge des peuplements de la chronoséquence. Pour le Ca, les bilans de fertilité minérale sont positifs dans les jeunes peuplements (8 ans et 25 ans) et négatifs dans les peuplements les plus vieux (81 ans et 145 ans). Les pertes liées à la récolte de biomasse, qui augmentent fortement avec l'âge des peuplements, sont responsables du bilan négatif de Ca dans les peuplements âgés de plus de 50 ans. Les bilans de fertilité minérale calculés montrent que les pertes liées à la récolte de biomasse expliquent majoritairement l'évolution des bilans de fertilité avec l'âge des peuplements.

Mots clefs : hêtre (*Fagus sylvatica* L.), flux d'éléments, nutriments, cycle biogéochimique

Abstract :

In the context of climatic change and wood for energy production, there seems to be a need for an improved understanding of the way lowland beech forests function in their present distribution areas. Research in this sector is primordial, especially for beech forests with low mineral fertility, as these are, by definition, more sensitive to external disturbance. Fougères beech forest in Brittany, France, characterised by poor mineral fertility, was studied during this work

The overall aim of this work was to produce an inventory of mineral cycling in Fougères beech forest, for a complete forest rotation. A chronosequence approach was used, and the stands studied were 8, 25, 80 and 145 years old, thus covering the whole forest rotation. A fertility budget approach was chosen as this is a useful tool to diagnose the overall evolution of a system. The calculation of element fertility budgets and the study of nutrient cycles within the ecosystem were carried out in each stand over a period of 7 years, from 1998 to 2004.

The parent materials in which the soils are developed at Fougères are poor and produce limited quantities of nutrient elements as a result of weathering. However, K and Mg fluxes released by weathering are relatively high throughout the profile, in particular the Mg flux in the zone where there is mixing of the silty loess and weathered granite saprolite. Estimated quantities of Ca and P released by mineral weathering in the 0-120 cm zone of the soils are very low.

Atmospheric inputs play a very important role in the sustainability of this ecosystem with poor mineral fertility, especially for a limiting element like Ca. Most of the atmospheric inputs of nutrient elements diminished between 1998 and 2004 and this reduction was also visible in the quantities of elements in circulation in the soils at Fougères. If this tendency continues over time, the fertility of the ecosystem could suffer.

Nutrient losses by drainage, at depths of 120 cm, are similar whatever the stand age. Moreover, we have demonstrated that the effect of beech stand age on available stocks present in the humus and the soils is not significant. The low fertility levels in the ecosystem at Fougères may explain these observations.

Mineral element fertility budgets are positive for Mg, K and P, whatever the stand age in the chronosequence. For Ca, the fertility budgets are positive in the young, 8- and 25-year-old stands, but are negative in the older, 81- and 140-year-old stands. Losses related to biomass harvest, which increase strongly with stand age, are responsible for the negative Ca budgets in the stands over 50 years old. The calculated mineral element fertility budgets, show that losses linked to biomass harvest explain the majority of the changes with stand age observed in these budgets.

Key words: beech (*Fagus sylvatica* L.), biogeochemical cycling, element flux, nutrients

Résumé:

Dans un contexte de changement climatique et de production de bois énergie, une amélioration de la compréhension du fonctionnement des hêtraies de plaine dans leur aire de répartition actuelle semble nécessaire. Ces travaux de recherche apparaissent primordiaux notamment sur les hêtraies à faible fertilité minérale, celles-ci étant par définition plus sensibles aux perturbations extérieures. La hêtraie de Fougères (35-France), caractérisée par une faible fertilité minérale, a été étudiée au cours de ce travail.

L'objectif général de ce travail est de réaliser un état des lieux du fonctionnement minéral de la hêtraie de Fougères, sur l'ensemble d'une révolution forestière. Une approche par chronoséquence a été utilisée, les âges des peuplements étudiés couvrant l'ensemble de la révolution forestière (8 ans, 25 ans, 80 ans et 145 ans). Une approche par bilan de fertilité a par ailleurs été retenue, ces bilans constituant un des outils pertinents pour le diagnostic global de l'évolution d'un système. Le calcul des bilans de fertilité minérale et l'étude des cycles d'éléments nutritifs au sein de l'écosystème ont été réalisés sur chaque peuplement pour des segments temporels de 7 ans (1998-2004).

Les substrats de Fougères sur lesquels les sols se sont développés sont pauvres et s'ensuit donc une fourniture limitée d'éléments nutritifs par altération. Les flux de K et le Mg libérés par altération sont néanmoins élevés sur l'ensemble du profil et particulièrement les flux de Mg dans la zone de mélange arène-limons. La quantité estimée de Ca et P libérée par altération des minéraux sur la tranche 0-120 cm des sols est quand à elle très faible.

Les apports atmosphériques sont un des piliers majeurs de la durabilité de cet écosystème à faible fertilité minérale, notamment pour un élément limitant comme le Ca. La majorité des apports atmosphériques d'éléments nutritifs sont en baisse sur la période 1998-2004 et cette baisse est également visible sur la quantité d'éléments en circulation dans les sols de Fougères. Si cette tendance se prolonge dans le temps, la fertilité de l'écosystème pourrait en pâtir.

Les pertes de nutriments par drainage, à la profondeur de 120 cm, sont relativement similaires quelque soit l'âge du peuplement. Nous avons montré par ailleurs que l'effet de l'âge des peuplements de hêtre sur les stocks disponibles présents dans les humus et les sols de Fougères n'est pas significatif. Le faible niveau de fertilité minérale de l'écosystème de Fougères pourrait expliquer ces constats.

Les bilans de fertilité minérale sont positifs pour les éléments Mg, K et P, quelque soit l'âge des peuplements de la chronoséquence. Pour le Ca, les bilans de fertilité minérale sont positifs dans les jeunes peuplements (8 ans et 25 ans) et négatifs dans les peuplements les plus vieux (81 ans et 145 ans). Les pertes liées à la récolte de biomasse, qui augmentent fortement avec l'âge des peuplements, sont responsables du bilan négatif de Ca dans les peuplements âgés de plus de 50 ans. Les bilans de fertilité minérale calculés montrent que les pertes liées à la récolte de biomasse expliquent majoritairement l'évolution des bilans de fertilité avec l'âge des peuplements.

Mots clefs : hêtre (*Fagus sylvatica* L.), flux d'éléments, nutriments, cycle biogéochimique