

République Algérienne Démocratique et Populaire

Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique



Université Hadj Lakhdar – Batna –



Institut des Sciences Vétérinaires et des Sciences Agronomiques

Département des Sciences Agronomiques

Thèse pour l'obtention du diplôme de

Docteur en Sciences

Spécialité : Sciences Agronomiques

Option Sciences du sol

THEME

*Dynamique de la Matière Organique des Sols des
Monts Forestiers du Bélézma*

Présentée par

BENSID Zoubeir

Devant la commission du jury constituée par :

- | | |
|--|--------------------|
| -Le Professeur BENTOUTATI Abdellah, Université Hadj Lakhdar, Batna | Président |
| -Le Professeur HALILAT Med Tahar, Université de Ghardaïa | Directeur de thèse |
| -Le Professeur KRIBAÂ Mohamed, Université Ferhat Abbas, Sétif | Examineur |
| -Le Professeur HAMDY Aïssa, Université Kasdi Merbah, Ouargla | Examineur |
| -Le Maître de Conférences A SBIH Mahtali, Université Hadj Lakhdar, Batna | Examineur |
| -Le Maître de Conférences B MESSAÂDIA Hocine, Université Hadj Lakhdar, Batna | Examineur |

Année Universitaire 2014 – 2015

Dédicaces

Je dédie ce modeste travail à :

- la mémoire de ma défunte chère mère Aïcha qui m'a appris ce que c'est que la patience,
- la mémoire de ma défunte sœur Sihem Chafia partie à la fleur de l'âge,
- ma Chère femme Halima, enseignante de littérature française à l'université, qui a comblé le désert de ma vie, pour tous ses soutiens, sans sa présence et sa compréhension ce travail n'aurait jamais vu le jour,
- A mes deux prunelles et mes bonnes raisons d'exister et de combattre l'adversité : Ines-Aïcha et Adam-Iskander,
- A ma sœur Lilia et ses enfants : Anis, Ramy et Mayssa,
- A tous mes amis qui m'ont encouragé et aidé à poursuivre ce travail malgré les difficultés, spécialement Sbih Matt, Bengora Djamel, Bensmail Abdelkrim, Boukaboub Amar, Belkhiri Chemessedine et à cet homme gentil et dévoué pour aider son prochain Barguia Belgacem,
- A mes frères et amis Benmerikhi Mustapha, Mohamed et Adnane,
- A Monsieur Messaâdia Hocine, Professeur en pédo-biologie, que nous allons regretter pour le vide pédagogique qui va laisser derrière lui après son départ imminent à la retraite. Grâce à ses efforts, j'ai appris les ABC de la biologie des sols forestiers. Qu'il trouve ici ma profonde reconnaissance et le témoignage émouvant de de ma reconnaissance pour sa contribution scientifique dans ma formation et pour tout ce qu'il a fait pour moi,
- A toutes les femmes et à tous les hommes dans le monde qui combattent l'injustice, la rétrogradation des valeurs humaines ainsi que l'obscurantisme et l'opportunisme.

Au nom de Dieu Clément et Miséricordieux

Et c'est Lui qui, du ciel, a fait descendre l'eau. Puis par elle, Nous fîmes germer toute plante, de quoi Nous fîmes sortir une verdure, d'où Nous produisîmes des grains, superposés les uns sur les autres; et du palmier, de sa spathe, des régimes de dattes qui se tendent. Et aussi les jardins de raisins, l'olive et la grenade, semblables ou différents les uns des autres. Regardez leurs fruits au moment de leur production et de leur mûrissement. Voilà bien là des signes pour ceux qui ont la foi ; *Les Bestiaux, 165 versets Pré-Hégire sourate 99.*

Remerciements

Mes remerciements vont tout d'abord à ceux qui m'ont aidé dans la réalisation de cette thèse, je cite Mr SBIH Mahtali (dans la correction et la rédaction de l'article scientifique publié dans la revue Research Journal of Forestry), Mr KHEMMARI Mohamed (enseignant de géomatique pour la géolocalisation des sites de prélèvement des échantillons de sols dans la forêt domaniale de Bélézma), Mr BENGORA Djamel (pour l'aide précieuse fournie pour faire fonctionner le logiciel d'itération pour modéliser les données expérimentales), Mr BENMAIL Abdelkrim (pour l'aspect mathématique inhérent à la recherche des dérivées partielles), Mr CHAFFAI Chaouki (enseignant à l'ITE F pour le géo-référencement et la spacialisation des sites de prélèvements sur carte topographique ainsi que l'établissement de la carte de localisation des monts du Bélézma) et enfin la contribution de BENMESSAOUD Hacène (enseignant au département des sciences de la nature et de la vie) pour la réalisation de la carte de localisation des monts du Bélézma.

Mes vifs remerciements vont en direction du Professeur en pédologie HALILAT Med Tahar, Recteur de l'université de Ghardaia pour avoir accepté de m'encadrer, qu'il trouve ici l'expression de ma profonde reconnaissance.

Mes remerciements les plus sincères reviennent au professeur en sylviculture BENTOUATI Abdellah (adjoint chargé de la pédagogie à l'institut des sciences vétérinaires et des sciences agronomiques à l'université Hadj-Lakhdar Batna) pour m'avoir fait l'honneur de présider ce jury.

C'est avec un grand honneur que j'adresse tous mes remerciements à Mr KRIBÂA Mohamed, professeur de Pédologie à l'université Ferhat ABBES de Sétif, pour avoir accepté d'examiner et de juger ce travail, qu'il trouve ici l'expression de ma profonde reconnaissance.

J'adresse également tous mes remerciements au professeur en pédologie Mr HAMDJ Aissa au département d'agronomie de l'université Kasdi Merbah de Ouargla pour avoir accepté de juger et de se déplacer pour assister à la soutenance.

Ayant été tout le temps disponible par ses conseils et sa présence, je tiens à exprimer mes remerciements et ma gratitude à Mr SBIH Mahtali, maître de conférences et enseignant au département d'agronomie à l'institut des sciences vétérinaires et des sciences agronomiques à l'université Hadj Lakhdar Batna d'avoir accepté de porter un jugement supplémentaire à ce travail.

C'est avec tous mes remerciements que je salue la présence en tant qu'invité de Mr MESSAËDIA Hocine, maître de conférences en pédo-biologie au département d'agronomie, institut des sciences vétérinaires et des sciences agronomiques à l'université Hadj-Lakhdar Batna pour porter un dernier jugement de valeur à mes connaissances en biologie des sols.

Résumé

Dans le massif forestier du Bélézma, il a été procédé à l'étude de l'effet du couvert végétal forestier sur la dynamique de la matière organique des sols. Les stations forestières ayant fait l'objet de cette étude sont celles à dominance de *Cèdre de l'Atlas* (*Cedrus atlantica*) et celle à *Chêne vert* (*Quercus ilex*) comparées à des stations mixte à mélange des deux espèces. Au total soixante sites ont été explorés et des échantillons composites de sols ont été prélevés. Ces échantillons de sols ont fait l'objet d'analyses physico-chimique et biologique. Les analyses biologiques ont porté essentiellement sur les éléments carbone et azote de la matière organique des sols dans les horizons supérieurs des profils de sols. Outre, le carbone organique et l'azote total des horizons de sols, cette étude s'est intéressé également à l'effet comparée de la nature du couvert forestier sur les différentes fractions de la matière organique des sols à savoir le carbone et l'azote de la biomasse microbienne (C_{BM} et N_{BM}), de la matière organique extractible à l'eau chaude (Chw et Nhw) ainsi que ceux des fractions légère (C_{FL} et N_{FL}) et dense (C_{FD} et N_{FD}) de la matière organique du sol. La dynamique de minéralisation de la matière organique a été suivie par la technique respirométrique pour la cinétique de minéralisation du carbone et le procédé d'incubation de longue durée pour la minéralisation de l'azote (ammonification et nitrification). Sur le plan statistique, nous avons testé l'effet de la nature du couvert forestier sur les différentes fractions de la matière organique du sol par le test de Fisher (ANOVA à un seul facteur). Le degré de participation de chaque fraction de matière organique des sols provenant de trois type de stations forestières (*Cedrus atlantica*, *Quercus ilex* et mixtes à mélange des deux espèces), au processus de minéralisation de celle-ci, a été testé par la technique régression linéaire multiple. Les modèles comparés sont les suivants : pas à pas descendant (*backward*), pas à pas ascendant (*forward*) et progressif (*stepwise*). Pour la dynamique de la matière organique, des modèles de régression non-linéaire ont été employés pour l'étude de la cinétique de minéralisation du carbone (C_m) et de l'azote (N_m). Les modèles mono-compartimentaux exponentiel de premier ordre sont ceux de *Stanford et Smith (1972)* pour l'azote $N_m = N_i \cdot \exp(-k \cdot t) + N_o \cdot (1 - \exp(-k \cdot t))$ et de *Murwira et al. (1988)* pour le carbone $C_m = C_o \cdot (1 - \exp(-k \cdot t))$. Alors que les modèles bi-compartimentaux exponentiel et linéaire pour l'azote sont ceux de *Bonde et al. (1988)* $N_m = N_o \cdot (1 - \exp(-k \cdot t)) + N_i \cdot (-h \cdot t) + Cte$ et double exponentiels $N_m = N_i \cdot \exp(-k \cdot t) + N_o \cdot S \cdot (1 - \exp(-k \cdot t)) + N_o \cdot (1 - S) \cdot (1 - \exp(-h \cdot t))$ établie par *Molina et al. (1988)* et *Deans et al. (1986)*. Les modèles bi-compartimentaux exponentiel et linéaire et double exponentiels comparés pour le suivi de la cinétique de minéralisation du carbone sont, respectivement, ceux de *Nicolardot (1988)*, *Houot et al. (1989)* et *Blet-Charaudeau et al. (1990)* d'expression $C_m = C_o \cdot (1 - \exp(-k \cdot t)) + h \cdot t$ et ceux de *Delphine (1988)* d'expression $C_m = C_1 \cdot \exp(k \cdot t) + C_2 \cdot \exp(-h \cdot t)$. En fin, tous ces modèles ont été comparés à des modèles hyperboliques de type $N_m = N_o H \cdot t / (b \cdot N_o H + t) - N_i$ (avec $b = T_c / N_o H$: Temps de demi-vie de $N_o H$) et $C_m = C_o H \cdot t / (b \cdot C_o H + t)$ établie par *Juma et al. (1984)*, pour respectivement les cinétiques de minéralisation du carbone et de l'azote.

Les résultats ont montré globalement des différences hautement significatives quant à l'effet de la nature du couvert forestier sur les différentes caractéristiques biologiques des sols étudiées. En outre, ce sont les sols des stations mixtes qui affichent des valeurs moyennes les plus élevées de la majeure partie des caractéristiques biologiques, suivis par les sols des stations monospécifiques à *Chêne vert* (*Quercus ilex*). A l'exception de la fraction dense, de fortes corrélations positives, ont été établies entre le carbone et l'azote des différentes fractions de la matière organique du sol. Cet état de fait permet de

proposer aussi bien, l'une que l'autre des différentes de la matière organique des sols pour détecter les changements biologiques qui s'opèrent dans le sol suite aux modifications du couvert végétal forestier. Grâce à leur forte parcimonie et à leurs coefficients de détermination les plus élevés, soit $R^2 = 0,849$ pour les sols de la station monospécifique à *Cedrus atlantica*, et $R^2 = 0,619$ pour les sols des stations monospécifiques à *Quercus ilex* et $R^2 = 0,632$ pour les sols des stations mixtes ; ce sont les modèles de régression linéaire respectivement *stepwise* et *Backward* qui permettent d'affirmer le degré de participation des fractions surtout CO et N_{BM} et C_{BM} dans le processus de minéralisation de la matière organique des sols. Les indicateurs d'écart ou de performance (R^2 et RMCE : Racine de la Moyenne des Carrés des Ecart) ainsi que les paramètres d'ajustement, principalement les constantes de vitesse de minéralisation et la matière organique potentiellement minéralisable, des modèles de régression non linéaire pour le suivi des cinétiques de minéralisation du carbone et de l'azote ont révélés que c'est le modèle mono-compartimentale exponentiel de premier ordre et le modèle hyperbolique sont ceux qui s'ajustent le mieux aux données expérimentales et de ce fait elles expliqueraient mieux la cinétique de la minéralisation de la matière organique. En dépit, du fait que le modèle bi-compartimentale exponentiel + linéaire aurait mieux expliquer les cinétiques de minéralisation de deux pools de carbone organique, l'un à turnover rapide et l'autre très lent (matière organique récalcitrante ou humifiée). Il est reproché également au modèle hyperbolique, le fait qu'à l'issue de la compilation des données, il ne génère pas de constantes de vitesse de minéralisation, ce qui rendrait la tâche ardue pour une éventuelle estimation des quantités de carbone et d'azote minéralisés. En fin les résultats fournis par cette simulation pourront servir de base de modélisation d'autres phénomènes ayant un impact sur l'évolution de la qualité et donc sur la fertilité des sols forestiers.

Mots-clés : matière organique du sol (MOS), sols forestiers, matière organique extractible à l'eau chaude, la biomasse microbienne, fraction légère, fraction dense, modèles, cinétique, minéralisation.

Abstract

In the forest of Belezma, was taken to study the effect of forest cover plant on the dynamics of soil organic matter. The forest sites have been the subject of this study are those in *Atlas cedar* (*Cedrus atlantica*) and the *Green oak* (*Quercus ilex*) compared to mixed stations mixture of both species. A total of sixty sites have been explored and composite soil samples were taken. These soil samples were subjected to physico-chemical and biological analyzes. Biological analyzes focused on the elements carbon and nitrogen of soil organic matter in the upper soil profile horizons. Furthermore, organic carbon and total nitrogen soil horizons, this study is also interested in the effect compared to the nature of the forest cover on the various fractions of soil organic matter, namely carbon and nitrogen microbial biomass (C_{BM} and N_{BM}), extractable organic matter in hot water (Chw and Nhw) and those of light fractions (C_{FL} and N_{FL}) and dense (C_{FD} and N_{FD}) of soil organic matter. The dynamics of mineralization of the organic matter was followed by the respirometric technique for carbon mineralization kinetics and the process of long-term incubation for mineralization of nitrogen (ammonification and nitrification). Statistically, we tested the effect of the nature of the forest cover on different fractions of soil organic matter by the Fisher test (ANOVA single factor). The degree of participation of each fraction of soil organic matter mineralization from three type of forest stations (*Cedrus atlantica*, *Quercus ilex* and mixed mixture of the two species), the process of mineralization of it, was tested by the technique Regression multiple linear. The comparative models are: backward, forward and progressive stepwise. For the dynamics of organic matter, non-linear regression models were used to study the kinetics of carbon (C_m) and nitrogen (N_m) mineralization. First-order exponential mono-compartmental models are those of *Stanford and Smith (1972)* for nitrogen $N_m = N_i * \exp(-k * t) + N_o * (1 - \exp(-k * t))$ and *Murwira et al. (1988)* for the carbon $C_m = C_o * (1 - \exp(-k * t))$. While the exponential and linear models bi-compartmental for nitrogen are those of *Bonde et al. (1988)* $N_m = N_o * (1 - \exp(-k * t)) + N_i * (-h * t) + \text{constante}$ and double exponential $N_m = N_i * \exp(-k * t) + N_o * S * (1 - \exp(-k * t)) + N_o * (1 - S) * (1 - \exp(-h * t))$ established by *Molina et al. (1988)* and *Deans et al. (1986)*. The models bi-compartmental exponential and linear and double exponential compared to monitor the carbon mineralization kinetics are, respectively, those of *Nicolardot (1988)*, *Houot et al. (1989)* and *Blet-Charaudeau et al. (1990)* and have further expression $C_m = C_o * (1 - \exp(-k * t)) + h * t$ and those of *Delphine (1988)* have an expression $C_m = C_1 * \exp(k * t) + C_2 * \exp(-h * t)$. In the end, all these models were compared to hyperbolic models like $N_m = NOH * t / (b * Noh + t) - Ni$ (with $b = Tc / NoH$ where Tc : NoH as half-life time) and $C_m = CoH * t / (t + b.CoH)$ established by *Juma et al. (1984)*, for the kinetics of mineralization of carbon and nitrogen, respectively.

The results generally showed highly significant differences in the effect of the nature of the forest cover on different biological characteristics of the studied soils. In addition, they are mixed soils stations that display the highest average values of the majority of biological, followed by soils monospecific stations *Green oak* (*Quercus ilex*). With the exception of the dense fraction, strong positive correlations have been established between the carbon and nitrogen of the various fractions of the soil organic matter. This fact allows us to offer as well, the other one of the different soil organic matter to detect biological changes occurring in the soil following the changes of the forest canopy. With their strong sparingly and at their highest coefficients of determination, or $R^2 = 0.849$ for the soils of the mono-station *Cedrus atlantica*, and $R^2 = 0.619$ for soil monospecific stations with *Quercus ilex* and $R^2 = 0.632$ for soil mixed stations; it is the stepwise linear regression models and Backward respectively which allow to assert the degree of participation and CO fractions above C_{BM} and N_{BM} in the mineralization process of organic matter in soils. The performance indicators (R^2 and RMCE: Root Mean

Square of differences) and the fitting parameters, especially the mineralization rate constant and organic matter potentially mineralizable, non-linear regression models for monitoring carbon mineralization kinetics and nitrogen have proven that it is the mono-compartmental model of the first order exponential and hyperbolic model are those that best fit the experimental data and thus they explain better kinetics of mineralization of the organic material. Despite the fact that the exponential bi-compartmental linear model + would better explain the kinetics of mineralization both organic carbon pools, one quick turnover and the other very slow (or recalcitrant organic matter humified). It also criticized the hyperbolic model, the fact that, from compiling data it generates no mineralization rate constants, making the arduous task for a possible estimate of the amounts of carbon and mineralized nitrogen. In the end the results from this simulation may serve other phenomena modeling base having an impact on the evolution of the quality and therefore the fertility of forest soils.

Keywords: soil organic matter (SOM), forest soils, extractable organic matter in hot water, microbial biomass, light fraction, heavy fraction, models, kinetics, mineralization.

Table des matières

Liste des acronymes-----	1
Liste des tableaux-----	2
Liste des figures-----	4
Introduction -----	6
Chapitre I : Synthèse bibliographique	
1 - La composition du sol-----	12
2 – Les différentes formes de la matière organique du sol -----	13
2.1 - La matière organique vivante-----	13
2.1.1 - La biomasse microbienne-----	13
2.1.2 - La faune du sol-----	13
2.1.3 - La biomasse végétale-----	13
2.2 – La matière organique non vivante-----	14
2.2.1 - La matière organique fraîche-----	14
2.2.2 - La matière organique labile-----	14
2.2.3 - La matière organique stable ou humus-----	14
3 – Origine, composition biochimique des substrats organiques et leurs effets sur le taux de décomposition des matières organiques des sols-----	15
3.1 - origine et composition biochimique-----	15
3.2 - Effet de la composition biochimique des substrats sur le taux de décomposition-----	15
3.3 – Effet des rapports C/N et lignine/azote sur le processus de décomposition des MOS---	16
4 – Nature et différentes formes de matière organique du sol-----	17
4.1 - Modalités de classification des constituants organiques du sol-----	18
4.2 - Modalité de classification en tenant compte des turnovers des différents pools de la MOS-----	20
5 - Les fonctions de la matière organique du sol-----	20
6 - Evolution de la matière organique du sol-----	22
6.1 - Processus d'évolution-----	22
6.1.1 - La minéralisation-----	22
6.1.1.1 – Le processus-----	22
6.1.1.2 - Facteurs influant sur le stock des matières organiques des sols -----	23
6.1.1.2.1 - Les facteurs physico-chimiques du sol-----	23
A- La température-----	23
B - Etat hydrique-----	24
C - La teneur en oxygène (O ₂) -----	25
D - Le pH du sol-----	25
E - La composition chimique-----	26
F - La teneur en calcaire actif-----	26
G - La texture et la structure-----	26
6.1.2 – Humification-----	27
6.1.2.1 - Le processus-----	27
6.2.2.2 - Classifications des composés de l'humus-----	27

6.2.2.3 – Les agents et les facteurs régissant le processus	28
6.2.2.4 - La théorie de l’humification	29
7 - Modèles d’estimation du potentiel de minéralisation du carbone (ou respiration du sol) et de l’azote du sol	32

Chapitre II : Matériels et Méthodes

1 - Description du site d’étude	38
2 – Echantillonnage des sols	41
2.1 - Choix des sites de prélèvement des échantillons de sol	41
2.2 - Méthodes d’échantillonnage des sols	41
3 - Méthodes d’analyse physico-chimiques et biologiques du sol	43
3.1 - Les méthodes d’analyse physique	43
3.1.1 – Analyse granulométrique	43
3.1.2 – Analyse des paramètres hydriques du sol	43
3.1.2.1 – Humidité	43
3.1.2.2 – Réserve utile (RU)	44
3.1.2.3 – Densité réelle (Dr)	44
3.1.2.4. – Densité apparente (Da)	44
3.1.2.5 – Porosité	44
3.2 - Les méthodes d’analyse chimique	45
3.2.1 – Réaction du sol	45
3.2.2 – Capacité d’échange cationique (T) et Somme des bases échangeables (S)	45
3.2.3 – Le carbone organique	45
3.2.4 – L’azote total	46
3.2.5 -L’azote ammoniacal et l’azote nitrique	46
3.3 - Les méthodes d’analyse biologique du sol	46
3.3.1 – Mesure de la biomasse microbienne	46
3.3.2 – Matière organique extractible à l’eau chaude	47
3.3.3 – Séparation densimétrique de la matière organique en fraction légère et fraction dense	47
3.3.4 – Méthodes d’incubation de longue durée pour le suivi de la cinétique de minéralisation de la matière organique	48
3.3.4.1 - Cinétique de minéralisation du carbone organique (test de <i>respirométrie</i>)	48
3.3.4.2 - Cinétique de minéralisation de l’azote total (ammonification et nitrification)	49
4. Méthodes statistiques et de modélisation des données expérimentales	49
4.1 Analyse de la variance à 1 facteur	49
4.2 Analyse de corrélation	50
4.3 Modélisation statistique des données	50
4.3.1 Régression linéaire multiple (RLM)	50
4.3.2 Régression non linéaire (RNL)	51
A - Modèles d’estimation du potentiel de minéralisation du carbone organique du sol	51
B - Modèles d’estimation du potentiel de minéralisation de l’azote organique du sol	52

Chapitre III : Résultats

1 - Comparaisons entre les caractéristiques physico-chimiques des sols des différentes stations forestières	54
---	----

2–Matières organiques totales des sols sous différentes stations forestières-----	54
2.1 – Comparaisons des teneurs totales de carbone organique (CO), Azote total (NT) et des rapports carbone organique sur azote total (CO/NT) -----	54
2.2 – Corrélations entre les valeurs moyennes des différentes fractions de la matière organique totale du sol-----	55
3 – Biomasse microbienne dans les sols des différentes stations forestières-----	64
3.1 – Comparaisons des teneurs en carbone et azote de la biomasse microbienne (C_{BM} et N_{BM}), et des rapports C_{BM}/CO , N_{BM}/NT et C_{BM}/N_{BM} -----	64
3.2 - Corrélations entre la biomasse microbienne et les différentes fractions de la matière organique du sol-----	64
4 – Matière organique extractible à l’eau chaude des sols des différentes stations forestière-	72
4.1 - Comparaisons entre teneurs en carbone et azote de la fraction de la matière organique extractible à l’eau chaude (Chw et Nhw) et les différentes fractions de la MOS-----	72
4.2 - Corrélations entre la matière organique extractible à l’eau chaude et différentes fractions de la matière organique du sol-----	73
5 – Fraction légère de la matière organique des sols dans les différentes stations forestières-	77
5.1 - Comparaisons entre la fraction légère (C_{FL} et N_{FL}) et les différentes fractions de la matière organique du sol-----	77
5.2 – Corrélations entre la fraction légère et les différentes fractions de la matière organique du sol-----	77
6 – Fraction dense de la matière organique des sols dans les différentes stations forestières--	82
6.1- Comparaisons entre la fraction dense et celles de la matière organique du sol-----	82
6.2 - Corrélations entre la fraction dense et les différentes fractions de la matière organique du sol-----	82
7 - Régression linéaire multiple pour l’étude des processus de minéralisation de la matière organique des sols-----	83
7.1 - Minéralisation de l’azote-----	83
7.2 - Minéralisation du carbone-----	84
8 - Régression non linéaire pour l’étude du processus de minéralisation de la matière organique des sols -----	86
8.1 - Minéralisation de l’azote-----	86
8.2 - Minéralisation du carbone-----	87
Chapitre IV : Discussions	
1 – Matière organique totale des sols -----	88
2 - Biomasse microbienne des sols -----	89
3 - Matière organique des sols extractible à l’eau chaude-----	92
4 - Les fractions légère et dense de la matière organique des sols -----	101
5 - Processus de minéralisation de la matière organique des sols par comparaison des modèles d’estimation de la minéralisation du carbone et de l’azote-----	105
5.1 - Régression non linéaire pour l’étude du processus de minéralisation de l’azote-----	105
5.2 - Régression non linéaire pour l’étude du processus de minéralisation du carbone -----	106
Conclusion générale et perspectives -----	109
Références bibliographiques -----	113

Annexes

Liste des acronymes

C : Carbone

O : Organique

N : Azote

T : Total

BM : Biomasse Microbienne

hw : extractible à l'eau chaude

FL : Fraction légère

FD : Fraction dense

MO : Matière organique

MOS : Matière organique du sol

MOD : Matière organique dissoute ou soluble

COD : Carbone hydrosoluble (dissous dans l'eau)

NOD : Azote hydrosoluble (dissous dans l'eau)

MOhw : Matière organique extractible à l'eau chaude

***** : **hautement significatif**

Liste des tableaux

Tableau 1 : Modèles anciennement utilisés pour la description de la cinétique de minéralisation de l'azote.

Tableau 2 : Modèles anciennement utilisés pour la description de la cinétique de minéralisation du carbone.

Tableau 3 en annexes : Coordonnées des sites de prélèvement des échantillons composites des sols forestiers (0 – 25 cm) des monts de Bélèzma.

Tableau 4 : Valeurs moyennes \pm écarts-types des caractéristiques physico-chimiques des échantillons composites des horizons (0 – 25 cm) des sols sous différentes stations forestières des monts du Bélèzma.

Tableau 5 : Valeurs moyennes \pm écarts-types des caractéristiques biologiques des échantillons composites des sols (0 – 25 cm) des différentes stations forestières (Cédraie, Chênaie et mixte) des monts forestiers du Bélèzma.

Tableau 6 : Tableau synthétique ANOVA des variables biologiques des échantillons composites de sols (0 - 25 cm) prélevés à partir des différentes stations forestières (*Cedrus atlantic*, *Quercus ilex* et *mixte*) des monts de la forêt de Bélèzma.

Tableau 7 : Comparaison des modèles de Régression linéaire multiple (RLM) pour la variable **Azote minéralisé (Nm)** par rapport aux différentes fractions de la matière organique des sols MOS, dans différentes stations forestières (*Cedrus atlantic*, *Quercus ilex* et *mixte*) dans les monts forestiers du Bélèzma.

Tableau 8 : Comparaison des modèles de Régression linéaire multiple (RLM) pour la variable **Carbone minéralisé (Cm)** par rapport aux différentes fractions de la matière organique des sols MOS, dans différentes stations forestières (*Cedrus atlantica*, *Quercus ilex* et *mixte*) dans les monts forestiers du Bélèzma.

Tableau 9 en annexes : Comparaison des paramètres et des coefficients de régression non linéaire cinétiques de minéralisation de l'Azote (Nm) des modèles mono-compartmental de premier ordre (MI) et bi-compartmental exponentiel+linéaire (MII).

Tableau 10 en annexes: Comparaison des paramètres et des coefficients de régression non linéaire cinétiques de minéralisation de l'Azote (Nm) des modèles bicompartimental (double exponentiel) (MIII) et hyperbolique (MIV).

Tableau 11 en annexes: Comparaison des paramètres et des coefficients de régression non linéaire cinétiques de minéralisation du Carbone (Cm) des modèles mono-compartmental de premier ordre (MI) et bi-compartmental (exponentiel + linéaire) (MII).

Tableau 12 en annexes : Comparaison des paramètres et des coefficients de régression non linéaire des cinétiques de minéralisation du Carbone (Cm) des modèles bicompartimental (double exponentiel) MIII et hyperbolique MIV.

Tableau 13 en annexes : Statistiques descriptives Carbone minéral (Cmin.) pour les modèles I et II.

Tableau 14 en annexes : Statistiques descriptives Carbone minéral (Cmin.) pour les modèles III et IV.

Tableau 15 en annexes : Statistiques descriptives de l'azote minéral (Nmin) pour les modèles I et II.

Tableau 16 en annexes : Statistiques descriptives de l'azote minéral (Nmin) pour les modèles III et IV.

Tableau 17 en annexes : ANOVA (Test de Fisher F et degré de significativité par la probabilité p.) sur les valeurs moyennes des critères de choix (performance) R2 et RMCE des modèles d'ajustement non-linéaires de minéralisation du Carbone (Cmin.) et d'Azote (Nmin.)

Liste des figures

Figure 1 : Localisation des monts forestiers du Bélézma (nord-est algérien).

Figure 2 : Carte de la répartition spatiale des sites de prélèvement des sols forestiers (0 – 25 cm) des monts de Bélézma.

Figure 3: Corrélations entre les différentes fractions de carbone organique (CO) des sols des monts forestiers du Bélézma en stations monospécifiques à *Cedrus atlantica*.

Figure 4 : Corrélations entre les différentes fractions de carbone organique (CO) des sols des monts forestiers du Bélézma en stations monospécifiques de *Quercus ilex*.

Figure 5 : Relation entre les différentes fractions de carbone organique (CO) des sols des monts forestiers forestiers Bélézma en stations mixtes à *Cedrus atlantica* et *Quercus ilex*.

Figure 6 : Relation entre les différentes fractions de l'azote total (NT) des sols des monts forestiers de Bélézma en stations monospécifiques à *Cedrus atlantica*.

Figure 7 : Relation entre les différentes fractions de l'Azote total (NT) des sols des monts forestiers du Bélézma en stations monospécifiques à *Quercus ilex*.

Figure 8 : Relation entre les différentes fractions de l'azote total (NT) des sols des monts forestiers du Bélézma en stations mixtes à *Cedrus atlantica* et *Quercus ilex*.

Figure 9 : Corrélations entre le Carbone de la biomasse microbienne (C_{BM}) et le Carbone des différentes fractions des sols des monts forestiers du Bélézma en stations monospécifiques à *Cedrus atlantica*.

Figure 10 : Corrélations entre le Carbone de la biomasse microbienne (C_{BM}) et le Carbone des différentes fractions des sols des monts forestiers du Bélézma en stations monospécifiques à *Quercus ilex*.

Figure 11 : Corrélations entre le Carbone de la biomasse microbienne (C_{BM}) et le Carbone des différentes fractions des sols des monts forestiers du Bélézma en stations monospécifiques à *Cedrus atlantica* et *Quercus ilex*.

Figure 12 : Corrélations entre l'azote de la biomasse microbienne (N_{BM}) et les différentes fractions de l'azote des sols des monts forestiers du Bélézma en stations monospécifiques à *Cedrus atlantica*.

Figure 13 : Corrélations entre l'azote de la biomasse microbienne (N_{BM}) et celui des différentes fractions des sols des monts forestiers du Bélézma en stations monospécifiques à Quercus ilex

Figure 14 : Relation entre l'azote de la biomasse microbienne (N_{BM}) et celui des différentes fractions des sols des monts forestiers du Bélézma en stations mixtes à Cedrus atlantica et Quercus ilex.

Figure 15 : Relation entre le carbone et l'azote extractible à l'eau chaude et le carbone et l'azote et des fractions légère et dense des sols des monts forestiers du Bélézma en stations monospécifiques à Cedrus atlantica.

Figure 16 : Relation entre le carbone et l'azote extractibles à l'eau chaude et le carbone et l'azote des fractions légère et dense des sols des monts forestiers du Bélézma en stations monospécifiques à Quercus ilex.

Figure 17 : Relation entre le carbone et l'azote extractibles à l'eau chaude et le carbone et l'azote et des fractions légère et dense des sols des monts forestiers du Bélézma en stations mixtes à Cedrus atlantica et Quercus ilex.

Figure 18 : Relation entre le carbone et l'azote de la fraction légère (C_{FL} et N_{FL}) avec ceux de la fraction dense (C_{FD} et N_{FD}) des sols des monts forestiers du Bélézma en stations monospécifiques à Cedrus atlantica.

Figure 19 : Relation entre le carbone et l'azote de la fraction légère (C_{FL} et N_{FL}) avec ceux de la fraction dense (C_{FD} et N_{FD}) des sols des monts forestiers du Bélézma en stations monospécifiques à Quercus ilex.

Figure 20 : Relation entre le carbone et l'azote de la fraction légère (C_{FL} et N_{FL}) avec ceux de la fraction dense (C_{FD} et N_{FD}) des sols des monts forestiers du Bélézma en stations monospécifiques à Cedrus atlantica et Quercus ilex.

Introduction

Dans les monts du Bélèzma et des Aurès, le *Cèdre de l'Atlas* (*Cedrus atlantica manneti*) occupe une aire de distribution non négligeable. Cette aire est souvent partagée avec d'autres essences telles que le *Chêne vert* (*Quercus ilex*) et quelques fois par le *Génévrier oxycèdre* (*Juniperus oxycedrus*) qui se manifeste sous forme de garrigues et de maquis en régions sud-méditerranéennes. Ces essences forestières, comme tant d'autres, exercent des effets disparates sur le sol, se traduisant souvent au niveau pédoclimatique par la modification significative du bilan hydrique du sol (Augusto et al., 2002). D'ailleurs, Bentouati (2008) avait signalé, dans les cédraies de l'Aurès, un bilan hydrique stationnel défavorable (soit une réserve utile en eau du sol RU du sol inférieur à 40 %). La modification de ce type de paramètre physique est liée à l'activité biologique du sol, elle-même dépend de nombreux paramètres chimiques et biochimiques. De ce fait, la dégradation de la matière organique (minéralisation) et la nitrification semblent dépendre des essences forestières qui recouvrent le sol (Augusto et al., 2002).

Le Cèdre de l'atlas revêt une double importance phytohistorique, car endémique de l'Afrique du sol (Algérie et le Maroc) et économique, pour la qualité de son bois en ébénisterie et les vertus thérapeutiques de son huile essentielle. En outre, cette essence forestière est écologiquement importante, car elle constitue avec d'autres espèces un des derniers remparts contre la désertification. En dépit de toutes ces considérations, les connaissances sur le fonctionnement écologique des cédraies de l'Aurès, en général, et de celles du Bélèzma, en particulier, demeurent à un stade rudimentaire. Les études de l'écosystème-sol notamment de son statut organique dans les cédraies sont inexistantes. Les effets des espèces d'arbres forestiers sur les propriétés des sols constituent un sujet d'actualité, et ce, dans le but d'assurer d'un côté une productivité durable et d'un autre le maintien de la fertilité des sols (Kulmatiski et al., 2008). De nombreuses études ont porté principalement sur les effets des essences forestières des écosystèmes tempérées sur la fertilité des sols. En effet, ces travaux ont souligné l'importance de la composition du couvert arboré et son influence sur les propriétés physiques, chimiques et biologiques du sol (Augusto et al., 2002 ; Lovett et al., 2004). Cependant, les études sur l'impact sur de ce couvert sur le carbone organique labile et sur l'activité microbienne

ne sont qu'à leur début. Étant donné, l'importance du sol en tant que support végétal et de sa composante organique en tant que réservoir de nutriments pour les plantes et les micro-organismes, nous sommes partis de l'hypothèse que cette essence forestière qu'est le *Cèdre de l'Atlas* pur ou en mélange avec d'autres peuplements tels que le *Chêne vert*, aurait des incidences hétéroclites, sur la fertilité et la qualité des sols. La fertilité étant étroitement liée à la présence de quantités suffisantes de matière organique (MO) dans le sol, est considérée comme la clé de voûte de la durabilité des écosystèmes forestiers. Celle-ci serait mise à rudes épreuves par les pressions incessantes qu'exerce l'homme sur ces écosystèmes. Pour assurer leur durabilité, l'enjeu majeur serait le maintien d'un taux suffisant de matière organique dans les sols. Car la matière organique du sol (MOS) étant le facteur le plus important de la fertilité et donc de la qualité des sols (Reeves, 1997). La baisse de productivité des écosystèmes, conséquente, à la baisse de fertilité des sols serait fortement préjudiciable à leur durabilité. Ainsi, le maintien de la MOS en quantité et en qualité est essentiel pour assurer la durabilité ainsi que la restauration des sols dégradés (Liang et al., 1998). Les apports de matière organique sont à la fois une source et puits de carbone C, N, P et S, c'est la raison pour laquelle, la MOS est le centre de la majeure partie de l'activité biologique dans l'écosystème du sol (Yang et al., 2008). Les retombées biologiques à partir des arbres qui constituent une source d'approvisionnement en matière organique fraîche aux sols (litter-fall des anglo-saxons) subiraient un net recul en quantité et en qualité en cas d'une rarefaction du couvert végétal forestier. En déterminant la qualité et la quantité des apports en matière organique fraîche, le couvert végétal forestier, influe considérablement sur les propriétés et en particulier sur la MOS. En effet, tout changement dans la composition floristique des communautés végétales qui peuplent ces écosystèmes provoque des changements dans la quantité et la composition chimique des résidus végétaux restitués au sol. Ces changements peuvent affecter significativement la dynamique et donc le turnover de la matière organique des sols (Jin et al., 2010). Il s'est avéré que la simple mesure de la MOS n'était pas assez sensible pour détecter les changements à court et moyen terme, c'est ainsi que la mesure des différentes fractions de la MOS pourrait être un des meilleurs indicateurs de la fertilité des sols (Gong et al., 2008). En outre, il a été prouvé que c'est la taille et l'activité du pool labile de la MOS qui serait le plus affecté (biomasse microbienne, fraction légère, matière organique extractible à l'eau chaude) (Hackel et al., 2004 ; Kasel et Bennett, 2007 ; Xu et al., 2008).

En jouant un rôle essentiel dans la transformation des éléments nutritifs dans les écosystèmes terrestres (Singh et al., 1989), la **biomasse microbienne du sol** peut être source et puits de nutriments. En répondant beaucoup plus facilement aux modifications qui s'opèrent dans le sol, suite aux changements du couvert végétal et à l'utilisation des terres, cette matière organique vivante (MOV), constitue un indicateur sensible de l'évolution de la MO totale. C'est ainsi que tout changement dans la biomasse microbienne, suite au changement de type de forêts, peut affecter la dynamique de la matière organique totale du sol (Yang et al., 2010). En outre, l'activité de ce pool vivant de la matière organique du sol peut être utilisée pour évaluer la qualité de différents types de végétation sur les propriétés biologiques du sol (Zeng et al., 2009) ainsi que pour l'évaluation des perturbations qui s'opèrent dans le sol et sa restauration (Ross et al., 1982 ; Smith et Paul., 1990). La fraction microbienne de la matière organique du sol aurait une influence directe sur la stabilité et la fertilité des écosystèmes (Smith et al., 1989). L'activité microbienne du sol est souvent mesurée par la respiration du sol, celle-ci reflète le degré de décomposition du carbone organique du sol (COS) (Waldrop et al., 2004; Zak et al., 2008). De nombreuses études ont rapporté que les espèces d'arbres peuvent affecter l'activité microbienne du sol. Le type de végétation est un facteur biotique influençant d'une manière significative la respiration des sols des écosystèmes forestiers (Hibband et al., 2005 ; Li et al., 2006).

La **fraction de la matière organique extractible à l'eau chaude** au même titre que la biomasse microbienne du sol est une des fractions labiles de la MOS, car elle a un turnover relativement rapide et pouvant répondre rapidement aux changements de pratiques gestion des sols (Harrison et al., 1993, Coleman et al., 1996; Liang et al., 1998). L'eau chaude des matières organiques extractibles est censée contenir de la biomasse microbienne, des hydrates de carbone solubles dans le sol et d'autres composés simples qui peuvent expliquer la labilité de sa fraction (Ghani et al., 2003). Bien qu'il ne représente qu'une partie infime de la fraction labile de la MOS, le pool MO soluble dans l'eau contribue aux cycles des nutriments du sol et constitue la principale source d'énergie et de substrats des micro-organismes du sol (Qualls et al., 1991). De nombreuses recherches ont montré que le Carbone extractible à l'eau chaude (Chw) serait fortement corrélé avec le Carbone de la Biomasse microbienne (C_{BM}) et avec le Carbone organique total (CO) dans les terres arables ou celles des pâturages (Liang et al., 1998; Haynes, 2000; Ghani et al., 2003). Bien que la quantité de Chw soit significativement corrélée avec le C_{BM} et le rapport du Carbone organique (CO) avec l'Azote total (CO/NT), les résultats de

Chodak et al. (2003) ont, en effet, indiqué que le C organique et l’N total extractibles à l'eau chaude dans des sols des forêts de hêtre (*Fagus sylvatica Purpurea*) ne fournissent pas une meilleure mesure du carbone disponible pour les micro-organismes que le carbone et l’azote total. Chen et Xu (2005) ont également constaté que le C organique et l’N total extractible à l'eau chaude étaient fortement corrélés avec le C organique et l’N total qu'avec le C et l’N de la biomasse microbienne. Certaines études sur les écosystèmes forestiers des milieux tempérés froids ont montré que ce pool variait avec la variation de la végétation (Smolander et Kitunen, 2002 ; Kiikilä et al., 2005).

Un autre pool souvent associé à la fraction labile de la matière organique du sol à cause de son turnover relativement rapide (Gregorich et al., 1994 ; Six et al., 2002), est la **fraction légère de la matière organique** (light fraction : LF) qui jouerait un rôle, également, prépondérant dans la dynamique des nutriments (Paré et Bedard-Haugh, 2010) et constitue donc un pool intermédiaire ou transitoire entre les résidus non décomposés et la MO humifiée donc stable du sol (Saviozzi et al., 1999 ; Wang et Wang, 2011, Sbih et al., 2012). En plus de son turnover rapide, celle-ci aurait un C/N relativement élevé (Boone, 1994 ; Golchin et al., 1994 ; Whitbread, 1994 ; Gregorich et al., 1996 ; Tan et al., 2007) et réagit donc beaucoup plus rapidement aux changements dans l’utilisation des terres et les pratiques de gestion (Gregorich et Jurgen, 1996 ; Six et al., 2002 ; O’hara, 2006). Dans les agroécosystèmes, celle-ci aurait été considérée comme un bon indice de tous les changements engendrés par les différentes pratiques culturales (Sbih, 2002). En effet, les travaux de Wander et Traîna (1996) ont montré que les changements dans les pratiques de gestion des terres seraient beaucoup plus décelables au niveau de la fraction légère de la MOS qu’au niveau des substances humiques et de l’humine. Selon Sbih (2012) la fraction légère de la matière organique du sol (MO_L) pourrait être considérée comme étant à la fois source d’énergie pour la biomasse microbienne et précurseur humique potentiel. Toutes les deux fractions ont été considérées par le même auteur comme fraction active de la matière organique du sol (MOS).

Pour ce qui est de la **fraction dense** considérée comme étant la fraction humifiée donc stabilisée de la MOS, généralement liée à la matrice minérale ou contenue à l’intérieur des agrégats du sol (Sollins et al., 1984 ; Elliot et Gambardella, 1991 ; Christensen, 1992 ; Boone, 1994 ; Whitbread, 1994 ; Golchin et al., 1995 ; Kalinina et al., 2010) ayant une faible concentration en carbone et un rapport C/N relativement élevé. Elle est qualifiée de matière organique réfractaire, récalcitrante, résistante ou passive à cause de sa faible réactivité vis-à-vis des changements d’usage des terres, des pratiques de gestion et/ou à des changements climatiques.

Étant couvert d'une façon permanente ou quasi-permanence de végétation plus ou moins dense, les sols forestiers au même titre que les sols des prairies sont riches en matière organique. Cette qualité leur permet de jouer un rôle prépondérant dans la régulation des cycles du carbone, de l'azote et de l'eau. En effet, dans le cycle du carbone, le CO du sol représente le plus grand réservoir. À l'encontre des idées reçues, le carbone stocké par ce dernier est estimé entre 1 500 et 2 000 Pg C à 1 m de profondeur (2 456 à 2 m de profondeur environ), contre uniquement 650 Pg par la végétation et 750 Pg par l'atmosphère (Lal, 2007). De ce fait, les forêts associées à leurs sols contiennent jusqu'à deux à trois fois la quantité de carbone dans l'atmosphère (Hogan, 2013). Les flux de carbone entrants et sortants entre les compartiments atmosphérique et pédosphérique sont importants et peuvent être positifs (séquestration sous forme de Carbone organique) ou négatifs (émission de CO₂) (Robert, 2002).

Des études, relativement récentes, ont été axées principalement sur l'évaluation des effets des modes d'occupation et de gestion des sols sur leurs propriétés et leur potentiel de séquestration du carbone organique (Balesdent et al., 2000). Les travaux de Chen et Li (2003), Wang et Yang (2007), Shi et al. (2009) et Yang et al. (2007) ont accordé un intérêt particulier aux changements s'opérant dans la qualité du sol et à sa capacité séquestration du carbone en relation avec la conversion des forêts naturelles en plantations et/ou d'autres formes d'utilisation des terres. La conversion des forêts naturelles en plantations de conifères, par exemple, avait réduit considérablement le stock de carbone organique des sols des écosystèmes forestiers (Guo et Gifford, 2002) et à entraîner une baisse dans la qualité de la matière organique du sol (Behera et Sahani, 2003 ; He et al., 2006).

Les effets de la nature du couvert végétal forestier sur les propriétés physico-chimiques et biologiques des sols ont été, de par le monde, abondamment documentés. Par contre, peu d'informations sont disponibles sur l'influence d'une essence résineuse telle que le *Cèdre de l'Atlas* (*Cedrus atlantica*) en peuplements purs ou associés à d'autres espèces feuillues largement répandues dans nos écosystèmes méditerranéens tels que le *Chêne vert* (*Quercus ilex*) sur les changements dans la quantité et la notamment la qualité de la MOS.

Les objectifs assignés à cette étude sont la détermination des impacts du couvert forestier dominé par le Cèdre de l'Atlas et accessoirement une espèce feuillue tels que le Chêne vert sur la quantité et la qualité de la MOS et l'évaluation du potentiel que pourrait avoir la matière organique labile (extractible à l'eau chaude, la biomasse microbienne et fraction légère) pour être utilisé comme indicateur de la qualité de la MOS en sols forestiers.

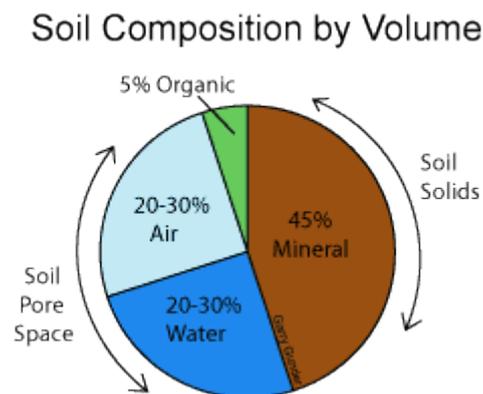
Afin d'évaluer les effets de la végétation sur la MO totale (CO, NT et rapport C/N) et ses différentes fractions, pool labile et pool récalcitrant, nous avons employés les indicateurs tels que le carbone et azote du pool labile (la biomasse microbienne, la fraction de la matière organique extractible à l'eau chaude et la fraction légère) et du pool récalcitrant (la fraction dense) dans les sols de trois stations forestières. Deux stations monospécifiques à Cèdre de l'atlas (*Cedrus atlantica*), à Chêne vert (*Quercus ilex*) et une station mixte à mélange des deux espèces dans une forêt à bioclimat subhumide frais de la région méditerranéenne semi-aride situé dans le Nord-est algérien, il s'agit de la forêt domaniale de Bélèzma dont une grande partie de son aire a été érigée en parc national.

Chapitre I

Synthèse bibliographique

1. La composition du sol

Les sols sont des systèmes complexes et thermodynamiquement ouverts qui échangent continuellement de l'énergie et de la matière avec le milieu environnant (Batjes et al., 1992 ; Otto, 1989). Ce sont donc des milieux très hétérogènes qui sont composés d'une matrice solide, constituée de matière minérale et de matière organique et d'une phase fluide (gaz et liquide) qui occupe l'espace poral laissé entre les particules solides, communément appelées microporosité et macroporosité. Celles-ci sont donc déterminées, respectivement, par la texture et la structure du sol et d'une multitude d'organismes vivants (Buisse et Aubinet, 2010). Le sol est donc constitué par l'assemblage de quatre composantes principales : les particules minérales, la matière organique (MO), l'eau et l'air. Les proportions volumiques de ces éléments varient essentiellement en fonction du type de sol et de son état d'humidité (Calvet, 2003). Ces gaz et ces liquides sont essentiels à la croissance des plantes et des micro-organismes du sol. Alors que les matériaux solides fournissent des nutriments pour la croissance des organismes vivants qui peuplent le sol. Les deux phases occupent chacune, à peu près, un même pourcentage volumique.



Source : <https://www.studyblue.com/notes/n/soils-cnp/deck/13856098>

La matière organique du sol (MOS), malgré son faible pourcentage volumique, joue un double rôle, l'un édaphique dans la fertilité des sols et l'autre d'ordre écologique.

2. Les différentes formes de la matière organique du sol

2.1 La matière organique vivante

Elle regroupe l'ensemble des organismes vivants du sol et peut représenter jusqu'à plusieurs dizaines de tonnes de matière fraîche par hectare.

2.1.1 La biomasse microbienne

Elle est constituée de champignons, de bactéries et d'algues. Les champignons interviennent dans la dégradation des débris végétaux. Les mycorhizes (champignons associés aux plantes) ont un rôle essentiel dans la nutrition des plantes. Leur pouvoir d'absorption de nutriments est supérieur à celui des cultures pour certains éléments (phosphore, azote).

Les bactéries participent aux processus de transformation des matières organiques (minéralisation et humification). Elles sont indispensables aux cycles du carbone et de l'azote du sol (bactéries fixatrices d'azote). Les algues accélèrent la dégradation de la roche-mère.

La fraction vivante (la biomasse microbienne) a un taux de renouvellement important, mais ne représente qu'un faible pourcentage (1 à 3 %) de la matière organique totale.

2.1.2 La faune du sol

Elle regroupe les animaux vivants sur et dans le sol : fourmis, termites, vers de terre, iules, scolopendres, nématodes,... À eux seuls, les vers de terre représentent plus de la moitié de la biomasse animale. L'activité de la faune du sol permet la fragmentation des matières organiques fraîches et le mélange des matières organiques avec les particules du sol ce qui facilite la création de porosité et la formation d'agrégats stables (structure grumeleuse).

2.1.3 La biomasse végétale

Dans le sol, la biomasse végétale est constituée par les racines. La production de racines contribue à l'apport de matière organique au sol (racines mortes et exsudats racinaires). Pour exemple, la canne à sucre produit chaque année 7 t/ha de matière sèche de racines. Les exsudats racinaires peuvent représenter eux jusqu'à plusieurs dizaines de tonnes par hectare.

De composition variée (sucres, acides aminés, acides organiques, vitamines, hormones, enzymes...), ils constituent la nourriture des micro-organismes vivant autour des racines,

micro-organismes ensuite impliqués dans divers mécanismes comme la nutrition des plantes et la protection des racines contre les agents pathogènes.

2.2 La matière organique non vivante

2.2.1 La matière organique fraîche

Elle regroupe la litière (débris végétaux à la surface du sol), mais aussi, les racines mortes, les exsudats racinaires, les déjections et les cadavres d'animaux. Cette matière organique fraîche va servir de support et d'aliment à la faune et à la biomasse microbienne. Les résidus végétaux constituent la première source de matière organique des sols.

2.2.2 La matière organique labile

Entre biomasse microbienne et humus très stable, cette fraction de la MOS appelée matière organique transitoire ou intermédiaire résulte de la décomposition de la matière organique fraîche. Elle a, souvent, été proposée comme pool *actif* de la MOS (Parton et al., 1994). La majeure partie des nutriments issus de la minéralisation de la matière organique ou de molécules issues du métabolisme microbien provient de cette fraction, au point où ce pool a été qualifié de "métabolite" (Lemaître et al., 1995b).

2.2.3 La matière organique stable ou humus

Substance colloïdale qui résulte de la transformation des sous-produits de la décomposition microbienne et des résidus de végétaux. L'humus provient de l'assemblage de certains produits transitoires et de matières minérales en de nouvelles molécules de plus en plus complexes. L'humus est en fait un mélange de molécules : acides créniques, acides humatomélaniques, acides fulviques, acides humiques et humines. La matière organique stable représente couramment plus de 90 % de la matière organique totale d'un sol.

Elle assure la fertilité du sol à moyen et long terme. La teneur en matière organique donnée par l'analyse de sol correspond en grande partie à cette forme : l'humus.

Cette fraction représente la composante stable de la MO, qui peut persister pendant plusieurs années dans les sols, surtout quand l'humus est intimement lié à la matrice minérale du sol (argile et limon). Le contenu en MO dans les sols dépend à la fois de la restitution de la biomasse au sol (prairie, culture, forêt), de l'apport de matières exogènes (fumier, boues de stations

d'épuration, compost...) et du taux de minéralisation et d'humification de la MO, ces deux paramètres étant fonction, entre autres, de la qualité du substrat organique et de l'environnement physico-chimique du sol (pH, température, humidité...).

L'humus participe dans une moindre mesure à la libération d'éléments. En effet, 2 à 5 % du carbone de l'humus peut être minéralisé chaque année (Fortin et al., 1982). Il constitue plutôt un réservoir d'éléments nutritifs dans le sol. En outre, la MOS considéré par les auteurs comme *active* c'est la biomasse microbienne et la fraction légère alors que celle considérée comme *lente* c'est la fraction passive constituée d'humus et celle qui est *inerte* c'est la fraction carbonisée.

3. Origine, composition biochimique des substrats organiques et leurs effets sur le taux de décomposition des MOS

3.1 Origine et composition biochimique

L'ensemble des constituants organiques morts ou vivants, d'origine végétale, animale ou microbienne, à différents stades de décomposition, présents dans le sol, appelé résidus, constitue les matières organiques du sol symbolisées souvent par l'acronyme MOS. Elles représentent en général 1 à 10 % de la masse totale des sols. Leur taux de décomposition est tributaire de leur composition biochimique et des conditions environnementales dans le sol. Elles sont composées essentiellement de polymères complexes telles que la cellulose (45 %), les hémicelluloses (20 %) et de lignines (20 %) et de molécules relativement simples telles que les sucres simples et d'amidon (5 %), les protéines (8 %) et des lipides et les cires (2 %). Ces derniers sont surtout des substances d'incrustation (cutine, cires, subérine, etc.). Au contact du sol, le degré de décomposition des résidus dépendra, non seulement de leur composition biochimique, mais surtout de la proportion de chaque composé entrant dans la constitution des tissus pariétaux. En moyenne, la composition des MOS est dominée à 58 % par des substances carbonées. Le taux de décomposition (temps de dégradation) des résidus végétaux se fait dans l'ordre décroissant suivant : sucres, protéines, hémicelluloses, celluloses, lipides et lignines.

3.2 Effet de la composition biochimique des substrats sur le taux de décomposition

La composition biochimique des résidus agit d'une manière, souvent déterminante, sur la dynamique de décomposition de la matière organique (Rousk et al., 2007). En effet, l'activité

des agents décomposeurs des MOS surtout les micro-organismes telluriques serait étroitement liée aux proportions entre les composés hydrosolubles (le glucose et les acides aminés), les hydrates de carbone polymérisés (la cellulose et l'hémicellulose), et la lignine qui est un polymère complexe de cycles aromatiques (Yadav et al., 2007). Ces différents composés n'ont pas les mêmes temps de dégradation et peuvent varier de 14 jours pour l'hémicellulose à 500 jours pour la lignine (Killham, 1994). En effet, les différents composants de la MO ne se dégradent pas à la même vitesse. Les composés hydrosolubles (protéines et hydrates de carbone) sont utilisés en premier par les micro-organismes, ensuite sont dégradées successivement l'hémicellulose, la cellulose et la lignine (Aubinet, 2010). En effet, pour les végétaux, l'ordre est le suivant : protéines > hydrates de carbone > cellulose et hémicellulose > lignine (Stevenson, 1986).

Une multitude de systèmes enzymatiques spécifiques produits par les bactéries et les champignons sont responsables de la dégradation des celluloses et des hémicelluloses alors que la lignolyse est un processus assuré exclusivement par des champignons lignivores (Baldock et al., 2000 ; Yadav et al., 2007). Il est unanimement admis qu'avec le temps, la concentration en lignine dans le matériau végétal augmente progressivement (Baldock et al., 2000). La lignine étant un polymère naturel très résistant à la dégradation, au fur et à mesure que les tissus végétaux se lignifient, le taux de décomposition se ralentit.

D'autres éléments chimiques jouent également un rôle important dans le processus de dégradation de la MOS (Aubinet, 2010). Il s'agit essentiellement de l'azote, du phosphore du soufre, qui sont présent aussi bien dans le sol et que dans les différents composés des résidus végétaux (les polysaccharides, les protéines, les acides aminés, les graisses et les cires). À titre d'exemple, étant indispensable à la nutrition minérale des végétaux et au métabolisme des micro-organismes décomposeurs, l'azote est considéré comme un facteur limitant dans les processus de décomposition. En effet, si les résidus végétaux ou les retombées biologiques au contact du sol sont pauvres en azote, les micro-organismes utilisent alors l'azote inorganique du sol pour satisfaire leurs besoins azotés. Les micro-organismes du sol entrent ainsi en concurrence avec les plantes pour cet élément et réduisent ainsi les quantités d'azote disponible à la croissance des plantes, on parle de *faim d'azote*.

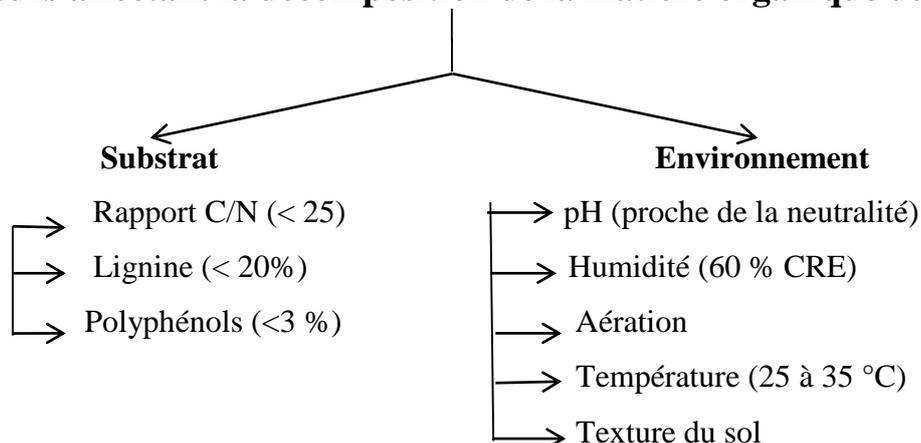
3.3 Effet du rapport C/N et de la lignine/azote sur le processus de décomposition des MOS

Le rapport entre la teneur en carbone (C) organique et la teneur en azote (N) organique du sol donne une information sur l'activité biologique du sol et sur le degré d'évolution de la matière organique. En effet, la vitesse de décomposition de la matière organique a été estimée satisfaisante dans un sol avec un rapport C/N compris entre 9 et 11. En dessous de cette valeur, la matière organique se décompose rapidement avec un risque de lessivage des nutriments libérés par la minéralisation (matière organique très labile). Au-dessus, l'activité biologique est réduite. La minéralisation est alors limitée, libérant peu d'éléments nutritifs pour végétation (matière organique très récalcitrante). En sols forestiers, par exemple, le rapport C/N dépend généralement de facteurs stationnels tels que les espèces d'arbres et de la gestion, mais aussi de facteurs environnementaux (Cools et al., 2014).

En sols forestiers, un rapport C/N élevé de la fraction légère de la MOS ce qui conduit à une immobilisation de N (Sollins et al., 1984).

En outre, un autre rapport qui semble relativement plus précis est également utilisé, c'est le rapport (lignine+polyphénols)/N. En effet, Dinesh et al. (2001) ont trouvé que les teneurs en lignine et en polyphénols influençaient très fortement la minéralisation de l'azote de sols ayant reçu différents amendements d'engrais verts. Ainsi, le rapport (lignine + polyphénols)/N expliquait la vitesse de minéralisation et la quantité N minéralisé avec un coefficient de corrélation de $-0,80$ à $-0,84$. La lignine intervient en formant des complexes avec les lignines complexes ligno-protéiques, rendant les protéines résistantes à la minéralisation. Le schéma ci-dessous, résume en fait, les facteurs influençant le rythme de décomposition de la matière organique du sol.

Facteurs affectant la décomposition de la matière organique du sol



4. Nature et différentes formes de MOS

Baldock et Nelson (1999) définissent la MOS comme étant la somme de composés organiques morts et vivants qui se trouvent dans ou à la surface du sol, indépendamment de leur origine ou de leur stade de décomposition. Globalement, la MOS a été subdivisée par Theng et al. (1989) en deux groupes, la MO vivante (5 %) et morte (95 %). Les composés vivants de la MOS comprennent les racines des plantes, les macroorganismes (pédofaune) et les micro-organismes. Tandis que les composants non vivants comprennent la MO libre, MO protégé, l'humus (MO stable : 60 à 80 de la MO totale du sol) et le charbon (MO inerte).

4.1 Modalités de classification des constituants organiques du sol

Une des modalités les plus exhaustives est celle adoptée par Calvet (2003) est celle qui, outre les constituants vivants, subdivise les constituants morts en MO particulaire regroupant la litière, la MO grossière (dense fraction), la MO légère (light fraction) et en MO moléculaire rassemblant les substances non humiques et les humiques (acides humiques, fulviques et humines).

Constituants *vivants*

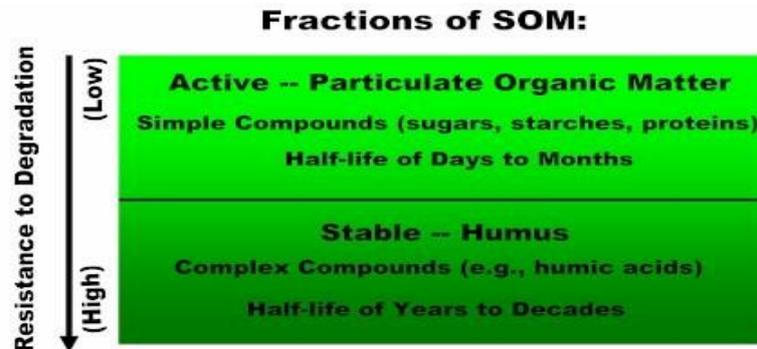
- Tissus *végétaux*.
- Corps *microbiens* vivants (microflore vivante, biomasse microbienne du sol).
- *Animaux* du sol (microfaune, mésofaune et macrofaune).

Constituants *morts*

- Matière organique **particulaire** {
 - Litière
 - MO « *grossière* »
 - MO « *légère* »
- Matière organique **moléculaire** {
 - substances *non humiques*
 - substances *humiques* {
 - Acides *humiques*
 - Acides *fulviques*
 - **Humine**

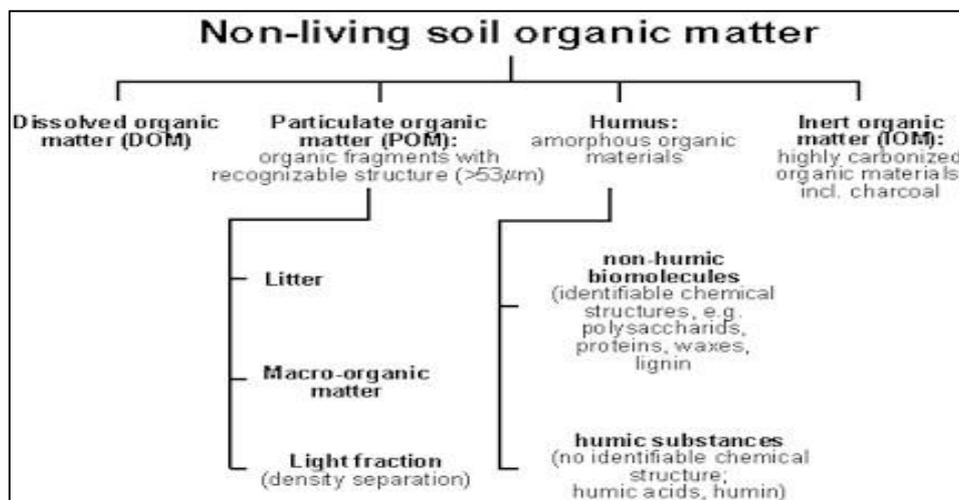
Une des classifications des MOS établies par les auteurs anglo-saxons est celle qui tient compte du degré de décomposition de celle-ci. En effet, celle-ci est subdivisée en MO ayant un

haut et celle ayant un faible degré (MO active) de résistance à la dégradation (MO stable donc humifiée). Le schéma suivant inspiré du site <http://www.treepower.org/soils/soilorganicmatter.html> résume cet état de fait



Le même site estime que la fraction non vivante de la matière organique peut être à son tour subdivisée en 4 classes (Figure ci-dessous) :

- Matière organique soluble,
- Matière organique particulaire (MOP) : constituée principalement de fragments organiques ayant une structure reconnaissable et dont le diamètre moyen dépasse 53 µm. Elle est composée de litière, des fragments macroscopiques de la matière organique et de la fraction légère. Cette dernière étant évidemment obtenue par séparation densimétrique,
- L'humus : qui est un ensemble de matériaux organiques amorphes. Dans cet ensemble entre deux catégories de particules. Les bio-molécules non-humiques, de structure chimique identifiable, tels que les polysaccharides, les protéines, les lipides et les cires. La seconde catégorie ; ce sont les composés humiques (acides créniques, apocréniques, humathométaniques, fulviques, et humiques et humines). De poids moléculaires croissants,
- Matière organique inerte : c'est l'ensemble de matériaux hautement carbonisés tels que le charbon.



4.2 Modalités de classification selon les turnovers des différents pools de la MOS

En compte du taux de renouvellement (ou temps moyen de résidence), la MOS peut être divisé en en compartiment labile, lent et récalcitrant Six et al. (2002). Dans les écosystèmes forestiers, comparé à la MOS totale, la MOS labile avec un turnover rapide est très sensible aux modes de gestion, aux changements d'occupation par la végétation et d'utilisation des sols (Gregorich et al., 1994 ; Laik et al., 2009). Cependant, la MOS soluble dans l'eau, bien qu'elle ne représente qu'une partie infime de la MOS contribue au cycle des éléments nutritifs du sol et constitue la principale source d'énergie et de substrat des microorganismes du sol (Qualls et al., 1991). Des

études ont même montré que, par exemple dans les écosystèmes forestiers tempérés, la MOS hydrosoluble était différente sous différents types de végétations (Smolander et Kitunen, 2002; Kiikkilä et al., 2005). En outre, une autre forme de MOS vivante, à savoir la biomasse microbienne du sol a été de tout temps suggérée comme un indicateur sensible de l'évolution de la MOS totale, car elle répond beaucoup plus facilement aux modifications qui s'opèrent dans le sol suite à un changement du couvert végétal ou de l'utilisation des terres (Warembourg et al., 2003). La fraction légère de la MOS, représente un pool transitoire entre les résidus non décomposés et humifiés de la MOS, répond beaucoup plus rapidement aux changements dans l'utilisation des terres et des pratiques de gestion (Six et al., 2002; O'Hara et al., 2006). En fonction de son emplacement dans la matrice du sol, la MOS légère peut être, à son tour, subdivisé en deux autres fractions (Golchin et al., 1994; Six et al., 1998). Une fraction légère *libre* située entre les agrégats et une fraction légère *occluse* située à l'intérieur des agrégats du sol. Comparé à la fraction légère libre, la fraction légère occluse contient plus de carbone alkyle et moins de carbone O-alkyle (Golchin et al., 1994). Étant donné, que ces fractions sont toutes d'origine végétale, la végétation forestière pourrait affecter leur composition et leur nature.

5 Les fonctions de la MOS

La matrice organique est en fait la composante la plus hétérogène et la plus complexe de toutes les composantes du sol et qui est la matrice dont la proportion est la plus faible dans le sol rempli de multiples fonctions importantes dans le sol (fonctions agricoles) et pour l'environnement (parmi elles la séquestration des gaz à effet de serre et la qualité de l'air et la complexation des ETM). Il n'en demeure pas moins qu'un des rôles clés de la MO, c'est qu'elle est le principale l'indicateur de la qualité et donc de la fertilité des sols.

Composante importante de la fertilité qui elle-même est une composante essentielle de la qualité des sols (Chaussod, 1996), la matière organique, par sa qualité et sa quantité du sol, joue un rôle primordial aussi bien dans les écosystèmes que les agrosystèmes et remplit des fonctions édaphiques et environnementales de premier plan. Elle joue un rôle essentiel dans la pédogénèse (la chélation de certains éléments pour la formation de complexes organométalliques ou chélates, avant leur solubilisation et leur migration dans le sol et la formation d'horizons particuliers, podzols) et dans le maintien de la qualité du sol, en particulier au niveau de la rétention en eau (*rôle physique* de la MOS) et de la restitution par minéralisation (*rôle chimique*) d'éléments nutritifs aux plantes (azote, phosphore, calcium, magnésium...).

En outre, la MO du sol (MOS) représente un réservoir important dans le cycle du carbone (*rôle écologique*). En effet, dans un contexte de réchauffement climatique, elle peut constituer une source ou un puits de carbone. Des études récentes ont démontré l'importance de la séquestration du CO₂ atmosphérique dans ce réservoir : le carbone est d'abord immobilisé dans les tissus des végétaux avant d'être, soit partiellement minéralisé (c'est-à-dire délibéré sous forme de gaz carbonique), soit partiellement stabilisé dans le sol sous forme d'humus. Maintenir ou augmenter la quantité de MO du sol peut donc avoir un effet significatif sur les concentrations de CO₂ atmosphérique, en limitant une partie des émissions de gaz à effet de serre. Le mode d'occupation des sols (forêts, prairies, cultures) peut avoir des effets positifs ou négatifs sur la séquestration du carbone dans le sol. De ce fait, il est impératif dans contexte de changements climatiques globaux, de favoriser des modes d'occupation et de gestion des sols qui favorisent la séquestration du carbone. En plus, la MOS humifiée peut jouer un second rôle environnemental, tout aussi important que le premier dans la complexation des éléments traces métalliques (ETM).

Une des fonctions principales de la MO du sol est la stabilisation des agrégats (rôle physique), ces derniers participent à la formation de pores essentiels au transport de l'eau et de l'air dans les sols.

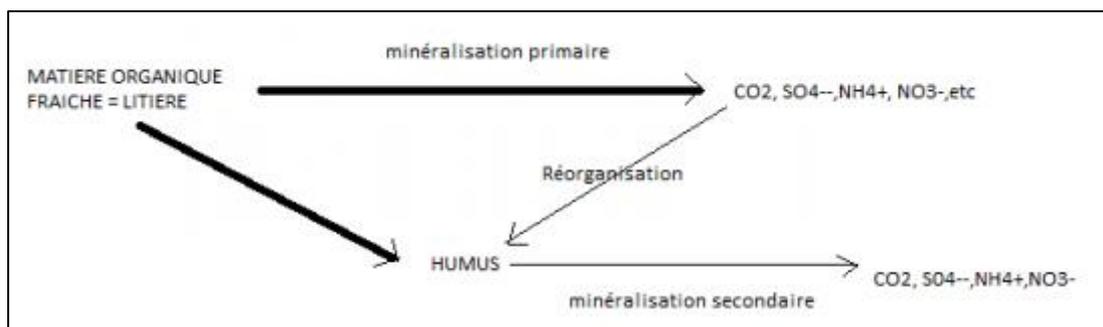
C'est surtout la fraction la plus active de la MO (biomasse microbienne et polysaccharides, p.ex.) qui conditionne la stabilité des agrégats et indirectement, la structure du sol (effet antiérosion et anticompression) (Rôle physique).

La fraction organique du sol fournit aussi une grande diversité d'habitats et une source d'énergie pour la faune (lombrics, acariens, nématodes...) et la microflore (champignons, algues, microorganismes...) du sol. La plupart de ces organismes décomposent la MO, maintiennent les propriétés physiques du sol et facilitent, dans certains cas, l'accès des plantes aux nutriments (mycorhizes, rhizobium p.ex.). Ils peuvent également intervenir dans la dégradation de certains micropolluants organiques (pesticides, hydrocarbures...) (Effet écologique ; biorémédiation) avant que ceux-ci n'atteignent les eaux de surface ou les eaux souterraines.

6. Évolution de la matière organique du sol

6.1 Processus d'évolution

La matière organique évolue suivant deux processus : la minéralisation et l'humification.



Source : <http://www.vdsciences.com/pages/sciences-agronomiques-de-base/pedologie-sols-et-proprietes-des-sols/pedologie-12.html>

6.1.1 La minéralisation

6.1.1.1 Le processus

Deux processus de minéralisation s'opèrent simultanément dans le sol. Dans une première étape, ces processus sont amorcés par la fragmentation de la matière organique fraîche (litière) qui est découpée en petits morceaux pour être ensuite mélangée à la fraction minérale par la faune du sol. En second étape, c'est la biomasse microbienne qui prend le relais en transformant celle-ci en dioxyde de carbone (CO₂), en eau et en divers éléments nutritifs ; il s'agit du processus de minéralisation primaire. Cette minéralisation est responsable de la fourniture des quantités de nutriments très variables selon la nature et la quantité de matière organique apportée au sol. Un autre processus de minéralisation dite secondaire, touche cette fois-ci, le stock de matière organique humifiée. Il s'agit d'une transformation lente fournissant également une quantité d'éléments nutritifs régulière et qui est assez indépendante des apports biologiques récents, cependant, elle ne dépend que de l'activité de la biomasse microbienne. La minéralisation secondaire correspond à une perte (ou une sortie) de l'humus du sol. À ces deux processus, s'ajoute, d'une manière concomitante, un autre de synthèse ; il s'agit du processus d'humification. Contrairement aux deux autres, il permet par polymérisation et polycondensation oxydative de synthèse des molécules complexes à haut poids moléculaire ; molécules humiques.

6.1.1.2 Facteurs influant sur le stock des MOS

L'évolution du stock de carbone organique dans les sols résulte de l'équilibre entre les apports de matières organiques végétales (entrées) au sol et leur minéralisation (sorties) (Robert, 2002).

Le stock de carbone organique des sols résulte de l'équilibre entre le volume des apports végétaux au sol et la vitesse de minéralisation et dépend des types de sols et de leur occupation. Ainsi, il a été approximativement estimé à 40 t/ha sous-sols cultivés, à 65 t/ha sous prairie et à 70 t/ha sous forêt en moyenne dans les 30 premiers cm du sol.

De nombreux facteurs ont un effet sur la minéralisation. Ces facteurs ont une action sur la minéralisation parce qu'ils agissent sur le développement et/ou l'activité des organismes vivants du sol.

Ainsi les facteurs qui peuvent influencer sur son évolution sont principalement le climat, la végétation, le matériau parental (matières ayant donné naissance au sol), la topographie (formes du relief), l'utilisation des terres et les pratiques agricoles sont tous des facteurs qui influent sur la matière organique du sol.

6.1.1.3 Les facteurs physico-chimiques du sol

A- La température du sol

Une corrélation positive entre la respiration hétérotrophe et la température du sol est maintenant bien établie (Perrin et al., 2004). Celle-ci se traduit par un dégagement du CO₂ vers l'atmosphère. Ce terme est l'ultime phase de l'activité biologique du sol et de la minéralisation de la matière organique. Bien que ce mécanisme peut être influencé par d'autres facteurs tels que la disponibilité en substrat et de la teneur en eau, mais c'est de la température dont il est le plus sensible (Gu et al., 2004; Kirschbaum, 1995; 2006). En effet, ce dernier augmente exponentiellement avec le processus de minéralisation de la MOS (Buisse et Aubinet, 2010). Ce dernier est limité par une température faible, car l'activité des microorganismes n'est à son optimum qu'à une température comprise entre 25°C et 40°C. Il est généralement admis que le Q₁₀ (facteur par lequel le taux de respiration augmente pour un accroissement de la température de 10°C) qui exprime la sensibilité de la respiration du sol, et donc du processus de décomposition de la MOS à la température, soit actuellement considéré comme un paramètre important dans la modélisation des effets du réchauffement climatique sur la libération du carbone des écosystèmes (Tao et al., 2009). En effet, ces mêmes auteurs ont réussi à démontrer

que pour les valeurs du Q_{10} optimisé étaient spatialement très hétérogènes et varient en fonction des facteurs environnementaux. En général, les valeurs du Q_{10} tendent à être élevées dans les régions situées en hautes latitudes. En effet, les valeurs moyennes sont celles enregistrées dans le biome de la toundra et les plus petites dans celui du désert.

Lors d'une expérience menée en laboratoire sur des sols agricoles (pauvres en matière organique et à pH élevé) et des sols forestiers (humus à teneur en matière organique élevée et à faible pH) du sud de la Suède, Pietikäinen et al. (2005) en comparant les taux de croissance de populations fongiques et bactériennes, avaient trouvé des valeurs optimales à des températures autour de 25-30°C, alors qu'à des températures plus élevées les valeurs enregistrées ont été faibles. En revanche, le taux de respiration enregistré a augmenté sur presque toute la gamme de température, cependant il était à son apogée autour de 45°C. Ainsi, à des températures supérieures à 30°C il y avait un découplage entre le taux de respiration instantanée et l'activité bactérienne et fongique. À ces températures élevées, le taux de respiration a suivi de près la relation de température Arrhenius. Ils concluent alors qu'au-delà d'un certain optimum, le taux de respiration commence à diminuer et à partir de 45 – 50 °C, températures auxquelles la majorité des enzymes commencent à être dénaturées, la respiration chute abruptement.

B - État hydrique du sol

À côté de la température, l'humidité du sol est un facteur écologique abiotique très important en jouant un rôle capital dans la distribution et l'activité des micro-organismes telluriques. L'humidité du sol et la teneur en matière organique des sols sont les deux caractéristiques édaphiques les plus étroitement liées aux caractéristiques des communautés microbiennes.

La croissance de celles-ci serait optimale à des valeurs de l'humidité du sol proches de la capacité au champ, c'est-à-dire lorsque la réserve utile en eau du sol est complètement alimentée. De ce fait, trop d'humidité empêche la circulation de l'oxygène nécessaire à la respiration des organismes vivants. À l'inverse, la sécheresse affecte les populations microbiennes et provoque leur inactivité. En effet, pour des teneurs en eau optimales, les pores du sol sont remplis environ à moitié d'eau (microporosité) et d'air (macroporosité). Cela permet donc aux micro-organismes à l'accès aussi bien au substrat qu'à la diffusion de l'oxygène. Lorsque l'eau occupe toute la porosité, la diffusion de l'oxygène jusqu'aux micro-organismes n'est plus suffisante. L'humidité du sol et le contenu en matière organique sont les paramètres édaphiques les plus étroitement liés aux caractéristiques des communautés microbiennes (Beth Brockett et al., 2012).

Par ailleurs, il semble clair que les facteurs température et humidités du sol interagissent ; la teneur en eau du sol, au travers de la disponibilité du substrat, exercerait en effet un rôle important dans la réponse de la respiration à la température (Liu et al., 2006a). En effet, les résultats de Zengin et al. (2008) sur les effets combinés, de la température et de l'humidité sur une période de 30 jours sur des sols évoluant sous *Acacia cyanophylla* suggèrent qu'une capacité au champ de 80% serait la meilleure humidité pour l'activité microbienne pour des températures oscillant entre 23°C et 28°C.

C - La teneur en oxygène (O₂)

La décomposition de la MOS, tout comme les racines des plantes, est un processus qui demande de l'oxygène pour être réalisé. En effet, ce processus est gouverné par des micro-organismes du sol qui sont, la plupart du temps, aérobies strictes, ils ont de ce fait besoin d'oxygène pour vivre. Par voie de conséquence, un manque d'oxygène réduit drastiquement la biomasse microbienne qui ne dégrade peu voire plus la MOS. Celle-ci s'accumule et les éléments nutritifs ne seront plus disponibles pour les plantes. Une bonne structure du sol est, souvent, matérialisée par une multiplication du nombre de pores et de galeries entre les agrégats est donc favorable, non seulement à la minéralisation de la MOS, mais aussi à la vie de la microflore et la microfaune du sol. En outre, un manque d'oxygène perturbe les processus métaboliques des plantes, ce qui entraîne l'accumulation des substances toxiques et la faiblesse d'absorption des nutriments. Quand le taux d'oxygène du sol est inférieur à 1% les racines meurent.

D - Le pH du sol

La réaction du sol a un impact direct sur la vie microbienne du sol (Lynch, 1995). En effet, l'activité de la biomasse microbienne, qui les agents responsables de la minéralisation de la MOS, n'est prospère qu'aux alentours de la neutralité ($6 \leq \text{pH} \leq 7$). De ce fait, l'acidité et l'alcalinité affectent non seulement la disponibilité des nutriments, mais aussi la décomposition de la matière organique par les organismes du sol (Bellows, 2001). C'est la raison pour laquelle, dans les sols acides (cas des podzols, par exemple), la matière organique s'accumule. Car l'activité et la biodiversité spécifiques sont limitées, à cause de la forte acidité de ces milieux. En effet, dans de tels milieux, c'est la flore fongique qui prospère le plus.

E - La composition chimique du sol

Les sols riches en bases échangeables sont des sols où le pH est proche de la neutralité à alcalin. Cet état de fait favorise l'activité biologique des sols. La minéralisation est plus importante dans

les sols riches en matière organique. Le manque de l'azote ou un autre élément, provoque l'inhibition de la dégradation de la matière organique par les microorganismes ne peuvent dégrader. Dans les sols où il y a quantité élevée en certains composés (calcaire, allophane, par exemple), la biomasse microbienne ne peut attaquer à la matière organique, même si elle est en quantité élevée, car elle est protégée par une sorte de gangues calcaire (sols calcimagnésiques) ou aluminique (andosols). De ce fait, des teneurs élevées en matière organique, dans certains sols, ne sont pas forcément synonymes de fertilité.

F - La teneur en calcaire actif

Une forte teneur en calcaire actif favorise la minéralisation primaire (structure grumeleuse), mais réduit la minéralisation secondaire. Le calcium du calcaire protège l'humus contre l'action des microorganismes.

G - La texture et la structure

La texture du sol joue un rôle important dans l'accessibilité des micro-organismes à la matière organique qu'ils décomposent. En effet, la matière organique du sol en se liant aux minéraux argileux sera totalement protégée contre les attaques enzymatiques libérées par les micro-organismes du sol (Baldock et al., 2000 ; Huang et al., 2005). La texture du sol influence également la diffusion du CO₂ dans le sol en interagissant de manière importante avec la teneur en eau (Bouma et al., 2000).

La structure, en conditionnant le niveau d'aération et de drainage du sol, influence fortement les taux de respiration des micro-organismes décomposeurs (Parton et al., 1987). La structure du sol peut, à son tour, être affectée par la qualité et la quantité de matière organique qui déterminent les possibilités d'agrégation des particules de sol.

6.1.2 Humification

6.1.2.1 Le processus

La formation de l'humus, ou humification consiste en des recombinaisons de molécules organiques de nature diverses. Chimiquement, il s'agit d'une polymérisation ou une série de polycondensation oxydative de molécules complexes déjà présentes dans le sol ; de molécules simples venant directement de substrats organiques récemment dégradés par la flore et la faune du sol et très peu de molécules directement issues des débris végétaux ou animaux. Le processus d'humification, suite à cette série de recombinaisons chimiques complexes

(condensation et polymérisation), des molécules riches en N sont incorporées dans les macromolécules humiques (N incorporé entre des noyaux aromatiques, phénoliques et quinoniques, c'est la position hétérocyclique) suivies de pertes considérables des chaînes aliphatiques carbonées.

L'humification permet d'assurer une bonne structure au sol en faveur d'une fertilité accrue. Elle est également à l'origine d'un important stockage de carbone dans le sol dont l'intérêt est bien connu dans le contexte de réchauffement climatique (Calvet, 2003).

6.1.2.2 Classifications des composés de l'humus

Les composés de l'humus sont classés en fonction de leur masse moléculaire, obtenue grâce à des procédés d'extraction chimiques, moyennant des agents alcalins et acides très puissants, physique centrifugation et décantation à fortes vitesses de rotation. De ces procédés découlent un ensemble de molécules, de tailles moléculaires croissantes. En effet, dans il s'agit des acides créniques, des acides hymatomélaniques, des acides fulviques et des acides humiques (gris et bruns) ainsi que des humines qui peuvent avoir des origines diverses (microbienne, résiduelle ou héritée des matières organiques d'origine).

Le rapport C/N qui traduit l'état de l'activité biologique des sols est un autre critère permettant de classer la matière organique humifiée du sol. En effet, en tenant compte de ce paramètre, les humus sont classifiés en humus de type *mull* avec un C/N compris entre 8 à 15. Il s'agit là, d'une matière à un d'évolution stade très avancé où l'activité biologique est intense. Elle confère au sol un état complètement aéré grâce à la structure grumeleuse réalisée par des lombrics. Ce type d'humus se forme généralement sous une végétation améliorante, riche en azote, feuillue à C/N faible et dans les zones à climat tempéré. Avec un C/N compris entre 15 à 25, le *moder* est un humus qui « se met en place » lorsque les conditions physico-chimiques édaphiques et climatiques limitent l'activité des bactéries et des vers de terre. La microflore fongique devient plus active au détriment de celle des bactéries. Certains types d'insectes et d'arthropodes trouvent dans cet humus, un milieu idéal pour leur développement. La composition chimique et biochimique de végétation qui y pousse fournit une matière organique fraîche difficilement biodégradable. Sa décomposition au contact du sol est incomplète. Dans ce type d'humus, la structure du sol est plutôt massive ou particulaire. Le *mor*, est un humus où l'activité biologique est extrêmement faible (C/N > 25). Le processus de minéralisation est ralenti, en raison d'une activité biologique limitée. Cet humus est le résultat d'une matière organique non biodégradée provenant d'une végétation acidifiante. On le retrouve, surtout dans

les sols des zones boréales où le climat froid et la végétation acidifiante n'aident pas à la prolifération d'une pédofaune et d'une microflore tellurique importante permettant une transformation vers des stades avancés d'évolution de la matière organique du sol.

6.1.2.3 Les agents et les facteurs régissant le processus

La formation de l'humus dépend des microorganismes présents et surtout des enzymes qu'ils libèrent. Comme pour le processus de minéralisation de la matière organique, beaucoup de facteurs interviennent : les facteurs physico-chimiques et biologiques du sol ainsi que la nature du couvert végétal.

Les agents responsables de la transformation de la matière organique sont variés. Allant de l'intervention chimique, mais surtout mécanique des éléments de microfaune dominée par des invertébrés passant par la microflore bactérienne et fongique qui achève, par leurs sécrétions enzymatiques, le travail entamé par les premiers (Wardle et al., 1997). C'est la composition biochimique des résidus végétaux au contact du sol, qui est responsable de la composition des communautés microbiennes (Rousk et al., 2007) ainsi que l'ordre chronologique d'intervention des différents types d'organismes vivants dans le processus de transformation (Wardle et al., 1997). Les retombées biologiques dans les écosystèmes forestiers et les apports de MO fraîche dans les agrosystèmes stimuleraient l'activation des micro-organismes du sol qui sont en état de vie de ralentie (par sporulation ou enkystement) (Stenström et al., 2001 ; Fontaine et al., 2003). En réaction à cet apport naturel ou artificiel de substrat organique, les micro-organismes sortent de leur léthargie et subissent une stimulation de leur activité. Ainsi, le taux de décomposition de la matière organique, rapidement et à court terme, augmente d'une manière significative c'est le « *priming effet* » (Fontaine et al., 2003).

Les complexes enzymatiques secrétés, au cours de la transformation et le recyclage de la matière organique, par la microflore du sol, sont adsorbés sur les particules minérales sous l'action de forces électrostatiques, ioniques, covalentes, hydrophobes et des liaisons hydrogènes et de van der Waals (Buisse et Aubinet, 2010). Une fois, les enzymes libérées dans le sol, elles se lient à des substrats variés. Leur efficacité catalytique, dépendra alors non seulement de la température régnant dans le sol, mais aussi de la nature et les propriétés du substrat auquel elles se lient (Huang et al., 2005).

Il est généralement admis qu'à cause leur richesse en lignine et leur pauvreté en azote, les racines des plantes seraient une source essentielle de l'humus du sol. C'est en saison automnale

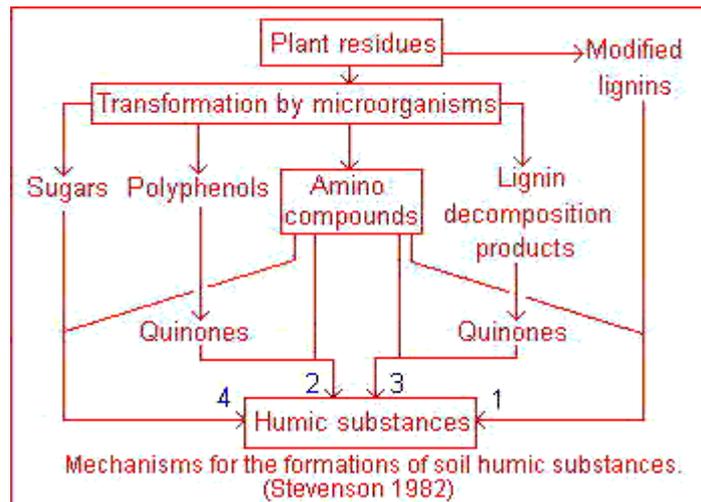
que le processus d'humification s'intensifie (Bachelier, 1974). En revanche, selon le même auteur, les gels de l'hiver, en créant des conditions de pseudodessiccation, favorisent la condensation des substances humiques et préhumiques. Au printemps que l'humification s'achève et le débute de leur lessivage humique.

6.1.2.4 La théorie de l'humification

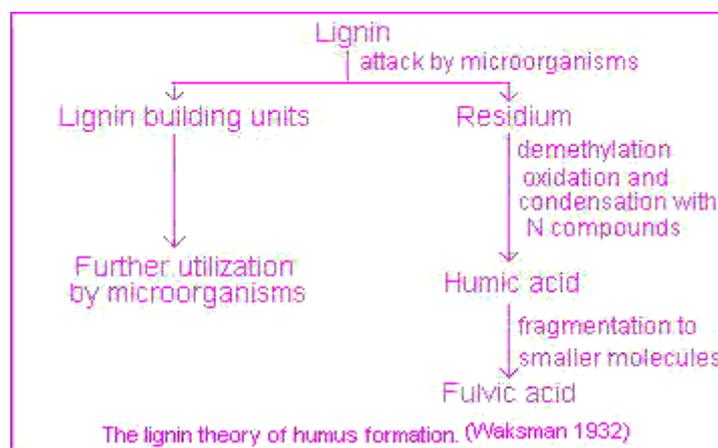
Les polyphénols provenant de la transformation de la lignine des résidus végétaux sont des précurseurs humiques de choix. Fuit par les pédofaunes, leur présence rend, souvent, les litières peu digestives par la faune (Bachelier, 1974). En effet, le tannage des tissus végétaux, qui est une complexation tanno-protéiques, exacerbe l'ingestion des litières pour de nombreux animaux, entre autres, les vers de terre.

La théorie de l'humification a vu le jour avec les travaux anciens d'Alexandrova (1960) et de Kononova (1961), travaux qui sont restés d'ailleurs d'actualité. Chimiquement, en milieu basique et par voie bactérienne, les chaînes latérales de protéines et d'acides aminés se fixent sur des noyaux quinoniques dérivant des composés aromatiques sous l'influence des oxydases végétales et animales (Bachelier, 1974). L'azote ammoniacal rend davantage le milieu basique et se met entre les noyaux quinoniques, c'est la position dite hétérocyclique. Les acides humiques résultant de ces réactions peuvent interagir, à leur tour, pour donner naissance à des cations échangeables ou les sesquioxides hydratés de fer et d'alumine pour donner naissance à des composés organominéraux. Ces derniers à leur tour peuvent s'agréger avec des argiles et des acides humiques simples pour donner des colloïdes organominéraux énergiquement floculables par le calcium (Bachelier, 1974).

La littérature scientifique est quasi-unanime que la grande partie des acides humiques du sol dérive de la lignine. Mais en fait, depuis longtemps, il y a eu trois à quatre théories qui s'affrontent. Il existe, de ce fait, trois à quatre voies permettant de donner une explication sur le processus complexe de formation de substances humiques au cours de la décomposition des résidus végétaux et animaux au contact du sol.

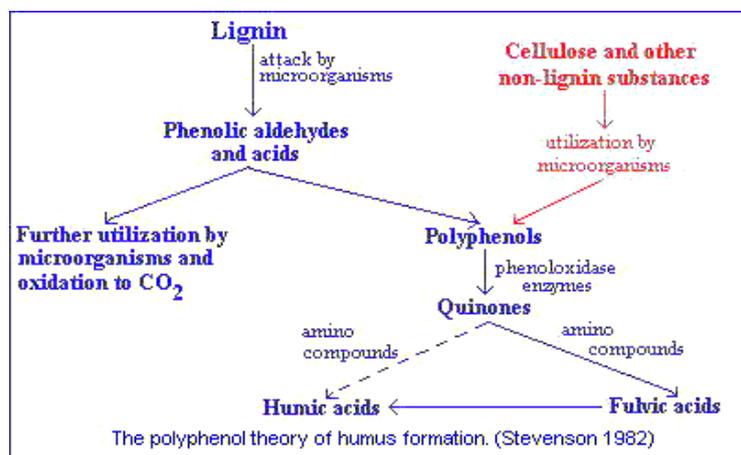


La première voie qui est, sans doute, la plus classique et la plus évoquée, c'est celle basée sur les travaux de Waksman. Pour cet auteur, les composés humiques ne sont en fait que des lignines modifiées. En présence d'une humidité et d'une aération suffisantes, les champignons, les actinomycètes et certains groupes bactériens consomment tout d'abord, le matériel végétal non ligneux pour ensuite entamer la dégradation de la lignine (Prévot, 1970). La lignine, étant un polymère très complexe, génère, après des oxydations et des déméthylations successives, des noyaux aromatiques à fonction acide qui évoluent vers des fonctions phénoliques et quinoniques.

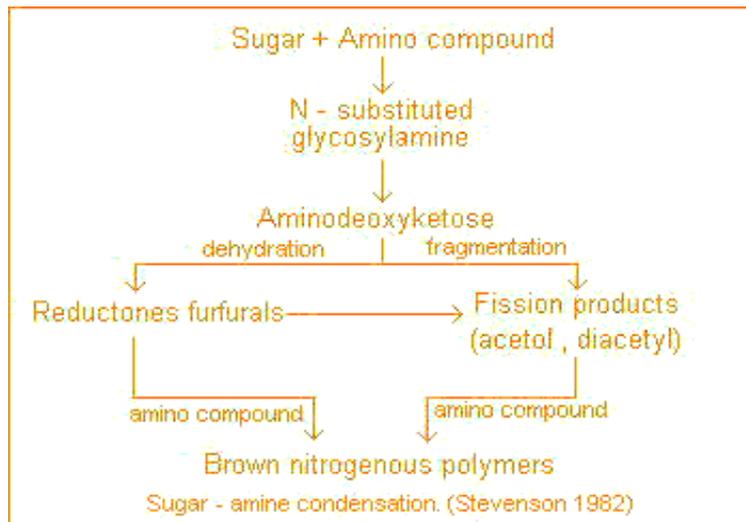


Cependant, la majorité des chercheurs s'accordent à dire que c'est par les voies 2 et 3 que les humus se forment. Ce mécanisme implique également les quinones est qualifié de théorie des polyphénols. Dans la troisième voie, malgré le fait que la lignine se dégrade différemment, cependant elle persiste à occuper également un rôle de premier ordre dans la synthèse de l'humus. En effet, dans ce cas ce sont les aldéhydes phénoliques et les acides libérés au cours de l'attaque microbiologique de la lignine qui subissent une conversion enzymatique en

quinones, qui se polymérisent en présence ou en absence de composés à fonction amine pour former des macromolécules. La deuxième voie, n'est pas tout à fait différente de la voie 3, sauf que dans ce cas, la source des polyphénols, synthétisés par les micro-organismes, provient d'une autre source carbonée autre que la lignine (par exemple, Cellulose). Les polyphénols sont ensuite oxydés par des complexes enzymatiques en quinones et convertis en substances humiques. Selon, certaines sources bibliographiques, la théorie classique de Waksman est maintenant considérée comme obsolète par de nombreux chercheurs. Selon les concepts actuels, les quinones provenant des lignines, ainsi que ceux synthétisés par des microorganismes, sont les principaux substrats à partir desquels les substances humiques sont fabriquées. Cependant, dans les écosystèmes forestiers, en raison de son abondance quantitative dans les tissus végétaux, il constitue de ce fait, la principale source de précurseurs d'humus.



La théorie de la condensation impliquant des réactions entre sucres et acides aminés et qui conduit à la formation de mélanoidines est une des voies naturelles les plus importantes de l'humification (Ikan et al., 1996). Ce concept de l'humus formé à partir des sucres, est communément appelé réaction de Maillard (1913). Au cours de ce processus, les sucres réducteurs et les acides aminés, résultant du métabolisme microbien (sous-produits), subissent une polymérisation conduisant à des polymères non enzymatiques azotés bruns. Selon le même auteur ces produits ressemblent fortement à ceux formés au cours de la déshydratation de certains produits alimentaires à des températures modérées.



Une objection majeure à cette théorie est que la réaction se déroule assez lentement aux températures régnant dans les conditions ambiantes des sols. Toutefois, des changements drastiques et fréquents dans l'environnement du sol (de congélation et décongélation, de mouillage et de séchage), et le mélange des réactifs avec un matériau minéral ayant des propriétés catalytiques peuvent faciliter la condensation. Une caractéristique intéressante de la théorie est que les réactifs (sucres, acides aminés, etc.) sont produits en abondance à travers les activités de micro-organismes. Le grand attrait de la Maillard dans les processus de réaction se situe dans la humification deux précurseurs proposés (sucres et acides aminés) étant parmi les constituants les plus abondants de milieux terrestres (Anderson et al., 1989).

7. Modèles d'estimation du potentiel de minéralisation du carbone (ou respiration du sol) et de l'azote du sol

L'étude de la respiration du sol est essentielle pour comprendre la dynamique globale du carbone. Il est unanimement admis que le mode d'occupation des sols, le mode de gestion et des pratiques culturelles sont des facteurs anthropiques pouvant accélérer ou au contraire limiter le phénomène de réchauffement climatique causé par les émanations des gaz à effet de serre (GES) en direction de l'atmosphère. En effet, La conversion des sols des forêts ou de prairie en sols de culture (changements d'usage des terres ou Land-use changes, des Anglo-saxons) entraîne une diminution rapide de leurs stocks de carbone. Arrouays et Pélissier (1994) ont remarqué, par exemple, en sols français qu'en moins de 10 ans une perte de carbone évaluée à 50 % sur sols forestiers convertis en culture. En outre, le type de végétation serait un facteur biotique critique influençant la respiration du sol dans les écosystèmes forestiers (Hibbard et al, 2005; Li et al, 2006). De nombreuses études sur la respiration du sol ont été menées dans les forêts

boréales (Xu et Qi, 2001; Menyailo et al., 2002; Soe et Buchmann, 2005), et les forêts tropicales (Li et al, 2006.). Il n'en demeure pas moins qu'à travers le monde, beaucoup de points d'ombre subsistent quant à l'influence du type de végétation sur la respiration des sols forestiers. En effet, les résultats des travaux ont été contradictoires quant à la réponse de la respiration des sols sous l'influence de différentes espèces d'arbres (Chodak et Niklińsha 2010; Weand et al., 2010; Vesterdal et al., 2012).

C'est dans ce contexte que de nombreux modèles de dynamique du C du sol ont été développés pour simuler le devenir du carbone. La majorité de ces modèles répartissent la MOS en compartiments ayant des vitesses de dégradation différentes et prennent en compte les variables affectant la dynamique du C tel que le climat, la texture du sol et les pratiques culturales dans des modèles sont nécessaires pour prévoir leur dynamique dans le sol. En effet, la modélisation, par exemple du carbone du sol, divise la MOS en pools ayant des taux de décomposition et donc des temps de résidence moyens (TMR) différents (Parton et al., 1987 ; Coleman and Jenkinson 1996, Liski et al. 2005). La modélisation de la MOS a commencé avec les travaux de Jenny (1941) qui considérait déjà que la MOS comme une entité unique évoluant cinétiquement suivant un modèle d'une simple équation $dC/dt = A - kC$, où C : est le pool de matière organique au temps t, A la quantité de matière organique ajoutée au sol et k : le coefficient de décomposition de la matière organique (constante de vitesse de premier ordre). Ce fût, un des premiers modèles expliquant la dynamique du C, suivi le modèle mono-compartimental mis au point par Hénin (Henin & Dupuis, 1945). Ce modèle décrivait, la dynamique du C en partant du principe que la MOS serait composé d'un seul compartiment. Pour décrire le modèle, deux paramètres ont été employés. Le paramètre K_1 nommé coefficient isohumique et le paramètre K_2 (an^{-1}) qui représente le coefficient de minéralisation de la MOS. Ensuite est apparu le modèle AMG qui est une évolution du modèle de Henin et Dupuis, car il considère que la MOS comme un modèle bi-compartimental subdivisé en deux pools ayant des temps moyens de résidence diamétralement opposés. Un pool labile et donc actif à turnover rapide et un autre très stable à turnover lent qui ne se dégrade quasiment pas. Ces deux modèles ont un pas de temps annuel et sont valables uniquement pour des prévisions supérieures à 5 ans (Peltre, 2010). Une description beaucoup plus précise de la cinétique de minéralisation du carbone organique a vu le jour avec les modèles multi-compartimentaux beaucoup plus complexes que les deux précédents. Leur précision réside dans le fait d'une meilleure prise en compte des variations annuelles et saisonnières des variables pédoclimatiques d'autres compartiments transitoires à turnover rapide des MOS. Ces compartiments qui ont des turnovers et donc des fonctions

différentes sont la biomasse microbienne, le C actif ou structural, le C stabilisé par protection physique, physico-chimique ou récalcitrant (Peltre, 2010).

La plupart des modèles qui relatent la cinétique de minéralisation de la MOS (dynamique des MOS) sont soit des modèles conceptuels, mécanistes (numériques) ou semi-mécanistes (Buysse et Aubinet, 2010). Selon les mêmes auteurs, les **modèles conceptuels** permettent une représentation qualitative destinée à expliquer un phénomène. Il se différencie des **modèles numériques** par le fait que les processus représentés ne sont pas traduits en termes d'équation. Alors que les modèles mécaniste ou numérique représentent explicitement les processus impliqués dans la réalisation d'un phénomène en les hiérarchisant et en les reliant les uns aux autres. Au vu du nombre élevé de paramètres à considérer et de leur diversité rend complexe ces approches strictement mécanistes. Au vu de toutes ces considérations, de très nombreux **modèles** dits *empiriques* ont vu le jour, et ce, dans le but de décrire fidèlement la dépendance de la respiration du sol, qui est au résultat de la décomposition de la matière organique du sol sous l'effet de l'activité microbienne, essentiellement aux facteurs pédoclimatiques tels que la température et à la teneur en eau du sol. Suite à cela et dans l'objectif d'améliorer la description, l'explication et la prédiction du processus d'évolution des stocks de carbone organique du sol, de nombreux **modèles semi-mécanistes** ont été mis au point (Buysse et Aubinet, 2010). Selon ces mêmes auteurs, ces modèles permettent de simuler la dynamique du carbone dans les sols et la production de CO₂ qui lui est associée. Ces modèles permettent la répartition du carbone du sol en différentes entités discrètes (ou réservoirs). Celles-ci sont constituées sur une base de la résistance des composés carbonés à l'action microbienne, qui détermine leur temps de résidence dans le sol (Shibu et al., 2006).

Les modèles suivants sont parmi les plus utilisés : CENTURY (Parton et al., 1987), DNDC (Li et al., 1992), RothC (Coleman et al., 1997; 1999), PATCIS (Fang et al., 1999), DAYCENT (Parton et al., 1998) et CN-SIM (Petersen et al., 2005). Citons également le modèle CASTANEA (Dufrêne et al., 2005) dont le module décrivant la dynamique du carbone du sol a été adapté d'après CENTURY.

En définissant plusieurs pools, généralement de trois à cinq, le point commun entre ces différents modèles réside dans le fait qu'ils tiennent compte tous, avec une plus ou moins grande fidélité, de l'hétérogénéité de la MOS. En effet, les taux de décomposition de chaque pool est considéré comme différent des autres pools et varie en donc avec non seulement avec son taux

de décroissance intrinsèque, mais aussi avec les facteurs de l'environnement (McGill, 1996; Parton, et al., 1994 et Paustian, 1994).

Delogu (2014) avait mis l'accent sur le grand intérêt qui doit être accordé lors de la modélisation du processus de minéralisation à la qualité de la matière organique du sol. En effet, par qualité, l'auteur entend les différents compartiments de la MOS qui sont caractérisés par des vitesses de décomposition différentes. Pour décrire le temps de séjour des différents compartiments de la matière organique du sol, la terminologie suivante est souvent employée; le *taux ou le temps de renouvellement*, le temps moyen de résidence (TMR) ou *turnover rate* ou *turnover time* etc.

Tableau 1 : Modèles anciennement utilisés pour la description de la cinétique de minéralisation de l'azote sont les suivants

Modèles	Équations	Auteurs
1 – ordre zéro	$N_m = A t - N_i$	Houot et al. (1989)
2 – Premier ordre	$N_m = N_i e^{(-kt)} + N_o(1 - e^{-kt})$	Stanford et Smith (1972)
3 – Deux compartiments (exponentiel + linéaire)	$N_m = N_o(1 - e^{(-kt)}) + N_i(-kt) + Cte$	Bonde et al. (1988)
4 – Deux compartiments (exponentiel)	$N_m = N_i e^{(-kt)} + N_o S(1 - e^{(-kt)}) + N_o(1 - S)(1 - e^{(-ht)})$	Molina et al. (1980) Deans et al. (1986)
5 – Hyperbolique	$N_m = N_o H t / (b.N_o H + t) - N_i$	Juma et al. (1984)

N_m : Azote minéralisé au temps t ,

A : Pente de la droite,

t : Temps (semaines)

N_i : Azote minéral ($NH_4^+ + NO_3^-$) initial (au temps $t = 0$) en mg/kg,

N_o : Azote potentiellement minéralisable déterminé par équation différentielle de premier ordre (mg/kg sol),

S : Fraction facilement minéralisable de N_o qui se minéralise à une constante de vitesse k ,

k : Constante de vitesse de minéralisation de la fraction labile de la matière organique du sol (sem.⁻¹),

$(1-S)$: Fraction récalcitrante N_o qui se minéralise selon une constante de vitesse h (sem.⁻¹),

N_o^H : Azote potentiellement minéralisable déterminé par équation hyperbolique,

b : Constante qui peut s'écrire sous la forme: $b = T_c/N_o^H$ [semaines. (mg N/kg sol)⁻¹],

T_c : Temps de demi-vie de N_o^H ,

h : Constante de vitesse de minéralisation de la fraction récalcitrante de la matière organique du sol (sem.⁻¹).

Tableau 2 : modèles anciennement utilisés pour la description de la cinétique de minéralisation du carbone sont les suivants

Modèles	Équations	Auteurs
1 – ordre	$C_m = Yt$	Riffaldi et al. (1996)
2 – Premier ordre	$C_m = C_o (1-e^{-kt})$	Murwira et al. (1990)
3 – Deux compartiments (exponentiel)	$C_m = C(1-e^{-kt})+C_2(1-e^{-ht})$	Delphin (1988)
4 – Deux compartiments (exponentiel +linéaire)	$C_m = C_o(1-e^{-kt})+kt$	Nicolardot (1988), Houot et al. (1990), Blet- Blet-Chraudeau et al. (1990)
5 – Hyperbolique	$C_m = C_o^H.t/(b.C_o^H +t)$	Juma et al. (1984)

C_m : Carbone minéralisé au temps t ,

Y et k_2 : pente de la droite,

C_o : Carbone potentiellement minéralisable déterminé par équation différentielle de premier ordre,

C_1 : Fraction facilement minéralisable de C_o qui se minéralise à une constante de vitesse k (semaine⁻¹),

C_2 : Fraction récalcitrante de C_o qui se minéralise à une constante de vitesse h (semaine⁻¹),

b : Constante qui se peut s'écrire sous la forme $b = T_c/C_o^H$ [semaines. (mg N/kg sol)⁻¹],

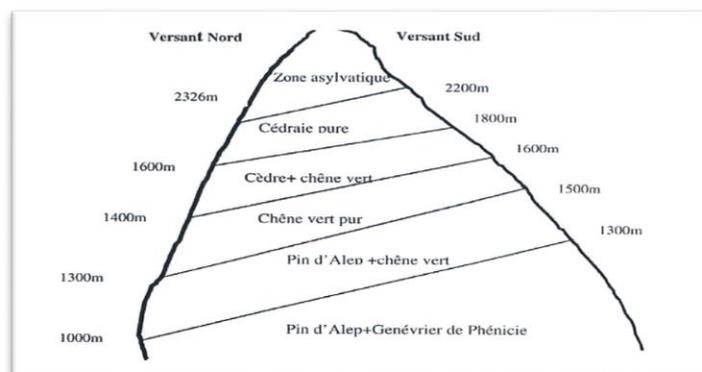
T_c : temps de demi-vie de C_o^H , C_o^H : Carbone minéralisable déterminé par équation hyperbolique

Chapitre 2

Matériels et Méthodes

1. Description du site d'étude

L'étude a été menée dans les monts forestiers du Bélézma à l'est de la région à bioclimat semi-aride de l'Algérie du nord (Figure 1). Ce massif, d'environ 7 000 ha est situé au nord-ouest de la ville de Batna (Harfouche et Nedjahi, 2003) intègre dans son aire le parc National du Bélézma. Sur le plan géographique, le massif s'inscrit entre les latitudes 35°32'40'' et 35°37'46'' nord et les longitudes 5°55'10'' et 6°10'45'' est. La forêt du Bélézma intègre dans son paysage un des grands parcs d'Algérie, il s'agit du parc national de Bélézma (PNB).. Les principales formations sylvatiques dominantes de la forêt du Bélézma sont à base de cèdre de l'Atlas (*Cedrus atlantica* Mannetti) pur ou mélangé de *Chêne vert* (*Quercus ilex*) Le *chêne vert* présente des peuplements pur ou mélangé avec le *Genévrier rouge* ou *Genévrier de Phénicie* (*Juniperus phoenicea*) et le *Genévrier oxycèdre* (*Juniperus oxycedrus*) ou le *frêne dimorphe* (*Fraxinus excelsior* L). Notons aussi la présence importante de reliquats de peuplements de *Pin d'Alep* (*Pinus halepensis*) (Bentouati, 2006). Le gradient altitudinal dont dépendent la température et les précipitations, détermine entre versant sud et versant nord une structure étagée de la végétation avec des ceintures végétales successives de compositions floristiques variables. Cette structure de la végétation rencontrée dans les monts forestiers de l'Aurès et du Bélézma est simple, selon Schoenemberger (1970). En effet, cette structure de la végétation varie avec un gradient d'altitude qui est liée à des facteurs climatiques tels que la température et l'humidité. Entre les versants nord et sud, une variation des ceintures de végétation apparaît.



Etagement de la végétation dans l'Aurès (Schoenemberger, 1970)

Les précipitations dans la zone forestière du Bélézma, entre versants sud et nord sont respectivement de l'ordre de 500 à 700 mm par an. Les moyennes des maxima M et des minima m de températures ont été estimés, entre l'altitude 1300 et 2100 m, entre 25,9 et 31,5°C et -4,5 et -0,9°C. Compte tenu de ces considérations, la forêt du Bélézma appartient à l'étage bioclimatique *semi-aride à variante fraîche* pour les altitudes *inférieures* à 1400 m et l'étage bioclimatique *subhumide à variante froide* pour les altitudes *supérieures* à 1400 m. Bien que situé dans une région appartenant à l'étage bioclimatique semi-aride subissant les influences désertiques de l'atlas saharien, le bioclimat de la zone du Bélézma varie du subhumide frais au semi-aride froid.

En effet, ces cédraies méridionales, en raison de leur éloignement de l'effet adoucissant de la mer sont qualifiées de cédraies à faciès xérophile ou sec (Aurès-Bélézma, monts du Hodna), et sont alors, en majorité, soumises au bioclimat subhumide froid et très froid (Le Houerou et al., 1977; M'hirit, 1982; Abdessemed, 1984; Derridj, 1990). Bien que la tranche pluviométrique optimale varie entre 500 et 700 mm d'altitudes, pour respectivement, le versant sud et nord et entre 1300 et 2100 m. Bentouati et Oudjehih, (1999) admettent qu'en général, le massif étant soumis aux influences sahariennes, se caractérise par un climat continental très contrasté et présente une faible pluviométrie (500 mm) et une amplitude thermique accentuée. La saison la plus arrosée est demeure celle de l'hiver.

Au plan géologique, en général, le Cèdre de l'Atlas, colonise des substrats très variés, schistes néocomiens, grès blancs, grès et quartzites, calcaires massifs, calcaires dolomitiques et dolomie, marno-calcaires et marnes; sa croissance reste, toutefois, moindre sur les terrains calcaires que sur les roches mères siliceuses, d'autant plus que les sols y sont souvent plus superficiels (Harfouche et Nadjahi, 2003). Au Bélézma, la cédraie repose sur des alluvions marneuses à basse altitude et des calcaires et grès sur les parties centrales et en hautes altitudes (Bentouati et Oudjehih, 1999).

La lithologie dans les monts du Bélézma est dominée par des grès, des quartzites, des grès calcaires, des calcaires compacts, des calcaires dolomitiques, des marno-calcaires. Au plan stratigraphique, on rencontre le Quaternaire, le Tertiaire, les Crétacés supérieur et inférieur, le jurassique et jurassique inférieur (Lias) ainsi que le trias. Sur le plan stratigraphique, selon Faurel et Laffite (1949), dans les cédraies du Bélézma affleurent, le Crétacé inférieur à Kef

Chellala ainsi qu'aux monts *Bordjem* (52.032 m.) et *Tichaou* (2141 m), le lias moyen et supérieur ainsi que le Jurassique au mont *Tuggurt* alors que le mont *Boumerzoug* (1780 m), c'est le Lias

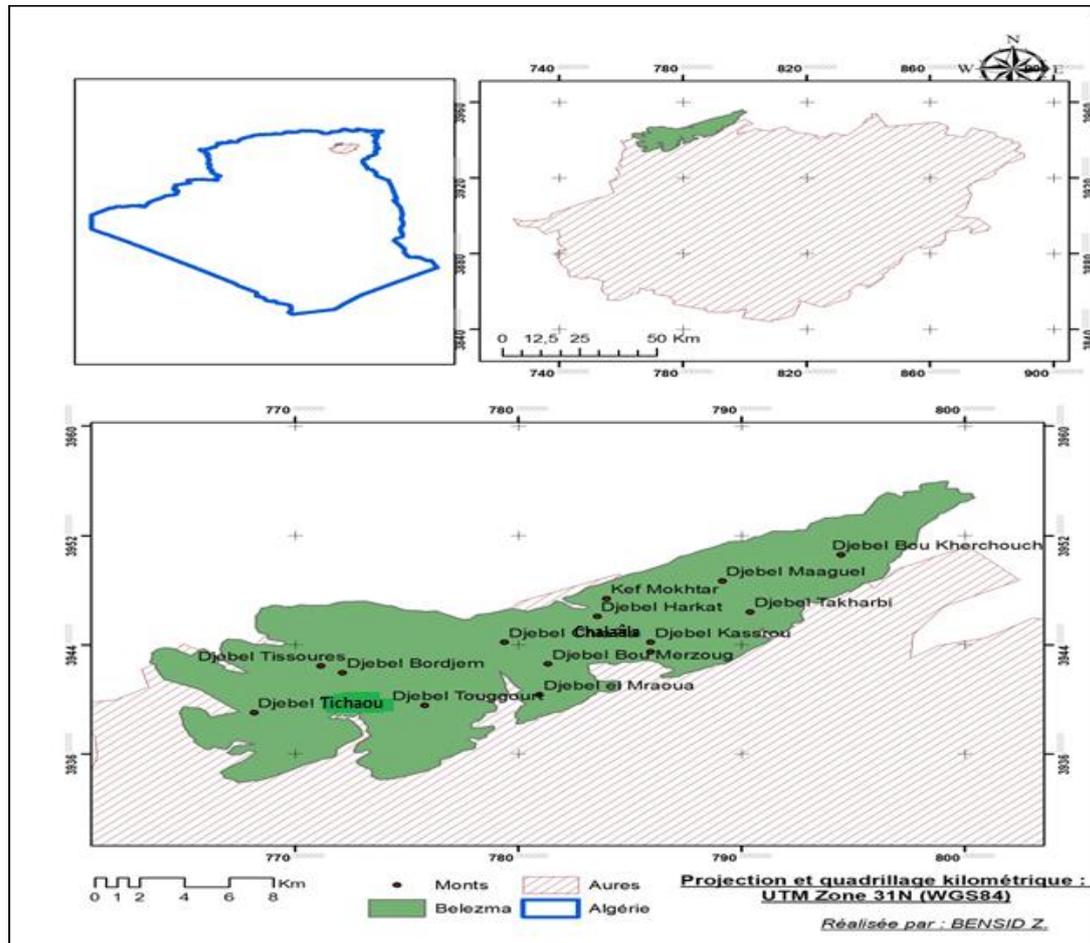


Figure 1 : Localisation des monts forestiers du Bélézma (nord-est algérien)

moyen et supérieur ainsi que le Jurassique qui domine le plus. Aux monts *Refaâ* (2170 m) et *Bou Rhioul* (1864 m) affleurent le crétacé moyen.

Aucune étude pédologique approfondie n'a été réalisée au niveau de la forêt domaniale du Bélézma. Néanmoins, les travaux effectués par Schonenberger (1970a) et Abdessemed (1981) révèlent la présence de nombreux types de sols, dont les plus importants, sont : les *Rendzines* au niveau des hauts versants des monts *Tuggurt* et *Bordjem*, les *sols bruns calcaires* sur les bas versants des monts *Tuggurt*, *Bordjem* et *Tichaou*, les *sols bruns faiblement calcaires* sur les versants des cantons des monts de *Bordjem*, de *Chelalâa* et de *Theniet El-Gontons*, les *sols brun fersiallitiques* et *bruns forestiers* avec un horizon B d'altération se localise essentiellement dans le mont *Bordjem*. Les *sols peu évolués* sur grès calcaires occupant de larges superficies, les *sols peu évolués d'érosion* tels que les *lithosols* et les *régosols* sont éparpillés sur le pourtour du

Parc National du Bélèzma. Les *sols peu évolués d'apport* alluvial tels que les *alluvions* sous forme de poches ponctuent les sols peu évolués sur grès calcaires. Leur texture légère est généralement dominée par les limons.

Les caractères généraux des sols des monts du Bélèzma sont leur jeunesse relative, leur faible épaisseur, l'absence de lessivage et leur érodabilité. L'épaisseur du sol est souvent corrélée à la forme du terrain. La plupart des sols se trouvent dans des situations défavorables (haut de pente, sommet, croupe). Ce qui accentue le phénomène d'érosion hydrique, le colluvionnement et provoque un déséquilibre dans le bilan hydrique des horizons surtout superficiels.

2. Échantillonnage des sols

2.1 Choix des sites de prélèvement des échantillons de sol

Pour l'échantillonnage des sols des sites forestiers les plus représentatifs possibles ont été spatialement choisis d'une manière plus ou moins identique et homogène sur le plan microclimatique, topographique et lithologique entre les différents monts forestiers du Bélèzma et en tenant compte de la présence de sujets de Cèdre en peuplements purs ou mélangés avec du Chêne vert (Cf. la carte de répartition spatiale des échantillons des sols ci-dessous et le tableau 3 des coordonnées des points de prélèvement en annexes). Les stations ayant été choisies pour l'échantillonnage sont celles à dominance de *Cèdre de l'atlas* (*Cedrus atlantica*) ou de *Chêne vert* (*Quercus ilex*) en peuplements purs ou en mélange dans les monts de *Tuggurt* (2090 m), *Boumerzoug* (1778 m), *Chellaâla* (1748 m), *Bordjem* (2074 m) et *Tichaou* (2091 m).

2.2 Méthodes d'échantillonnage des sols

L'étude a porté sur des parcelles forestières situées sous des peuplements purs à *Cedrus atlantica* ou *Quercus ilex* ou des peuplements mixtes à mélange des deux espèces. Au total, 150 sites ont fait l'objet de sondage systématique et de prélèvement d'échantillons à une profondeur allant jusqu'à 25 cm. Cependant, ce sont uniquement 60 sites de prélèvement ont été retenus et ont permis de constituer des échantillons composites (5 prélèvements autour d'un même point constituent un échantillon composite). Vingt et un et vingt sites de prélèvement ont été échantillonnés à partir des sols des stations monospécifiques à *Cedrus atlantica* et à *Quercus ilex* alors que les stations mixtes n'ont fait l'objet que de dix neuf sites de d'échantillonnage.

Dans chaque site forestier, les prélèvements ont fait l'objet de cinq répétitions. Les racines des plantes, les coquilles de gastéropodes et les résidus organiques ont été immédiatement retirés après prélèvement, puis les échantillons ont été passés à travers un tamis de 2 mm de mailles calibrées.

Pour les différentes analyses physico-chimiques et biologiques, chaque échantillon de sol a été divisé en deux parties. Une partie a été stockée au réfrigérateur à une température de 4 °C pour l'analyse, dans un délai n'excédant pas une semaine, de la biomasse microbienne et la respiration du sol ainsi que l'extraction de la matière organique soluble dans l'eau.

La seconde partie a été séchée à l'air libre pour la détermination du carbone organique et l'azote total du sol, du carbone et de l'azote de la fraction légère et lourde de la matière organique du sol. Ces mêmes types d'échantillons serviront à la détermination des autres caractéristiques physico-chimiques du sol (humidité, granulométrie, pH, capacité d'échange cationique, les bases échangeables, calcaire total,...).

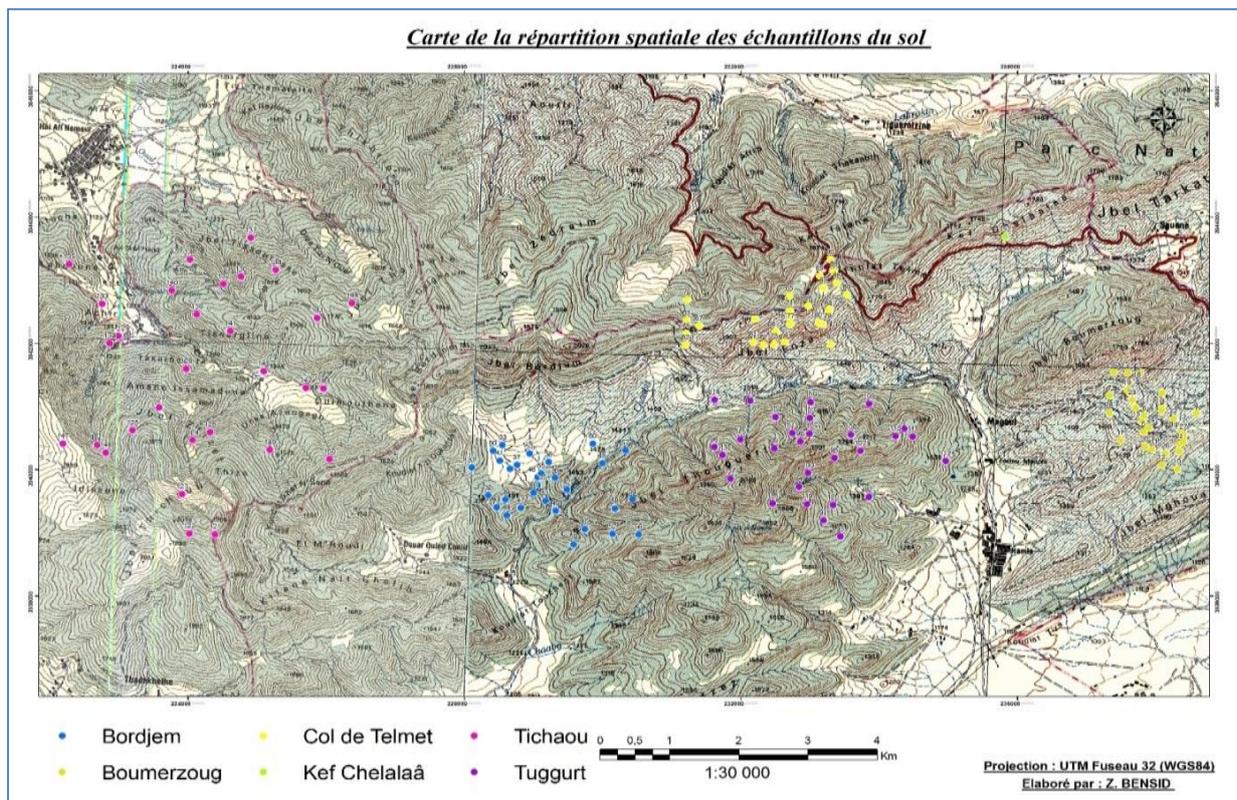


Figure 2 : Carte de la répartition spatiale des sites de prélèvement des sols forestiers (0 – 25 cm) des monts de Bélèzma.

3. Méthodes d'analyse physico-chimiques et biologiques du sol

La majeure partie des caractéristiques physico-chimiques ont été déterminées sur la terre fine (particules ayant un $\varnothing < 2$ mm).

3.1 Les méthodes d'analyse physique

3.1.1 Analyse granulométrique

La méthode internationale par pipetage à la pipette Robinson a été employée pour la granulométrie. En effet, après attaque, dans une éprouvette, de 20 g de sol tamisé à 2 mm par l'eau oxygénée H_2O_2 à 110 v et dispersion des particules par l'hexamétaphosphate de Na, il est ensuite procédé au prélèvement après agitation à la pipette de Robinson de 10 ml de la suspension après environ 8 heures de décantation (selon la loi de Stokes). Le pourcentage d'argile est calculé après séchage à l'étuve à $105^\circ C$ et pesée de la charge solide contenue dans les 10 ml prélevés à la pipette de Robinson.

Cinq classes granulométriques ont été séparées : argiles (0–2 μm) ; limons fins (2–20 μm) ; limons grossiers (20–50 μm) ; sables fins (50–200 μm) ; sables grossiers (200–2 000 μm). Pour la détermination des différentes classes texturales, le diagramme utilisé est le triangle rectangle isocèle de Jamagne *in* http://www.afidoltek.org/index.php/L'eau_dans_le_sol ou celui nommé GEPPA *in* http://echangetv.levantin.free.fr/Cours/Agronomie/cours_agro/C.Chapitre_1_Physique_Sol.pdf.

3.1.2 Analyse des paramètres hydriques du sol

3.1.2.1 Humidité

L'humidité du sol (%) a été déterminée par différence entre échantillon de sol séché à l'étuve à $105^\circ C$ pendant 36h et échantillon de sol humide. L'humidité du sol (%) s'obtient par le rapport entre la différence de masse d'échantillons de sol humide et échantillon sec sur la masse de l'échantillon sec. Le calcul pour obtenir la masse équivalente sèche d'un échantillon humide dont on connaît déjà le pourcentage d'humidité est : masse équivalente sec = (Masse humide)/1 + (% humidité).

3.1.2.2 Réserve utile (RU)

L'estimation de la RU a été réalisée par la méthode des fonctions de pédotransfert (ou équations de régression linéaire de Rawls et al. (1982). En effet, à partir des données sur les teneurs du sol en argiles, en sables, en limons et matière organique ainsi que la profondeur de l'horizon permet de déduire l'humidité à la capacité au champ symbolisée par W330 et l'humidité au point de flétrissement permanent symbolisée par W15000.

Par différence entre les deux niveaux d'humidité, il est facile de calculer la réserve utile du sol et ceci en appliquant les formules ci-dessous :

- Humidité à la capacité au champ : $W330 = 257,6 - (2 \times Sa) + (3,6 \times Ar) + (29,9 \times MO)$
- Humidité au point de flétrissement permanent : $W15000 = 26 + (5 \times Ar) + (15,8 \times MO)$.

avec

W330 teneur en eau à -330 hPa (en mm/m), W15000 teneur en eau à -15 000 hPa (en mm/m), Ar : teneur en argile (en %), Sa : teneur en sable (en %), MO : teneur en matière organique (en %). La réserve utile (RU) en mm est calculée pour chaque horizon par la fonction suivante : $RU = (W330 - W15000) \times h$ où h est l'épaisseur de l'horizon (en cm).

3.1.2.3 Densité réelle (Dr)

La densité réelle d'un sol est réalisée en pesant un échantillon de sol sec prélevé à l'aide d'un cylindre de volume connu. Cet échantillon est ensuite submergé dans l'eau. On mesure alors le déplacement du volume liquide. Le rapport masse sur volume d'eau déplacé permet de calculer la densité réelle.

3.1.2.4 Densité apparente (Da)

Un échantillon de sol non remanié prélevé par un récipient cylindrique est pesé après séchage. Le rapport masse sur volume donne alors la densité apparente.

3.1.2.5 Porosité

La porosité du sol a été déduite à partir de la connaissance des densités apparente et réelle, et ce en appliquant la relation suivante : $P(\%) = 100 - (Da/Dr \times 100)$.

3.2 Les méthodes d'analyse chimique

3.2.1 Réaction du sol

Les mesures de pH ont été pratiquées dans une suspension solution de sol dans l'eau ($\text{pH}_{\text{H}_2\text{O}}$) et dans une solution normale de KCl (pH_{KCl}) à l'aide d'un pH-mètre muni d'électrodes en verre, le rapport 2/5 a été appliqué.

3.2.2 Capacité d'échange cationique (T) et Somme des bases échangeables (S)

Étant humifères, le déplacement des bases échangeables dans ces sols à été fait non pas à l'acétate d'ammonium (réactif classiquement employé et qui convient mal aux sols humifères), mais plutôt le chlorure de calcium en solution normale et tamponnée à $\text{pH} = 7$ avec la triéthanolamine (Aubert, 1978). Cette méthode permet non seulement le déplacement des bases échangeables, mais aussi la détermination de la capacité d'échange cationique (T). Ainsi dans un premier temps, les cations métalliques échangeables seront déplacés par une solution de chlorure de calcium, puis dans un deuxième temps le calcium est éliminé par l'eau ou l'alcool. Quant au calcium fixé sur le complexe adsorbant, il est déplacé à son tour par une solution normale de chlorure de sodium. Le calcium récupéré est ensuite dosé. Les bases échangeables Ca^{++} , Mg^{++} , K^+ et Na^+ ont été respectivement dosés par spectrophotométrie d'absorption atomique et spectrophotométrie d'émission de flamme. Le taux de saturation en bases (V) a été obtenu par le pourcentage de la somme des bases échangeables (S) par rapport à la capacité d'échange cationique S/T (%).

3.2.3 Le carbone organique

La méthode de Walkley & Black (1934) consiste à extraire le carbone du sol à froid, contrairement à la méthode Anne, par le bichromate de potassium en milieu sulfurique. Le dosage du carbone extrait est réalisé par colorimétrie (couleur verte des ions Cr^{+++}) à 590-600 nm. Alors que dans la méthode Anne, l'excès de bichromate est dosé par solution de sel de MOHR et détermination par différence du volume ayant réagi avec le carbone du sol. Le taux de matière organique du sol a été déterminé en multipliant le taux de carbone organique par le facteur 2.

3.2.4 L'azote total

Le dosage de l'azote total s'est fait par la méthode de Kjeldahl (1883), celle-ci consiste à oxyder l'échantillon de sol par l'acide sulfurique concentré porté à ébullition, ce dernier se comportera alors comme agent oxydant. Les substances organiques sont décomposées : le carbone se dégage sous forme de gaz carbonique, l'hydrogène donne de l'eau et l'azote est transformé en azote ammoniacal. Ce dernier est fixé immédiatement par l'acide sulfurique sous forme de sulfate d'ammonium. Pour accroître l'action oxydante du H_2SO_4 , on élève sa température d'ébullition en ajoutant du sulfate de cuivre et du sulfate de potassium ; ces derniers jouent le rôle de catalyseurs. Lorsque la matière organique a été totalement oxydée, la solution contenant le sulfate d'ammonium est récupérée. Il sera ensuite procédé au dosage de l'azote ammoniacal par distillation, après l'avoir déplacé de sa combinaison par une solution de soude en excès. L'ammoniac est ensuite recueilli dans un vase à doser et le dosage s'effectue à l'aide d'acide sulfurique à N/70 et en présence d'un indicateur de pH (rouge de méthyle).

3.2.5 L'azote ammoniacal et l'azote nitrique

Du fait de leur importance, car résultant de l'activité microbienne du sol, les deux formes d'azote minéral (forme ammoniacale $N-NH_4^+$ et forme nitrique $N-NO_3^-$) sont successivement dosées sur la même prise d'essai. La méthode utilisée est celle de Drouineau et Gouny *in* Bonneau et Souchier (1979). Cette technique de dosage consiste à extraire l'ammonium et les nitrates par une solution saline de $CaCl_2$. Après extraction des sels ammoniacaux et des nitrates, sur la même prise d'essai, il sera procédé à la distillation, par ajout d'une solution de soude $NaOH$. Dans un premier temps de l'ammonium sera piégé dans de l'acide borique 1 % puis dosé par titration à l'aide de l'acide sulfurique à N/10 et en présence d'un indicateur de pH (rouge de méthyle). Le même procédé sera utilisé pour le dosage de l'azote nitrique, mais après

3.3 Les méthodes d'analyse biologique

3.3.1 Méthodes de détermination de la biomasse microbienne

La biomasse microbienne du sol a été déterminée par la méthode de *fumigation-extraction* Vance et al. (1987). Des échantillons de sols ont été exposés à des vapeurs de chloroforme qui provoquent la lyse des parois microbiennes (sols *fumigés*) et d'autres non (sols *non fumigés*). Les échantillons *fumigés* et *non fumigés* ont été incubés dans des conditions standards de température et d'humidité. Il a été ensuite procédé au dosage du carbone et de l'azote solubles sur les extraits de sols après centrifugation. Les teneurs en carbone et en azote microbien ainsi

solubilisés ont été obtenues par la méthode de Wu et al. (1990) et Brookes et al. (1985). En effet, les relations suivantes ont été respectivement appliquées pour le carbone et l'azote de la biomasse microbienne $C_{BM} = E_C/k_{EC}$ et $N_{BM} = E_N/k_{EN}$ où E_C = Carbone organique extrait des *sols fumigés* – Carbone extrait des *sols non fumigés* et $k_{EC} = 0,45$ (Wu et al., 1990), où E_N = Azote total des *sols fumigés* – Azote total des *sols non fumigés* et $k_{EN} = 0,54$ (Brookes et al., 1985).

Le quotient microbien a été déduit par le calcul de la proportion du carbone de la biomasse microbienne du sol (C_{BM}) au carbone organique du sol (C_{org}) (Quotient microbien = C_{BM}/C_{org}) (Mendham et al., 2002).

3.3.2 Matière organique extractible à l'eau chaude

Le carbone organique et l'azote total du sol soluble dans l'*eau chaude* ont été extraits par la méthode de Sparling et al. (1998). En bref, 4 g de sol séché à l'air a été extrait avec 20 ml d'eau ultra-pure dans un tube à essai à bouchon à vis pendant 18 h à une température de 70°C. Les tubes ont été secoués manuellement pour remettre le sol à la fin de l'incubation, puis filtrés à travers un filtre de 0,45 µm-fibre de verre. Le carbone et l'azote contenus dans le filtrat ont été mesurés à l'aide d'un analyseur d'éléments (Haute TOCII + N, Elementar, Allemagne). Les résultats ont été exprimés en mg C_{hwo} et N_{hwo} par kg de sol.

C: Carbone (Carbon),

N: Azote (Nitrogen),

C_{hw} : Carbone organique extractible à l'eau chaude (hot-water extractable organic carbon),

N_{hw} : Azote organique extractible à l'eau chaude (hot-water extractable organic nitrogen).

3.3.3 Séparation densimétrique de la matière organique en fraction légère et fraction dense

Un fractionnement densimétrique a été réalisé pour séparer la fraction légère de la fraction dense méthode Janzen (1987), Janzen et al. (1992) et Golchin et al. (1994). Une masse de 20 g de chaque échantillon de sol a été placée dans un tube à centrifuger de 200 ml avec 100 ml d'une solution d'iodure de sodium NaI ($\rho = 1,58 \text{ g cm}^{-3}$) et a été agitée délicatement à la main puis laissée au repos à la température ambiante pendant une nuit. Après centrifugation à 3500 tr/mn pendant 15 min, le surnageant est filtré à travers des membranes millipores ($\varnothing = 0,45 \text{ µm}$) à l'aide d'une pompe à vide de type Leybold-Heraeus S12. La fraction légère ainsi récupérée a été séchée à 70 °C pendant 24 h puis pesée. La détermination du carbone et de l'azote de la fraction légère a été réalisée au moyen du CNS-Leco 2000.

3.3.4 Méthodes d'incubation de longue durée pour le suivi de la cinétique de minéralisation de la matière organique

3.3.4.1 Cinétique de minéralisation du carbone organique (test de respirométrie)

Des échantillons de sols humidifiés au 2/3 à la capacité de rétention en eau ont été déposés dans des récipients préalablement stérilisés à l'autoclave hermétiquement fermé et contenant des coupelles de soude pour piéger le CO₂ dégagé par l'échantillon du sol. Ces récipients ont été ensuite mis à incuber dans des étuves aux conditions standards de températures et d'humidité.

Les quantités d'anhydride carbonique C-CO₂ (carbone endogène dégagé par le sol sous forme minérale résultant de l'activité biologique globale) sont fixées par une solution de soude NaOH, 1 N. Le CO₂ fut déterminé par le dosage de l'excès de NaOH après précipitation des carbonates par une solution de BaCl₂ (Dommergues, 1960). La titration fut effectuée au moyen d'une solution de HCl 0,25 N. Le dosage a fait l'objet de cinq répétitions. À la fin de chaque dosage, les mêmes piluliers ayant servis ont été nettoyés et remplis d'une quantité de NaOH 1 N est réintroduit dans les mêmes récipients pour procéder au même dosage aux différents de cinétique. Étant donné que les sols sont humifères, les dosages ont été, au début de l'expérience, serrés 4 fois par jour. Par la suite, l'opération s'est faite journallement, puis chaque 3 à 4 jour, ensuite chaque semaine et vers la fin les dosages se sont étalés sur chaque mois pendant 56 semaines. Tous les résultats sont exprimés en mg C/ Kg de sol.

Ces cinétiques de minéralisation en trois répétitions ont été suivies pendant une période de 56 semaines avec le pas de temps suivant : 0,1, 4, 8, 12, 16, 24, 32, ..., 56 semaines. À chaque point de cinétique, des récipients ont été sacrifiés afin de déterminer la fraction biomasse microbienne, la fraction légère et la fraction hydrosoluble de la matière organique. Le coefficient de minéralisation du carbone *organique* (CMC) équivaut à :

$$\text{CMC(\%)} = \frac{\text{Quantité du carbone minéral dégagé (CO}_2\text{)} \times 100}{\text{Quantité de carbone organique du sol}}$$

3.3.4.2 Cinétique de minéralisation de l'azote total (ammonification et nitrification)

La technique employée est simple. Elle consiste à introduire dans des bocaux 25 g de sol sec et tamisé à 2 mm. Les bocaux ainsi confectionnés seront mis en incubation pendant une longue période (56 semaines) dans des conditions contrôlées standards de température (28°C) et d'humidité (2/3 de la capacité de rétention en eau : CRE).

Comme décrits précédemment dans le cas du processus de minéralisation du carbone, les traitements concernant la cinétique de minéralisation de l'azote ont fait l'objet de trois répétitions et ont subi l'opération de dosage de l'azote minéral en « sacrifiant » des récipients à chaque point de cinétique. L'incubation a duré 56 semaines avec les pas de temps suivants : 0,1, 4, 8, 12, 16, 24, 32, ..., 56 semaines.

L'azote minéral libéré sous deux formes ammoniacales N-NH⁺₄ et nitrique N-NO⁻₃ suite à la minéralisation de l'azote organique a été extrait par une solution de KCl 2N (rapport sol / solution de 1/4). Ce dernier a ensuite été dosé par colorimétrie comme décrite par Chaussot et al. (1986a). Le dosage a été réalisé après agitation d'une heure suivie d'une filtration. Tous les résultats sont exprimés en mg N/kg sol sec.

$$\text{CMN (\%)} = \text{Nminéral} \times 100 = \frac{(\text{N-NH}_4^+ + \text{N-NO}_3^-)}{\text{N-Total}} \times 100$$

4. Méthodes statistiques et de modélisation des données des cinétiques de minéralisation du carbone et de l'azote

Les analyses statistiques ont été réalisées avec le [logiciel statistique XLSTAT 2009](#).

4.1 Analyse de la variance à 1 facteur

Une analyse de la variance à 1 facteur a été utilisée pour tester les effets de la nature du couvert forestier sur les différentes variables mesurées de la matière organique du sol et ce, après avoir, tester la normalité des données.

4.2 Analyse de corrélation

Une analyse de corrélation de *Pearson* a été utilisée pour déterminer d'éventuelles corrélations significatives entre les différentes fractions de la matière organique et les teneurs globales de C et N ainsi que le rapport C/N.

4.3 Modélisation statistique des données

La modélisation statistique est a été réalisée par les deux méthodes, la régression linéaire multiple (RLM) et la régression non linéaire (RNL).

4.3.1 Régression linéaire multiple (RLM)

La RLM a été employée pour évaluer le degré de participation de chaque fraction de la MOS au processus de minéralisation. Les objectifs de ces méthodes peuvent être descriptifs (sélection des variables pertinentes participant au processus) ou explicatifs, c'est-à-dire inférentiels, au sens statistique ou prédictif. Ces derniers permettent de prévoir à partir des résultats obtenus sur chaque fraction de la MOS (Carbone et Azote de la Biomasse microbienne C_{BM} et N_{BM} , de la Fraction extractible à l'eau chaude Chw et Nhw et des fractions légères C_{FL} et N_{FL} et dense C_{FD} et N_{FD}), celle qui contribuera davantage au processus de minéralisation. Les étapes de ce type de modélisation commencent toujours par l'identification du problème qui commence par le choix de la variable dépendante ou à expliquer, qui dans la présente étude est soit le Carbone minéral C_m ou l'Azote minéral N_m , pour ensuite impliquer les variables indépendantes ou explicatives pertinentes (qui vont être intégrés dans le modèle par des études préalables de corrélation, par exemple, mais pas seulement). Dans la présente étude, les variables dépendantes sont le C et N de la biomasse microbienne (C_{BM} , N_{BM} , Chw , Nhw , C_{FL} et N_{FL} , C_{FD} et N_{FD}).

4.3.2 Régression non linéaire (RNL)

Cette approche a été employée afin de modéliser les résultats expérimentaux des cinétiques de minéralisation du carbone et de l'azote issus des incubations de longue durée (56 semaines).

A - Modèles pour l'estimation du potentiel de minéralisation du carbone organique du sol

Pour déterminer les quantités de carbone potentiellement minéralisable ainsi que la constante de vitesse correspondante, nous avons utilisé le modèle mono-compartimental exponentiel de premier ordre établi par Murwira et al. (1990) :

$$C_m = C_o*(1-exp(-k*t))$$

C_m représente la quantité de carbone minéralisé au temps t , C_0 la quantité de carbone potentiellement minéralisable avec k comme constante de vitesse de minéralisation, t représente le temps. Ce modèle ne permettant pas de scinder la MOS en fraction labile et récalcitrante, comme cela a été démontré par plusieurs auteurs. Nous avons alors procédé à la compilation de nos données expérimentales sur des modèles qui tiennent compte de cet aspect. Il s'agit du modèle bi-compartimentale dont la fraction labile suit une courbe d'allure exponentielle et la fraction récalcitrante de la MOS s'ajuste sur une fonction linéaire, le modèle est de type $C_m = C_0*(1-exp(-k*t)) + h*t$ établis par Nicolardot (1988), Houot et al. (1989) et Blet-Charaudeau et al. (1990). C_m étant le carbone minéralisé au temps t , C_0 représente carbone potentiellement minéralisable avec k comme constante de vitesse de minéralisation du compartiment labile, t représente le temps et enfin h représente la constante de vitesse de minéralisation du compartiment récalcitrant. Pour pouvoir dégager le modèle qui s'ajuste le mieux pour nos données expérimentales, nous avons également testé d'autres deux autres modèles. L'un est bi-compartimental double exponentiel pour les deux pools labile et récalcitrant de la MOS et l'autre est hyperbolique. L'expression du modèle double exponentiel établie par Delphin (1988) est $C_m = C_1*exp(-k*t) + C_2*exp(-exp(-h*t))$ et celle du modèle hyperbolique établie par Juma et al. (1984) est de la forme $C_m = C_0^H*t / (b.C_0^H + t)$.

Où C_1 représente le carbone potentiellement minéralisable de la fraction labile de la MOS, k est la constante de vitesse de minéralisation du carbone de la fraction labile de la MOS, C_2 étant le carbone potentiellement minéralisable de la fraction récalcitrante de la MOS alors que h serait la constante de vitesse de minéralisation du carbone de la fraction récalcitrante de la MOS. $b = T_c/C_0^H$ avec T_c est exprimé en semaine et représente le temps de demi-vie, autrement dit le temps requis pour la minéralisation de $1/2 C_0^H$. C_0^H représente le carbone potentiellement minéralisable déterminé par équation hyperbolique.

Le modèle double exponentiel pose par hypothèse que le dégagement de CO_2 au cours du temps est la résultante de la minéralisation simultanée des deux compartiments facilement minéralisable (labile) et récalcitrant de la MOS qui se décompose selon une cinétique de premier ordre. Cet état de fait vient à l'encontre que de l'hypothèse formulée par Nicolardot (1988) et Houot et al. (1989), selon laquelle le pool récalcitrant de la MOS suit une cinétique d'ordre zéro. À l'inverse, Blet-Charaudeau et al. (1990) justifie l'application de ce dernier modèle par le fait que les perturbations au cours des prélèvements et le tamisage pour la préparation aux différentes analyses physico-chimiques des échantillons des sols provoquent un flush de minéralisation du C (*priming effect*), qui est décrit par une cinétique de premier

ordre. Cet effet s'estampe au cours du temps par conséquent, la minéralisation du carbone organique se fait selon une cinétique d'ordre zéro.

B - Modèles pour l'estimation du potentiel de minéralisation de l'azote organique du sol

En effet, pour adopter un modèle sur lequel nous ajustons nos données expérimentales, nous avons jugé de tester les différents modèles appliqués souvent pour les sols agricoles, notamment le mono- compartimentale exponentiel de premier ordre proposé par Stanford et Smith (1972) qui s'exprime sous la forme d'une fonction exponentielle de premier ordre $Nm = Ni * \exp(-k * t) + No * (1 - \exp(-k * t))$ et les modèles bi-compartimentaux ; l'un est exponentiel + linéaire est établie par Bonde et al. (1988) et s'exprime sous la forme $Nm = No * (1 - \exp(-k * t)) + Ni * (-k * t) + Cte$ et l'autre est double exponentiel d'expression beaucoup plus complexe $Nm = Ni * \exp(-k * t) + No * S * (1 - \exp(-k * t)) + No * (1 - S) * (1 - \exp(-h * t))$ établi par Molina et al. (1980) et Deans et al. (1986) où N représente l'azote potentiellement minéralisable déterminé par équation différentielle de premier ordre, k la constante de vitesse de minéralisation de la fraction labile de la MOS (sem.^{-1}), h est la constante de vitesse de minéralisation de la fraction récalcitrante de la MOS (sem.^{-1}) et Ni représente la quantité initiale d'azote minéral ($\text{NH}_4^+ + \text{NO}_3^-$) (au temps $t = 0$). Alors que le modèle hyperbolique de Juma et al. (1984) s'écrit sous la forme $Nm = No^H * t / (b * No^H + t) - Ni$ avec $b = Tc / No^H$ ou Tc : Temps de demi-vie de No^H où No^H représente l'azote potentiellement minéralisable déterminé par équation différentielle.

Pour ce qui est des techniques de calcul, initialement Stanford et Smith (1972) ont utilisé la méthode graphique (régression linéaire) pour estimer les paramètres de la cinétique de minéralisation (No et k). Cette méthode fut critiquée par Campbell (1978), Mary et Rémy (1979), Smith et al. (1980) et Talpez et al. (1988). Les faiblesses reprochées à cette méthode résident dans le fait qu'elle utilise la transformation logarithmique des données, par conséquent l'erreur est log transformé. Ceci induit une pondération exagérée des petites valeurs par rapport aux grandes valeurs, ce qui provoque un lissage qui est à l'origine de la faible variabilité de k (Mary et Rémy, 1979 ; Smith et al., 1980). Ces auteurs suggèrent l'ajustement non linéaire au moindre carré par la méthode itérative de Newton, qui consiste à minimiser la somme des carrés des écarts (résidus) entre le modèle et les valeurs expérimentaux symbolisée par l'acronyme SCE ou SCR. À la lumière de ces considérations, nous avons utilisé l'ajustement non linéaire au moindre carré par algorithme itératif de Newton. Cette technique à l'avantage d'accorder la même pondération pour tous les points.

Les critères de choix du modèle sont généralement le coefficient de détermination R^2 et la racine carrée de la moyenne des carrés des écarts entre les valeurs observées et celles estimées par le modèle (RMCE). Ainsi le modèle qui sera retenu est celui qui offre la meilleure description des données et laisse la plus grande valeur possible de R^2 . En outre, une approche plus empirique de la précision de l'ajustement sera utilisée et qui est donnée par la plus petite valeur de la RMCE.

Chapitre III

Résultats

1. Comparaisons entre les caractéristiques physico-chimiques des sols des différentes stations forestières

Les valeurs moyennes plus ou moins les écarts-types des caractéristiques physico-chimiques des horizons de sols (0 – 25 cm de profondeur) ont été consignés dans le **tableau 4**. Les caractéristiques initiales des échantillons des sols prélevés à partir des différents sols sont sensiblement différentes. La texture des sols sous *Cedrus atlantica*, *Quercus ilex* et les stations à mélange d'espèces est à dominance limono-sablo-argileuse et de à limono-argilo-sableuse. La densité du sol varie entre 1,68 à 1,8 g/cm³. En général, la réaction des sols est neutre à légèrement alcaline. La capacité d'échange cationique (CEC) des sites des sols échantillonnés varie entre 55,72 et 59,05 cmol⁽⁺⁾ kg⁻¹.

2. Matières organiques totales des sols des différentes stations forestières

2.1 Comparaisons des teneurs totales de Carbone organique (CO), Azote total (NT) et les rapports du carbone organique sur l'azote total CO/NT

Les valeurs les plus élevées concernant les deux variables CO et le rapport CO/NT ont été enregistrées dans la station forestière dominée essentiellement par rapport l'essence *Cèdre de l'Atlas* (*Cedrus atlantica*) ainsi que celle où il y a mélange des deux espèces par rapport à la station dominée uniquement par le *Chêne vert* (*Quercus ilex*), soit respectivement 55, 45 et 35 (Tableau 5). En revanche, avec une valeur de 4, la variable NT a été plus élevée dans la station mixte que les 2 autres stations monospécifiques (Tableau 6). Avec des valeurs presque similaires (10,02 et 10,78) pour les sols des stations monospécifiques à *Quercus ilex* et celles mixtes avec mélange des deux espèces, le rapport CO/NT suit la même tendance que la variable CO, il est plus élevé dans les sols évoluant sous *Cedrus atlantica* (15,97) (Tableau 5). Des différences hautement significatives ($p < 0,0001$), concernant ces deux variables ainsi que le rapport CO/NT ont été enregistrées entre les différentes stations (Tableau 6).

Tableau 4 : Valeurs moyennes \pm écart-types des caractéristiques physico-chimiques des échantillons composites des horizons (0 – 25 cm) des sols sous différents peuplements forestiers purs et mixtes (*Cedrus atlantica* et *Quercus ilex*) des monts du Bélézma

Caractéristiques physico-chimiques des sols	Station monospécifique à <i>Cedrus atlantica</i> (nb. de sites échantillonnés = 21)	station monospécifique à <i>Quercus ilex</i> (nb. de sites échantillonnés = 20)	station mixte à mélange des deux espèces (nb. de sites échantillonnés = 19)
Argiles A (%)	26,79 \pm 6,65	23,80 \pm 5,82	23,62 \pm 7,58
Limons L (%)	30,04 \pm 10,10	36,36 \pm 9,07	32,56 \pm 10,71
Sables S (%)	43,17 \pm 9,18	39,82 \pm 7,23	43,85 \pm 8,08
Réserve utile (%)	35,94 \pm 2,75	36,06 \pm 2,66	36,00 \pm 2,16
Humidité du sol (%)	27,56 \pm 4,12	28,48 \pm 3,15	27,94 \pm 3,13
Densité apparente Da (g.cm-3)	1,68 \pm 0,13	1,70 \pm 0,11	1,80 \pm 0,12
Porosité (%)	33,48 \pm 4,85	35,72 \pm 4,56	34,74 \pm 4,60
pH _{H2O}	7,27 \pm 0,27	7,20 \pm 0,27	7,14 \pm 0,20
pH _{KCl}	6,29 \pm 0,36	6,48 \pm 0,42	6,67 \pm 0,22
MO (%)	11,06 \pm 1,15	4,10 \pm 0,28	9,14 \pm 0,31
CEC (cmol(+).kg ⁻¹)	59,05 \pm 1,67	55,72 \pm 1,60	57,18 \pm 1,86
Ca ⁺⁺ (cmol(+).kg ⁻¹)	40,12 \pm 5,12	40,94 \pm 4,80	36,23 \pm 5,61
Mg ⁺⁺ (cmol(+).kg ⁻¹)	12,10 \pm 5,95	12,05 \pm 5,45	8,00 \pm 5,93
K ⁺⁺ (cmol(+).kg ⁻¹)	5,48 \pm 2,80	5,05 \pm 2,33	6,47 \pm 5,30
Na ⁺ (cmol(+).kg ⁻¹)	0,61 \pm 0,01	0,60 \pm 0,01	0,32 \pm 0,02

2.2 Corrélations entre les valeurs moyennes des différentes fractions de la matière organique totale des sols

Les teneurs en carbone organique (CO) (Figures 3, 4, 5) et en azote total (NT) (Figures 6, 7, 8) sont, en général, significativement corrélées avec le carbone et l'azote des différentes fractions. Exception faite, pour le carbone et l'azote de la fraction dense où les valeurs moyennes des coefficients de corrélation et de détermination non pas été significatifs pour les sols des différentes stations, les valeurs de ces deux coefficients ont été élevés à très élevés, entre les éléments de la matière organique totale et ceux de la matière organique labile (biomasse

microbienne, matière organique extractible à l'eau chaude) et ce, pour l'ensemble des sols des différentes stations forestières étudiées.

Tableau 5 : Valeurs moyennes \pm écarts-types des caractéristiques biologiques des échantillons composites des horizons (0 – 25 cm) des sols sous différents peuplements forestiers purs et mixtes (*Cedrus atlantica* et *Quercus ilex*) des monts du Bélézma

Caractéristiques biologiques des sols	station monospécifique à <i>Cedrus atlantica</i> (nb. de sites échantillonnés = 21)	station monospécifique à <i>Quercus ilex</i> (nb. de sites échantillonnés = 20)	station mixte à mélange des deux espèces (nb. de sites échantillonnés = 19)
CO (g.kg ⁻¹)	55,35 \pm 5,95	35,55 \pm 1,50	45,77 \pm 1,61
NT (g.kg ⁻¹)	3,48 \pm 0,35	3,57 \pm 0,29	4,25 \pm 0,24
CO/NT	15,97 \pm 1,87	10,02 \pm 0,91	10,78 \pm 0,65
C _{BM} (mg.kg ⁻¹)	5377 \pm 245	3974 \pm 444	6478 \pm 287
N _{BM} (mg.kg ⁻¹)	1015 \pm 75	677 \pm 50	859 \pm 86
C _{BM} /N _{BM}	5,32 \pm 0,44	5,88 \pm 0,68	7,60 \pm 0,78
C _{FL}	1908 \pm 299,35	2075 \pm 382,16	2176 \pm 260
N _{FL}	191 \pm 35	193 \pm 35	191 \pm 22
C _{FL} /N _{FL}	10,13 \pm 1,51	11,04 \pm 2,91	11,47 \pm 1,66
Chw (mg.kg ⁻¹)	121,59 \pm 4,57	894,50 \pm 64,52	121,28 \pm 162,98
Nhw (mg.kg ⁻¹)	84,28 \pm 3,22	94,03 \pm 2,69	75,36 \pm 2,19
Chw/Nhw	1,44 \pm 0,07	9,52 \pm 0,74	16,09 \pm 2,00
C _{FD} (g/kg ⁻¹)	25,16 \pm 5,14	12,17 \pm 3,36	14,98 \pm 1,96
N _{FD} (g/kg ⁻¹)	2,09 \pm 0,10	2,05 \pm 0,09	17,77 \pm 0,02
C _{FD} /N _{FD}	12,09 \pm 2,78	5,95 \pm 1,77	0,86 \pm 0,15
C _{BM} /CO (%)	7,47 \pm 0,77	10,70 \pm 2,31	14,16 \pm 0,32
C _{FL} /CO (%)	3,58 \pm 0,54	5,81 \pm 0,83	4,75 \pm 0,43
Chw/CO (%)	0,23 \pm 0,01	2,51 \pm 0,11	2,64 \pm 0,28
C _{FD} /CO (%)	47,15 \pm 9,21	34,16 \pm 9,00	76,20 \pm 2,13
N _{BM} /NT (%)	29,24 \pm 1,19	19,01 \pm 8,88	20,17 \pm 1,38
N _{FL} /NT (%)	5,45 \pm 0,45	5,41 \pm 0,82	4,48 \pm 0,18
Nhw/NT (%)	2,44 \pm 0,19	2,65 \pm 0,17	1,77 \pm 0,07
N _{FD} /NT (%)	60,57 \pm 5,72	57,92 \pm 6,02	66,13 \pm 2,02

Tableau 6 : Tableau synthétique ANOVA des variables biologiques des échantillons composites de sols (0 – 25 cm) prélevés à partir des différentes stations forestières (Cedrus atlantica, Quercus ilex et mixte) des monts forestiers du Bélézma.

Variabiles biologiques	R²	F observé.	Pr > F	Significativité
CO	0,8338	143,01	< 0,0001	Hautement significatif
NT	0,5779	39,03	< 0,0001	Hautement significatif
CO/NT	0,8213	130,95	< 0,0001	Hautement significatif
C _{BM}	0,9501	271,91	< 0,0001	Hautement significatif
N _{BM}	0,7982	112,69	< 0,0001	Hautement significatif
C _{BM} /N _{BM}	0,6983	65,95	< 0,0001	Hautement significatif
C _{FL}	0,1127	3,61	< 0,0331	Significatif
N _{FL}	0,0010	0,029	< 0,9713	Non significatif
C _{FL} /N _{FL}	0,0680	2,08	< 0,1342	Non significatif
Chw	0,9581	651,26	< 0,0001	Hautement significatif
Nhw	0,8874	224,60	< 0,0001	Hautement significatif
Chw/Nhw	0,9614	709,40	< 0,0001	Hautement significatif
C _{FD}	0,7167	72,08	< 0,0001	Hautement significatif
N _{FD}	0,9787	1307,83	< 0,0001	Hautement significatif
C _{FD} /N _{FD}	0,8550	168,01	< 0,0001	Hautement significatif
C _{BM} /CO	0,7945	110,15	< 0,0001	Hautement significatif
N _{BM} /NT	0,9434	474,67	< 0,0001	Hautement significatif
C _{FL} /CO (%)	0,6976	65,74	< 0,0001	Hautement significatif
N _{FL} /NT (%)	0,3980	18,84	< 0,0001	Hautement significatif
Chw/CO (%)	0,9789	1322,88	< 0,0001	Hautement significatif
C _{FD} /CO (%)	0,8443	154,54	< 0,0001	Hautement significatif
N _{FD} /NT (%)	0,3250	13,72	< 0,0001	Hautement significatif

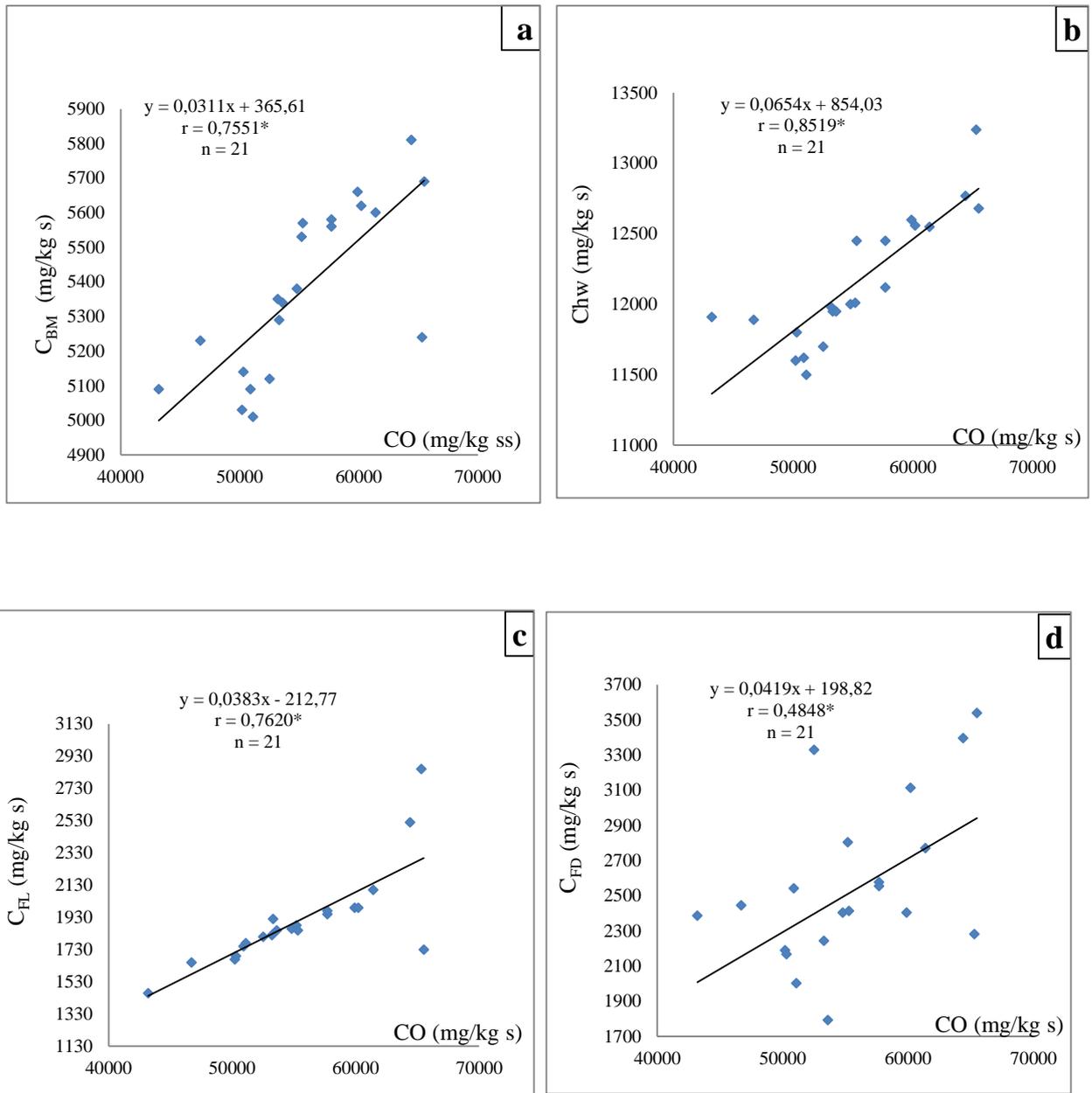


Figure 3: Corrélations entre les différentes fractions de carbone organique (CO) des sols forestiers du Bélèzma sous peuplements monospécifiques à *Cedrus atlantica*.

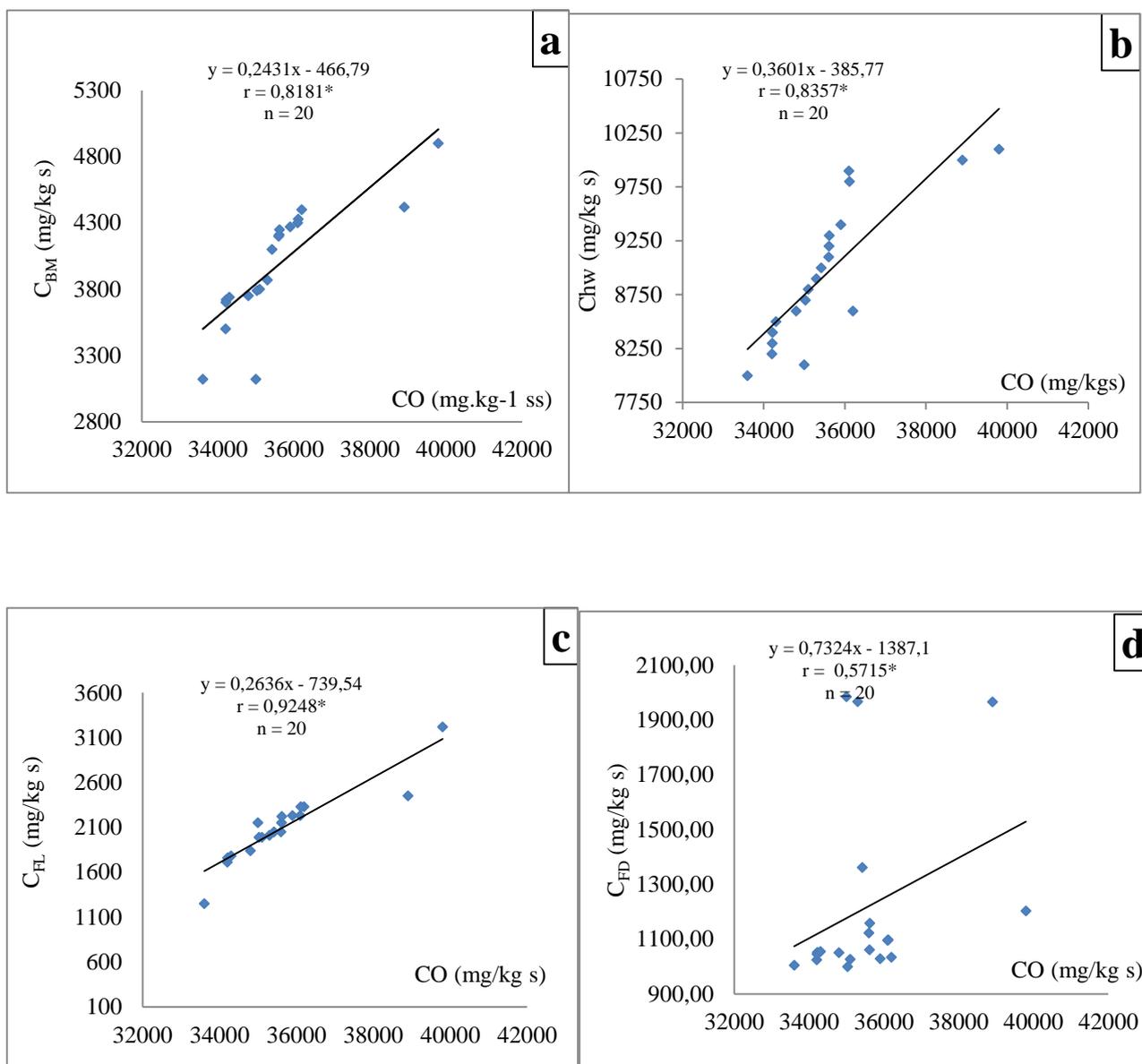


Figure 4 : Corrélations entre les différentes fractions de carbone organique (CO) des sols forestiers du Bélèzma sous peuplements monospécifiques de *Quercus ilex*.

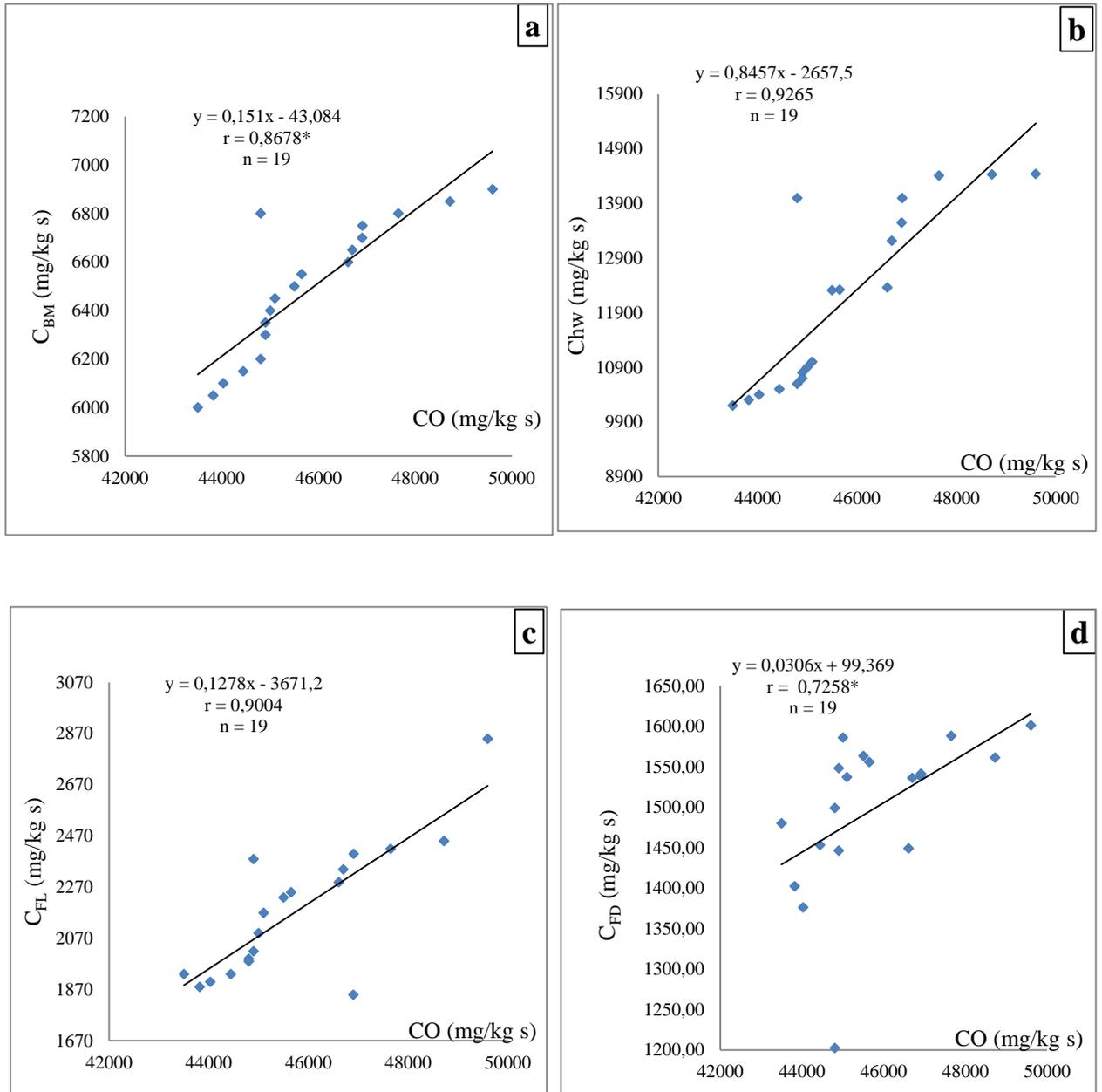


Figure 5 : Relation entre les différentes fractions de carbone organique (CO) des sols forestiers Bélézma sous peuplements mixtes à *Cedrus atlantica* et *Quercus ilex*.

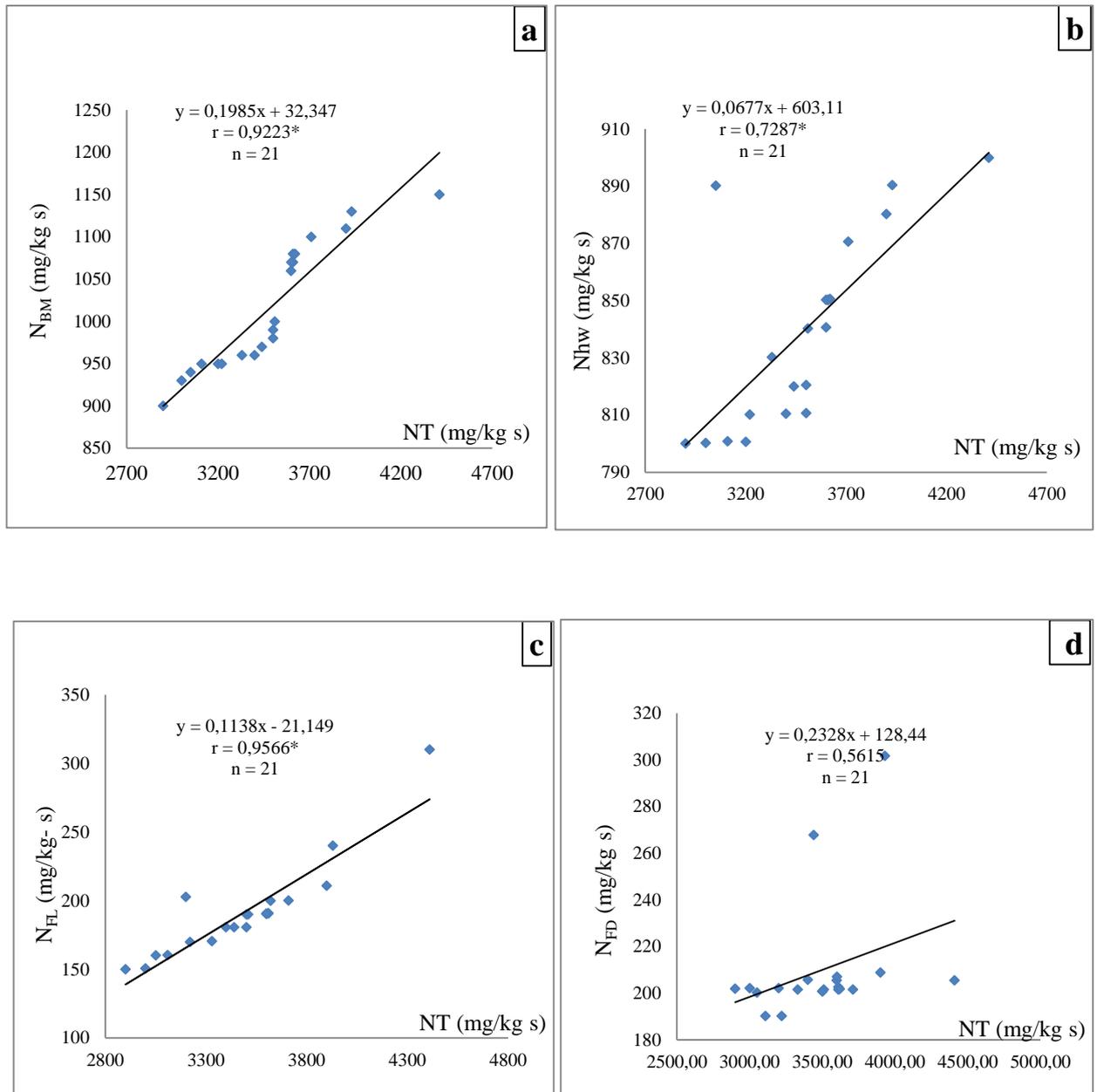


Figure 6 : Relation entre les différentes fractions de l'azote total (NT) des sols forestiers de Bélézma sous stations monospécifiques à *Cedrus atlantica*.

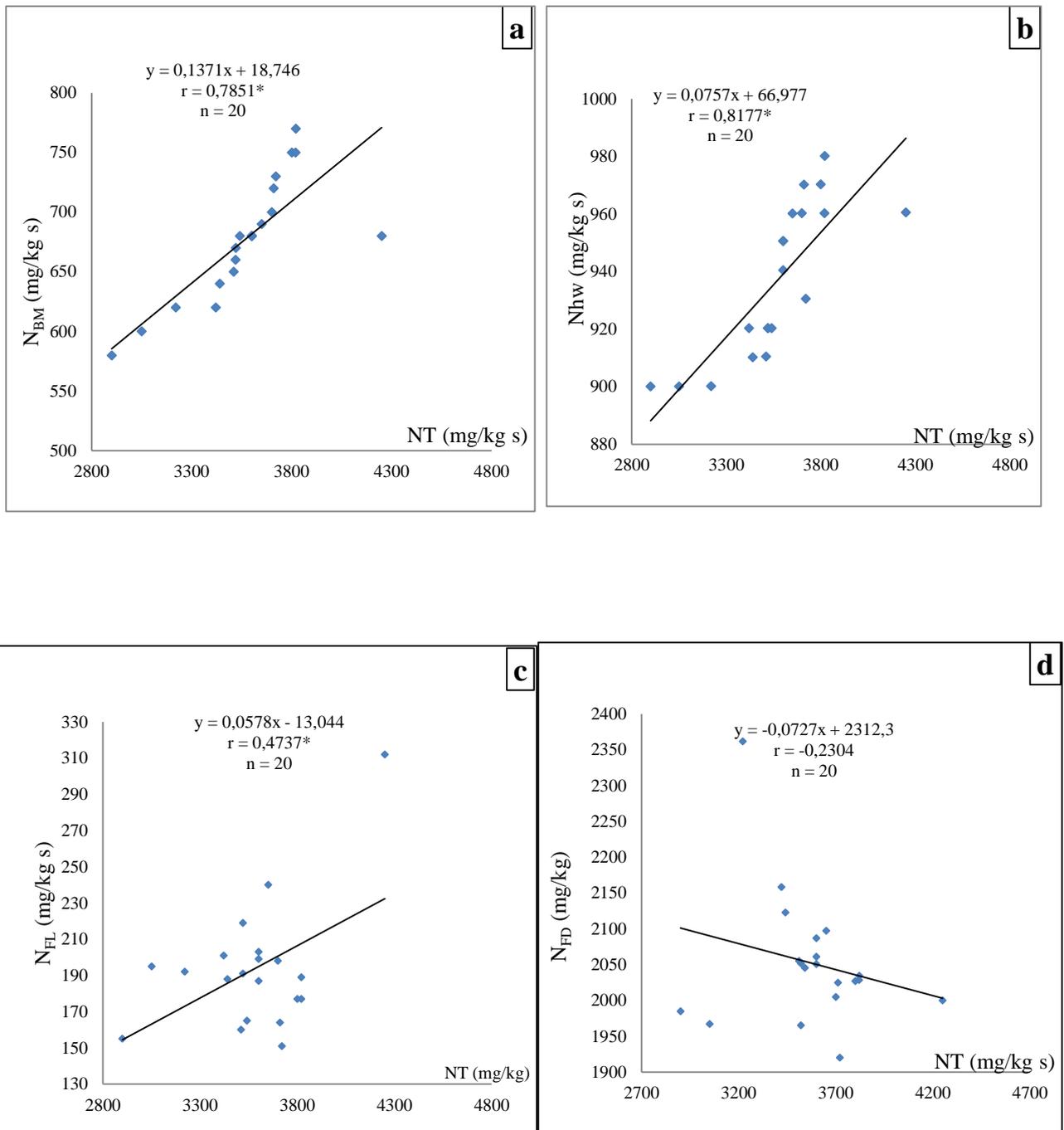


Figure 7 : Relation entre les différentes fractions de l'Azote total (NT) des sols forestiers du Bélézma sous stations monospécifiques à *Quercus ilex*.

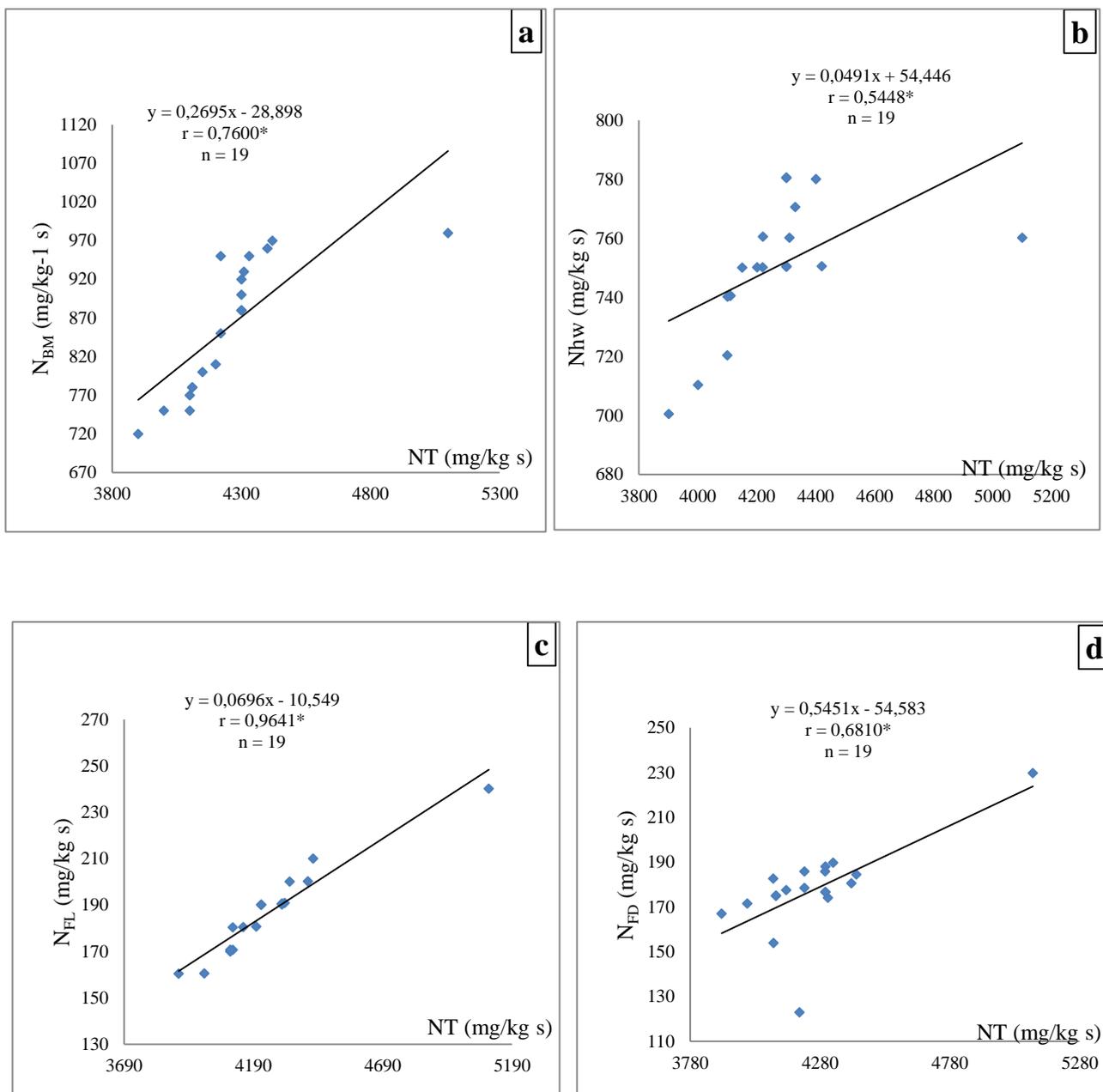


Figure 8 : Relation entre les différentes fractions de l'azote total (NT) des sols forestiers de Bélzma sous stations mixtes à *Cedrus atlantica* et *Quercus ilex*

3 Biomasse microbienne dans les sols des différentes stations forestières

3.1 Comparaisons des teneurs en carbone et azote de la biomasse microbienne (C_{BM} et N_{BM}), et des rapports C_{BM}/CO , N_{BM}/NT et C_{BM}/N_{BM} de la matière organique du sol

Les valeurs moyennes de C_{BM} et N_{BM} sont de l'ordre de 5377, 3974 et 6478 mg/kg de sol ainsi que 1015, 677 et 859 pour, respectivement, les sols des deux stations monospécifiques à *Cedrus atlantica* et *Quercus ilex* ainsi que la station mixte peuplée par les deux essences forestières (Tableau 5). Les résultats indiquent que le couvert végétal forestier a affecté d'une manière hautement significative toutes les variables liées à la biomasse microbienne du sol ($p < 0.0001$) (Tableau 6). En outre, les valeurs moyennes les plus élevées pour les deux variables C_{BM} et N_{BM} , ont été, respectivement, enregistrées pour les sols de la station mixte et ceux de la station monospécifique à *Cedrus atlantica*.

Les valeurs moyennes des rapports C_{BM}/CO sont de l'ordre de 14 et 10 pour les sols des stations forestières mixte et monospécifique à *Quercus ilex* alors qu'il n'est que de 7 dans les sols des stations monospécifiques dominées par *Cedrus atlantica*. Les valeurs moyennes du rapport N_{BM}/NT étaient plus élevées pour les sols de la station monospécifique à *Cedrus atlantica* (29) alors qu'elles n'ont été que de 19 et de 20 pour les stations monospécifique à *Quercus ilex* et mixte (Tableau 5). Pour ces deux rapports, des différences hautement significatives ($p < 0,0001$) ont été enregistrées entre les sols des différentes stations (Tableau 6). Pour ce qui est du rapport C_{BM}/N_{BM} , les valeurs moyennes enregistrées dans les sols des stations monospécifiques ont été, respectivement, de 5,32 et 5,88 pour les sols sous *Cedrus atlantica* et *Quercus ilex*, alors qu'elles semblent plus élevées pour le sol des stations à mélange des deux espèces (7,60) (Tableau 5). Les différences ont été également hautement significatives entre les sols des différentes stations ($p < 0,0001$) (Tableau 6).

3.2 Corrélations entre la biomasse microbienne et les différentes fractions de la matière organique du sol

D'une manière générale et à l'exception des corrélations du carbone organique (CO) et de l'azote total (NT) du sol avec le carbone et l'azote de la fraction dense (C_{FD} et N_{FD}) (Figures 3d, 4d et figures 6d, 7d), de fortes corrélations entre le CO et le NT d'un côté et les différentes fractions de la matière organique du sol (carbone et azote de la fraction microbienne C_{BM} et

N_{BM} , carbone et azote de la fraction extractible à l'eau chaude Chw et Nhw ainsi que le carbone et azote de la fraction légère C_{FL} et N_{FL}), d'un autre, ont été, hautement significatives. En effet, les coefficients de corrélation entre le CO et le C_{BM} ($r = 0,7551$, $r = 0,8181$ et $r = 0,8678$, Figures 3a, 4a et 5a). Il en a été de même pour NT et N_{BM} ($r = 0,9223$, $r = 0,7851$ et $r = 0,785$ et $r = 0,7600$, Figures 6a, 7a et 8a). Les mêmes tendances, ont été enregistrées, pour les corrélations entre C_{BM} et N_{BM} d'un côté et C_{FL} et N_{FL} ainsi que Chw et Nhw , d'un autre. En effet, les coefficients de corrélation sont hautement significatifs pour l'ensemble des sols des différentes stations. Les coefficients de corrélation entre C_{BM} et Chw sont, respectivement, de 0,9587 (Figure 11b), 0,8796 (Figure 10b) et 0,7188 (Figure 9b) pour, respectivement, les sols des stations mixtes, monospécifiques à *Quercus ilex* et à *Cedrus atlantica*. En revanche, les coefficients de corrélation entre N_{BM} et Nhw ont été significativement plus élevés dans les stations monospécifiques à *Quercus ilex* ($r = 0,8558$, Figure 13b) que ceux des stations mixtes ($r = 0,7991$, Figure 14b) et monospécifique à *Cedrus atlantica* ($r = 0,7975$, Figure 12b).

Concernant les relations entre C_{BM} et N_{BM} et le carbone et l'azote de la fraction légère (C_{FL} et N_{FL}), celles-ci, sauf quelques exceptions, ont été globalement significatives. Les coefficients de corrélation les plus élevés ont été enregistrés dans les sols des stations mixtes ($r = 0,6870$ entre C_{BM} et C_{FL} , Figure 11a et $r = 0,8681$ entre N_{BM} et N_{FL} , Figure 14a). D'autres corrélations hautement significatives ont été enregistrées entre C_{BM} et C_{FL} pour les sols de la station monospécifique à *Quercus ilex* ($r = 0,9139$, Figure 10a) et entre N_{BM} et N_{FL} pour les sols de la station monospécifique à *Cedrus atlantica* ($r = 0,8406$, Figure 12a).

A propos des corrélations entre C_{BM} et N_{BM} , d'un côté et le carbone et l'azote de la fraction dense (C_{FD} et N_{FD}), celles-ci n'ont été globalement significatives. A l'exception, des sols de la station monospécifique à *Cedrus atlantica* où il a été enregistré des coefficients de corrélation relativement significatifs de 0,4930 (entre C_{BM} et C_{FD} , Figure 9c) et de 0,3381 (entre N_{BM} et N_{FL} , Figure 12c) le reste des sols des autres stations n'ont pas bénéficiés du même degré de significativité. Toutefois, la relation entre N_{BM} et N_{FD} des sols de la station mixte, celle-ci a été également significative ($r = 0,5103$, Figure 14c).

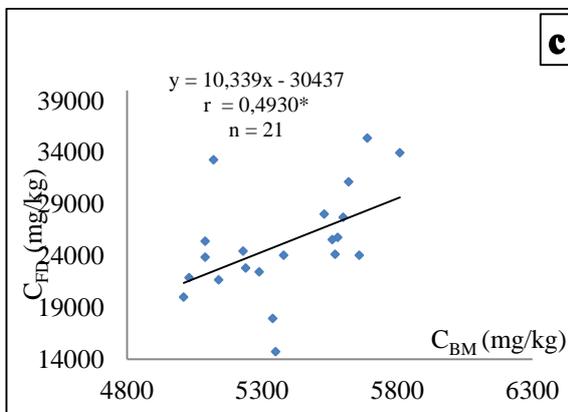
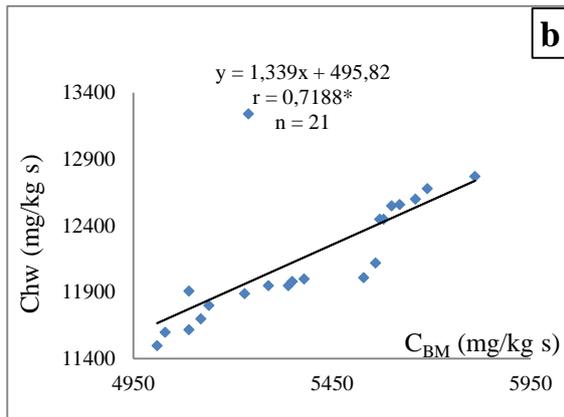
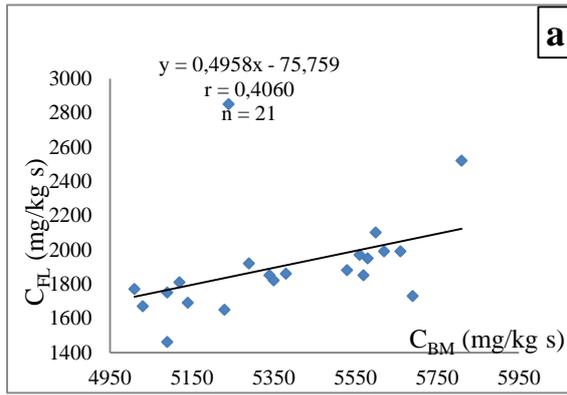


Figure 9 : Corrélations entre le Carbone de la biomasse microbienne (C_{BM}) et le Carbone des différentes fractions des sols des monts forestiers du Bélézma en stations monospécifiques à *Cedrus atlantica*

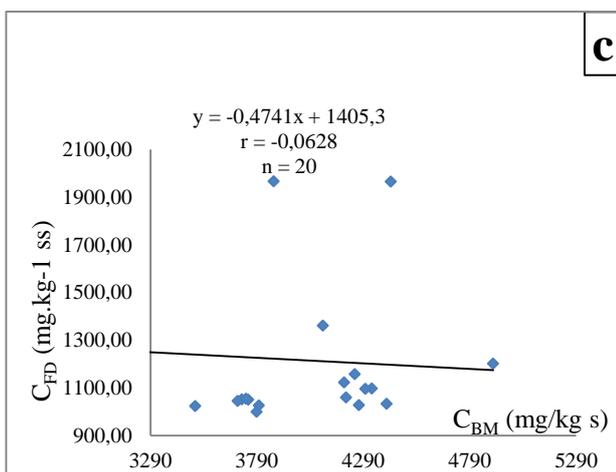
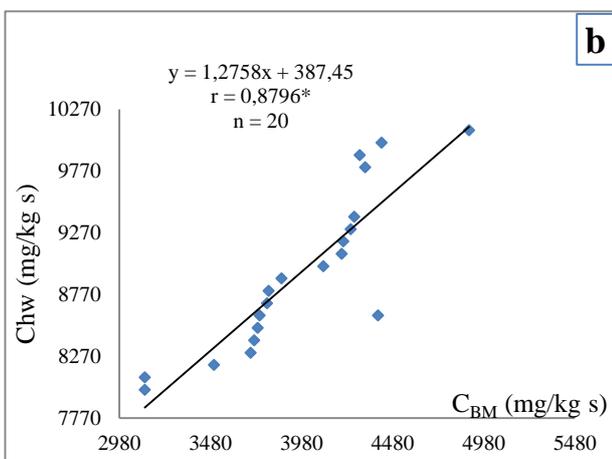
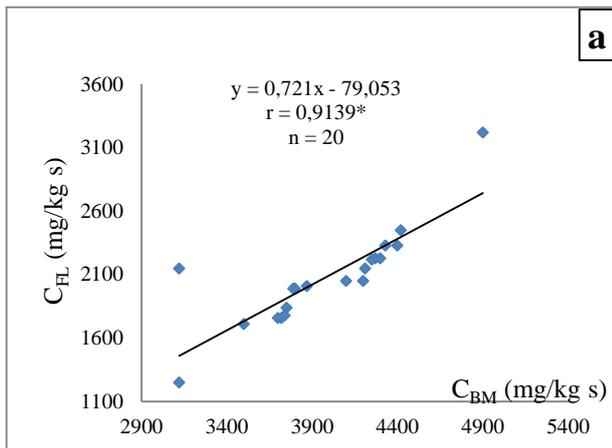


Figure 10 : Corrélation entre le Carbone de la biomasse microbienne (C_{BM}) et le Carbone différentes fractions des sols des monts forestiers du Bélézma en stations mixtes à *Quercus ilex*.

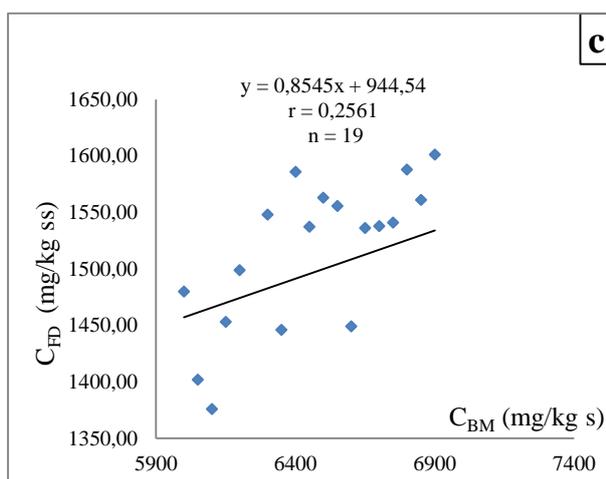
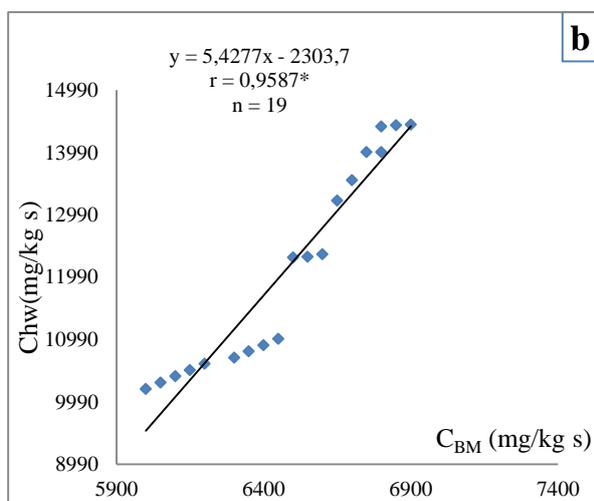
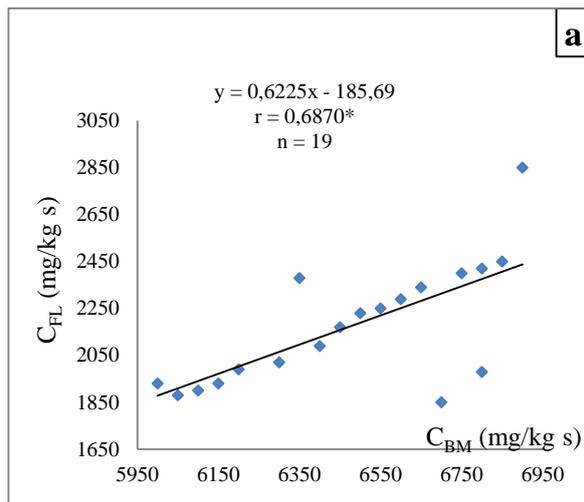


Figure 11 : Corrélations entre le Carbone de la biomasse microbienne (C_{BM}) et le Carbone des différentes fractions des sols des monts forestiers du Bélézma en stations mixtes à *Cedrus atlantica* et *Quercus ilex*

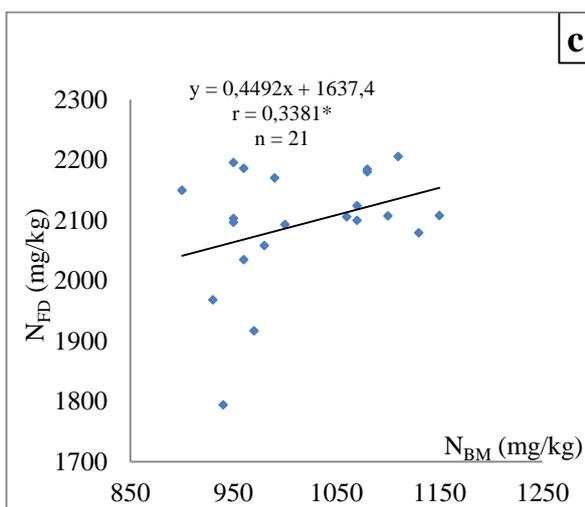
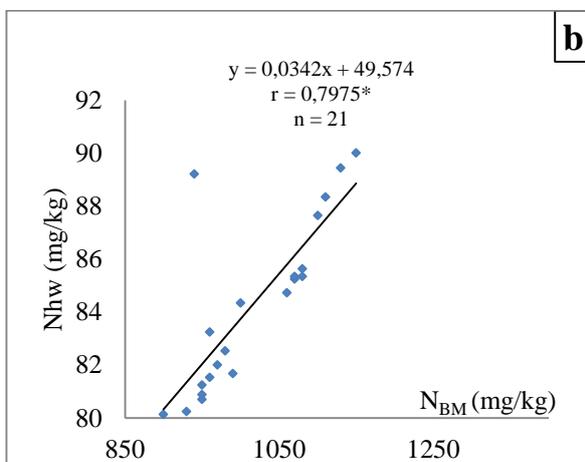
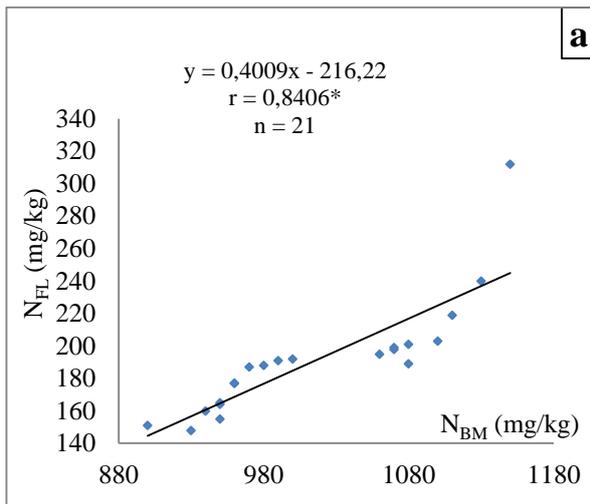


Figure 12 : Corrélations entre l'azote de la biomasse microbienne (N_{BM}) et les différentes fractions de l'azote des sols des monts forestiers du Bélézma en stations monospécifiques à *Cedrus atlantica*.

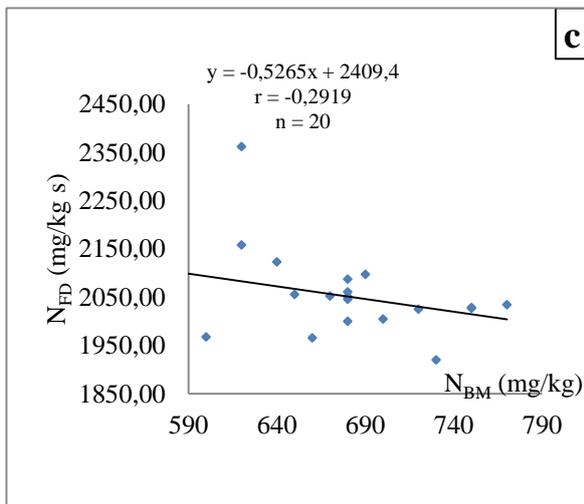
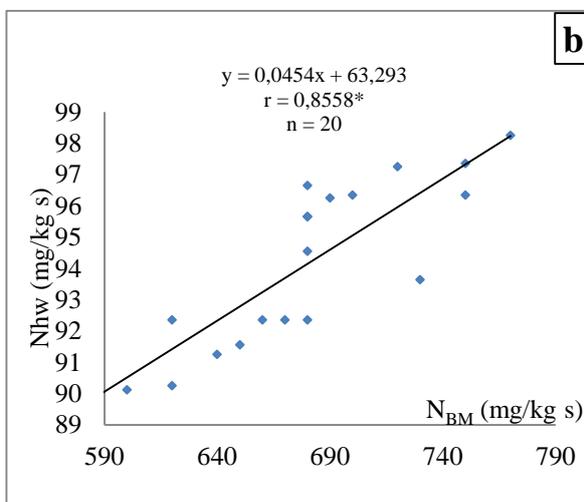
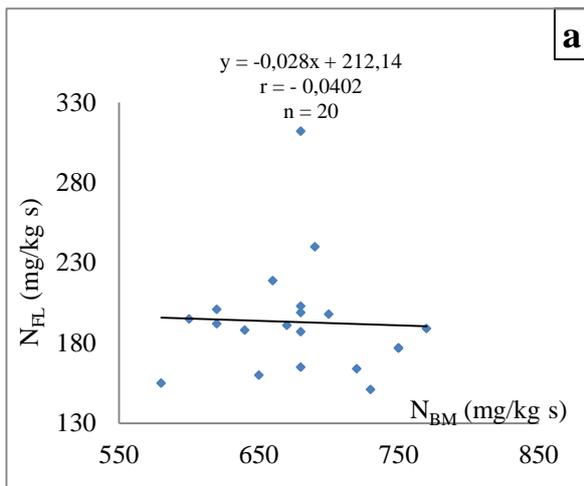


Figure 13 : Corrélations entre l'azote de la biomasse microbienne (N_{BM}) et celui des fractions des sols des monts forestiers du Bélézma en stations monospécifiques à *Quercus ilex*

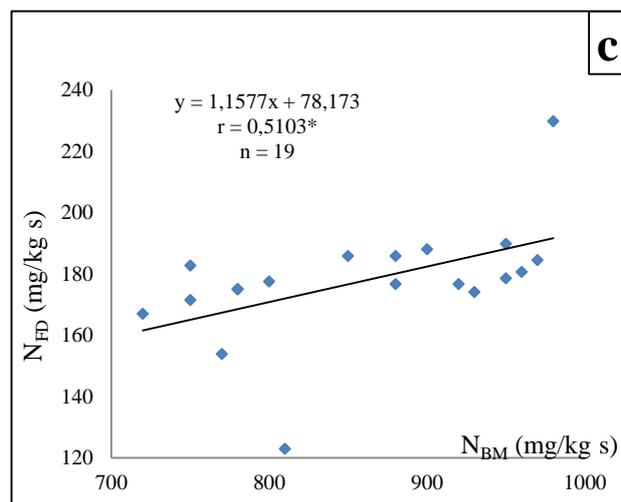
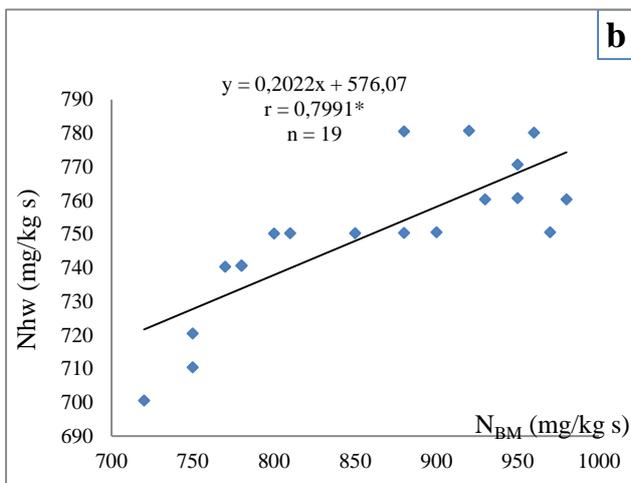
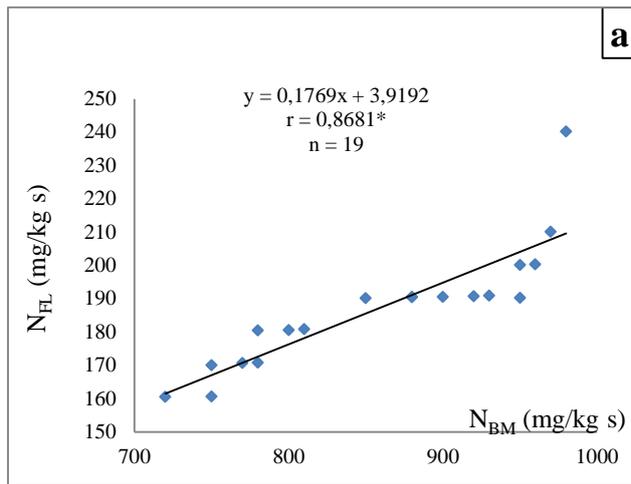


Figure 14 : Corrélation entre l'azote de la biomasse microbienne (C_{BM}) et l'azote des différentes fractions des sols des monts forestiers du Bélézma en stations mixtes à *Cedrus atlantica* et *Quercus ilex*.

4 Matière organique extractible à l'eau chaude dans les sols sous différentes stations forestières

4.1 Comparaisons entre teneurs en carbone et azote de la fraction extractible à l'eau chaude (Chw et Nhw) et les différentes fractions de la matière organique du sol

Les valeurs moyennes du carbone et d'azote de la fraction extractible à l'eau chaude de la matière organique du sol, respectivement Chw et Nhw, les plus élevées sont enregistrées dans les sols des stations mixtes (1221 mg/kg) et les plus faibles dans les stations monospécifiques à *Cedrus atlantica* (121 mg/kg) alors que les sols sous *Quercus ilex* enregistrent des valeurs intermédiaires (894 mg/kg) (tableau 5). Les mêmes tendances que pour Chw, les variables moyennes pour la variable rapport Chw/Nhw. En effet, les rapports Chw/Nhw les plus élevés sont enregistrés dans les sols des stations mixtes (16,09) ainsi que ceux des stations monospécifiques à *Quercus ilex* (9,52) (tableau 5). Ce même rapport était très faible dans les sols de la station monospécifique à *Cedrus ilex*. Avec valeurs $p < 0,0001$, les différences sont hautement significatives entre les sols des différentes stations étudiées, et ce, aussi bien pour les valeurs moyennes de Chw et Nhw que pour Chw/Nhw (Tableau 6). En outre, le rapport du carbone extractible à l'eau chaude par rapport au carbone organique (Chw/CO), les valeurs moyennes les plus élevées ont été enregistré, respectivement, dans les sols prélevés à partir des stations à mélange de peuplements (2,64) et monospécifiques à *Quercus ilex*. (2,51). Alors que les valeurs moyennes les plus faibles ont été enregistrées dans les sols sous *Cedrus atlantica* (0,23) (Tableau 5). Inversement, les valeurs moyennes du rapport l'azote extractible à l'eau chaude par rapport à l'azote total (Nhw/NT) les plus élevées ont été enregistré dans les sols des stations dominées par un feuillu tel que *Quercus ilex* (2,65) et les stations monospécifiques à *Cedrus atlantica*, soient respectivement 2,65 et 2,44, par rapport aux sols des stations mixtes. (1,77) (Tableau 5). En outre, des différences hautement significatives ont été enregistrées pour les valeurs moyennes des rapports Chw/CO (%), Nhw/NT (%) ($p < 0.0001$) (Tableau 6).

4.2 Corrélations entre la matière organique extractible à l'eau chaude (Chw et Nhw) et les différentes fractions de la matière organique du sol

Indépendamment de la nature du couvert végétal forestier, des corrélations hautement significatives entre le carbone et l'azote extractibles à l'eau chaude (Chw et Nhw) d'un autre côté et le CO et NT ainsi que les différentes fractions de la MOS telles que C_{BM} et N_{BM} ainsi que C_{FL} et N_{FL} , d'un autre côté.

Les corrélations entre le Chw et Nhw et le CO et NT ont été consignées dans les graphiques des figures 3a ($r = 0,8519^*$), 4b ($r = 0,8357^*$), 5b ($r = 0,8585^*$), 6b ($r = 0,7287^*$), 7b ($r = 0,8177^*$) et 8b. ($0,5448^*$).

Les corrélations les plus élevées pour le Chw et le Nhw et le C_{BM} et le N_{BM} pour les sols de la station mixte ($r = 0,9587$ et $r = 0,7991$) (Figures 11b et 14b) puis en deuxième position se classent les sols de la station monospécifique à *Quercus ilex* ($r = 0,8796$ et $r = 0,8558$) (Figures 10b et 13b). Malgré leurs coefficients de corrélation également élevés entre MO extractible à l'eau chaude et les éléments de la biomasse microbienne (C_{BM} Et N_{BM}), les sols de la Cédraie enregistrent les valeurs moyennes relativement faibles ($r = 0,7188$ et $r = 0,7975$) (Figures 9b et 12b).

Pour ce qui est des corrélations entre le Chw et le Nhw et le carbone et l'azote de la fraction légère C_{FL} et N_{FL} , malgré leur haut degré de significativité, les coefficients de corrélation relativement faibles ont été enregistrés dans les sols de la station mixte ($r = 0,6280$ et $r = 0,6690$) (Fig. 17a et 17c), pour respectivement le carbone et l'azote. Inversement, ce sont les sols sous *Quercus ilex* qui enregistrent les corrélations les plus élevées entre Chw et le C_{FL} ($r = 0,8485$) (Figures 16a). Cependant, dans les sols de la même station monospécifique, les corrélations sont non significatives entre Chw et CFD ($r = 0,128$) (Figure 16b) ainsi qu'entre N_{FL} et Nhw ($r = 0,2760$) (Figure 16c). Dans les sols sous *Cedrus atlantica*, les corrélations entre les éléments de la fraction légère de la matière organique du sol (C_{FL} et N_{FL}) et le carbone et l'azote de la fraction extractibles à l'eau chaude (Chw et Nhw) ($r = 0,7634$ et $r = 0,7277$) sont positives et très élevés (Figures 15a et 15c). En revanche, des corrélations sont faibles voire non significatives ont été enregistrés entre Chw et CFD ($r = 0,3780$) (Figure 15b) ainsi qu'entre Nhw et N_{FD} ($r = 0,1199$) (Figure 15d).

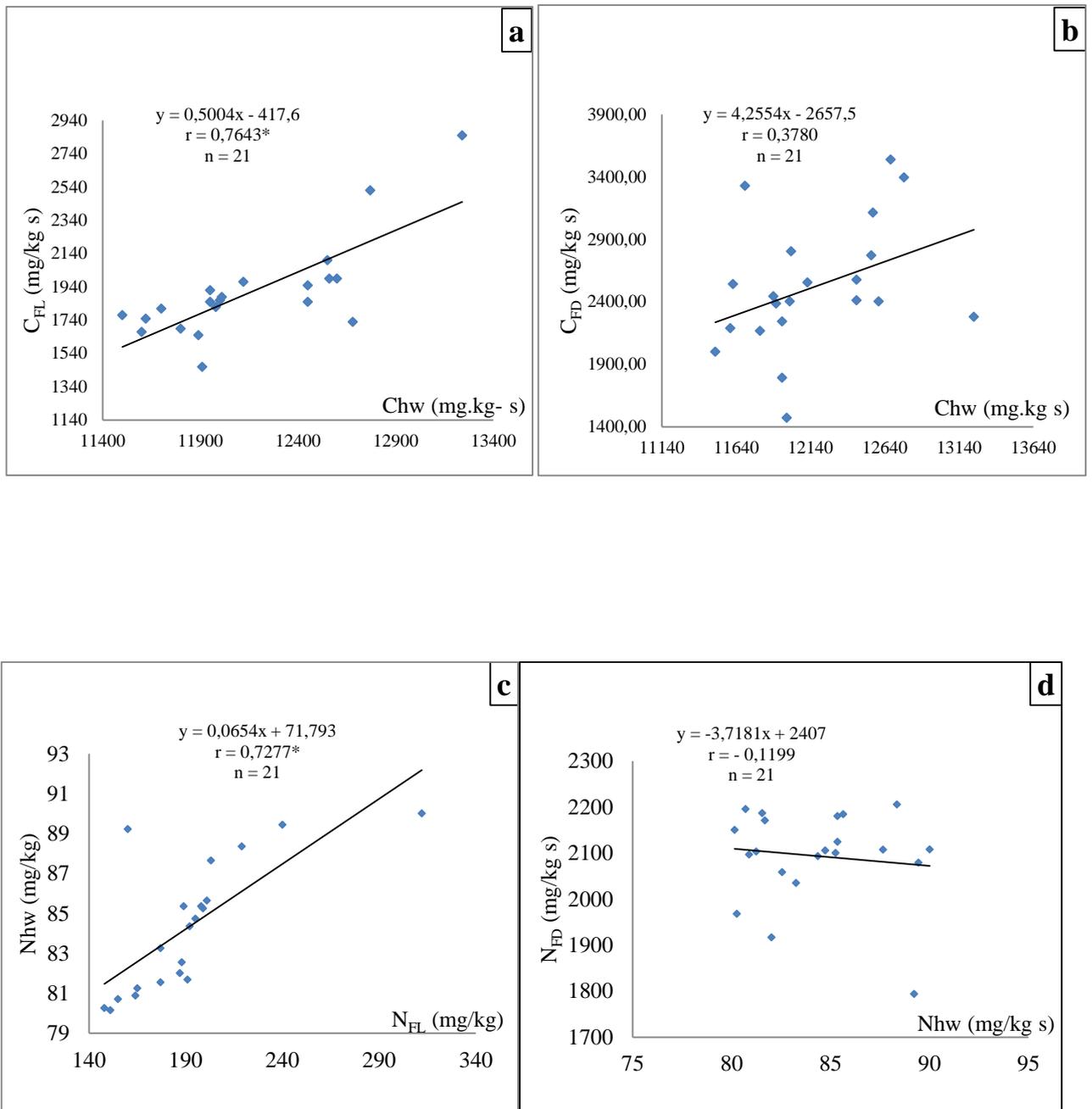


Figure 15 : Relation entre le carbone et l'azote extractible à l'eau chaude et le carbone et l'azote et des fractions légère et dense des sols des monts forestiers du Bélézma en stations monospécifiques à *Cedrus atlantica*.

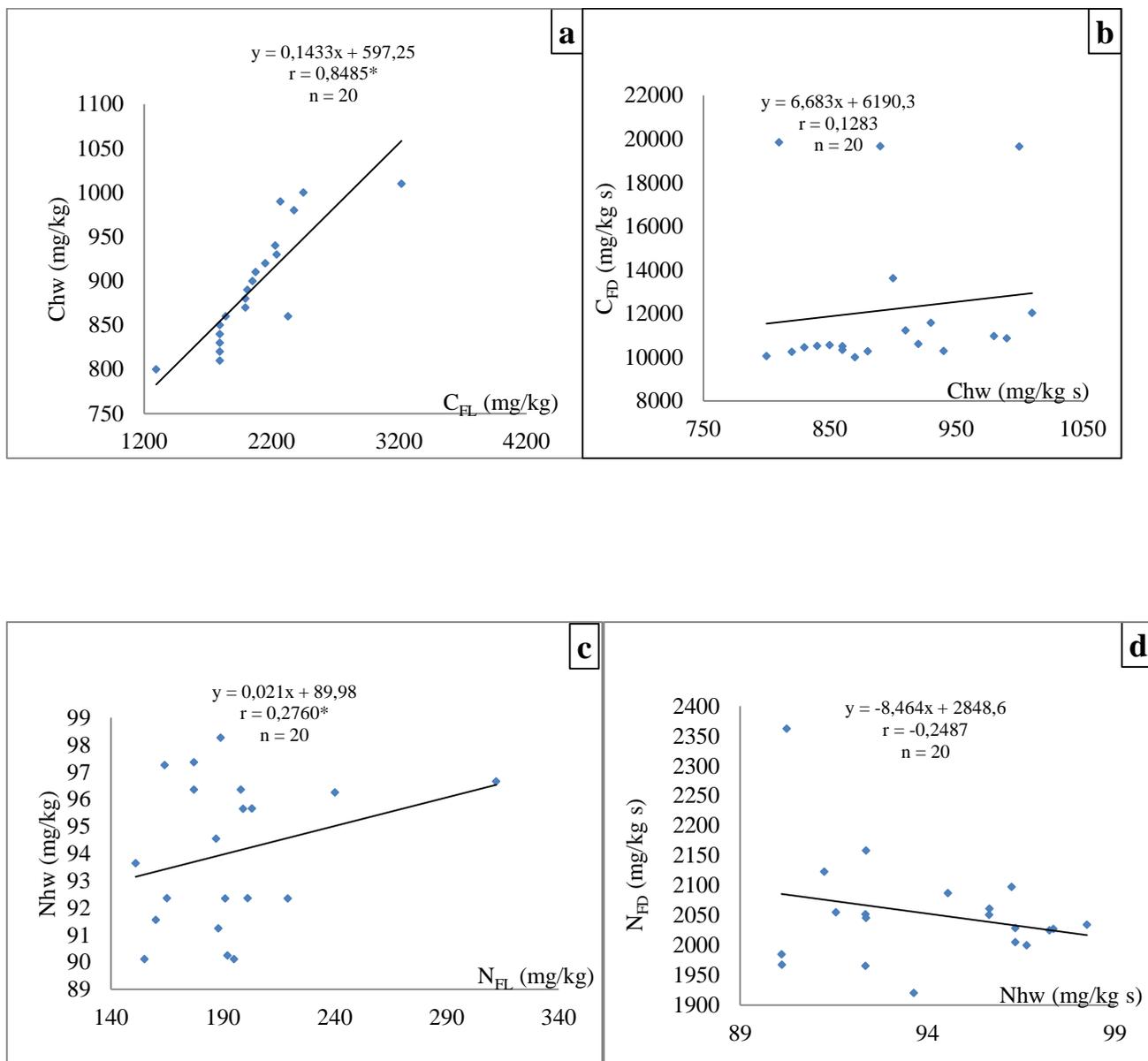


Figure 16 : Relation entre le carbone et l'azote extractibles à l'eau chaude et le carbone et l'azote des fractions légère et dense des sols des monts forestiers du Bélézma en stations monospécifiques à *Quercus ilex*.

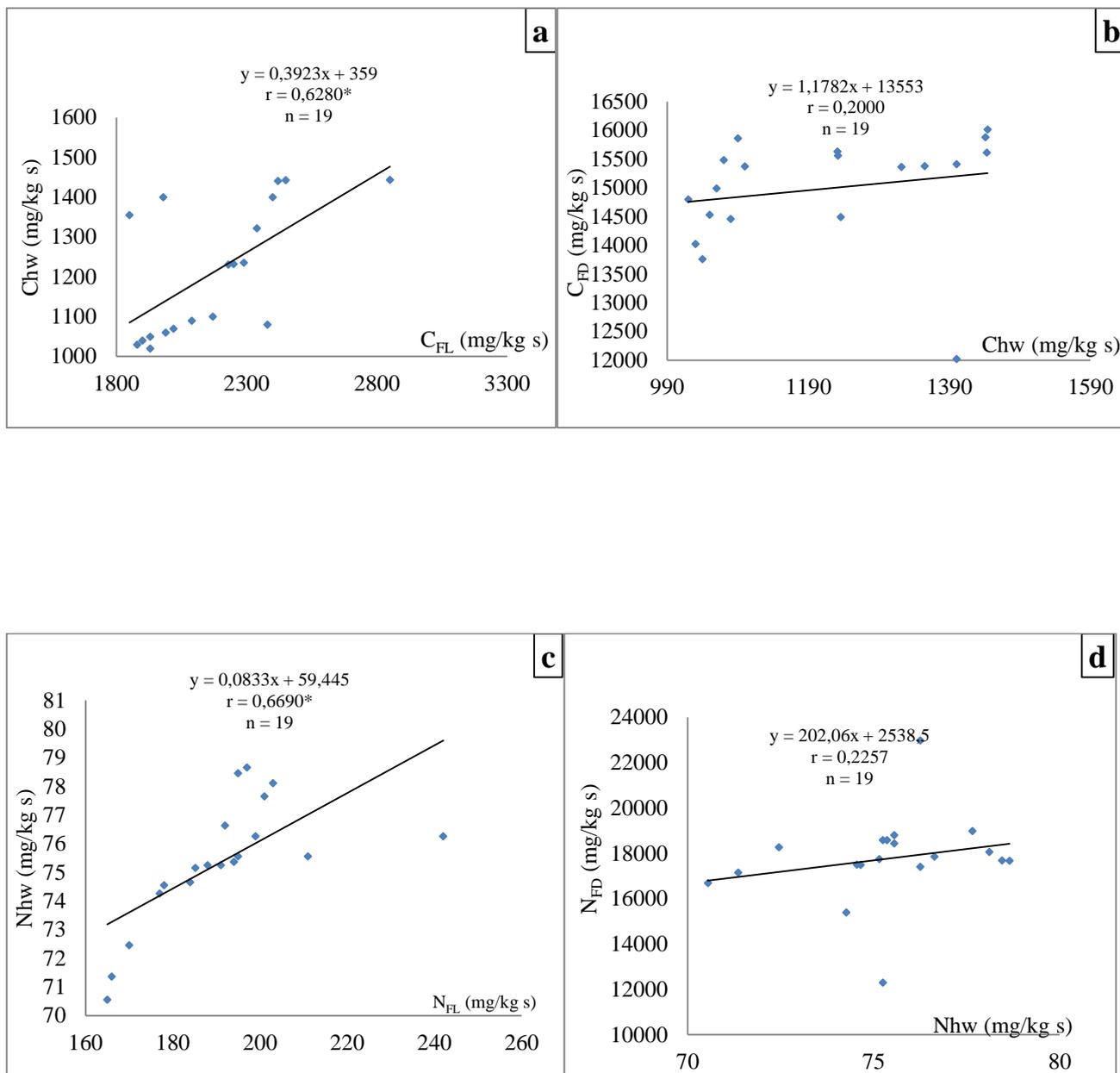


Figure 17 : Relation entre le carbone et l'azote extractibles à l'eau chaude et le carbone et l'azote et des fractions légère et dense des sols des monts forestiers du Bélézma en stations mixtes à *atlantica* et *Quercus ilex*.

5 Fraction légère de la matière organique des sols des différentes stations forestières

5.1 Comparaisons entre la fraction légère (C_{FL} et N_{FL}) et les différentes fractions de la matière organique du sol

Les valeurs moyennes de la fraction légère de la MOS (C_{FL} , N_{FL} et C_{FL}/N_{FL}) sont plus élevées dans les sols des stations mixtes ($C_{FL} = 2176$ mg/kg s et $C_{FL}/N_{FL} = 11,47$) et des stations monospécifiques à *Quercus ilex* ($N_{FL} = 193$ mg/kg s) (Tableau 5).

Les effets de la végétation forestière sur le carbone de la fraction légère de la MOS (C_{FL}) ont été faiblement significatifs ($p < 0,0331$) alors qu'ils ont été non significatifs sur l'azote (N_{FL}) ($p < 0,9713$) et le rapport C_{FL}/N_{FL} ($p < 0,1342$) (Tableau 6).

Les seules valeurs hautement significatives ($p < 0,0001$) entre les sols des trois stations ont été remarquées pour les rapports C_{FL}/CO (%) et N_{FL}/NT (%) (Tableau 6).

5.2 Corrélations entre la fraction légère (C_{FL} et N_{FL}) et les différentes fractions de la matière organique du sol

Entre la fraction légère de la MOS représentée par les éléments C_{FL} et le N_{FL} d'un côté et les et ceux de la matière organique totale, à savoir CO et NT d'un autre, les corrélations sont, en général, hautement significatives. Les coefficients de corrélation sont, en effet, de l'ordre de $r = 0,9641$ (Figure 8c) et $r = 0,9566$ (Figure 6c) entre N_{FL} et NT pour les sols qui se sont développés, respectivement, dans les stations mixtes et monospécifique à *Cedrus atlantica*. En revanche, pour les corrélations entre CO et C_{FL} , elles ont été positives et hautement significativement pour les sols de toutes les stations. Les coefficients de corrélations, ont été de l'ordre de 0,9248 dans les sols sous *Quercus ilex* (Figure 4c) et de 0,900 pour les sols de la saturation mixte (Figure 5c) et enfin de 0,7620 pour les sols sous *Quercus ilex* (Figure 3c).

Les corrélations entre le carbone et l'azote de la fraction légère (C_{FL} et N_{FL}) et le carbone et l'azote de la biomasse microbienne (C_{BM} et N_{BM}) sont également hautement significatives. Les coefficients de corrélations entre C_{FL} et C_{BM} sont de l'ordre de $r = 0,9139^*$ et $r = 0,6870^*$ dans les sols, respectivement, des stations dominées par *Quercus ilex* (Figure 10a) et les stations mixtes (Figure 11a). Les coefficients de corrélation ont été élevés entre N_{FL} et N_{BM} des sols des

stations respectives mixtes ($r = 0,8681^*$) (Figure 14a) et monospécifiques à *Cedrus atlantica* ($r = 0,8406$, Figure 12a). Cependant, ils l'ont été nulles pour $N_{FL} - N_{BM}$, pour les sols de la station monospécifique dominée par *Quercus ilex*, ce qui s'est traduit par un coefficient de corrélation égal à $-0,0402$ (Figure 13 a).

Des corrélations significatives ont été, également, enregistrées entre les éléments carbone et azote de la fraction légère avec les mêmes éléments de la fraction extractible à l'eau chaude de la MOS. En effet, les corrélations $C_{FL} - Chw$ et $N_{FL} - Nhw$ des sols de la station monospécifique à *Cedrus atlantica* ont été positives et hautement significatives. Les coefficients de corrélation pour les sols de cette station, ont été de l'ordre de $0,7643$ (Figure 15a) et $0,7277$ (Figure 15c) pour, respectivement, $C_{FL} - Chw$ et $N_{FL} - Nhw$. La même tendance a été enregistrée, concernant les sols de la station mixte. En effet, les coefficients de corrélation ont été, respectivement, de $0,6280$ pour la corrélation entre $C_{FL} - Chw$ (Figure 17a) et $0,6690$ pour celle qui lie $N_{FL} - Nhw$ (Figure 17c). Pour les sols de la station monospécifique à *Quercus ilex*, il a été enregistré une seule corrélation positive et hautement significative entre le C_{FL} et le Chw ($r = 0,8485$, Figure 16a).

Les corrélations entre le carbone et l'azote la fraction légère (C_{FL} et N_{FL}) et ceux de la fraction dense (C_{FD} et N_{FD}) ont été très faibles et non significatifs dans les sols des stations monospécifiques aussi bien celles dominées par *Cedrus atlantica* que celles à *Quercus ilex* (Figures 18a, 18b, 19a et 19b). Au contraire, les sols des stations mixtes, les coefficients de corrélation ont été significatifs. En effet, $r = 0,4946$ (Figure 20a) et $r = 0,6207$ (Figure 20b) pour, respectivement, les relations entre $C_{FL} - C_{FD}$ et entre $N_{FL} - N_{FD}$.

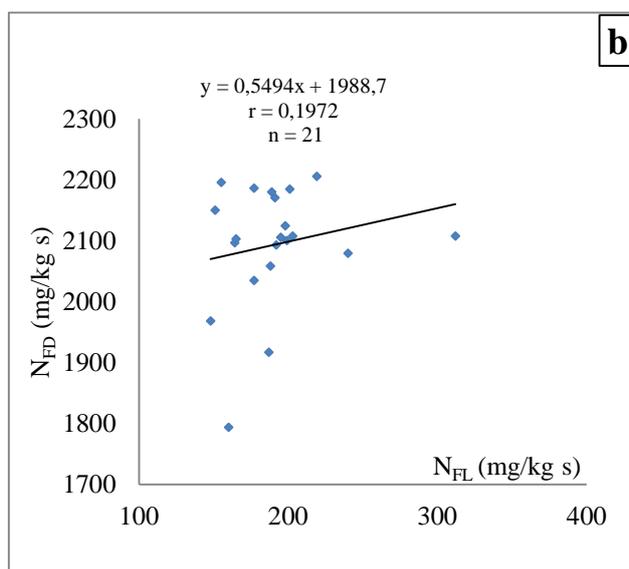
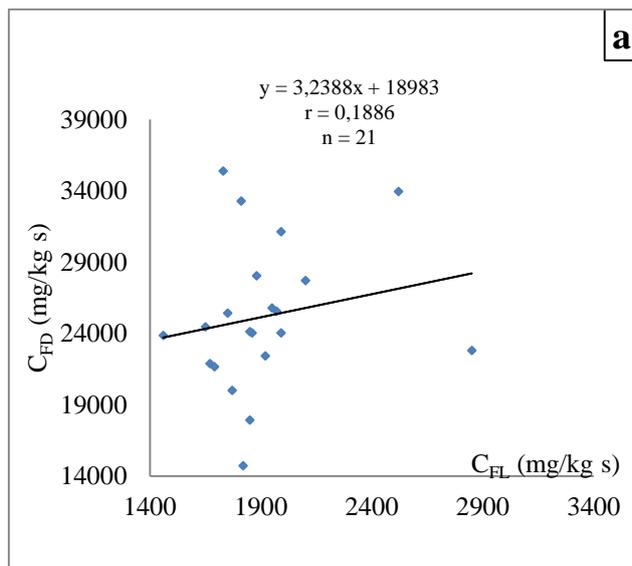


Figure 18 : Relation entre le carbone et l'azote de la fraction légère (C_{FL} et N_{FL}) avec ceux de la fraction dense (C_{FD} et N_{FD}) des sols des monts forestiers du Bélzma en stations monospécifiques à *Cedrus atlantica*.

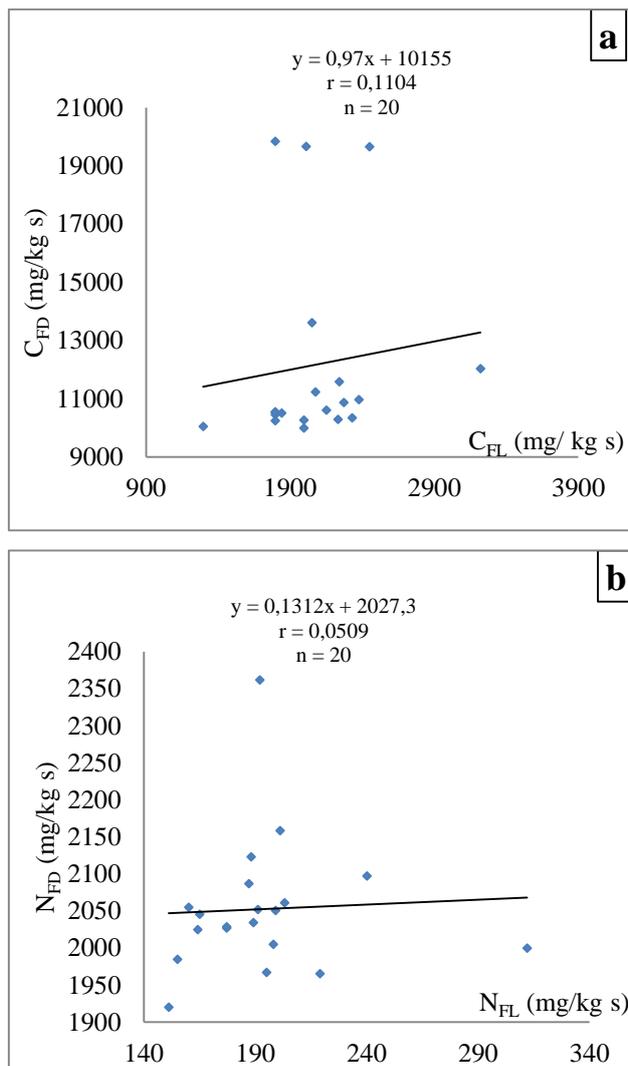


Figure 19 : Relation entre le carbone et l'azote de la fraction légère (C_{FL} et N_{FL}) avec ceux de la fraction dense (C_{FD} et N_{FD}) des sols des monts forestiers du Bélézma en stations monospécifiques à *Quercus ilex*.

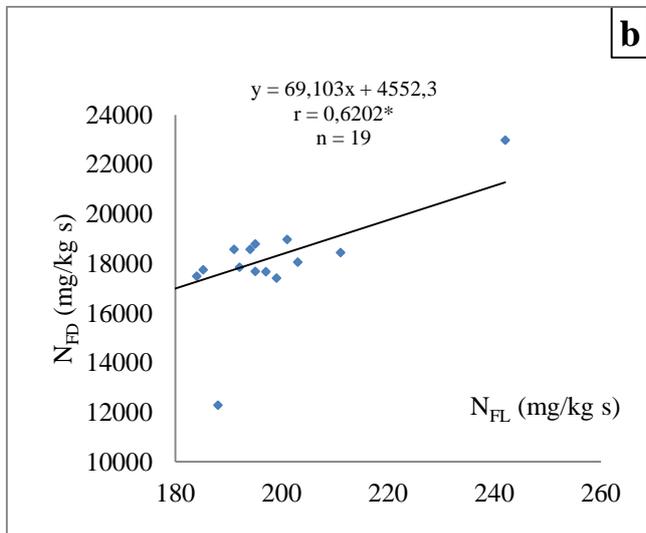
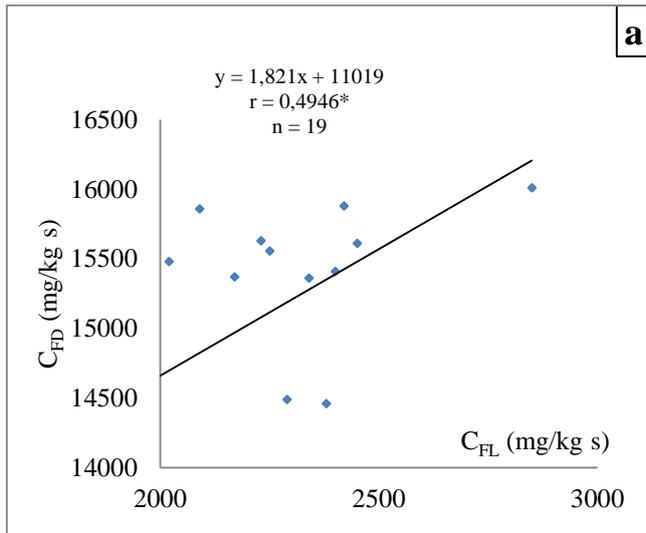


Figure 20 : Relation entre le carbone et l'azote de la fraction légère (C_{FL} et N_{FL}) avec ceux de la fraction dense (C_{FD} et N_{FD}) des sols des monts forestiers du Bélézma en stations monospécifiques à *Cedrus atlantica* et *Quercus ilex*.

6. Fraction dense de la matière organique des sols sous différentes stations forestières

6.1 Comparaisons entre la fraction dense et les différentes fractions de la matière organique du sol

Les valeurs moyennes significativement plus élevées ont été enregistrées dans les sols de la station à *Cedrus atlantica* (Tableau 5). En effet, les valeurs moyennes enregistrées dans les sols de ces stations ont été de l'ordre 2516 et 209 mg par kg de sol de C_{FD} et N_{FD} . Alors que les sols de la station mixte avec des valeurs intermédiaires de 1498 et 177 mg de sol de C_{FD} et N_{FD} occupent une position intermédiaire (Tableau 5). Ce sont les sols prélevés sous *Quercus ilex*, qui enregistrent les valeurs les plus faibles pour ces deux éléments (1217 et 144) (Tableau 5). L'effet de la végétation sur le C_{FD} , N_{FD} et N_{FD}/NT , respectivement, le carbone, l'azote de la fraction dense ainsi que le rapport azote de la fraction dense sur azote total ont été significatifs (Tableau 6). Alors que, l'effet sur les rapports C_{FD}/N_{FD} et C_{FD}/CO ont été, respectivement, faiblement et moyennement significatifs (Tableau 6).

6.2 Corrélation entre la fraction dense et les différentes fractions de la matière organique du sol

D'une manière générale, le carbone C_{FD} ainsi que l'azote N_{FD} de la fraction dense sont faiblement corrélés avec le carbone et l'azote des différentes fractions de la matière organique du des sols des différentes stations. Les rares corrélations réellement significatives sont celles qui se sont établies entre les éléments de la matière organique totale du sol (CO et NT). En effet, les coefficients de corrélations hautement significatifs ont été enregistrés entre CO et C_{FD} dans, respectivement, les sols des stations mixte ($r = 0,72558$, Figure 5d), monospécifique à *Quercus ilex* et ($r = 0,5715$, Figure 4d) et monospécifique à *Cedrus atlantica* ($r = 0,4848$, Figure 3d). En dehors de quelques exceptions, les mêmes tendances, ont été enregistrées pour la relation entre NT et N_{FD} . Les coefficients de corrélation ont été de 0,6810 (Figure 8d) et de 0,5615 (Figure 6d) pour les sols des stations, respectivement, mixte et monospécifique à *Cedrus atlantica*.

Comme cela a été cité précédemment, Il a été enregistré également et à titre exceptionnel des corrélations significatives entre le C_{FD} et C_{FL} ($r = 0,4946$, Figure 20a) et N_{FD} et N_{FL} (Figure 20b) des sols des stations mixtes.

7. Régression linéaire multiple pour l'étude des processus de minéralisation de la matière organique des sols

7.1 Minéralisation de l'azote

Le critère de choix du modèle de Régression linéaire multiple (RLM), notamment le R^2 , a été tellement faible qu'il n'a été possible de tirer des conclusions. Cependant, les seuls sols ayant répanus à la régression, ce sont les sols prélevés à partir de la station monospécifique à *Quercus ilex*. En effet, le modèle ayant présenté un coefficient de détermination relativement très élevé ($R^2 = 0,619$) c'est le modèle pas-à-pas descendant (*Backward*) (Tableau 7).

Tableau 7 : Comparaison des modèles de Régression linéaire multiple (RLM) pour la variable Azote minéralisé (Nm) par rapport aux différentes fractions de la matière organique des sols MOS, dans différentes stations forestières (*Cedrus atlantica*, *Quercus ilex* et *mixte*) dans les monts forestiers du Bélèzma.

<u>Modèles</u>	<u>Sols sous <i>Cedrus atlantica</i></u>		<u>Sols sous <i>Quercus ilex</i></u>		<u>Sols sous <i>Station mixte</i></u>	
	Variables intégrées dans le modèle	R^2 ou R^2 ajusté	Variables intégrées dans le modèle	R^2 ou R^2 ajusté	Variables intégrées dans le modèle	R^2 ou R^2 ajusté
<u>Pas-à-pas ascendant (Forward)</u>	C_{FL}	0,101	C_{BM}	0,169	C_{FL}	0,074
<u>Pas-à-pas descendant (Backward)</u>	C_{BM}	0,040	C_{BM}	0,619	N_{FD}	0,058
<u>Progressive (Stepwise)</u>	C_{FL}	0,101	C_{BM}	0,123	C_{FL}	0,074

7.2 Minéralisation du carbone

La comparaison du critère de choix employé, à savoir le coefficient de détermination R^2 ou le coefficient de détermination ajusté R^2_{ajust} , des différents modèles de Régression linéaire multiple (RLM) pour la variable C_m (minéralisation du carbone organique) des sols issus des trois stations forestières (*Cedrus atlantica*, *Quercus ilex* et mixte) a permis de choisir le modèle linéaire le plus parcimonieux ayant le R^2 le plus élevé. Il a été constaté finalement que c'est le meilleur modèle qui génère les valeurs R^2 les plus élevées (Tableau 8). Ce modèle, possède la qualité de combiner à chaque étape de sa progression, celle ayant un R^2 le plus élevé, jusqu'à atteindre un stade offrant la meilleure combinaison entre les variables qui se traduit par un R^2 élevé. Dans la présente étude, ce dernier a été de 0.907, de 0.790 et de 0.802 pour, respectivement, les sols prélevés à partir de la station à *Cedrus atlantica*, à *Quercus ilex* et mixte (Tableau 9).

Dans le même ordre d'idée, avec des R^2 presque identiques, la comparaison des trois modèles restants (*Forward*, *Backward* et *Stepwise*) permet d'avancer l'hypothèse que c'est le modèle pas à pas ascendant, du moins pour les sols de station à *Cedrus atlantica*, qui permet une meilleure explication de la participation des différentes fractions de la MOS au processus de minéralisation du C_m , car il est le plus parcimonieux. Nous ne pouvant pas retenir le « meilleur modèle » malgré son R^2 élevé (0.907), car il manque de parcimonie. La même réflexion peut être formulée pour les sols des deux autres stations, la station monospécifique à *Quercus ilex* et mixte à mélange des deux espèces. En effet, pour ces deux stations, les modèles qui peuvent être retenus sont le *Backward* pour la station mixte et l'un ou l'autre des modèles (*Backward*, *Forward* ou *Stepwise*) pour la station dominée par *Quercus ilex*. Car encore ce sont ces modèles qui ont généré des R^2 relativement élevé et sont les plus parcimonieux (Tableau 8).

Tableau 8 : Comparaison des modèles de Régression linéaire multiple (RLM) pour la variable Carbone minéralisé (Cm) par rapport aux différentes fractions de la matière organique des sols MOS, dans différentes stations forestières (Cedrus atlantica, Quercus ilex et mixte) dans les monts forestiers du Bélèzma.

	Sols sous <u>Cedrus atlantica</u>		Sols sous <u>Quercus ilex</u>		Sols sous <u>Station mixte</u>	
	Variables intégrées dans le modèle	R ² ou R ² ajusté	Variables intégrées dans le modèle	R ² ou R ² ajusté	Variables intégrées dans le modèle	R ² ou R ² ajusté
<u>Pas-à-pas ascendant</u> <u>(Forward)</u>	CO et N _{BM}	0,849*	C _{BM}	0,619*	C _{BM}	0,309
<u>Pas-à-pas descendant</u> <u>(Backward)</u>	NT, C _{BM} et C _{FD}	0,848*	C _{BM}	0,619*	CO, NT, C _{BM} , N _{FL} et N _{FD}	0,632*
<u>Progressive</u> <u>(Stepwise)</u>	CO, N _{BM} et C _{BM}	0,849*	C _{BM}	0,619*	C _{BM}	0,309*

8. Régression non linéaire pour l'étude du processus de minéralisation de la matière organique des sols

8.1 Minéralisation de l'azote

En comparant les différents paramètres d'ajustement non linéaires du modèle *monocompartmental* MI (exponentiel de premier ordre) exprimé par l'équation $Nm = Ni * exp(-k*t) + No*(1-exp(-k*t))$ établie par Stanford et Smith (1972) au modèle MII modèle *bi-compartmental* (exponentiel + linéaire) exprimé par l'équation $Nm = No*(1-exp(-k*t)) + Ni*(-h*t) + Cte$ établie par Bonde et al. (1988) (Tableau 10 et 16, annexes), il a été remarqué que MII offre un coefficient de détermination relativement plus élevé ($R^2 = 0,830$) et une valeur moyenne de la racine des moyennes des carrés des écarts relativement faibles (RMCE = 21,569). Ceci permet, à priori, de conclure que c'est le modèle bi-compartmental exponentiel-linéaire s'ajuste le mieux à nos données. Cependant, les valeurs moyennes des quantités d'azote potentiellement minéralisables No sont de l'ordre de 187 et 188 mg/kg de sol et les constantes de vitesse k de minéralisation pour le pool labile de la MOS sont de l'ordre 0,047 et 0,054 pour respectivement MI et MII. En outre, la constante de vitesse h de minéralisation du compartiment récalcitrant est très faible et négative, soit une valeur de -9,559. Cette valeur « aberrante » conduit à ne pas refuser le modèle II. Dans le même ordre d'idées, la comparaison des paramètres des cinétiques de minéralisation de l'azote des régressions non linéaires selon un modèle bi-compartmental double exponentiel (MIII) et hyperbolique (MIV) exprimées respectivement par les équations $Nm = Ni*exp(-k*t) + No*S*(1-exp(-k*t)) + No*(1-S)*(1-exp(-h*t))$ établi par Molina et al. (1988) et Deans et al. (1986) et $Nm = No^H*t / (b*No^H + t) - Ni$ (avec $b = Tc/No^H$ où Tc : Temps de demi-vie de No^H) établie par Juma et al. (1984) (Tableau 11 et 17, annexe), révèle des valeurs moyennes des coefficients de détermination identiques ($R^2 = 0,883$) alors que la valeur moyenne de RMCE est beaucoup plus faible pour le modèle hyperbolique (RMCE = 59,309) que le modèle double exponentiel (RMCE = 2509,646). Pour des valeurs moyennes de l'azote potentiellement minéralisable No et des constantes de vitesse, respectivement k, s et h de 206,866, 6,435, 29,382 et 0,027 pour le modèle double exponentiel. Pour ce qui est du modèle hyperbolique la valeur moyenne de l'azote potentiellement minéralisable No^H de 224,227 alors que le temps de demi-vie Tc^H de No^H aurait une valeur moyenne de 28,205.

8.2 Minéralisation du carbone

Les valeurs moyennes des indicateurs d'écart (coefficient de détermination R^2 et de la racine carrée des moyennes des carrés des écarts RMCE) obtenus par les équations des différents modèles de régression non linéaires ; mono-compartimentale (exponentiel de premier ordre) $C_m = C_o*(1-exp(-k*t))$ établi par Murwira et al. (1988)(Modèle MI), bi-compartimentale (exponentiel + linéaire) $C_m = C_o*(1-exp(-k*t)) + h*t$ établie par Nicolardot (1988), Houot et al. (1989) et Blet-Chraudeau et al. (1990)(Modèle MII), bicompartimentale (double exponentiel) $C_m = C_1*exp(-k*t) + C_2*exp(-h*t)$ établie par Delphin (1988) (Modèle MIII) et hyperbolique $C_m = C_o^H*t / (b.C_o^H + t)$ établie par Juma et al. (1984)(Modèle MIV) sont consignés dans les Tableaux 12, 13, 14 et 15 en annexes. Avec des valeurs moyennes de R^2 les plus élevées soient 0,852 et 0,850, les modèles mono-compartimental et hyperbolique seraient les modèles qui décrivent adéquatement les données expérimentales. En outre, les valeurs moyennes des RMCE les plus faibles, soient respectivement 223,255 et 223,441 ont été enregistrées pour ces deux modèles, ce qui confirme davantage que ce sont ces deux modèles qui s'ajustent le mieux pour décrire la cinétique de minéralisation du carbone organique.

Les valeurs moyennes des paramètres d'ajustement des modèles tels que le carbone potentiellement minéralisable C_o et C_1 et C_o^H sont de l'ordre de 2385, 1433, 1338 et 3035 mg/kg de sol pour, respectivement, les modèles MI, MII, MIII et MIV. Les valeurs moyennes des constantes de vitesse de minéralisation du pool labile k du carbone organique sont dans le même ordre 0,075, 0,054 et 0,0001 alors que les constantes de vitesse de minéralisation du pool récalcitrant h sont de l'ordre de 1578 et 0.003 pour respectivement les modèles MII et MIII. En fin, les valeurs moyennes du carbone potentiellement minéralisable engendré par la régression non linéaire du modèle hyperbolique C_o^H sont relativement faibles (3035) alors que le temps de demi-vie moyen est de 18,915 semaines.

Chapitre IV

Discussions

1. Matière organique totale des sols

Le taux de matière organique du sol (MOS), est la résultante entre les quantités entrées et sorties des résidus organiques suite à l'effet litière et à l'effet rhizosphère. Son accumulation ou sa décomposition est un processus dynamique influencé non seulement par le facteur climatique (température et humidité) mais aussi le type du sol (surtout la texture et l'aération) mais aussi la végétation et les micro-organismes telluriques. La végétation agit par la quantité et de la qualité des apports organiques qu'elle fournit au sol par sa partie aérienne et souterraine (racines). La qualité des résidus organiques au contact du sol est appréciée souvent par leur composition biochimique (taux de lignine, de taux de cellulose, richesse en azote et en calcium, etc...) et par le rapport carbone sur azote (C/N). Il est clairement établi qu'un résidu organique facilement dégradé, donc à faible rapport C/N, favorise la décomposition et l'augmentation à court terme du pool d'azote labile. Au contraire, des apports organiques au rapport C/N élevé sont résistants à la biodégradation et ont tendance à stimuler l'accumulation de la MO. En effet, certains d'arbres forestiers donnent des résidus organiques peu lignifiés et riches en Ca et en N, tels que les espèces feuillues produisent un humus de type mull dont la caractéristique principale est sa décomposition rapide (C/N, faible). En revanche, d'autres essences forestières souvent des résineux tels que le pin d'Alep fournissent une matière organique humifiée ayant tendance à s'accumuler (C/N, élevé), il s'agit d'un humus acide de type mor. Entre ces deux extrêmes, il existe des essences forestières intermédiaires fournissant un humus de type moder. Partant de ces concepts, il est permis de déduire que malgré des teneurs en azote total presque identiques, il s'avère qu'avec des rapports C/N significativement différents, les MOS sous *Cedrus atlantica* sont moins sujet à la décomposition, et ce contrairement aux sols des stations mixte et monospécifique à *Quercus ilex*. En outre, Les teneurs relativement élevées en CO des sols des stations monospécifiques à *Cedrus atlantica* semblent plaider pour une richesse de ces derniers en constituants difficilement décomposables tels que la lignine. En revanche en favorisant le mélange des espèces, l'ambiance pédobiologique semble s'améliorer considérablement ce qui s'est traduit par un C/N relativement bas dans les sols des stations forestières mixtes.

2. Biomasse microbienne des sols

Des teneurs relativement faibles que se soient en C_{BM} ou en N_{BM} soient, respectivement, 3974 et 667 mg/kg de sol, ont été enregistrées dans les sols des stations dominées par *Quercus ilex* par rapport aux sols des autres stations. En effet, dans les sols des stations monospécifique à *Cedrus atlantica* et mixte, les valeurs moyennes de C_{BM} et de N_{BM} sont relativement plus élevées. Elles sont de l'ordre de 5377 mg/kg et de 1015 mg/kg pour les sols évoluant sous *Cedrus atlantica* et de 6478 mg/kg de sol et 859 mg/kg sol pour les sols de la station mixte. Ces résultats indiquent que les trois types de peuplements diffèrent nettement en biomasse microbienne du sol et que les stations forestières mixtes à mélange des deux espèces seraient beaucoup plus bénéfiques pour maintenir la fertilité des sols. Les teneurs en carbone de la biomasse microbienne (C_{MB}) étaient significativement plus élevées d'environ 17 % et 39 % dans les sols de la station mixte que les stations monospécifiques à *Cedrus atlantica* et à *Quercus ilex*. En revanche, les teneurs des sols en N_{BM} étaient significativement plus élevées de 33 % et 15 % environ, dans la station monospécifique dominée par le *Cedrus atlantica* que dans les sols, respectivement, des stations à *Quercus ilex* et mixtes. Ces valeurs suggèrent que les stations forestières dominées par le mélange d'essences ou celles à peuplées uniquement de *Cedrus atlantica* seraient beaucoup plus profitable pour maintenir la fertilité des sols. En effet, la biomasse microbienne du sol qui en étant au même temps un agent de transformation de la matière organique et une source de nutriments (N, P et S) après sa mort (Jenkinson et Ladd, 1981 ; Wardle, 1992 ; Tracy et Frank, 1998) serait sous l'influence de nombreux facteurs liés à la végétation (Hackl et al., 2004).

Les teneurs en C_{BM} et N_{BM} trouvées dans les sols de la Cedraie monospécifique ou mixte sont plus élevées que celles trouvées par Zhong et Maleschin (2006) dans les sols des deux forêts des régions centrales tempérées d'Allemagne et celles trouvées par Gomez-Luna et al. (2009) dans les forêts tempérées dominées par *Quercus spp.* du centre de Mexico ainsi que celles trouvées dans les écosystèmes forestiers naturels secondaires en comparaison avec des plantations pures de mélèzes au nord-est de Chine Yang et al. (2010).

Dans cette étude, la relative baisse de la biomasse microbienne des sols sous *Quercus ilex* par rapport à celle des sols sous *Cedrus atlantica* et celle des sols évoluant sous le mélange des deux espèces, seraient probablement à attribuer à la faiblesse quantitative des résidus provenant du *Quercus ilex* et à l'inhibition de l'activité microbienne sous son influence. Ces résultats en accord avec ceux trouvés dans d'autres contextes (nord-est chinois) et pour d'autres essences

forestières (forêts naturelles secondaires et les plantations de Mèlèzes) par Wang et Wang (2007) et Yang et al. (2010) montrent une meilleure disponibilité pour la biomasse microbienne du sol d'une matière organique provenant d'une station dominée par une seule espèce le *Cedrus atlantica* et d'une mixte peuplée d'espèces différentes (*Cedrus atlantica* et *Quercus ilex*). La relative faible teneur en matière organique dans les sols de la station monospécifique à *Quercus ilex* par rapport à celle constatée dans les sols des autres stations pourrait s'expliquer par la présence probablement d'une plus grande quantité de composés récalcitrants dans la litière d'une telle essence forestière. Les composés qui sont plus résistants à la biodégradation seraient l'hémicellulose, la cellulose et la lignine peuvent être la cause d'une faiblesse du taux de décomposition et par conséquent d'une dégradation plus lente de la matière organique du sol (Lekie et al., 2004). En plus, les feuilles de Chêne, réputées par leur richesse en tannins, sont des substances naturelles phénoliques qui peuvent précipiter les protéines et ont un effet tampon évitant les fluctuations de pH, peuvent former des complexes avec les protéines du sol complexes tanno-protéiques et empêcher leur biodégradation.

Les rapports en pour cent du C_{BM}/CO ainsi que le N_{BM}/NT reflètent la disponibilité de la MOS pour la microflore du sol et la fraction de la MO récalcitrante dans le sol (Anderson et Domsch, 1986). Ces rapports baissent fortement lorsque la concentration en MO disponible diminue (Joergensen et Scheu, 1999). Ces rapports ainsi que le C_{BM}/N_{BM} relativement plus élevé dans les stations mixtes peuvent s'expliquer par la production plus diversifiée de substrat organique à la suite du mélange d'espèces, comme cela a été rapporté par Wang et Wang (2007).

De ce point de vue, le rapport C_{MB}/CO le plus faible a été enregistré dans les sols de la station dominée par le *Cedrus atlantica* en revanche le rapport N_{MB}/TN le plus élevé a été enregistré dans cette même station. Alors que les sols de la station mixte se situent en première position, quant au rapport C_{BM}/CO et en position intermédiaire pour le rapport N_{BM}/NT . Des résultats similaires ont été précédemment trouvés par Wang et Wang (2007) ayant travaillé sur des forêts dominées par des essences forestières feuillues du sud de la Chine converties en plantations pures de résineux de l'espèce *Cunninghamia lanceolata*. Le rapport C_{MB}/CO relativement faible dans les stations à dominance d'un résineux telle que le *Cedrus atlantica* peut être attribuée à l'inhibition de l'immobilisation microbienne, tandis que la valeur moyenne relativement plus élevée dans les stations mixtes peut être expliquée par une production diversifiée de substrat organique à la suite du mélange des espèces (Yang et al., 2010). En tout état de cause, la diminution de la biomasse microbienne peut conduire à la minéralisation des nutriments alors

que l'augmentation de la biomasse microbienne peut conduire à une immobilisation des nutriments (McGill et al., 1986). La baisse de l'activité de la biomasse microbienne peut être limitée par la baisse de l'immobilisation des éléments nutritifs (Devi et Yadava, 2006) ou le pH du sol et la capacité d'échange cationique (Diaz-Ravina et al., 1993), mais c'est surtout la composition biochimique, à travers, le rapport C/N des résidus apportés au sol, dont dépend essentiellement, l'activité biologique et particulièrement microbienne du sol. En effet, l'azote est souvent considéré comme un facteur limitant dans les processus de décomposition (Jalota et al., 2006 ; Yadav et al., 2007). Ce qui explique d'ailleurs les raisons pour lesquelles les sols sous *Cedrus atlantica* aient des rapports C_{BM}/CO , interprété en tant que substrat disponible et en tant que fraction du carbone organique totale du sol immobilisé dans des cellules microbiennes, soit relativement plus faibles par rapport aux sols des autres stations, car le rapport C/N des sols sous *Cedrus atlantica* est plus élevé.

D'un point de vue synthétique, de nombreux facteurs ont été proposés pour expliquer les effets de la végétation sur la biomasse microbienne des sols, mais celui qui demeure le plus vraisemblable c'est la différence dans la quantité et la qualité des substrats qui varient selon le type de litière et les exsudats racinaires. D'une manière générale, par la quantité et la qualité des apports organiques, la végétation forestière affecte les processus microbiens des cycles du carbone et de l'azote (Nicolardot et al., 1999 ; Priha et al., 1997 et Rowé et al., 2006). Celle-ci influence, non seulement, les propriétés du sol mais aussi les activités de la biomasse microbienne (Hackl et al., 2004 ; Xu et al., 2008). Tout changement dans la composition floristique des communautés végétales affecte la dynamique du carbone organique des sols et ce, suite aux changements qui s'opèrent dans la composition chimique et la quantité des résidus végétaux restitués au sol (Jin et al., 2010), ces derniers, à leur tour influent sur la taille et l'activité du pool microbien vivant du sol (Kasel et Bennett, 2007). Une fois la biomasse microbienne affectée c'est le turnover de la matière organique des sols qui en pâtirait (Yang et al., 2010). L'activité microbienne des sols aurait donc une influence directe sur la stabilité et la fertilité des écosystèmes (Smith et al., 1993). C'est la raison pour laquelle, qu'elle peut être utilisée pour l'évaluation des effets de la qualité de différents types de végétation (Groffman et al., 2001 ; Zeng et al., 2009) ainsi que pour l'évaluation du degré de perturbation et de restauration des sols (Ross et al., 1989 ; Smith et Paul, 1990).

Dans cette étude, de fortes corrélations positives et hautement significatives qui ont été enregistrées, entre le carbone organique du sol et celui de la fraction microbienne. En effet, Les fortes corrélations positives entre la biomasse microbienne (C_{FD} et N_{FD}) et les différentes fractions (C_{HW} et C_{FL} ainsi que N_{HW} et N_{FL}), exceptions faites pour le C_{FD} et le N_{FD}

prouvent sans équivoque leur interdépendance ainsi que leur dépendance de la MOS. Ce qui explique d'un côté que la biomasse microbienne du sol dépend fortement de la MOS en tant que substrat et de ce fait une diminution de celle-ci provoque la réduction de la biomasse du sol (Chen et al., 2005). En outre, la biomasse microbienne du sol est fortement dépendante de la dynamique de décomposition de la MOS, elle-même dépend de la composition biochimique du substrat apporté par les débris végétaux (Rousk et al., 2007).

A titre comparatif, il a été également remarqué que les corrélations les plus élevées ont été enregistrées dans les sols des stations mixtes. Cela prouve encore une fois que la qualité biochimique de la litière s'améliore en ayant comme source d'approvisionnement le mélange d'espèces feuillues et résineuses, ce qui provoque une meilleure stimulation de la biomasse microbienne du sol. En présence d'une litière mixte, la quantité de résidus au contact du sol augmente, également. Il est absolument admis que toute réduction dans la quantité de résidus organiques végétaux qui tombent au contact du sol se traduit inéluctablement par une réduction de la biomasse microbienne du sol (Chen et al., 2005).

Le rôle de la biomasse microbienne du sol en tant que source ou puits de nutriments est évident, cependant elle peut jouer au même temps un rôle essentiel dans la transformation des nutriments dans les écosystèmes (Singh et al., 1989). L'accumulation et inversement la décomposition de la matière organique fraîche (litière), à côté d'autres facteurs tels que les types de forêts, les variations saisonnières de la température et des précipitations ainsi que les différents stades de développement de la plante ont également de grandes influences sur la biomasse microbienne du sol (Chen et al., 2005 ; Devi et Yadava 2006 ; Maithani et al., 1996 ; Tonon et al., 2005).

En définitive, la biomasse microbienne peut être utilisée dans les études d'écologie des sols et dans la gestion durable de l'environnement comme un excellent indicateur de la fertilité des sols (Insam, 2001). Alors que, le rapport de la biomasse microbienne au carbone organique total (C_{BM}/CO) pourrait servir comme un indicateur quantitatif de la dynamique du carbone des sols (Insam et al., 1989 ; Broeckling et al., 2008).

3. Matière organique des sols extractible à l'eau chaude

La solution du sol contient des quantités variables de matière organique soluble (MOD), qui proviennent de la litière végétale, de l'humus du sol, de la biomasse microbienne ou d'exsudats racinaires (Kalbitz, 2000). Composée essentiellement de substances à faibles poids moléculaires, tels que les acides organiques, les sucres, les acides aminés ; seule une faible

proportion de MOD peut être identifiée chimiquement (Herbert et Bertsch, 1995). En revanche, Kalbitz (2000), pense que la majeure partie de ce qui est, unanimement, appelé «matière organique dissoute des sols » seraient des molécules complexes de haut poids moléculaire, à savoir, les substances humiques. Malgré cet état de fait, celle-ci a été souvent considérée comme la fraction la plus labile de la MOS (Kalbitz et Kaiser, 2008). Ce qui peut expliquer également sa labilité, c'est le fait qu'elle peut contenir, en plus, des hydrates de carbone solubles dans le sol et d'autres composés simples, de la biomasse microbienne (Ghani et al., 2003). Mais c'est à cause de sa forte labilité que la biomasse microbienne qui est considérée comme l'importante source potentielle de la MOD (Williams et Edwards, 1993). En effet, des analyses structurales ont même prouvé que d'un côté ce sont les métabolites microbiens qui constituent la proportion la plus importante de DOM, et d'un autre, que la fraction glucidique de DOM serait chimiquement différente des résidus végétaux ou d'humus et en fin que les hydrates de carbone de DOM sont composés d'une proportion élevée d'hexoses et déoxysucres que des pentoses (Kalbitz et al., 2000).

C'est pour ces multiples raisons qu'une définition chimique exacte de DOM serait donc impossible à cause de sa puissante hétérogénéité qui serait similaire à celle de la matière organique du sol (Kalbitz, 2000). La matière organique dissoute a été souvent définie fonctionnellement comme un continuum de molécules organiques de différentes tailles et de structures qui passent à travers un filtre dont la taille des pores dépasse 0,45 µm de diamètre (Kalbitz, 2000).

La MOD malgré sa faible proportion par rapport aux autres fractions de la MOS, joue également un rôle capital dans les cycles biogéochimiques du carbone, de l'azote et du phosphore, dans la pédogénèse et dans le transport des polluants Kalbitz (2000). En plus, de son rôle dans les cycles des nutriments, elle constitue la principale source d'énergie et de substrats des micro-organismes du sol (Qualls et al., 1991). Des études de laboratoire qui n'ont jamais été confirmées sur terrain ont montré avec une certitude presque absolue les effets des essences forestières (conifères et feuillues) sur la libération de MOD et les effets de la qualité de substrat, évalué par le rapport C/N ou le pH sur les teneurs en carbone hydrosoluble (COD) en sols forestiers (Kalbitz, 2000). Plus tard, des études sur des écosystèmes forestiers tempérés ont, même, montré que la MOS soluble dans l'eau était différent sous différents types de végétation (Smolander et Kittunen, 2002 ; Kiikkilä et al., 2005).

Dans cette étude, le type de végétation a considérablement affecté les niveaux des MOD. En effet, les teneurs moyennes les plus élevées en carbone et en azote solubles dans l'eau chaude (Chw et Nhw) ont été enregistrées dans les sols des stations monospécifiques à *Quercus ilex* (Chw = 894 et Nhw = 94 mg/Kg sol) que dans ceux des stations mixtes à mélange des deux espèces (Chw = 121 et Nhw = 75 mg/kg sol) et monospécifiques à *Cedrus atlantica* (Chw = 121 et Nhw = 84 mg/kg). Ces résultats n'ont pas été conformes aux conclusions auxquelles sont parvenus certains auteurs du moins pour l'élément Chw. Smolander et Kitunen (2002) ont remarqué que les teneurs en carbone organique extractible à l'eau étaient beaucoup plus élevées dans les sols sous bouleaux et épinettes que dans les sols sous pins. En outre, les travaux de ces mêmes auteurs ont révélés que les teneurs moyennes en carbone et en azote hydrosolubles des sols développés sous *Bouleau argenté* (*Betula pendula*) étaient de 63 et 102 % plus élevées que dans ceux d'une forêt de *Pin sylvestre* (*Pinus sylvestris*) à Kivalo dans le Nord de la Finlande. Kiikkilä et al. (2006) ont démontré que la dégradabilité du carbone hydrosoluble, recueilli par centrifugation, était élevée dans la couche de litière provenant de bouleau et que le degré de biodégradabilité était excessivement élevé dans la couche organique des sols sous les épicéas.

Kalbitz et Klaus (2008) ont conclu que la matière organique dissoute avec une part importante des composés carbonés et qui serait par conséquent plus riche en structures aromatiques et ceux plus pauvres en hydrates de carbone d'origine végétale, ce qui serait probablement le cas de l'essence forestière Cèdre de l'atlas (*Cedrus atlantica*), soient peu biodégradable. Ces composés aromatiques dérivant essentiellement de la lignine, qui résiste potentiellement à la biodégradation, semblent être les constituants les plus stables des matières organiques solubles dans l'eau des sols forestiers et des couches arables (Kalbitz et al., 2003 b). Bien avant, Kalbitz et al. (2003 a) ont conclu, également, que la dégradation microbienne des matières organiques hydrosolubles provenant d'horizons de sols forestiers, de tourbes et d'horizons A diminuerait avec l'augmentation du degré de décomposition du matériel végétal d'origine. L'origine des MOD a été attribuée à l'effet des litières et des exsudats racinaires.

Dans des parcelles boisées par *Arjuna* (*Terminalia arjuna*) et d'autres par *Albizia* (*Albizia procera*), Laik et al. (2009) ont observé la plus forte concentration en C organique hydrosoluble du sol sous *Arjuna* et la plus faible sous peuplement d'*Albizia*. Ces différences significatives ont été attribuées à l'origine même de la MOS soluble dans l'eau. En effet, selon Qualls et al. (1991) ce sont les litières végétales et les exsudats racinaires qui sont considérés comme les principales sources de la MOS hydrosoluble.

Dans des contextes climatiques plus chauds et humides des régions subtropicales de Chine, les études menées par Hu et al. (2005) sur l'effet du remplacement des forêts secondaires naturelles peuplées de feuillus par des plantations pures d'un conifère comme *Cunninghamia lanceolata* dans le sud, le centre et le nord en Chine subtropicale sur les propriétés chimiques et biologiques des sols ont révélé que la teneur en carbone organique des horizons de surface avait diminué 31,51 à 58,24 % après conversion de la forêt naturelle peuplée d'espèces feuillues en plantations pures de *Cunninghamia lanceolata*. Il en a été de même pour les paramètres chimiques tels que l'azote total, le phosphore, le pH et les rapports C/N et C/P qui ont également diminué à des degrés divers. Les mêmes constatations ont été faites à propos des activités microbiologiques et enzymatiques. En effet, exception faite pour la polyphénol-oxydase, le reste des enzymes à savoir, l'uréase, l'invertase, la catalase et la déshydrogénase, l'activité microbienne et la respiration du sol ont vu leurs valeurs moyennes diminuées après conversion de la forêt naturelle. Ce qui a permis aux auteurs de conclure que le remplacement des forêts secondaires peuplées de feuillus par des plantations pures de conifère comme *Cunninghamia lanceolata* accentue la perte de matière organique ce qui serait fortement préjudiciable à la qualité des sols. Cette modification pourrait être, l'un des principaux facteurs aboutissant à la diminution des quantités des nutriments apportés sol et un blocage de leur recyclage ainsi que dans l'inhibition des activités enzymatiques dans de tels écosystèmes. Les travaux, à titre d'exemple, de Wang et Wang (2007) sur l'impact de la conversion de la forêt feuillue naturelle (SBF) en plantation pure de conifères de l'espèce *Cunninghamia lanceolata* sur la quantité et la qualité de la matière organique du sol à San Meniang Forest dans le sud de la Chine ont révélés des différences significatives, testées par ANOVA, dans les différentes fractions de la MO labiles du sol (C et N extractibles à l'eau froide et l'eau chaude et C et N de la biomasse microbienne). En effet, les teneurs les plus faibles en C et N extractibles à l'eau et en C et N de la biomasse ont été enregistrées sous plantations pures de *Cunninghamia lanceolata* que dans les forêts secondaires de feuillues naturelles.

Wang et Wang (2011) en travaillant sur la réponse de la matière organique labile aux changements d'utilisation des terres et aux pratiques de gestion des sols dans quatre écosystèmes forestiers subtropicaux de Chine (conversion de la forêt naturelle d'origine peuplée de feuillues en plantations pures de conifère à forte productivité de bois *Cunninghamia lanceolata*) ont constaté qu'en moyenne les concentrations en C et N soluble dans l'eau chaude et l'eau froide sont supérieures de 33 à 70 % dans la forêt peuplée d'espèces feuillues SBF que celle peuplée de conifères CLP. Alors que dans les forêts mixtes peuplées de

conifères et de feuillus, les concentrations en C hydrosolubles dans l'eau chaude et l'eau froide étaient, respectivement, de 38,1 et 25 % plus élevées que dans les plantations pures de conifères. Cependant, les concentrations en N soluble dans l'eau chaude et froide étaient de 51,4 et 14,1 % plus élevées en forêt mixte qu'en forêt monospécifique à conifère *Cunninghamia lanceolata*. Wang et al. (2013) en travaillant sur l'effet de trois espèces d'arbres forestiers plantées séparément, *Pinus massoniana* (PM), *Cinnamomum camphora* (CC) et *Schimasuperba* sur le carbone organique labile (carbone soluble dans l'eau COD et carbone oxydable par le permanganate de potassium COP), l'activité microbienne, la respiration du sol et l'activité de six enzymes de l'horizon de surface (0 – 20 cm), a remarqué que le carbone de la biomasse microbienne C_{BM} , COP et la respiration du sol ainsi que les activités de l'uréase, la phosphatase acide et la polyphénol-oxydase sont significativement différentes entre les trois espèces d'arbres forestiers. En revanche, le COD ainsi que les activités de l'invertase, la catalase et la cellulase n'étaient pas significativement différents. Le sol sous CC arbore des teneurs en COP et COD et ainsi que des activités uréasiques plus élevées. Les sols sous PM avaient les teneurs les plus élevées en carbone de la biomasse microbienne M_{BC} , les activités les plus intenses de la respiration du sol et de la polyphénol-oxydase, mais aussi les teneurs et les activités les plus faibles de POC, de qCO_2 , de l'uréase et de phosphatase acide. DOC et M_{BC} ont été significativement corrélées avec la respiration du sol. L'activité de l'uréase a été significativement reliée aux différentes fractions du carbone organique du sol, à l'exception du carbone de la biomasse microbienne M_{BC} ., les activités de l'invertase et de la polyphénol-oxydase ont été corrélées avec le carbone de la biomasse microbienne. Les résultats suggèrent que les trois espèces d'arbres ont eu des effets différents sur le carbone labile et sur l'activité microbienne et enzymatique et les différences observées ne semblent pas interprétables par les différences dans la qualité des litières.

Nos résultats n'ont pas été conformes, du moins pour le carbone extractible à l'eau chaude, avec ceux trouvés par Xu et Xu (2003) dans la province du Zhejiang et par Wang et al. (2006) dans la province de Hunan et de Wang et Wang (2007). En effet, les forêts naturelles dominées par des feuillues présentent des teneurs beaucoup plus élevées que les sols sous plantations pures d'un conifère *Cunninghamia lanceolata*.

Dans cette étude, l'azote extractible à l'eau chaude (N_{hw}) ainsi que le rapport N_{hw} à l'azote total (N_{hw}/NT) étaient significativement plus élevés sous dans les sols sous *Quercus ilex* que dans les sols des stations monospécifique à *Cedrus atlantica* et mixte à mélange des deux espèces. En outre, les rapports du carbone (C_{hw}) sur l'azote (N_{hw}) extractibles à l'eau chaude

et le Chw au carbone organique (CO) (Chw/CO) ont été significativement plus élevés dans les sols évoluant sous station mixte. Ce qui permet d'avancer l'idée selon laquelle en présence de litière d'espèces feuillues telle que *Quercus ilex* notamment en mélange, la quantité et la qualité de la matière organique augmentent ce qui permet un enrichissement substantiel en MO soluble dans l'eau. Il semble que les stations mixtes et monospécifiques à *Quercus ilex* ont un effet litière et un effet rhizosphérique et un turnover significativement plus élevé que les stations monospécifiques d'un conifère comme *Cedrus atlantica*. En effet, les travaux de Wang et al. (2010) ont confirmé que la conversion d'une forêt secondaire de feuillus en plantation pure de conifères modifie considérablement le fonctionnement de l'interface sol-litière. En outre, ces mêmes auteurs ont constaté que les teneurs en éléments nutritifs de la litière et des exudats racinaires des espèces d'arbres feuillus endémiques sont également plus élevées dans la forêt secondaire de feuillus naturels que chez les plantations pures d'un conifère comme *Cunninghamia lanceolata*. Par conséquent, les différences dans la quantité et la qualité de la litière de feuilles et de la production de racines pourraient expliquer, ne serait-ce qu'en partie, les effets du type de végétation sur les niveaux de MO soluble du sol. Dans un contexte climatique similaire Jiang (2005) a également constaté que le C organique extractible à l'eau froide dans les sols des plantations pures en *Cunninghamia lanceolata* était significativement inférieur à celui enregistré dans les forêts sempervirentes feuillues.

Les éléments C et N de la matière organique extractible à l'eau chaude (Chw et Nhw) ont été fortement corrélés avec le C organique et N total des sols aussi bien dans les sols des stations monospécifiques à *Cedrus atlantica* et à *Quercus ilex* que les stations mixtes à mélange des deux espèces ceux également avec ceux de la biomasse microbienne (C_{BM} et N_{BM}) et de la fraction légère (C_{FL} et N_{FL}). Les raisons de ces corrélations sont dues, d'un côté, au fait que les matières organiques extractibles à l'eau (MOhw) font partie intégrante, au même titre que les autres fractions, des matières organiques totales du sol et d'un autre côté les MOhw appartiennent au même pool labile des MOS. Ce pool comprendrait la biomasse microbienne, la matière organique hydrosoluble et les hydrates de carbone (Sparling et al., 1998; Puget et al., 2000; Ghani et al., 2003). Ghani et al. (2003) a signalé qu'environ 40 à 50 % du C dans les extraits d'eau chaude étaient présents sous forme d'hydrates de carbone et que ces extraits seraient également riches en hydrates de carbone (Rovira et Vallejo, 2007). Jiang (2005) a remarqué que les sols de la forêt sempervirente peuplée d'espèces feuillues contenaient beaucoup plus de carbone d'origine microbienne et de carbone facilement oxydable comparativement aux stations à Sapins de Chine et à Pin de Masson. Alors que les teneurs en

carbone soluble dans l'eau ont été relativement plus faibles dans les sols sous peuplements de sapin par rapport à ceux des peuplements feuillus et de Pin.

Les corrélations positives et hautement significatives entre Ch_w et Nh_w et C_{FL} et N_{FL} dans les différentes stations forestières dans la présente étude sont dues au fait que les matières organiques hydrosolubles et celles de la fraction légère appartiennent toutes les deux au pool labile de la MOS et que la fraction extractible à l'eau de la matière organique proviendrait principalement de la litière forestière qui en évoluant aboutit à la formation de la fraction légère de la matière organique. En effet, la qualité de la litière est largement déterminée par la végétation dominante qui joue un rôle essentiel dans le contrôle des teneurs de MOD dans les solutions du sol (Kuiters, 1993). En outre, les solutions des sols sous peuplements forestiers mixtes et de conifères contiennent souvent beaucoup plus de carbone organique et d'azote hydrosolubles (COD et NOD) que celles prélevées sous peuplements feuillus (David et Driscoll, 1984; Cronan et Aiken, 1985; Currie et al., 1996). Ce sont d'ailleurs, les résultats vigoureusement soulignés par Cronan (1990) qui affirment que le COD exporté à partir de forêts de conifères était de 50 % plus élevés que dans les peuplements de feuillus. Les travaux de modélisation réalisés par Currie et Aber (1997) suggèrent que les flux de carbone hydrosoluble COD et d'azote hydrosoluble NOD seraient beaucoup plus élevés dans les forêts de conifères, malgré le ralentissement de la décomposition de la litière des sols sous ces peuplements. Michel et Matzner (1999) n'ont observé aucune corrélation entre les taux de libération de COD et NOD et les rapports C/N d'échantillons de sols prélevés à partir de douze différentes stations d'épicéa en forêts norvégiennes. En revanche, Chodak et al. (2003) ont constaté qu'en dépit du fait que la quantité de carbone extractible à l'eau chaude (Ch_w) soit significativement corrélée avec le carbone organique de la biomasse microbienne et le rapport C/N, il n'en demeure pas moins, que les sols des forêts de *Hêtre* (*Fagus sylvatica Purpurea*), ne fournissent pas une meilleure mesure de la C disponible (accessible) pour les micro-organismes que les C et N totaux.

Wang et Wang (2007) en travaillant sur les effets de la conversion des forêts naturelles peuplées d'espèces feuillues en plantations pures de conifères de *Cunninghamia lanceolata*, avaient remarqué de fortes corrélations existent en C et N extractibles à l'eau chaude et froide et biomasse microbienne étaient élevées aussi bien dans les sols évoluant sous forêts naturelles feuillues que sous plantations pures de conifères.

En travaillant sur les fractions labiles de la matière organique (fraction légère de C, la biomasse microbienne et la matière organique soluble dans l'eau) extraites de deux types sols de dans la

région de Canterbury en Nouvelle Zélande, l'un limoneux et l'autre argileux (silt loam et clay loam) avec des précédents culturaux différents, l'un ayant été cultivé pendant plus de neuf ans et l'autre durant la même période a été pâturé, Haynes (2000) a constaté que la teneur du sol en Carbone organique totale a augmenté ainsi que la teneur en C organique labile (C_{BM} : 1,0 à 2,2 %, C_{FL} : 1,8 à 4,6 %, C hydrosoluble : 0,7 à 1,2 %). La matière organique labile était plus étroitement corrélée avec les précédents culturaux ($R^2 = 0,89$ à $0,96$) qu'avec le contenu de C organique du sol ($R^2 = 0,81$ à $0,82$).

Ghani et al. (2003) en examinant les valeurs moyennes de certains paramètres biologiques et biochimiques de la fraction labile de la MOS pour leur utilité en tant qu'indicateurs de la qualité des sols (Chw , C_{BM} , N_{BM} , azote minéralisable : $N_{min.}$, carbohydrates totaux extractibles à l'eau chaude : $Carb.hw$ et carbone soluble dans l'eau : C_{WS} ainsi que le CO) suite à des différents types d'utilisation des terres et de traitements (terres non cultivées ni traitées, terres de pâturages ovin/bovins, terres de pâturages laitiers, terres cultivées, terres de maraîchages) sur un andosol (sol riche en allophanes) avaient remarqué que sur l'ensemble des paramètres examinés seul Chw était le plus sensible aux différents modes de gestion des terres et que ces derniers ont beaucoup plus d'effets sur ce paramètre que sur le carbone organique du sol. En outre, les valeurs Chw étaient beaucoup plus élevées dans les terres non cultivées (naturelles) que dans les terres des autres types mode de gestion. En effet, selon le même auteur, les pâturages ovins/laitiers avaient toujours des teneurs moyennes Chw plus élevées que les pâturages laitiers et l'application des engrais azotés sur un précédent cultural de 5 années avait toujours des impacts négatifs sur Chw et sur d'autres propriétés microbiennes des sols. En revanche, l'application de l'engrais phosphaté avait un impact positif sur les niveaux de Chw des sols de pâturages, et ce, en dépit du fait que dans des essais de longue durée après application des engrais phosphatés, il n'a été enregistré aucune augmentation sensible dans le pool du carbone organique du sol. Cependant, des corrélations positives et significatives entre Chw et C_{BM} ($R^2 = 0,84$), N_{BM} ($R^2 = 0,72$), $N_{min.}$ ($R^2 = 0,86$) et $Carbo.hw$ ($R^2 = 0,88$) ont été établies. À l'inverse des corrélations beaucoup plus faibles ont été enregistrées avec d'autres paramètres du sol. En conséquence, selon le même auteur, la plupart de ces paramètres ont été activement élevés au rang d'indicateurs clés de la qualité des sols. Mais compte tenu, des fortes corrélations entre Chw et les autres paramètres biochimiques, Chw pourrait être utilisé comme mesure intégrée de la qualité des sols. En outre, le même auteur a également signalé lorsque Chw est extrait d'autres pools de nutriments labiles sont également extraits avec. Par conséquent, il est suggéré que le déclin des concentrations en Chw serait également indicateur de la baisse d'autres pools

biologiques labiles et d'autres nutriments tels que N, P, S. En fin, 40 à 50 % du carbone présent dans l'extrait de Chw était sous forme de glucides.

Xu et Xu (2003) en travaillant sur les transformations qui s'opèrent dans les différents pools de carbone du sol sous plantations de Sapin de Chine (*Cunninghamia lanceolata*) et de Bambou (*Phyllostachys pubescens*) en substitution à la forêt indigène peuplée d'espèces feuillues telles que *Quercus acutissima*, *Cyclobalanopsis glauca*, *Gaztanopsis sclerophylla*, *Plantycarya strobilacea* et *Lithocarpus glaber*, dans des sols des collines reposant sur un matériau parental acide et sur des sols classés sols rouges (*ferrisols*) à Huzhou dans la Province de Zhejiang dans l'est de la Chine ont remarqué que les teneurs en Carbone organique total (CO), Carbone facilement oxydable (CFO) et en Carbone organique soluble dans l'eau (Chw) sous Bamboueraie avaient significativement augmenté. Alors que le C_{BM} avait baissé. En revanche, sous Sapin de Chine, toutes les fractions du carbone organique du sol ont sensiblement diminuées. En outre, les pourcentages des fractions actives de carbone (CFO et Chw) ont augmenté dans les sols des plantations comparativement à ceux de la forêt feuillue indigène, alors que les teneurs en CO et C_{BM} ont drastiquement diminué. Il pourrait être conclu que la plantation à Bambou aurait une grande capacité non seulement de fixer le C, mais aussi d'accélérer le cycle du carbone du sol ainsi que l'amélioration des quantités éléments nutritifs et l'augmentation de l'activité des micro-organismes du sol. Par conséquent, la bamboueraie pourrait être indiquée comme un excellent écosystème et être recommandé pour un large développement écosystémique. Le Sapin de Chine provoquerait un rétrécissement du pool de carbone organique et détériorerait la fertilité biologique, il serait, par conséquent, non bénéfique pour la fixation du CO₂ et pour l'utilisation durable des sols.

Chen et Xu (2005) ont également constaté que le Chw et Nhw étaient aussi bien fortement corrélés avec le C organique et N total qu'avec le C et N de la biomasse microbienne. Ces auteurs ont conclu que le Chw et Nhw sont au moins, en partie, dérivés des micro-organismes du sol et de ce fait la diminution des taux de Chw et de Nhw, en raison de la conversion des forêts naturelles feuillues en plantations pures de conifères, reflète probablement le déclin de la biomasse microbienne.

4. Les fractions légère et dense de la matière organique des sols

Dans les stations forestières étudiées, aussi bien monospécifiques sous *Cedrus atlantica* ou *Quercus ilex* que mixte composées des deux espèces, aucun effet vraiment significatif de la végétation n'a été enregistré sur N_{FL} et le rapport C_{FL}/N_{FL} . Cependant, un effet significatif et hautement significatif ont été enregistrés sur, respectivement, C_{FL} et les rapports C_{FL}/CO et N_{FL}/NT . Les valeurs moyennes du C_{FL} , C_{FL}/N_{FL} les plus élevées ont été enregistrées dans les sols des stations mixtes, alors que les valeurs moyennes les plus élevées, ont été enregistrées dans les sols des stations monospécifiques à *Quercus ilex* pour les paramètres N_{FL} et C_{FL}/CO . Il ressort de ces résultats qu'en dépit du fait que la litière représente la plus importante source d'entrées de C dans les sols forestiers (Gosz et al., 1976; Norden, 1994), la végétation forestière ne semble pas affecter pas, de manières hautement significatives, les éléments chimiques des fractions légères de la MOS. En revanche, l'impact de la végétation a été hautement significatif, respectivement, sur le C_{FD} , N_{FD} sur les rapports C_{FD}/CO et N_{FD}/NT . Avec des valeurs moyennes beaucoup plus élevées pour le C_{FD} et le rapport C_{FD}/N_{FD} dans les sols des stations monospécifiques à *Cedrus atlantica*. Alors que, que c'est dans les sols des stations mixtes, il a été enregistré des valeurs moyennes beaucoup plus élevées concernant le paramètre N_{FD} et les rapports C_{FD}/CO et N_{FD}/NT .

La fraction légère, bien qu'elle soit un pool plus réactif et représente un pool de transition entre les résidus organiques incomplètement décomposés et humifiés de la MOS (Janzen et al., 1992) elle est considérée, au même titre, que la matière organique hydrosoluble et la biomasse microbienne, comme faisant partie de la fraction labile de la MOS. Ceci fait d'elle, un compartiment beaucoup plus réactif (plus sensible) aux changements dans l'utilisation des terres et des pratiques de gestion que son homologue dense (Gregorich et Janzen, 1996; Six et al, 2002; O'Hara et al, 2006). En effet, la distribution de la masse de carbone entre les différentes fractions de la MOS est largement influencée par les modes d'utilisation et les pratiques de gestion des terres (Tana et al., 2006). À l'inverse, la fraction dense de la MOS représente la fraction la plus stable et donc récalcitrante, elle sera de ce fait moins sujette aux modifications qui s'opèrent au niveau du sol. En effet, les résultats obtenus par Whalen et al. (2000) aussi bien pour les sols agricoles que forestiers indiquent que la fraction dense est la principale source de l'azote potentiellement minéralisable tandis que la fraction légère est considéré comme un puits potentiel de N minéral. Ceci est en accord avec nos résultats qui ont montré que la nature de la végétation n'a eu qu'une faible incidence sur le carbone et l'azote de la fraction légère, et un effet plus marqué sur la fraction dense c'est-à-dire la matière organique humifiée. Ce qui

suggère, comme cela a été fait par Boone (1994) en comparant des sols forestiers (deux espèces de *Chêne Noé Woods* et *Wingra Woods*, une espèce de *Pin* et une espèce d'*Érable*) à un sol agricole cultivé en Maïs, que la fraction dense serait la source principale d'azote dans les sols minéraux à texture grossière alors que la fraction légère est une source relativement mineure N dans les sols des stations forestières à humus de type mor. Ceci, malgré le fait que, Sollins et al. (1984) ont affirmé que la minéralisation nette de l'azote du sol dépend, en fait, des quantités relatives de la fraction légère, de la fraction dense et du rapport C/N de chaque fraction. En revanche, s'il y a des pertes de carbone dans les sols, elles toucheront aussi bien la fraction légère que la fraction dense de la MOS, cela a été démontré par Tana et al. (2006), en faisant les bilans carbonés des sols ayant subi la conversion d'un état forestier à état agricole. Alors que, les gains en carbone, selon les mêmes auteurs, entre terres ayant subi un labour conventionnel et qui seraient converties par la suite en terres labourées seraient attribuables à l'augmentation exclusive des teneurs de carbone de la fraction légère.

Exceptions faites, pour la corrélation entre le C de la fraction légère et celui de la biomasse microbienne des sols des stations monospécifiques à *Cedrus atlantica* et pour le N de la FL et celui de la biomasse microbienne des sols des stations monospécifiques à *Quercus ilex*, de fortes corrélations ont été observées entre le C et N la fraction légère et le C et N de la MOS d'un côté et entre le C et N des différentes de la MOS (C et N de la biomasse microbienne, C et N de la MO extractible à l'eau chaude) d'un autre, aussi bien dans les sols de la station monospécifique à *Cedrus atlantica* que dans la station monospécifique à *Quercus ilex* ou la station mixte à mélange d'espèces.

Ces fortes corrélations expliquent en fait que la fraction légère est une fraction faisant partie de la MO totale du sol et qu'elle est une source d'énergie et de nutriments pour la biomasse microbienne (Wander, 2004).

Ce même type de corrélation a été observé par Janzen et al. (1992). En effet, ces auteurs ont remarqué une forte corrélation entre le taux de respiration et l'azote microbien avec le contenu en azote des sols, suggérant ainsi que la fraction légère serait un indicateur utile de la MO labile. Alors que la minéralisation de N a été également corrélée avec le contenu de la fraction légère de la MOS, même si la corrélation moins cohérente, probablement parce que le rapport C/N de la fraction légère induit une immobilisation, ne serait-ce que temporaire de N. Sollins et al. (1984) indiquent qu'un C/N élevé de la fraction légère conduit à une immobilisation de N en sol forestier, ce qui n'est pas le cas pour les sols des différentes stations forestières ayant été

envisagés dans cette étude. En effet, les rapports CFL/NFL, oscillent entre des valeurs moyennes de 10,13 et 11,04 ainsi que 11,47 pour, respectivement, les sols des stations monospécifiques à *Cedrus atlantica* et à *Quercus ilex* et mixtes.

Sollins et al. (1984) en sols forestiers, et Ohta et Kumada (1978) sur sols volcaniques avaient montré la relation contrastée entre la minéralisation nette N et le rapport C/N pour les deux fractions de la MOS. En effet, ces auteurs ont montré que la minéralisation de l'azote du sol et de la litière (comparable à la fraction légère de la MOS) était mal corrélée avec le rapport C/N. A moins que si la minéralisation N a été exprimée en pourcentage total (rapport Nmin./NT). Les rapports Nmin./NT lors des deux études a culminé lorsque le rapport CO/NT de la MOS était de 25 – 30.

La minéralisation nette de l'azote du sol dépend en fait des quantités relatives de la fraction légère et de la fraction dense et le rapport C/N de chaque fraction. La minéralisation nette de l'azote en sol entier est complexe à cause des tendances contrastées de ces deux fractions.

Le rapport Nmin./NT pour la plupart des substrats organiques augmente avec un rétrécissement du rapport C/N car il y a un excès N que celui requis par la microflore. Cette tendance a été d'ailleurs trouvée par Bernhard-Reversat (1981) sur la fraction légère, Ohta et Kumada (1978) en sols forestiers et Suzuki et Kumada (1976) sur compost.

Le rapport Nmin./NT pour les fractions légères augmente avec l'augmentation du rapport C/N. Une première hypothèse peut être émise concerne le fait que les fractions lourdes ayant un rapport C_{FD}/N_{FD} élevé sont beaucoup plus riches en composés facilement décomposables que les fractions à plus faibles C_{FD}/N_{FD} . Comme produit de décomposition, ces composés à C/N élevés, tels que les polysaccharides et les parois cellulaires fongiques, remplacées par des composés humiques riches en N, mais plus difficiles à se décomposer (Haynes et Swift, 1978).

Boone (1994) avait remarqué lors d'une étude (deux types d'investigation) sur les contributions relatives des litières aérienne et souterraine au pool de la fraction légère de la MOS (<1.75 mg.m⁻³) sous deux peuplements de Chêne (Noe Woods et Wingra Woods) plantés depuis plus de 30 années dans le sud de Wisconsin (USA) que la masse de la fraction légère dans les traitements sans litière était 64 à 32 % moins importante dans les sites peuplés de Chêne respectivement de Noe et Wingra par rapport aux traitements témoins c'est-à-dire, ceux où les entrées de litière étaient inchangées. En outre, la masse de LF dans les traitements ayant subis 2 fois plus d'apport de litière a été à plus élevée de 85 % sous Noe Woods et plus faible de 15

% sous Wingra Woods. Ces résultats suggèrent que la litière foliaire aérienne contribue à hauteur de 1/3 sous Wingra et de 2/3 sous Noe au pool de la fraction légère. En outre, la fraction dense diminue rapidement en réponse aux changements à court terme aux entrées de litière et fonctionne ainsi comme le principal puits de C.

Dans une seconde étude, le même auteur en comparant la fraction légère de sols cultivés en Maïs à celles des sols sous Pin et sous Erable, il a constaté que celle-ci, représente un pourcentage de contribution au potentiel de minéralisation de l'N de 11 % sous Maïs, 13 % sous Pin et 2 % sous Erable. Les potentiels de minéralisation de l'azote sous Pin et sous Erable ont été relativement faibles pour la fraction légère de la que pour la fraction dense la MOS. En outre, aussi bien la masse de la fraction légère (dans les sites à Maïs et à Pin) que le potentiel de minéralisation de N_{FL} (tous les sols) ont montré des différences significatives pour des échantillons de sols récoltés à des pas de temps mensuels.

Les travaux de Tana et al. (2006) ont révélés que les sols forestiers et les sols non labourés préservés, respectivement, jusqu'à 167 % et 94 % de fraction légère que ceux ayant subis un labour conventionnel. En plus, la masse de la fraction légère diminue avec la profondeur et augmente, d'une manière significative, avec la taille des agrégats du sol. Les teneurs en carbone des différentes classes d'agrégats ont été plus élevées dans les sols non labourés et les sols forestiers que les sols ayant subi un labour conventionnel. Le carbone dans la fraction dense était en moyenne autour de 20, 10 et 8 $g.kg^{-1}$ dans les sols sous forêts, les sols n'ayant pas subi un labour et ceux ayant été labourés, respectivement. Le pool de carbone de la fraction dense représente un pourcentage de 76 % dans les sols ayant subis un labour conventionnel contre un pourcentage de 63 % dans les sols sous forêts et les sols non-labourés.

Ces résultats suggèrent qu'il y a une plus grande protection du carbone organique des sols (COS) par les agrégats dans la fraction légère des sols sous végétation forestière dominée par des résineux que celle des sols sous feuillus. Les pertes en COS des sols suite au rétrécissement de l'aire de distribution du *Cedrus atlantica* sont attribuées aux réductions des teneurs en carbone de la fraction dense de la MOS. En revanche, les gains en COS dans les sols sous végétations monospécifique à *Quercus ilex* et mixte sont attribués à l'augmentation aux teneurs en carbone de la fraction légère suite aux mélanges des essences forestières résineuses et feuillues. En tout état de cause, les résultats établis par Whalen et al. (2000) indiquent que la fraction dense de la MOS est la principale source d'azote potentiellement minéralisable tandis

que la fraction légère serait un puits potentiel de d'azote minéral, et ce indépendamment des pratiques de gestion des terres, dans les sols agricoles et forestiers.

5. Processus de minéralisation de la matière organique des sols par comparaison des modèles d'estimation de la minéralisation du carbone et de l'azote

5.1 Régression non linéaire pour l'étude du processus de la minéralisation de l'azote

Dans cette étude, nous traiterons seulement de l'aspect comparatif des modèles d'ajustement non linéaire de la minéralisation de l'azote. Les modèles comparés sont le modèle mono-compartimental exponentiel de premier ordre établi par Stanford et Smith (1972) noté MI (tableau 9, annexes), deux modèles bicompartimentaux, l'un exponentiel + linéaire et l'autre double exponentiel, établi respectivement par Bonde et al. (1988), Molina et al. (1980) et Deans et al. (1986) notés, respectivement, MII (Tableau 9, annexes) et MIII (tableau 10, annexes) et enfin un modèle hyperbolique ajusté par Juma et al. (1984) noté MIV (Tableau 10). Les modèles ayant générés, globalement, des R^2 moyens relativement élevés, soient $R^2 = 0,833$ et $R^2 = 0,836$ sont, respectivement, le MIII et le MIV alors que le modèle MI et MII ont généré des R^2 relativement moins élevés, soient respectivement 0,826 pour le premier et 0,830 pour le second (Tableau 13).

Mais au vu des RMCE, c'est le modèle MII qui renferme la plus petite valeur moyenne de RMCE, soit 21,569 (Tableau 13). De ce fait, et à la lumière des résultats, nous pensons qu'à priori que c'est le modèle MII qui offre un ajustement meilleur des données expérimentales. D'ailleurs, cela a été confirmé par une ANOVA entre les paramètres de performance du modèle R^2 et RMCE (Tableau 17). Les différences se sont révélées significatives pour le premier paramètre ($F = 2,80$, $p < 0.001$) et très significatives pour le second ($F = 0,878$, $p < 0.001$). La comparaison de ces deux modèles a également montré que, contrairement, au modèle bi-compartimental exponentiel + linéaire MII, le modèle hyperbolique MIV surestime la valeur de l'azote potentiellement minéralisable N_0 et ne fournit pas, après compilation des données, des constantes de vitesses pour les deux compartiments de la MOS. Faut-il considérer que cette surestimation de N_0 provient de la MO stable, comme cela a été fait, avant nous, par Paustian et Bonde (1987) sur le modèle de Stanford et Smith.

5.2 Régression non linéaire pour l'étude du processus de minéralisation du carbone

Dans cette partie nous avons traité, comme cela a été fait précédemment pour le processus de minéralisation de l'azote, de l'aspect comparatif des modèles. Les résultats obtenus en comparant les ajustements des données expérimentales de la minéralisation du C sur le reste des modèles; le modèle hyperbolique MIV et les modèles bicompartimentaux (exponentiel + linéaire) MII ainsi que double exponentiel MIII, montrent une grande précision de l'ajustement qui se traduit par des coefficients de détermination R^2 très élevés et qui varient respectivement entre 0,747 et 0,969 pour MII et 0,700 pour MIII et 0,850 pour MIV (Tableau 13 et 14, annexes). Ces résultats laissent prédire des différences significatives entre les modèles. En effet, la comparaison, par le test de Fisher des valeurs moyennes d'un des critères de performance à savoir R^2 révèle des différences hautement significatives entre les modèles (Tableau 17). Cependant, l'examen du second paramètre de performance du modèle RMCE, s'avère beaucoup plus faible pour MIV (RMCE = 223) alors qu'il est très élevé pour le MIII (RMCE = 1208) (Tableau 14, annexes) et moyen pour MII (Tableau 13, annexes). Le test de test de Fisher employé pour comparer les valeurs moyennes des RMCE des différents modèles s'est révélé moins significatif ($p. < 0,099$) (Tableau 17).

Ces résultats indiquent que MI et MIV permettent un meilleur ajustement de la cinétique de minéralisation du C du moment que ces derniers génèrent tous les deux des valeurs moyennes élevées de R^2 et faibles de RMCE par rapport à MII (Tableau 13, annexes) et MIII (Tableau 14, annexes). Ceci malgré le fait que, par exemple, les données expérimentales ajustées sur le modèle MI mono-compartimental exponentiel que ce type de modèle considère la MOS comme étant une seule entité regroupée dans un pool évoluant selon une cinétique unique de premier ordre, ce qui ne relate pas exactement la réalité scientifique unanimement confirmée de l'évolution de la MOS.

Par ailleurs, la prédiction de C minéralisé effectué par les différents paramètres relatifs aux deux modèles, nous indique une meilleure corrélation entre C minéralisé (expérimental) et C minéralisé (prédit par le modèle MI ($R^2 = 0,960^{***}$), tandis que cette relation étant relativement moins intense pour le modèle MIV ($R^2 = 0,904^{***}$). En outre, l'analyse de la variance n'a révélé aucune différence significative entre C minéralisé expérimentalement et C prédit par le

modèle double compartimental exponentiel-linéaire MII ($F = 1.081$, $p = 0,773$, pour le sol S1 pris comme exemple). Alors que le modèle hyperbolique MIV prédit des valeurs de C minéralisé inférieures aux valeurs expérimentales ($F = 73,77$, $p < 0,0001$, pour le sol S1 pris comme exemple). Il apparaît donc d'après ces résultats que le modèle mono-compartimental exponentiel permet une meilleure prédiction de la minéralisation du carbone par rapport au modèle hyperbolique. Il ressort de cette comparaison, que le modèle mono-compartimental exponentiel est plus intéressant avec un inconvénient majeur c'est qu'il ne permet pas la distinction entre les fractions de la MO. L'une des fractions est à turnover rapide (annuelle) et l'autre récalcitrante (stable) vraisemblablement liée à la fraction fine du sol et ayant un turnover très lent. Outre, la surestimation du carbone potentiellement minéralisable ($C_o^H = 3035$), le modèle hyperbolique ne génère pas de constante de vitesse, qui est un élément-clé permettant une meilleure compréhension de la dynamique de minéralisation de la matière organique (processus de minéralisation-humification). Par voie de conséquence le bilan du turnover de la MOS peut être biaisé. En revanche, nous pensons que le modèle bi-compartimental exponentiel-linéaire MII, malgré son R^2 relativement bas et son RMCE légèrement élevé pourrait mieux expliquer la cinétique de minéralisation du carbone car il permet une meilleure distinction entre deux fractions de la MOS ayant des cinétiques simultanées, mais fonctionnellement différentes. Une cinétique exponentielle de premier ordre pour le pool labile et une cinétique d'allure linéaire pour le pool récalcitrant de la MOS. Les différents paramètres établis permettent non seulement la quantification du carbone potentiellement minéralisable C_o ($C_o = 1433$ mg/kg sol, pour le modèle MII, par exemple, Tableau 13) et sa vitesse de minéralisation (constantes de vitesse pour le pool labile k et récalcitrant h ont été respectivement, de 0,054 et 1578, pour le modèle MII, par exemple, Tableau 13) mais aussi la vitesse de minéralisation de la MO stable. En guise de conclusion sur la comparaison de plusieurs modèles d'ajustement non linéaires (modèle mono-compartimental de premier ordre, deux modèles bicompartmentaux et hyperbolique), les résultats ainsi obtenus montrent clairement qu'en se basant sur ces deux critères de sélection (indicateurs d'écart ou de performance de modèle) à savoir le coefficient de détermination R^2 et la racine des carrés des écarts entre valeurs observées et celles estimées par le modèle appelé également résidus (RMCE) que les deux modèles qui s'ajustent le mieux pour expliquer la cinétique de minéralisation du carbone pour les données expérimentales semblent être le modèle mono-compartimental de premier ordre ainsi que le modèle hyperbolique, en dépit du fait que le modèle bi-compartimental exponentiel + linéaire aurait mieux expliqué les cinétiques de minéralisation de deux pools de carbone organique, l'un à turnover rapide et l'autre très lent bien qu'il existe des phases intermédiaires. En outre,

l'imperfection majeure reprochée à ce modèle c'est le fait d'avoir généré une constante de vitesse du pool récalcitrant ($h = 1578$) aberrante (Tableau 13). Il est reproché également au modèle hyperbolique le fait qu'à l'issue de la compilation des données, il ne génère pas la constante de vitesse de minéralisation, ce qui rend la tâche difficile pour une éventuelle estimation des quantités de carbone et d'azote minéralisés.

Le modèle bi-compartimental aurait permis la mise en évidence deux compartiments de la MOS qui se minéralisent simultanément et à des vitesses différentes. L'un stable, intimement liée aux minéraux secondaires du sol et ayant un turnover très lent donc stable (centaines voire des milliers d'années), il s'agit de la matière organique humifiée, dite également dense, résistante et donc récalcitrante et l'autre labile qui se minéralise plus ou moins rapidement constitué, semble-t-il, de la biomasse microbienne, de la fraction légère et la matière organique soluble dans l'eau.

Conclusion générale et perspectives

Cette étude a été menée afin d'évaluer l'effet du rétrécissement de l'aire de distribution (vers des altitudes de plus en plus élevées) d'une essence forestière résineuse d'intérêt écologique et économique certain, endémique des massifs forestiers à bioclimat semi-aride à variante subhumide frais des hautes altitudes des régions méditerranéennes de l'Afrique du Nord (Algérie et Maroc), à savoir, le *Cèdre de l'atlas* (*Cedrus atlantica*) et son remplacement progressif par une essence feuillue tel que le *Chêne vert* (*Quercus ilex*) sur la quantité et la qualité et la quantité de la matière organique du sol. Nous sommes partis de l'hypothèse que le manque des apports biologiques (résidus organiques et exudats racinaire) qui augmentent la richesse des sols en matière organique serait responsable de ce rétrécissement. Tout changement dans la couverture forestière peut conduire à des modifications profondes dans la quantité et de la qualité MOS.

Nos résultats ont montré que, d'une manière générale, dans les forêts à bioclimat subhumide frais des régions semi-arides méditerranéennes, la présence du *Cèdre de l'atlas* (*Cedrus atlantica*) ou du *Chêne vert* (*Quercus ilex*) en mélange dans les écosystèmes forestiers est indispensable pour maintenir durablement la biomasse microbienne et pour assurer un approvisionnement qualitatif et quantitatif en matière organique au sol.

Les objectifs de ce travail a été d'identifier les fractions de la matière organique du sol qui seraient les plus affectées par le changement du couvert végétal et pourraient éventuellement être utilisées comme un indicateur précoce de l'évolution de la qualité MO dans les sols forestiers. À la lumière des résultats obtenus, ce sont les fractions les plus labiles (matière organique extractible à l'eau chaude et la biomasse microbienne) de la matière organique du sol qui ont été les plus affectées par ce changement. En dépit de son turnover également rapide, la fraction légère de la matière organique n'a pas répondu favorable et de la même manière que les deux fractions précédemment citées aux modifications du couvert forestier. De ce fait, ces résultats de recherche suggèrent que, la fraction de la matière organique soluble dans l'eau chaude, au même titre que la biomasse microbienne, peut être suggérée comme un indicateur de changement de la qualité de la MOS dans les sols forestiers.

En effet, le changement d'occupation des sols d'un état de forêt de résineux à *Cedrus atlantica* à un état de forêt dominée par des feuillues tel que le *Quercus ilex* provoque, en général, la diminution aussi bien de la quantité que de la qualité de la matière organique du sol. Le contenu en matières organiques extractibles à l'eau chaude, de la biomasse microbienne et celui de la fraction dense ont été significativement les sols des différentes stations. En outre, les rapports de la matière organique extractible à l'eau chaude et de biomasse microbienne et de la fraction dense à la matière organique totale du sol ont été, également, significativement différents. Toutefois, la fraction légère ne semble pas être affectée par ce changement alors que la fraction dense dont on ne s'attendait pas un effet significatif a été significativement influencée par la nature du couvert végétal?

Les coefficients de corrélation entre d'un côté la matière organique totale et la fraction extractible à l'eau chaude ou la biomasse microbienne, d'un autre, ont été très élevés. Il en a été de même à quelques exceptions près, des corrélations entre les différentes fractions de la matière organique du sol. Par conséquent, la matière organique extraite à l'eau chaude au même titre que la biomasse microbienne peut être utilisée comme un indicateur sensible des changements dans la qualité MOS dans les sols forestiers. Par conséquent, l'appauvrissement en C ou N de la fraction extractible à l'eau chaude, de la biomasse microbienne ou de la fraction dense pourrait également donner une indication précoce de la baisse ou de la détérioration de C organique du sol et de N total des sols forestiers. En plus, les quotients microbiens C_{BM}/CO (%) dans les sols des stations mixtes à qui étaient doublement plus élevées que ceux enregistrés dans les sols des stations monospécifiques à *Cedrus atlantica*, indiquent un environnement physico-chimique et une qualité de la matière organique beaucoup plus favorables à la production de biomasse microbienne en présence d'essences forestières feuillues. Ces quotients fournissent, également des informations sur l'évolution à long terme de l'humus ils seraient donc d'excellents indices d'une bonne humification.

Indépendamment de la nature du couvert forestier, les processus de minéralisation nette du carbone et de l'azote ont étudié moyennant une approche empirique. Cette approche a permis de mettre en évidence deux pools de la matière organique du sol qui se minéralisent simultanément. L'un stable (récalcitrant) qui constitue le réservoir du carbone et d'azote du sol qui est en fait que la fraction dense de la MOS et l'autre labile, qui représente la fraction de la MO facilement minéralisable qui serait l'ensemble de la biomasse microbienne, la MO extractible à l'eau chaude et la fraction légère de celle-ci.

Après itérations des données expérimentales, les algorithmes empiriques de régression non linéaires ont été implémentés et ont permis de retenir les modèles de minéralisation du carbone et de l'azote ayant engendré des coefficients de détermination R^2 les plus élevés et des racines de la moyenne des carrés des écarts (RMCE) les plus faibles. Les modèles ayant répondu au mieux à ces deux conditions ce sont les modèles bicompartimentaux (exponentiel et linéaire) et hyperboliques. Bien que le modèle hyperbolique ne relate pas fidèlement la dynamique de la MO dans les sols, car il ne la subdivise pas en compartiments de différentes vitesses de décomposition, cependant il a l'intérêt de présenter des R^2 élevés et des RMCE faibles et fournit des informations sur le temps de résidence de la MO dans le sol en se basant sur le temps de demi-vie. Quoiqu'il en soit, nous retenons l'idée que le modèle le plus intéressant, c'est celui non seulement présentent des indicateurs de performances les plus fiables, entre autres, le R^2 le plus élevé et la RMCE la plus faible mais aussi qui prend en compte la qualité de la matière organique en la divisant en différents compartiments caractérisés par des vitesses de décomposition différentes. En effet, ces différences peuvent être bien descriptives, explicatives et prédictives.

Reste à savoir si ces validations expérimentales permettent de vérifier que les modèles conçus permettraient bien de reproduire la réalité.

Les apports originaux de cette thèse sont de plusieurs ordres. Elle a permis en premier lieu de réunir et comparer des modèles issus de la littérature scientifique pour étudier leurs degrés d'applications et leurs limitations. Ensuite, l'accent a été mis sur la nécessité de pouvoir obtenir de manière simple les paramètres d'ajustement de modèles qui permettront de faciliter à l'avenir les prédictions de l'évolution (dynamique) de la MOS. Pour simuler les processus évolutifs de la matière organique du sol (minéralisation et humification) par ces modèles, les entrées de simulation ont été simples (azote minéral déposé et carbone minéral dégagé en fonction du temps ou cinétiques de minéralisation du carbone et de l'azote organique du sol).

Plusieurs perspectives pourraient être envisagées pour la poursuite de cette étude. Tout d'abord la validation expérimentale devra être poursuivie en prenant en compte des paramètres hydrologiques et édaphiques. Ce qui impose l'élargissement du champ d'investigation à d'autres cédraines plus humides de l'Afrique du Nord, notamment celles de l'atlas tellien.

En fin les résultats fournis par cette simulation pourront servir de base de modélisation d'autres phénomènes ayant un impact sur l'évolution de la qualité et donc sur la fertilité des sols forestiers. On peut envisager, par exemple, de récupérer la répartition de la matière organique

du sol entre plusieurs pools pour estimer réellement la durée de vie de chaque fraction, notamment dans les sols des écosystèmes forestiers. Le couplage des modèles dynamiques conceptuels avec des modèles numériques de la matière organique du sol pourrait servir, également, de base dans la compréhension des cinétiques d'évolution et dans la recherche de stratégies prédictives.

Références bibliographiques

- Abdessemed, K., 1981.** Le cèdre de l'Atlas (*Cedrus atlantica* M.) dans les massifs de l'Aurès et Belezma (Algérie): Étude phytosociologique et problèmes de conservation et d'aménagement, Thèse de Docteur Ingénieur, Université Aix-Marseille, France, 199 p.
- Alexandrova, L.N., 1960.** On the decomposition of humus substances and the nature of organo-mineral colloids in soil. Trans. 7th. International Congr. Soil Sci. (Madison, U.S.A.), 2: 74-8.
- Anderson, T.H. and K.H. Domsch, 1986.** Ratios of microbial carbon to total organic carbon in arable soils. Soil Biology and Biochemistry, 21: 471 – 479;
- Andeson, A.H., W. Blick, A. Hepburn et M. Steward, 1989.** Nitrogen in humic substances in Haynes, M.H.B., MacCarthy P., Malcolm R.L., Swift R.S. (Eds.), humic substances II in search of structure. Widely – Interscience, Chichester, 223 – 253.
- Annabi, M., H. Bahri. et K. Latiri, 2009.** Statut organique et respiration microbienne des sols du nord de la Tunisie. Biotechnol.Agron. Soc. Environ., 13(3): 401- 408.
- Arrouays, D., C. Feller, C. Jolivet, N. Saby, F. Andreux, M. Bernoux et C. Cerri, 1994.** Estimation de stocks de carbone organique des sols à différentes échelles d'espace et de temps, Étude et Gestion des Sols (EGS), Vol. 10 (4) : 347 – 355.
- Aubert, G., 1978.** Méthodes d'analyses des sols. CRDP Marseille, 191 p.
- Augusto, L., J. Ranger, D. Binkley and Rothe A., 2002.** Impact of several common tree species of European temperate forest on soil fertility. Ann. Forest Sci., 60: 233 – 253.
- Bachelier, G., 1974.** Action de la faune du sol sur l'humification des matériaux végétaux. Rev. Ecol. Biol. Sol, (10) 4: 253 – 473.
- Baldock, J., et J. Skjemstad, 2000.** Role of the soil matrix and minerals in protecting natural organic materials against biological attack. Org. Geochem. 31: 697–710. DOI: [10.1016/S0146-6380\(00\)00049-8](https://doi.org/10.1016/S0146-6380(00)00049-8).
- Baldock, J.A., and P.N. Nelson. 1999.** Soil organic matter. p. B-25–B- 84. In M.E. Sumner (ed.) Handbook of soil science. CRC Press, Boca Raton, Florida.
- Balesdent, J., C. Chenu et M. Balabane, 2000.** Relationship of soil organic matter dynamics to physical protection and tillage. Soil and Tillage Research. Vol. 53 (3–4): pp: 215–230. DOI: [10.1016/S0167-1987\(99\)00107-5](https://doi.org/10.1016/S0167-1987(99)00107-5).
- Batjes, N.H. et E.M. Bridges, 1992.** A review of soil factors and processes that control fluxes of heat, moisture and greenhouse gases. Technical Paper 23, International Soil Reference and Information Centre, Wageningen, ISRIC Technical Paper 23; 197 p.

- Bauzon, D., R. Van Den Driessche et Dommergues Y., 1969.** L'effet litière : 1 – Influence in situ des litières forestières sur quelques caractéristiques biologiques des sols. *Oecol. Plant.* 4, pp: 99 – 122.
- Behera, N. et U. Sahani, 2003.** Soil microbial biomass and activity in response to Eucalyptus plantation and natural regeneration on tropical soil. *For. Ecol. Manage* 174:1–11.
- Bellows, B., 2001.** Nutrient Cycling in Pastures, ATTRA sustainable agriculture, IP 136;
- Bentouati, A., 2008.** La situation du Cèdre de l'Atlas dans les Aurès (Algérie). *Forêt méditerranéenne.* XIX, pp: 203 – 208.
- Bentouati, A. and B.Oudjehih, 1999.** Première étude de la croissance et de la productivité du Cèdre de l'Atlas (*Cedrus atlantica* Manetti) dans le massif de Bélezma (Aurès Algérie). *T. XX, n°2* ; 115-119.
- Bernhard-Reversat, F., 1981.** Participation of light and organo-mineral fraction of soil organic matter and nitrogen mineralization in sahalian savana soil. *Zbl. Bkt, II Abt, 136* : 281 – 220.
- Bertrand, F. and M. Maumy, 2008.** Choix du modèle, IRMA, Université Louis Pasteur Strasbourg, France Master.
- Blet-Charaudeau, C, J. Muller and H. Laudelout, 1990.** Kinetics of carbon dioxide evolution in relation to microbial biomass and temperature. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 55: pp 1324 – 1328.
- Bonde, T. A. and T. Rosswall, 1978.** Seasonal variation in potentially mineralizable nitrogen in four cropping systems. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 51: 1508 – 1515.
- Bonneau, M. et B. Souchier et Coll., 1979.** *Pédologie*; 2, Constituants et propriétés du sol, Paris, Masson, XVIII et 459 p.
- Boone, R.D., 1994.** Light fraction of organic matter: origine and contribution to net mineralisation of nitrogen. *Soil Biology and Biochemistry*, 26: 1459 – 1468.
- Bouma, T.J. and Bryla D. R., 2000.** On the assessment of root and soil respiration for soils of different textures: interactions with soil moisture contents and soil CO₂ concentrations, *Plant and Soil* 227: 215–221.
- Brockett Beth, FT , Cindy E. Prescott and Sue J. Grayston, 2012.** Soil moisture is the major factor influencing microbial community structure and enzyme activities across seven biogeoclimatic zones in western Canada. *Soil Biology and Biochemistry.* 44 (1): 9 – 20; DOI:[10.1016/j.soilbio.2011.09.003](https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2011.09.003).
- Broeckling, C.D., A.K. Broz, J. Bergelson, D.K. Manter, J.M. Vivanco, 2008.** Root exudates regulate soil fungal community composition and diversity. *Appl. Environ. Microbiol.*, 74: 738 –744.

- Brookes, P.C., A. Landman, G. Pruden and Jenkinson D. S., 1985.** Chloroform fumigation and the release of soil nitrogen: a rapide direct extraction method to mesure microbial biomass nitrogen in soil. *Soil Biology and Biochemistry* 6: 837 – 842.
- Calvet, R., 2003.** Le sol, Propriétés et Fonctions, T1 : Constitution et Structure, phénomènes aux interfaces, Ed. France Agricole, 455 p.
- Campbell, C.A., E.A. Paul, D.A. Rennie and MacCallum K.J., 1967.** Applicability of the carbon dating mehod of analysis to soil humus studies.*Soil Science*, 104(3): 217 - 24.
- Chaussod, R., 1996.** La qualité biologique des sols. *Etude et Gestion des sols*. 3, 4: 261 – 278.
- Chen, C.Y. and Z.H. Xu, 2005.**Soil carbon and nitrogen pools and microbial properties in a six year old slash plantation of substropical Australia: impact of harvest residues managment. *Forest Ecology and Management*, 206: 237 -247.
- Cheng, F., X. Peng, Z. Peng, J.Yuan, C. Zhong, Y. Cheng, C. Cui and S. Zhang, 2013.**Soil Microbial Biomass, Basal Respiration and Enzyme Activity of Main Forest Types in the *Qinling* Mountains. *PLoS ONE* 8 (6): DOI: [10.1371 / journal.pone.0067353](https://doi.org/10.1371/journal.pone.0067353).
- Chodak, M. and M. Niklinska, 2010.** Effect of Texture and Tree Species onMicrobial Propertiesof Mine Soils. *Applied Soil Ecology*, 46:268 - 275. <http://dx.doi.org/10.1016/j.apsoil.2010.08.002>.
- Chodak, M., K. Partap and B.Friedrich, 2003.** Hot water extractable C and N in relation to microbiological properties of soils under beech forests.*Biology and Fertily of Soils*, Vol. 39,(2), pp: 123-130: DOI: [10.1007/s00374-003-0688-0](https://doi.org/10.1007/s00374-003-0688-0).
- Christensen, B.T., 1992.** Physical Fractionation of Soil and Organic Matter in Primary Particle Size and Density Separates.*Advances in Soil Science* Vol. 20, 1992, pp: 1-90. DOI: [10.1007/978-1-4612-2930-8_1](https://doi.org/10.1007/978-1-4612-2930-8_1).
- Coleman, K. and D.S. Jenkinson, 1999.**A model for the turnover of carbon in soil Model. Description and windows users guide. ROTHC-26.3. IACR - Rothamsted Harpenden Herts AL5 2JQ. 1 – 34 p.
- Coleman, K., D.S. Jenkinson, G.J. Crocker, P.R. Grace, J. Klir, M. Korschens, P.R. Poulton and D.D. Richter, 1997.** Simulating trends in soil organic carbon in long-term experiments using RothC-26.3. *Geoderma* 81: 29 - 44.
- Coleman, K. and D.S. Jenkinson, 1996.**RothC-26.3. A model for the turnover of carbon in soil. In: D.S. Powlson, P. Smith & J.U. Smith (Eds.), *Evaluation of Soil Organic Matter Models Using Existing, Long-Term Datasets*, NATO ASI series I, Vol. 38, Springer-Verlag, Heidelberg.
- Cools, N., L. Vesterdal, B. De Vos, E. Vanguelova and K. Hansen, 2014.** Tree species is the major factor explaining C: N ratios in European forest soils. *Forest Ecology and Management* Vol. 311, Pages 3 – 16; DOI:[10.1016/j.foreco.2013.06.047](https://doi.org/10.1016/j.foreco.2013.06.047).

- Cronan, C. S. 1990.** Patterns of organic acid transport from forested watersheds to aquatic ecosystems: 245–260. In E. M. Perdue and E. T. Gjessing [eds.], *Organic acids in aquatic ecosystems*. Wiley.
- Cronan, C.S. and G.R. Aiken, 1985.** Chemistry and transport of soluble humic substances in forested watersheds of the Adirondack Park, New York. *Geochim. Cosmochim. Acta* 49: 1697-1705.
- Currie, W. S. and J. D. Aber, 1997.** Modeling leaching as a decomposition process in humid montane forests. *Ecology* 78:1844-1860.
- Currie, W.S., J. D. Aber, W.H. MC Dowell, R. D. Boone and A. H. Magill, 1996.** *Biochemistry* 35, 471 p.
- Dalal, R.C. and R.J. Mayer, 1987.** Long term trends in fertility of soils under continuous cultivation and cereal cropping in southern Queensland.VII. Dynamics of nitrogen mineralization potentials and microbial biomass. *Austr. J. of Soil Resear.* 25(4): 461 – 472. DOI: [10.1071 / SR9870083](https://doi.org/10.1071/SR9870083) © CSIRO 1987.
- David, M.B. and C.T. Driscoll, 1984.** Aluminium speciation and equilibria in soil solutions of a Haplorthod in the Adirondack Mountains (New York, USA). *Geoderma* 33: 297-318.
- Deans, R., J. A. E. Molina and C.E. Clapp, 1986.** Models for predicting potentially mineralizable nitrogen and decomposition rate constants. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 50: 323 – 326.
- Delogu, E., 2014.** Modélisation de la respiration du sol dans les agroécosystèmes. Thèse de Doctorat de l'université Paul Sabatier, Toulouse III : 237 p.
- Delphin, J. E., 1988.** Utilisation des cinétiques de premier ordre en vue de caractériser la minéralisation de quelques sols agricoles. *Agronomie* 8 : 289 – 294.
- Derridj, A., 1990.** Etude des populations de *Cedrus atlantica Manetti* en Algérie. Thèse Doct. Université de Toulouse. 282 p.
- Devi, N.B. and P.S. Yadava, 2006.** Seasonal dynamics in soil microbial biomass C, N and P in a mixed-oak forest ecosystem of Manipur, North-east India. *Applied Soil Ecology* 31: 220–227.
- Diaz-Ravina, M., M.J. Acea and T. Carballas, 1993.** Seasonal fluctuations in microbial populations and available nutrients in forest soils. *Biology and Fertility of Soils* 16: 205–210.
- Dinesh, R., M.A. Suryanarayana, A.K. Nair an S.G. Chaudhuri 2001.** Effets de cultures de couverture de légumineuses sur les taux et la cinétique de minéralisation de l'azote dans les sols. *J. Agron. Crop Sci.* 187: 161-166.
- Dommergues, Y., 1960.** La notion de coefficient de minéralisation du carbone dans les sols. *L'Agronomie Tropicale* XV (1), 54–60.

- Dufrêne, E., H. Davi, C. François, G. le Maire, Le Dantec, V. Granier, 2005.** Modelling carbon and water cycles in a Beech forest. Part I: Model description and uncertainty analysis on modelled NEE. *Ecological Modelling*, 185(2-4): 407-436.
- Elliott, E.T. and C.A. Cambardella. 1991.** Physical separation of organic matter. *Agriculture, Ecosystems and Environment*, 34: 407- 419.
- Fang C. and Moncrieff J.B., 1999.**A model for soil CO₂ production and transport. 1: Model development. *Agric. Forest Meteorol.* **95**: 225-236.
- Fontaine, S., A. Mariotti and L. Abbadie, 2003.**The priming effect of organic matter: a question of microbial competition? *Soil Biology & Biochemistry* 35: 837–843, DOI: [10.1016/S0038-0717\(03\)00123-8](https://doi.org/10.1016/S0038-0717(03)00123-8).
- Fortin, J.A., M. Chapleau and M. Couture, 1982.** Décomposition de la matière organique et compostage de surface: une revue de la littérature. Département d'écologie et de pédologie, Faculté de foresterie et géodésie. Université Laval. Québec. 89p.
- Ghani, A., M. Dexter and K.W. Perrott, 2003.** Hot-water extractable carbon in soils: a sensitive measurement for determining impacts of fertilization, grazing and cultivation. *Soil Biology & Biochemistry* 35: 1231–1243.
- Giovanbattista, d. D., d. P. Angelis, C. Cesaraccio, G. Pellizaro, P. Duce, S. Costantino, D. Spano, and B. Clauss, 2010.**Changes of ecosystem functions in a Mediterranean shrubland exposed for eight years to prolonged summer droughts. NASA Astrophysics Data System.
- Golchin, A., J.M. Oades, J.O. Skjemstad and P. Clarke, 1994.** Soil structure and carbon cycling. *Aust. J. Soil Resear.* 32: 1043–1068. DOI: [10.1071 / SR9941043](https://doi.org/10.1071/SR9941043).
- Gómez-Luna, B.E., M.C. Rivera-Mosqueda, L. Dendooven, G.Vázquez-Marrufo and V. Olalde-Portugal, 2009.** Charcoal production at kiln sites affects C and N dynamics and associated soil microorganisms in *Quercus spp.* temperate forests of central Mexico. *Appl. Soil Ecol.* 41:50–58. DOI:[10.1016/j.apsoil.2008.08.007](https://doi.org/10.1016/j.apsoil.2008.08.007).
- Gong, W., X. Y., Yan, Z. C. Cai, J. Y. Wang, T. X. Hu, Y. B. Gong and H. Ran, 2008.** Effects of long-term fertilization on soil particulate organic carbon and nitrogen in a wheat-maize cropping system. *Chin. J. Appl. Ecol.*, 19: 2375-2381.
- Gosz, J.R., G.E. Likens and F.H. Bormann, 1976.** Organic matter and nutrient dynamics of the forest and forest floor in the Hubbard Brook Forest. *Oecologia*.22: 305 – 320. DOI: [10.1007/BF00345310](https://doi.org/10.1007/BF00345310).
- Gregorich, E.G. and H.H. Janzen, 1996.** Storage of soil carbon in the light fraction and macro organic matter. In: *Advances in Soil Science. Structure and Organic Matter Storage in Agricultural Soils*, Carter, M.R. and B.A. Stewart, (Eds.). CRC Lewis Publishers, Boca Raton: 167–190.
- Gregorich, E.G., M.R. Carter, D.A. Angers, C. M. Monreal and B. H. Ellert, 1994.** Towards a minimum data set to assess soil organic matter quality in agricultural soils. *Can. J. Soil Sci.* 74: 367 – 385.

- Groffman PM, McDowell WH, Myers JC, et al., 2001.** Soil microbial biomass and activity in tropical riparian forests. *Soil Biol Biochem*, 33:1339-48.
- Gu, L. H., W. M. Post and A. W. King, 2004.** Fast labile carbon turnover obscures sensitivity of heterotrophic respiration from soil to temperature: a model analysis. *Global Biogeochem. Cycles* 18, GB1022. DOI: [10.1029/2003GB002119](https://doi.org/10.1029/2003GB002119).
- Guo LB and Gifford RM. 2002.** Soil carbon stocks and land use change: a meta-analysis. *Global Change Biology* 8(4):345-360.
- Hackel, E., S. Zechmeister-Boltenstern, L. Bodrossy and A. Sessitsch, 2004.** Comparison of Diversities and Compositions of Bacterial Populations Inhabiting Natural Forest Soils. 70(9): 5057–5065. DOI: [10.1128/AEM.70.9.5057-5065.2004](https://doi.org/10.1128/AEM.70.9.5057-5065.2004).
- Harrison, K.G., W.S. Broecker, G. Bonani, 1993.** The effect of changing landuse on soil radiocarbon. *Science* 262: 725 - 726.
- Hayes, M. H. B. and R. S. Swift, 1978.** The chemistry of soil organic colloids. In *The Chemistry of Soil Constituents* (D. J. Greenland and M. H. B. Hayes, Eds), pp. 179-329. Wiley, Chichester.
- Haynes, R.J., 2000.** Labile organic matter as an indicator of organic matter quality in arable and pastoral soil in New Zealand. *Soil Biology & Biochemistry* 32: 211–219.
- He Y.J., Q. K. Wang and S. L. Wang et al., 2006.** Characteristics of soil microbial biomass carbon and nitrogen and their relationships with soil nutrients in *Cunninghamia lanceolata* plantations. *Chin J Appl Ecol*;17: 2292 –6.
- Hénin, S. et M. Dupuis, 1945.** Bilan de la matière organique des sols. *Ann. Agron*, 1: 17-29.
- Herbert, B.E. and P.M. Bertsch, 1995.** Characterization of dissolved and colloidal organic matter in soil solution: a review [C]. In: Kelly, J.M., Mcfee, W.W. (Eds.), *Carbon Forms and Functions in Forest Soils* [M]. SSSA, Madison, WI: 63 – 68.
- Hibbard, K.A., B.E. Law, M. Reichstein and J. Sulzman, 2005.** An analysis of soil respiration across northern hemisphere temperate ecosystems. *Biogeochemistry* 73: 29 – 70.
- Hogan, M., C. Papinchak and M. Young, 2013.** Forests as a Carbon Sink, *Forestry*, <http://www.eoearth.org/view/article/169930>.
- Houot, S., Molina J. A. E., Chaussod R. and C. E. Clapp, 1989.** Simulation by NCSOIL of net mineralization in soil from the Deherain and 36 parcelles fields at Grignon. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 53: 451 – 455.
- Hsieh, Y.P., 1992.** Pool size and mean age of stable organic carbon in cropland. *Soil Sci. Am. Soc. J.*, 56: 460 – 464. DOI: [10.2136/sssaj1992.03615995005600020020x](https://doi.org/10.2136/sssaj1992.03615995005600020020x).
- Huang, Q.Y., W. Liang and P. Cai, 2005.** Adsorption, desorption and activities of acid phosphatase on various colloidal particles from an Ultisol. *Colloid Surf B* 45:209–214.

- Ikan R., Y. Rubinsztain, A. Nissenbaum and I. R. Kaplan, 1996.** Geochemical aspects of the Maillard Reaction: consequences for the chemical and life sciences. John Wiley and Sons, Chichester, UK, 1 – 25.
- Insam H., 2001.** Developments in soil microbiology since the mid. *Geoderma*, 100: 389–402.
- Insam H., D. Parkinson, K.H. Domsch, 1989.** Influence of macroclimate on soil microbial biomass. *Soil Biol Biochem*, 21: 211–221.
- Jalota, S.K., A. Sood, G.B.S. Chahal and B.U. Choudhury, 2006.** Crop water productivity of cotton (*Gossypium hirsutum* L.) – wheat (*Triticum aestivum* L.) system as influenced by deficit irrigation, soil texture and precipitation. *Agricultural Water Management*. Vol. 84 (1–2): 137 – 146.
- Janzen, H.H., C.A. Campbell, S.A. Brandt, G.P. Lafond and L. and Townley-Smith, 1992.** Light fraction organic matter in soils from long-term crop rotations. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 56: 1799 - 1806. DOI: [10.2136/sssaj1992.03615995005600060025x](https://doi.org/10.2136/sssaj1992.03615995005600060025x).
- Janzen, R. H., 1987b.** Soil organic matter characteristics after long-term cropping to various spring wheat rotations. *Canad. J. Soil Sci.*, 67: 845-856. DOI: [10.4141/cjss87-081](https://doi.org/10.4141/cjss87-081).
- Jenkinson, D.S. and J.N. Ladd, 1981.** Microbial biomass in soil: measurement and turnover. *in* Paul, E. A. and Ladd, J.N. (Eds). *Soil Biochemistry*. Vol. 5. Dekker, New York, pp: 415 –471.
- Jenny, H., 1941.** Factors of soil formation. New York, Me Graw-Hill.
- Jiang, P.K., 2005.** Soil active carbon pool under different types of vegetation. *Scientia Silvae Sinicae* 41:10–13.
- Jin, H., O.J. Sun and J. Liu, 2010.** Changes in soil microbial biomass and community structure with addition of contrasting types of plant litter in a semiarid grassland ecosystem. *J Plant Ecol.*, Volume 3(3): 209-217.
- Joanisse, G.D., R.L. Bradley, C.M. Preston and A.D. Munson, 2007.** Soil enzyme inhibition by condensed litter tannins may drive ecosystem structure and processes: the case of *Kalmia angustifolia*. *New Phytol*, 175: 535 – 546. DOI: [10.1111 / j.1469-8137.2007.02113.x](https://doi.org/10.1111/j.1469-8137.2007.02113.x).
- Joergensen, R.G. and S. Scheu, 1999.** Depth gradients of microbial and chemical properties in moder soils under beech and spruce. *Pedobiologia*, 43:134 - 44.
- Juma, N. G., E. A. Paul and B. Mary, 1984.** Kinetic analysis of net nitrogen mineralization in soil. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 48: 753 – 757.
- Kalbitz, K. and K. Kaiser, 2008.** Contribution of dissolved organic matter to carbon storage in forest mineral soils. *Journal of Plant Nutrition and Soil Science – J. Plant. Nutr. Soil Sci* , vol. 171(1): 52-60; DOI: [10.1002/jpln.200700043](https://doi.org/10.1002/jpln.200700043).
- Kalbitz, K., D. Schwesig, J. Schmerwitz, K. Kaiser, L. Haumaier, B. Glaser, R. Ellerbrock and P. Leinweber, 2003b.** Changes in properties of soil-derived dissolved organic matter induced by biodegradation. *Soil Biol. Biochem.* 35, 1129 - 1142.

- Kalbitz, K., J. Schmerwitz, D. Schwesig and E. Matzner, 2003a.** Biodegradation of soil-derived dissolved organic matter as related to its properties. *Geoderma* 113: 273 – 291.
- Kalbitz, K., S. Solinger, J.H. Park, B. Michalzik and E. Matzner, 2000.** Controls on the dynamics of dissolved organic matter in soils: a review. *Soil Sci.* 165: 277–304.
- Kalinina, O., S. V. Goryachkin, N. A. Karavaeva, D. I. Lyuri and L. Giani, 2010.** Dynamics of carbon pools in post-agrogenic sandy soils of southern taiga of Russia. *Carbon Balance and Management*, 5:1, 1 – 9.
- Kara, O., I. Bolat, K. Cakiroglu and M. Senturk, 2014.** Litter Decomposition and Microbial Biomass in Temperate Forests in Northwestern Turkey. *J. Soil Sci. Plant. Nutr.* 14 (1); DOI: [dx.doi.org/10.4067/S0718-95162014005000003](https://doi.org/10.4067/S0718-95162014005000003).
- Kasel, S. and L.T. Bennett, 2007.** Land-use history, forest conversion, and soil organic carbon in pine plantations and native forests of south eastern Australia. *Geoderma* 137:401–13. DOI: [10.1016/j.geoderma.2006.09.002](https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2006.09.002).
- Kiikkilä, O., V. Kitunen and A. Smolander, 2006.** Dissolved organic matter from surface horizons under birch and conifers: Degradation in relation to chemical characteristics. *Soil Biol. Biochem.* 38:737 – 746.
- Kiikkilä, O., V. Kitunen and A. Smolander, 2005.** Degradability of dissolved soil organic carbon and nitrogen in relation to tree species. *FEMS Microbiol. Ecol.* 53: 33 - 40.
- Killham, K., 1994.** *Soil ecology.* Cambridge University Press. 231 p.
- Kirschbaum, M.U.F., 1995.** The temperature dependence of soil organic matter decomposition and the effect of global warming on soil organic carbon storage. *Soil Biology and Biochemistry* 27: 753 – 760.
- Kirschbaum, M.U.F., 2006.** The temperature dependence of soil organic matter decomposition still a topic of debate, *Soil Biol and Biochemistry*, 38: 2510 – 2518;
- Kjeldahl, J., 1883.** Neue Methode zur Bestimmung des Stickstoffs in organischen Körpern. *Z. Anal. Chem.* 22: 366-382.
- Kononova, M. M., 1968.** Transformations of organic matter and their relation to soil fertility. *Soviet Soil Sci. (Madison)*, 8: 1047-1055.
- Kraus, T. E.C., R.J. Zasoski, R. A. Dahlgren, W. R. Horwath and C.M. Preston, 2003.** Carbon and nitrogen dynamics in a forest soil amended with purified tannins from different plant species. *Soil Biology and Biochemistry*.36 (2): 309 – 321. DOI:[10.1016/j.soilbio.2003.10.006](https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2003.10.006).
- Kraus, T.E. C., R. A. Dahlgren and R. J. Zasoski, 2003.** Tannins in nutrient dynamics of forest ecosystems - a review. *Plant and Soil* 256: 41–66; DOI: [10.1023/A:1026206511085](https://doi.org/10.1023/A:1026206511085).

- Kuiters, A. T. 1993.** Dissolved organic matter in forest soils: Sources, complexing properties and action on herbaceous plants. *Chem. Ecol.* 8:171-184.
- Kulmatiski, A., K.H. Beard, J.R. Stevens and S.M. Cobbold, 2008.** Plant–soil feedbacks: a meta-analytical review. *Ecology Letters* 11: 980–992; DOI: [10.1098/rstb.2007.2185](https://doi.org/10.1098/rstb.2007.2185), PMID: [PMC2610111](https://pubmed.ncbi.nlm.nih.gov/PMC2610111/).
- Laik, R., K. Kumara, D.K. Das and O.P. Chaturvedi, 2009.** Labile soil organic matter pools in a calcioriented after 18 years of afforestation by different plantations. *App. Soil Ecol.*, 42: 71 – 78 ; DOI : [10.1016/j.apsoil.2009.02.004](https://doi.org/10.1016/j.apsoil.2009.02.004).
- Lal R., 2007.** Carbon sequestration. *Philos Trans R Soc Lond B Biol Sci.*, 363(1492): 815 – 830.
- Le Houerou, H.N., 1977.** Etude bioclimatique des steppes algériennes. *Bull. Soc. Hist. Afr. Nord, Alger*, T.68, fasc.3 et 4: 33-74.
- Leckie, S.E., C.E. Prescott and S.J. Grayston, 2004.** Forest floor microbial community response to tree species and fertilization of regenerating coniferous forests. *Canadian Journal of Forest Research* 34: 1426 -1435.
- Lemaître, A., R. Chaussod, Y. Tavant and S. Bruckert, 1995.** An attempt to determine a pool of labile organic matter associated with soil microbial biomass. *Eur. J. Soil Biol.* 31: 121 – 125.
- Li, Y., M. Xu, Zou, X., 2006.** Heterotrophic soil respiration in relation to environmental factors and microbial biomass in two wet tropical forests. *Plant Soil* 281: 193–201.
- Li, C., S. Frolking and T. A. Frolking (1992).** A model of nitrous oxide evolution from soil driven by rainfall events: 1. Model structure and sensitivity, *J. Geophys. Res.*, 97, 9759 – 9776.
- Liang, B.C., A.F. MacKenzie, M. Schnitzer, C.M. Monreath, P.R. Voroney and R.P. Beyaert, 1998.** Management-induced changes in labile soil organic matter under continuous corn in eastern Canadian soils. *Biology and Fertility of Soils* 26: 88–94.
- Liskie, J., T. Palosuo, M. Peltoniemi and Sievänen R. 2005.** Carbon and decomposition model Yasso for forest soils. *Ecological Modelling* 189: 168-182.
- Liu, D.W., Z.M. Wang, B. Zhang, K.S. Song, X.Y. Li, J.P. Li, F. Li, H.T. Duan, 2006.** Spatial distribution of soil organic carbon and analysis of related factors in croplands of the black soil region, Northeast China. *Agric. Ecosyst. Environ.* 113: 73 – 81.
- Liu, H. S., L. H. Li, X. G. Han, J. H. Huang, J. X. Sun and H. Y. Wang, 2006a.** Respiratory substrate availability plays a crucial role in the response of soil respiration to environmental factors, *Appl. Soil Ecol.*, 32, 284 – 292.
- Lovett, G.M., Weathers, K.C., Arthur, M.A. and Schultz, J.C. 2004.** Nitrogen cycling in a northern hardwood forest: do species matter? *Biogeochemistry* 67: 289–308.

- Lynch, J. M., 1995.** Microbial activity in acid soils, *Plant-Soil Interactions at Low pH. Principles and Management Developments in Plant and Soil Sciences*, 64: 167-172, DOI: [10.1007/978-94-011-0221-6_24](https://doi.org/10.1007/978-94-011-0221-6_24).
- Maillard, L.C., 1913.** Formation de matières humiques par action des polypeptides sur sucres. *Comptes rendus de l'Académie des sciences*, 156 :148 – 149.
- Maithani, K., R.S. Tripathi, A. Arunachalam and H.N. Pandey, 1996.** Seasonal dynamics of microbial biomass C, N and P during regrowth of a disturbed subtropical humid forest in northeast India. *Appl. Soil Ecol.*, 4 :31–37.
- Mangenot, F., 1980.** Les litières forestières : signification écologique et pédologique. *H .F .F. XXXII (4): 339 – 355.*
- Mary, B. et J. C. Rémy, 1979.** Essai d'appréciation de la capacité de minéralisation de l'azote des sols de grande culture. I – Signification des cinétiques de minéralisation de la matière organique humifiée. *Ann. Agron.* 30: 513 – 527.
- McGill William, B., 1996.** Evaluation of Soil Organic Matter Models, NATO ASI Series Vol. 38, Review and Classification of Ten Soil Organic Matter (SOM) Models : 111-132, DOI : [10.1007/978-3-642-61094-3_9](https://doi.org/10.1007/978-3-642-61094-3_9).
- McGill W.B., K.R. Cannon, J.A. Robertson and F.D. Cook, 1986.** Dynamics of soil microbial biomass and water-soluble organic C in Breton L after 50 years of cropping to two rotations. *Canadian Journal of Soil Science*, 66: 1-19.
- Mendham, D.S., A.M. O'Connell and T.S. Grove, 2002.** Organic matter characteristics under native forest, long-term pasture, and recent conversion to Eucalyptus plantations in Western Australia: microbial biomass, soil respiration, and permanganate oxidation. *Aust. J. Soil Res.* 40: 859–872. DOI: [10.1071 / SR01092](https://doi.org/10.1071/SR01092).
- Menyailo, O.V., B.A. Hungate and W. Zech, 2002.** The effect of single tree species on soil microbial activities related to C and N cycling in the Siberian artificial afforestation experiment. *Plant Soil*, 242: 183–196.
- M'hirit, O., 1982.** Etude écologique et forestière des cédraies du Rif marocain. - Essai sur une approche multidimensionnelle de la phytoécologie et de la productivité du cèdre (*Cedrus atlantica Manetti*). *Annales de la recherche forestière au Maroc*. Tome 22.
- Michel, K. and E. Matzner, 1999.** Release dissolved organic carbon and nitrogen from forest floors in relation to solid phase properties, respiration and N-mineralization. *Journal of Plant nutrition and Soil Science*, 62: 645 – 652.
- Mole, S. and P.G. Waterman. 1987.** Tannins as antifeedants to mammalian herbivores: still an open question? In: *Allelochemicals: Role in Agriculture and Forestry*, (Ed.): G.R. Waller: 572- 587. DOI: [10.1021 / bk-1987-0330.ch051](https://doi.org/10.1021/bk-1987-0330.ch051).
- Molina, J. E. A., C. E. Clapp and W. E. Larson, 1980.** Potentially mineralizable nitrogen in soil: The simple exponential model does not apply for the first 12 weeks of incubation. *Soils Sci. Soc. Am. J.* 14; 441 – 444.

- Murwira, H. K., H. Krichmann and M. J. Swift, 1990.** The effect of moisture on the decomposition rate of cattle manure. *Plant & Soil*, 122: 197 – 199.
- Nicolardot, B., G. Fauvet and D. Cheneby, 1994.** Carbon and nitrogen cycling through soil microbial biomass at various temperatures. *Soil Biol Biochem*; 26:253e61.
- Nicolardot, B., 1988.** Évolution du niveau de la biomasse microbienne des sols au cours d'une incubation de longue durée : Relation avec la minéralisation du carbone et de l'azote organique. *Rev. Ecol. Biol. Sol* 25 (3): 287 – 304.
- Nordén, U, 1994.** Leaf litterfall concentrations and fluxes of elements in deciduous tree species. *Scand J. For. Res.* 9: 9 -16.
- O'Hara, C. P., J. Bauhus and P.J. Smethurst, 2006.** Role of Light Fraction Soil Organic Matter in the Phosphorus Nutrition of *Eucalyptus globulus* Seedlings. *Plant and soil*, 280 (1-2): 127 – 134. DOI: [10.1007/s11104-005-2675-8](https://doi.org/10.1007/s11104-005-2675-8).
- Ohta, S. and K. Kumada, 1978.** Studies on the humus forms of forest soils. VI. Mineralization of nitrogen in brown forest soils. *Soil Science and Plant Nutrition*, 24: 41-51.
- Otto Hans-Jürgen, 1989.** *Ecologie forestière*. Edts. Pascal Maurin, Paris, 391 p.
- Pare, M. C. and A. Bedard-Haughn,** Optimum liquid density in separation of the physically uncomplexed organic matter in Arctic soils. Short communication in *Canadian Journal of Soil Science*: 65 – 68.
- Parton, W.J., D.S. Ojima, C.V. Cole and D.S. Schimel, 1987.** Analysis of factors controlling soil organic matter levels in great plains grasslands. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 51: 1173 – 1179.
- Parton, W. J. and P. E. Rasmussen. 1994a.** Long-term effects of crop management in wheat/fallow: II. CENTURY model simulations. *Soil Science Society of America Journal* 58: 530-536. 694.
- Parton, W.J., D.S. Schimel, and D.S. Ojima. 1994b.** Environmental change in grasslands: assessment using models. *Climatic Change* 28:111-141. 696.
- Parton, W.J., D.S. Schimel, D.S. Ojima, and C.V. Cole. 1994c.** A general model for soil organic matter dynamics: sensitivity to litter chemistry, texture and management. Pages 147-167 in R.B. Bryant and R.W. Arnold, editors. *Quantitative modeling of soil forming processes*. SSSA Spec. Publ. 39. ASA, CSSA and SSA, Madison, Wisconsin, USA. 695.
- Parton, W.J., P.L. Woomer, and A. Martin. 1994d.** Modelling soil organic matter dynamics and plant productivity in tropical ecosystems. Pages 171-188 in P.L. Woomer and M.J. Swift, editors. *The biological management of tropical soil fertility*. TSBF/John Wiley & Sons, New York, New York, USA. 741.
- Parton W.J., M. Hartman, D. Ojima and D. Schimel, 1998.** DAYCENT and its land surface submodel: description and testing. *Global Planet. Change*, 19, 35-48.

- Paul, K.I., P.J. Polglase, J.G. Nyakuengama and P.K. Khanna, 2002.** Change in soil carbon following afforestation. *Forest Ecology and Management* 168: 241–257.
- Paustian, K. 1994.** Modelling soil biology and biochemical processes for sustainable agriculture research. Pages 182– 193 in C. E. Pankhurst, B. M. Doube, V. V. S. R. Gupta, and P. R. Grace, editors. *Soil biota management in sustainable farming systems*. Commonwealth Scientific and Industrial Research Organization (CSIRO), East Melbourne, Australia.
- Peltre, M. 2010.** Potentialité de stockage du carbone dans les sols par apport de matières organiques exogènes. Thèse l’obtention du grade de docteur, Institut des Sciences et Industries du Vivant et de l’Environnement (AgroParisTech), 221 p.
- Perrin, D., L. Éric, M. Yernaux et M. A u b i n e t, 2004.** Modélisation de la réponse des flux de respiration d’un sol forestier selon les principales variables climatiques. *Biotechnol. Agron. Soc. Environ.* 8 (1): 15 – 25.
- Petersen, B.M., J. Berntsen, S. Hansen et L.S. Jensen, 2005a.** CN-SIM - a model for the turnover of soil organic matter. I: Long term carbon development. *Soil Biol. Biochem.* 37, 359-374.
- Pietikäinen, J., M. Pettersson and E. Bååth, 2005.** Comparison of temperature effects on soil respiration and bacterial and fungal growth rates. *FEMS Microbiology Ecology* 52: 49- 58.
- Prévo, A.R., 1970.** *Biogénèse, Biochimie, Biologie*. Ed. de la Tourelle (Paris), 342 pages.
- Priha, O., A. Smolander 1997,** Microbial biomass and activity in soil and litter under *Pinus sylvestris*, *Picea abies* and *Betula pendula* at originally similar field afforestation sites. *Biol Fertil Soils*; 24:45 - 51.
- Puget P., C. Chenu and J. Balesdent, 2008,** Dynamics of soil organic matter associated with particle-size fractions of water-stable aggregates. *European Journal of Soil Science*, Vol. 51 (4): 595–605. DOI: [10.1111/j.1365-2389.2000.00353.x](https://doi.org/10.1111/j.1365-2389.2000.00353.x).
- Qualls, R.G., B.L. Haines and Swank, W.T., 1991.** Fluxes of dissolved organic nutrients and humic substances in a deciduous forest. *Ecology* 72: 254–266.
- Rawls, W.J., D.L. Brakensiek, K.E. and Saxton, 1982.** Estimation of soil water properties. *Trans. ASAE*, 26: 1747–1752.
- Reeves, D.W., 1997.** The role of soil organic matter in maintaining soil quality in continuous cropping systems. *Soil & Tillage Research* 43 (1997) : 131-167.
- Robert, M., 2002.** La séquestration du carbone dans le sol pour une meilleure gestion des terres. *F.A.O.*: 1 – 59.
- Ross, D.J., T.W. Speir, K.R. Tate, A. Cairns, K.F. Meyrich and E.A. Pansier, 1982.** Restoration of pasture after topsoil removal: effect of soil carbon and nitrogen mineralization, microbial biomass and enzyme activities. *Soil Biology & Biochemistry* 14: 575-81.

- Rousk, J. and E. Baath, 2007.** Fungal and bacterial growth in soil with plant materials of different C/N ratios. *FEMS Microbiol. Ecol.*, 62: 258-267. PMID: [17991019](#).
- Rovira, P. and V. R. Vallejo, 2007.** Labile, recalcitrant and inert organic matter in mediterranean forest soils. *Soil Biol Biochem.* 39: 202 – 215;
- Rowe, EC, C.D. Evans, B.A. Emmett, B. Reynolds, Helliwell R.C., M.C. Coull et al., 2006,** Vegetation type affects the relationship between soil carbon to nitrogen ratio and nitrogen leaching. *Water Air Soil Poll*;177:335e47.
- Saviozzi, A., R. Biasci, Riffaldi et R. Levi-Minzi, 1999.** Long-term effects of farmyard manure and sewage sludge on some soil biochemical characteristics. *Biology and Fertility of Soils*, 30; 100 - 106.
- Sbih, M., K. Antoine, N'Dayegamiye A., Z. Bensid and Boukaboub A., 2012.** Dynamic of the active fraction of organic matter in some meadow soils. *Eurasian Journal of Soil Science*, 1 – 6.
- Schoenenberger, A., 1970a.** Etude du couvert forestier de l'Aurès oriental : Tendence évolutive de ce peuplement, F.A.O. Projet Algérie, Constantine, 15 : 42.
- Sequeira, C.H. and M.M. Alley, 2011.** Soil organic matter fractions as indices of soil quality changes. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 75 (5): 1766 – 1773. DOI: [10.2136/sssaj2011.0067](#).
- Shang, S., P. Jiang, S. X. Chang, Z. Song, J. Liu and L. Sun, 2014.** Soil Organic Carbon in Particle Size and Density Fractionations under Four Forest Vegetation-LandUse Types in Subtropical China. *Forests*, 5: 1391-1408. DOI: [10.3390/f5061391](#).
- Shi, Z., Q. Li, S.J. Wang et al., 2009.** Accelerated soil CO₂ efflux after conversion from secondary oak forest to pine plantation in southeastern China. *Ecol. Res*; 24:1257-65.
- Singh, J.S., A.S. Raghubanshi, R.S. Singh, S.C. Srivastava, 1989.** Microbial biomass acts as a source of plant nutrients in dry tropical forest and savanna. *Nature* 338: 499-500.
- Six, J., R.T. Conant, E.A. Paul and K. Paustian, 2002.** Stabilization mechanisms of soil organic matter: Implications for C-saturation of soils. *Plant Soil* 241: 155–176. DOI: [10.1023/a: 1016125726789](#).
- Smith, J.L., R.I. Papendick, D.F. Bezdicek et al. (1993).** Soil organic matter dynamics and crop residue management. In: Metting FB Jr., editor. *Soil Microbial Ecology*. New York : Marcel Dekker Inc., 65-94.
- Smith, J.L. and E.A. Paul, 1990.** The significance of soil microbial biomass estimations. In Bollag JM, Stotzky G (Eds). *Soil Biochemistry*. New York: Marcel Dekker Inc., 357 – 96.
- Smith, J. L., R. R. Schnabel, B. R. McNeal and G. S. Campbell, 1980.** Potential error in the first-order model for estimating nitrogen mineralization potential. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 44, 996 – 1000.

- Smith, M.S., C.W. Rice and E.A. Paul, 1989.** Metabolism of labelled organic nitrogen in soil: Regulation by inorganic nitrogen. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 53:768 – 773.
- Smolander, A. and V. Kitunen, 2002.** Soil microbial activities and characteristics of dissolved organic C and N in relation to tree species. *Soil Biol. Biochem.* 34 : 651–660.
- Søe, A.R.B. and N. Buchmann, 2005.** Spatial and temporal variations in soil respiration in relation to stand structure and soil parameters in an unmanaged beech forest. *Tree Physiol.* 25, 1427-1436.
- Sollins, P., G. Spycher and C. A. Glassman, 1984.** Net nitrogen mineralization from light and heavy fraction forest soil organic matter. *Soil Biol. Biochem.* 16 (1): 31-37.
- Sparling, G., M. Vojvodic-Vukovic and L.A. Schipper, 1998.** Hot-water soluble C as a simple measure of labile soil organic matter: the relationship with microbial biomass C. *Soil Biol. Biochem.* 30: 1469 – 1472.
- Stanford, G. and Smith, S. J., 1972.** Nitrogen mineralization potentials of soils. *Soil Sci. Am. Proc.* 36: 465 – 472.
- Stevenson F.J., 1986.** Cycles de sol: le carbone, l'azote, le phosphore, le soufre, les micronutriments. John Wiley and Sons, New York.
- Strenström, J., K. Svensson and M. Johanson, 2001.** Reversible transition between active and dormant microbial states in soil. *FEMS Microbiol. Ecol.* 36: 93 – 104.
- Strukelj, M., S. Brais, S. A. Quideau, S.W. Oh, 2012.** Chemical transformations of deadwood and foliar litter of mixed boreal species during decomposition. *Rev. Can. Rech. Forest.* 42(4): 772-788. DOI: [10.1139/x2012-027](https://doi.org/10.1139/x2012-027).
- Suzuki M. and N. Kumada, 1976.** Mineralization of physically fractionated rotten plant residues under upland conditions. *Soil Science and Plant Nutrition* 22: 373-385.
- Talpaz, H., P. Fine and B. Bar-Yosef, 1981.** On the estimation of N-mineralization parameters from incubation experiments. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 45: 993 – 996.
- Tan, Z., Lal R., Owens L. and al. 2007.** Distribution of light and heavy fractions of soil organic carbon as related to land use and tillage practice. *Soil & Tillage Research*, 92: 53 – 59.
- Tao, Z., S. Peijun, H. Dafeng and Y. Luo, 2009.** Global pattern of temperature sensitivity of soil heterotrophic respiration (Q₁₀) and its implications for carbon-climate feedback. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 114, G02016, DOI: [10.1029/2008JG000850f](https://doi.org/10.1029/2008JG000850f).
- Theng, B., K. Tore and P. Sollins, 1989.** Constituents' organic matter in temperate and tropical soils. In : Coleman, D., Oades J., Uerha G. (Eds.), *Dynamics of Soil Organic Matter in tropical Ecosystems Niffal Project*, University of Hawaii, pp 5 - 32.
- Tonon, G., P. Boldregini and P. Gioacchini, 2005.** Seasonal changes in microbial nitrogen in an old broadleaf forest and in a neighbouring young plantation. *Biol. Fertil. Soils*, 41:101-8.

- Tracy, B. F. and D. A. Frank, 1998.** Herbivore influence on soil microbial biomass and nitrogen mineralization in a northern grassland ecosystem: Yellowstone National Park. *Oecologia*, 114: 556 – 562. DOI: [10.1007/s004420050480](https://doi.org/10.1007/s004420050480).
- Vance, E.D., P.C. Brookes and D.S. Jenkinson, 1987.** Microbial biomass measurements in forest soils: the use of the chloroform fumigation-incubation method for strongly acid soils. *Soil Biology & Biochemistry* 19: 697 – 702. DOI: [10.1016 / 0038-0717 \(87\) 90051- 4](https://doi.org/10.1016/0038-0717(87)90051-4).
- Vélez, R., 2009.** La defensa contra incendios forestales. Fundamentos y experiencias. 2nd Edition. Aravaca, Spain: McGraw-Hill.
- Vesterdal, L., B. Elberling, J.R. Christiansen, I. Callesen, and I.K. Schmidt, 2012.** Soil respiration and rates of soil carbon turnover differ among six common European tree species. *For. Ecol. Manage.* 264: 185–196.
- Waldrop, M.P., D.R. Zak, R.L. Sinsabaugh, M. Gallo and Lauber, C., 2004.** Nitrogen deposition modifies soil carbon storage through changes in microbial enzymatic activity. *Ecological Applications* 14: 1172 – 1177.
- Walkley. A. and I.A. Black, 1934.** An examination of Degtjareff method for determining soil organic matter and a proposed modification of the chromic acid titration method. *Soil Sci* 37: 29 – 38.
- Wander, M. 2004,** Soil Organic Matter Fractions and Their Relevance to Soil Function. *Soil Organic Matter in Sustainable Agriculture* by CRC Press LLC: 68 – 90.
- Wander, M. and S.J. Traina, 1996.** Organic matter fractions from organically and conventionally managed soils: I. Carbon and nitrogen distribution. *Soil Science Society of America Journal*, 60: 1081-1087.
- Wang, C.M., H. Oy, B. Shao and al., 2006.** Soil carbon changes following afforestation with Olga Bay Larch (*Larix olgensis* Henry) in Northeastern China. *J Integr Plant Biol*; 48:503-12.
- Wang, Q. and S. Wang, 2011.** Response of labile soil organic matter to changes in forest vegetation in subtropical regions. *Applied Soil Ecology*, 47: 210-216.
- Wang, Q.K. and S.L. Wang, 2007.** Soil organic matter under different forest types in Southern China. *Geoderma* 142: 349 – 356. DOI: [10.1016/j.geoderma.2007.09.006](https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2007.09.006) ;
- Wang, W., X. Wei, W. Liao, J.A. Blanco, Y. Liu, and al., 2013.** Evaluation of the effects of forest management strategies on carbon sequestration in evergreen broad-leaved (*Phoebe bournei*) plantation forests using FORECAST ecosystem model. *For Ecol Manage* 300: 21- 32.
- Wang, X., X. Li, Y. Hu, J. Lv, J. Sun, Z. Li, and al. , 2010.** Effect of temperature and moisture on soil organic carbon mineralization of predominantly permafrost peatland in the Great Hing' an Mountains, Northeastern China. *J. Environ Sci.*, 22:1057 – 66.
- Wardle, D. A., 1992.** A comparative assessment of factors which influence microbial biomass carbon and nitrogen levels in soil. *Biol. Rev.* 67, 321 – 358.

- Warembourg, F.R., C. Roumet and F. Lafont, 2003.** Differences in rhizosphere carbon partitioning among plant species of different families. *Plant Soil* 256, 347– 357;
- Weand, M.P., M.A. Arthur, G.M. Lovett, F. Sikora, and K.C. Weathers, 2010.** The phosphorus status of northern hardwoods differs by species but is unaffected by nitrogen fertilization. *Biogeochemistry* 97: 159–181.
- Whalen, J.K., P. J. Bottomley and D. D. Myrold, 2000.** Carbon and Nitrogen mineralization from light- and heavy fraction additions to soil. *Soil Biology & Biochemistry*, 32: 1345 – 1352.
- Whitbread, A.M., 1994.** In ACIAR workshop Soil Organic Matter Management for Sustainable Agriculture (pp. 124 - 131). Ubon, Thailand, 24–26. Canberra.
- Wu, J., R.G. Joergensen, B. Pommerening, R. Chaussod and P.C. Brookes, 1990.** Measurement of soil microbial biomass C by fumigation-extraction - an automated procedure. *Soil Biol. Biochem.*, 22(8):1167 – 1169. DOI:[10.1016/0038-0717\(90\)90046-3](https://doi.org/10.1016/0038-0717(90)90046-3).
- Xu Q.F. and Xu J.M., 2003.** Changes in soil carbon pools induced by substitution of plantation for native forest. *Pedosphere* 13(3): 271-278.
- Xu, M. and Y. Qi, 2001.** Soil surface CO₂ efflux and its spatial and temporal variation in a young ponderosa pine plantation in California, *Global Change Biol.*, Vol. 7 (6): 667- 677. DOI: [10.1046/j.1354-1013.2001.00435.x](https://doi.org/10.1046/j.1354-1013.2001.00435.x).
- Xu, N., Z.L. Wu, Z.L. Li, 2008.** Comparative studies on soil bulk density and underground roots biomass under different land use types in northwestern Yunnan province. *Journal of Anhui Agriculture Science* 36 (5): 1961–1963.
- Yadav, V. and Malanson G., 2007.** Progress in soil organic matter research: litter decomposition, modelling, monitoring and sequestration. *Progr. Phys. Geogr.*, 31(2): 131-154; DOI: [10.1177/0309133307076478](https://doi.org/10.1177/0309133307076478).
- Yang, K., Z. Jiaojun, M. Zhang, Q. Yan and O. J. Sun, 2010.** Soil microbial biomass carbon and nitrogen in forest ecosystems of Northeast China: A comparison between natural secondary forest and larch plantation. *J. Plant. Ecol.*, 3 (3): 175-182. DOI: [10.1093/jpe/rtq022](https://doi.org/10.1093/jpe/rtq022).
- Yang, X.M., C.F. Drury, W.D. Reynolds and C.S. Tan, 2008.** Impacts of long-term and recently imposed tillage practices on the vertical distribution of soil organic carbon. *Soil & Tillage Research*. 100: 120-124.
- Yang, Y.S., G.S. Chen, J.F. Guo and al., 2007.** Soil respiration and carbon balance in a subtropical native forest and two managed plantations. *Plant Ecol*; 193:71-84.
- Zak, D.R. and G.W. Kling, 2006.** Microbial community composition and function across an arctic tundra landscape. *Ecology* 87, 1659 – 1670.
- Zeng, D.H., Y.L. Hu, S.X. Chang, Z.P. Fan, 2009.** Land cover change effects on soil chemical and biological properties after planting Mongolian pine (*Pinus sylvestris* var. *mongolica*) in sandy lands in Keerqin, northeastern China. *Plant and Soil* 317: 121–133.

Zengyn, E., H. Aka Sadliker and C. Darici, 2008. Carbon Mineralization of Acacia cyanophylla Soils under the Different Temperature and Humidity Conditions. Ekoloji 18 (69): 1-6.

Zhong Z. K. and F. Makeschin, 2006. Differences of soil microbial biomass and nitrogen transformation under two forest types in central Germany. Plant Soil;283: 287- 97

Annexes

Tableau 3 : Coordonnées de sites de prélèvement des échantillons composites des sols forestiers (0 - 25 cm) monts de Bélézma

Identification des sites de prélèvements	Emplacement	Expo_	Alt._	Lat._	Long._
1	Boumerzoug (1225 - 1780)	NW	1780	35 34 58	06 06 22
2	Boumerzoug (1225 - 1780)	NW	1225	35 34 58	06 06 15
3	Boumerzoug (1225 - 1780)	NW	1555	35 34 48	06 06 35
4	Boumerzoug (1225 - 1780)	NW	1350	35 34 38	06 06 55
5	Boumerzoug (1225 - 1780)	NW	1470	35 34 28	06 06 25
6	Boumerzoug (1225 - 1780)	NW	1668	35 34 41	06 06 35
7	Boumerzoug (1225 - 1780)	NW	1205	35 34 46	06 06 05
8	Boumerzoug (1225 - 1780)	NW	1211	35 34 36	06 06 25
9	Boumerzoug (1225 - 1780)	NW	1421	35 34 39	06 06 35
38	Bordjem (1700 - 2032)	N	1775	35 33 64	06 00 44
39	Bordjem (1700 - 2032)	N	1688	35 33 44	06 00 20
40	Bordjem (1700 - 2032)	N	1708	35 33 48	06 00 306
41	Bordjem (1700 - 2032)	N	1645	35 33 64	06 00 106
42	Bordjem (1700 - 2032)	N	1742	35 33 50	06 00 55
43	Bordjem (1700 - 2032)	N	1680	35 33 40	06 00 15
44	Bordjem (1700 - 2032)	N	1647	35 33 36	06 00 21
45	Bordjem (1700 - 2032)	N	1755	35 33 30	06 00 00
46	Bordjem (1700 - 2032)	N	1758	35 33 56	06 00 38
47	Bordjem (1700 - 2032)	N	1762	35 33 40	06 00 29
48	Bordjem (1700 - 2032)	N	1751	35 33 64	06 00 75
53	Bordjem (1700 - 2032)	N	1730	35 33 68	06 00 33
54	Bordjem (1700 - 2032)	N	1772	35 33 46	06 00 93
55	Bordjem (1700 - 2032)	N	1762	35 33 58	06 00 40
56	Bordjem (1700 - 2032)	N	1750	35 33 28	06 00 97
57	Bordjem (1700 - 2032)	N	1757	35 33 71	06 00 88
58	Bordjem (1700 - 2032)	N	1756	35 33 41	06 00 83
59	Bordjem (1700 - 2032)	N	1764	35 33 22	06 00 60
60	Bordjem (1700 - 2032)	N	1792	35 33 74	06 00 69
83	Col de Telmet (1787,8) à Kef Chelaâla	N	1565	35 35 37.26	06 03 18.54
84	Col de Telmet (1787,8) à Kef Chelaâla	N	1554	35 35 25.26	06 03 22.14
85	Col de Telmet (1787,8) à Kef Chelaâla	N	1548	35 35 43.26	06 03 16.14

86	Col de Telmet (1787,8) à Kef Chelaâla	N	1590	35 35 39.90	06 03 26.14
87	Col de Telmet (1787,8) à Kef Chelaâla	N	1540	35 35 27.90	06 03 10.14
88	Col de Telmet (1787,8) à Kef Chelaâla	N	1595	35 35 45.90	06 03 24.24
89	Col de Telmet (1787,8) à Kef Chelaâla	N	1611	35 35 33.90	06 03 32.24
90	Col de Telmet (1787,8) à Kef Chelaâla	N	1623	35 35 51.90	06 03 22.14
108	Tuggurt (2094)	N	1728	35 34 38.24	06 03 47.08
109	Tuggurt (2094)	N	1788	35 34 38.24	06 03 13.21
110	Tuggurt (2094)	N	1695	35 34 38.24	06 02 38.58
111	Tuggurt (2094)	N	1812	35 34 22.18	06 04 12.53
112	Tuggurt (2094)	N	1784	35 34 10.12	06 04 32.03
113	Tuggurt (2094)	N	1789	35 34 22.18	06 04 02.64
114	Tuggurt (2094)	N	1805	35 34 38.24	06 02 18.18
115	Tuggurt (2094)	N	1800	35 34 18.15	06 02 33.64
116	Tuggurt (2094)	N	1795	35 34 10.12	06 02 23.74
117	Tuggurt (2094)	N	1767	35 33 58.03	06 02 28.71
118	Tuggurt (2094)	N	1822	35 33 45.97	06 02 53.41
119	Tuggurt (2094)	N	1736	35 33 45.97	06 03 13.21
120	Tuggurt (2094)	N	1787	35 33 45.97	06 03 28.04
121	Tichaou (2141) à Theniet El-Gontas	N	1845	35 33 22.03	05 57 33.98
122	Tichaou (2141) à Theniet El-Gontas	N	1876	35 33 22.03	05 57 19.15
123	Tichaou (2141) à Theniet El-Gontas	N	1956	35 33 42.15	05 57 14.21
124	Tichaou (2141) à Theniet El-Gontas	N	1866	35 34 10.03	05 57 19.15
125	Tichaou (2141) à Theniet El-Gontas	N	1899	35 34 14.34	05 56 44.55
126	Tichaou (2141) à Theniet El-Gontas	N	1996	35 34 14.34	05 57 29.05
127	Tichaou (2141) à Theniet El-Gontas	N	1977	35 34 26.39	05 56 59.38
128	Tichaou (2141) à Theniet El-Gontas	N	1965	35 34 46.48	05 57 14.21
129	Tichaou (2141) à Theniet El-Gontas	N	1843	35 35 02.57	05 56 34.65
130	Tichaou (2141) à Theniet El-Gontas	N	1886	35 35 34.72	05 57 43.88
131	Tichaou (2141) à Theniet El-Gontas	N	1836	35 35 14.64	05 58 28.37

Tableau 9 : Comparaison des paramètres et des coefficients de régression non linéaire des cinétiques de minéralisation de l'Azote (Nm) des modèles *mono-compartimental de premier ordre (MI)* et *bi-compartimental exponentiel + linéaire (MII)*.

Echantillons composites de sols prélevés à partir de différents sites	Modèle I				Modèle II				
	No	k	R ²	RMCE	No	k	h	R ²	RMCE
S1	175,312	0,038	0,908	11,968	177,300	0,046	10,831	0,913	11,669
S2	229,449	0,039	0,964	9,992	177,300	0,046	10,831	0,913	38,039
S3	185,709	0,043	0,914	17,662	195,823	0,058	21,160	0,924	12,050
S4	180,623	0,041	0,948	11,190	191,351	0,056	22,700	0,948	9,767
S5	218,602	0,043	0,931	14,324	239,954	0,066	33,376	0,950	12,171
S6	191,977	0,069	0,820	57,431	205,716	0,083	18,210	0,825	57,500
S7	192,245	0,091	0,764	24,405	203,726	0,080	-8,722	0,768	23,646
S8	222,401	0,058	0,857	20,935	231,882	0,065	13,392	0,860	20,716
S9	163,429	0,042	0,807	17,770	171,375	0,055	17,258	0,807	17,299
S10	199,429	0,021	0,829	16,862	183,373	0,035	17,554	0,843	16,158
S11	180,845	0,057	0,822	18,138	180,945	0,057	-0,160	0,822	18,137
S12	171,176	0,039	0,887	13,795	171,562	0,056	23,827	0,906	12,573
S13	483,118	0,064	0,760	20,932	181,251	0,037	12,241	0,765	20,760
S14	179,973	0,047	0,921	12,316	181,251	0,037	12,241	0,765	13,138
S15	158,365	0,048	0,777	19,171	181,251	0,037	12,241	0,765	25,835
S16	190,142	0,069	0,805	21,247	205,618	0,082	19,082	0,811	20,886
S17	171,925	0,043	0,277	21,547	172,123	0,037	6,975	0,811	21,485
S18	171,925	0,043	0,727	23,050	177,180	0,045	0,252	0,769	20,5917
S19	177,221	0,045	0,769	20,590	181,923	0,053	1,544	0,760	22,0341
S20	182,674	0,054	0,760	22,035	108,553	0,039	17,024	0,929	12,265
S21	293,641	0,028	0,920	46,335	181,923	0,053	-1,544	0,760	24,828
S22	182,674	0,054	0,760	24,701	199,992	0,037	-8,980	0,843	24,828
S23	184,835	0,072	0,893	14,676	206,000	0,089	25,954	0,906	13,737
S24	170,398	0,062	0,717	24,282	186,615	0,080	21,871	0,726	23,895
S25	183,441	0,044	0,909	13,301	194,388	0,057	20,247	0,921	12,394
S26	195,316	0,023	0,829	17,153	182,799	0,038	19,059	0,843	16,412
S27	213,824	0,029	0,880	18,493	230,359	0,042	23,537	0,893	17,448
S28	205,100	0,021	0,930	11,745	201,695	0,040	15,447	0,938	11,049

S29	176,673	0,024	0,715	20,310	170,220	0,028	-4,012	0,715	20,284
S30	221,258	0,019	0,862	15,611	197,601	0,030	-	0,870	15,120
S31	223,580	0,000	0,847	76,339	163,355	0,041	-	0,928	10,272
S32	179,647	0,054	0,833	17,577	182,069	0,057	-4,552	0,833	17,546
S33	179,383	0,042	0,906	12,580	182,336	0,049	-8,445	0,909	12,414
S34	207,759	0,043	0,880	38,772	210,300	0,048	-8,047	0,882	38,533
S35	162,886	0,055	0,892	27,762	170,346	0,064	-	0,897	27,972
S36	167,197	0,040	0,860	15,982	168,125	0,045	-5,377	0,861	15,589
S37	204,454	0,034	0,837	21,363	204,195	0,035	-1,166	0,838	21,584
S38	226,328	0,037	0,875	25,966	229,676	0,031	9,460	0,788	26,071
S39	188,572	0,055	0,856	20,160	206,693	0,070	-	0,869	21,244
S40	187,360	0,000	0,847	19,640	168,355	0,041	-	0,928	50,291
S41	186,461	0,057	0,862	28,878	191,865	0,063	-8,341	0,863	28,957
S42	170,903	0,049	0,893	13,182	178,303	0,059	-	0,899	12,822
S43	177,513	0,066	0,950	9,189	192,792	0,080	-	0,96	8,289
S44	204,104	0,061	0,882	16,586	208,187	0,065	-5,933	0,883	16,536
S45	188,056	0,043	0,890	14,354	192,047	0,050	-	0,897	14,129
S46	213,230	0,065	0,515	12,167	151,681	0,052	14,846	0,521	45,461
S47	31,967	0,007	0,921	10,100	263,595	0,019	12,320	0,926	21,732
S48	183,216	0,056	0,921	10,109	192,552	0,066	-	0,949	9,640
S49	175,951	0,044	0,856	16,367	186,140	0,059	-	0,868	15,667
S50	15,747	0,066	0,755	60,506	153,586	0,060	-5,593	0,777	16,874
S51	199,925	0,051	0,796	22,928	207,115	0,060	-	0,799	22,754
S52	157,099	0,039	0,648	23,693	156,946	0,040	-1,271	0,648	23,693
S53	147,186	0,051	0,529	26,499	143,064	0,037	-	0,538	26,266
S54	160,379	0,066	0,941	30,529	223,682	0,072	-	0,943	53,447
S55	146,282	0,056	0,694	20,482	148,648	0,060	-3,721	0,694	20,465
S56	191,977	0,069	0,820	46,841	205,796	0,083	-	0,825	47,116
S57	191,977	0,069	0,820	34,479	205,796	0,083	-	0,210	34,583
S58	191,977	0,069	0,806	20,564	201,120	0,092	-	0,809	19,947
S59	168,485	0,048	0,848	15,520	171,861	0,054	-7,542	0,850	15,432
S60	177,958	0,038	0,905	12,708	182,673	0,050	16,035	0,913	12,114

Modèles de régression non linéaires (MI et MII) pour la variable Azote organique (Nm)

MI : Modèle mono-compartimental (exponentiel de premier ordre)

$Nm = Ni *exp (-k*t)+No*(1-exp (-k*t))$ établie par *Stanford et Smith (1972)*

III : Modèle bi-compartimental (exponentiel + linéaire)

$Nm = No*(1-exp (-k*t)) +Ni*(-h*t)+Cte$ établie par *Bonde et al. (1988)*

Paramètres d'ajustement des modèles non linéaires

No : Azote potentiellement minéralisable déterminé par équation différentielle de premier ordre

k : Constante de vitesse de minéralisation de la fraction labile de la matière organique du sol (sem^{-1})

h : Constante de vitesse de minéralisation de la fraction récalcitrante de la matière organique du sol (sem^{-1})

Ni : Azote minéral ($NH_4^+ + NO_3^-$) initial (au temps $t = 0$)

Indicateurs d'écart ou de performance des modèles d'ajustement non linéaires

R² : Coefficient de détermination

RMCE : Racine de la Moyenne des Carrés des Ecartés entre valeurs observées et celles estimées par le modèle.

Tableau 10 : Comparaison des paramètres et des coefficients de régression non linéaire cinétiques de **minéralisation de l'azote (Nm)** des modèles bi-compartmental (double exponentiel) (MIII) et Hyperbolique (MIV).

Echantillons composites de sols prélevés à partir de différents sites	MIII						MIV			
	No	k	S	h	R ²	RMCE	No ^H	TcH	R ²	RMCE
S1	164	0,066	-68,591	0,030	0,909	8739,895	219	35,52	0,907	50,471
S2	164	0,066	-68,466	0,066	0,909	8776,630	219	35,54	0,907	85,923
S3	134	0,023	41,284	0,022	0,915	2693,221	230	30,24	0,910	55,690
S4	208	0,018	229,975	0,140	0,937	43,928	227	33,12	0,924	99,548
S5	150	0,016	-219,38	0,020	0,936	883,083	218	26,27	0,992	65,660
S6	192	0,069	-39,204	0,069	0,920	5843,118	215	15,28	0,822	21,600
S7	209	0,083	0,952	0,017	0,768	236,264	218	13,65	0,761	164,133
S8	209	0,023	241,964	0,018	0,864	884,180	264	19,73	0,846	75,249
S9	209	0,018	170,488	0,014	0,809	479,961	200	31,40	0,803	52,492
S10	180	0,035	-9,830	0,014	0,843	20,815	291	76,79	0,827	41,606
S11	140	0,037	66,559	0,007	0,823	66,956	207	19,75	0,818	64,597
S12	158	0,063	0,007	0,056	0,906	83,773	216	35,16	0,882	50,504
S13	206	0,569	0,230	0,030	0,770	2561,888	216	25,34	0,763	60,922
S14	206	0,569	0,230	0,030	0,770	25663,809	216	25,34	0,763	48,850
S15	206	0,569	0,230	0,030	0,770	2578,613	216	25,34	0,763	45,189
S16	147	0,030	-13,602	0,013	0,793	198,742	216	25,34	0,763	81,837
S17	250	0,218	0,195	0,008	0,747	324,120	269	18,76	ND	21,450
S18	352	0,218	0,195	0,008	0,747	336,854	199	26,59	0,735	45,790
S19	441	0,143	0,019	0,000	0,787	352,793	208	25,89	0,777	58,683
S20	209	0,220	0,302	0,029	0,767	163,214	208	20,32	0,765	65,089
S21	185	0,404	-0,017	0,024	0,930	100,964	279	54,44	0,917	47,626
S22	209	0,220	-0,302	0,029	0,767	179,474	208	20,32	0,765	48,771
S23	140	0,035	35,904	0,034	0,897	3072,620	206	14,76	0,877	70,865
S24	179	0,080	0,070	0,000	0,719	1798,003	192	17,86	0,715	66,020
S25	281	0,019	218,348	0,025	0,915	562,251	227	29,60	0,901	55,971
S26	164	16,144	0,036	0,038	0,843	103,919	218	27,80	0,876	54,102
S27	190	0,014	210,018	0,0110	0,882	505,133	325	51,55	0,876	52,444
S28	177	0,070	26,807	0,0720	0,933	3825,819	278	49,92	0,928	47,936
S29	175	0,107	0,072	0,0020	0,718	731,403	278	49,92	0,716	44,491
S30	184	3,023	0,061	0,0300	0,870	125,993	326	83,69	0,861	41,285
S31	148	17,040	0,030	0,0410	0,928	92,325	251	37,00	0,906	39,636
S32	178	0,080	0,070	0,0010	0,837	1716,579	208	21,27	0,836	62,481
S33	147	0,025	0,907	0,0240	0,907	1776,155	220	30,13	0,904	54,530

S34	195	0,062	0,098	0,010	0,881	1521,316	258	28,93	0,881	28,267
S35	163	0,052	-0,649	0,053	0,892	77,742	187	21,36	0,889	78,977
S36	273	0,077	0,345	0,008	0,861	251,685	202	31,70	0,861	60,341
S37	135	0,018	143,235	0,018	0,837	8053,702	247	39,58	0,837	39,169
S38	257	0,090	0,042	0,001	0,880	2564,350	288	34,46	0,878	43,878
S39	260	0,022	349,029	0,018	0,869	778,355	223	21,45	0,842	69,960
S40	148	17,017	0,03	0,071	0,928	61,873	251	67,71	0,906	87,412
S41	133	0,056	1,425	0,001	0,862	175,869	214	19,50	0,859	45,097
S42	133	0,056	1,425	0,001	0,894	1759,554	214	19,50	0,890	56,426
S43	143	0,035	20,331	0,033	0,850	1795,758	199	16,39	0,940	72,439
S44	303	0,062	0,665	0,000	0,882	320,297	ND	ND	ND	ND
S45	167	0,028	15,555	0,026	0,894	1458,622	214	29,86	0,891	56,671
S46	153	0,145	32,409	-0,008	0,522	42,313	169	14,24	0,525	105,107
S47	230	0,162	-0,062	-0,029	0,920	138,831	169	14,24	0,920	37,194
S48	178	48,418	0,061	0,066	0,949	89,963	213	20,58	0,939	62,555
S49	193	0,019	111,204	0,014	0,858	479,391	215	29,51	0,853	55,193
S50	738	0,001	0,857	0,080	0,777	664,174	161	15,75	0,775	60,506
S51	187	0,066	0,115	0,001	0,797	1387,988	239	23,07	0,796	66,954
S52	156	77,903	0,153	0,040	0,648	108,233	239	23,07	0,653	53,192
S53	160	1,140	265,000	0,034	0,540	42153,612	164	22,24	0,531	58,487
S54	250	0,069	0,415	0,001	0,941	557,714	248	16,27	0,937	133,749
S55	371	0,069	0,667	0,055	0,694	571,670	163	20,50	0,690	57,113
S56	192	0,069	-39,204	0,069	0,820	5855,706	215	15,28	0,822	35,857
S57	192	0,069	-39,204	0,069	0,820	34,583	215	15,28	0,822	40,790
S58	230	200,000	3,980	-0,014	0,566	144,106	205	12,34	0,804	44,660
S59	168	0,048	-25,99	0,048	0,848	3176,347	205	12,34	0,850	56,629
S60	216	0,016	95,432	0,014	0,905	832,527	224	25,36	0,902	51,178

Modèles de régression (MIII et MIV) non linéaires pour la variable Azote organique (Nm)

MIII : Modèle bi-compartmental (double exponentiel)

$$Nm = Ni * \exp(-k*t) + No * S * (1 - \exp(-k*t)) + No * (1 - S) * (1 - \exp(-h*t))$$

établie par Molina et al. (19880) et Deans et al. (1986)

MIV : Modèle Hyperbolique de Juma et al. (1984)

$$Nm = No^H * t / (b * No^H + t) - Ni \text{ (avec } b = Tc / No^H \text{ ou } Tc : \text{ Temps de demi-vie de } No^H)$$

Paramètres d'ajustement des modèles non linéaires

Ni : Azote minéral (NO₃⁻ + NH₄⁺) initial (au temps t = 0)

No : Azote potentiellement minéralisable déterminé par équation différentielle de premier ordre

S : Fraction facilement minéralisable de No qui se minéralise à une constante de vitesse h (sem.⁻¹)

(1 - S) : Fraction récalcitrante No qui se minéralise selon une constante de vitesse h (sem.⁻¹)

No^H: Azote potentiellement minéralisable déterminé par équation hyperbolique

b : Constante [sem. (mg N/kg sol)⁻¹]

Tc : Temps de demi-vie de No^{H}

k : Constante de vitesse de minéralisation de la fraction labile de la matière organique du sol (sem.⁻¹)

h: Constante de vitesse de minéralisation de la fraction récalcitrante de la matière
sol (sem.⁻¹)

Paramètres de la qualité ou de la performance du modèle d'ajustement de l'azote du sol

Indicateurs d'écart ou de performance des modèles d'ajustement non linéaires

R² : Coefficient de détermination

RMCE : Racine de la Moyenne des Carrés des Ecart entre valeurs observées et celles estimées par le modèle

Tableau 11 : Comparaison des paramètres et des coefficients de régression non linéaire des cinétiques de **minéralisation du Carbone (Cm)** des modèles *mono-compartimental premier ordre (MI)* et *bi-compartimental exponentiel + linéaire (MII)*.

Echantillons composites de sols prélevés à partir de différents sites	Modèle I				Modèle II				
	Co	k	R ²	RMCE	Co	k	h	R ²	RMCE
S1	5328,567	0,049	0,922	395,803	6623,74	0,041	-18,262	0,922	398,683
S2	2153,245	0,052	0,776	274,920	976,035	0,151	21,439	0,783	269,595
S3	2129,523	0,045	0,802	252,216	1697,48	0,055	6,415	0,801	254,417
S4	3248,866	0,056	0,758	438,410	1835,85	0,115	25,828	0,760	436,229
S5	1402,602	0,065	0,732	207,155	1031,936	0,093	6,918	0,734	207,885
S6	2090,937	0,050	0,765	273,306	1010,101	0,123	19,069	0,766	271,622
S7	3141,834	0,066	0,745	437,944	1865,343	0,139	25,212	0,756	429,405
S8	3409,849	0,055	0,763	448,075	2147,615	0,094	22,226	0,761	449,402
S9	2198,460	0,062	0,896	184,390	2295,280	0,060	-1,632	0,896	186,084
S10	2353,332	0,077	0,629	385,006	1190,93	0,434	25,062	0,656	360,909
S11	1284,474	0,083	0,898	101,515	1312,61	0,080	-0,548	0,899	102,449
S12	2084,951	0,097	0,803	230,569	1617,11	0,146	10,282	0,812	226,067
S13	2889,786	0,072	0,880	260,399	2755,497	0,076	2,496	0,880	262,727
S14	1935,700	0,061	0,662	307,701	812,433	0,470	22,655	0,695	285,186
S15	2000,598	0,058	0,873	184,879	2325,35	0,050	-5,081	0,875	186,411
S16	2443,314	0,062	0,886	213,933	1859,89	0,085	10,547	0,886	214,027
S17	2913,053	0,073	0,763	376,935	1790,14	0,153	22,909	0,774	366,910
S18	2001,270	0,080	0,849	200,989	1629,73	0,105	7,489	0,851	200,629
S19	1040,264	0,073	0,838	109,499	805,775	0,101	4,610	0,840	109,019
S20	1044,817	0,043	0,898	85,527	882,131	0,050	2,340	0,897	86,271
S21	3086,916	0,107	0,896	238,179	2822,889	0,122	5,875	0,898	238,102
S22	2671,732	0,102	0,924	172,289	2532,481	0,110	3,007	0,924	173,258
S23	1384,433	0,044	0,692	228,061	3574,098	0,022	-23,257	0,694	229,804
S24	1578,596	0,080	0,916	115,306	1398,474	0,093	3,564	0,916	115,594
S25	2614,834	0,056	0,893	224,641	2199,15	0,066	6,939	0,893	226,229
S26	3334,086	0,047	0,928	228,873	3282,46	0,048	0,749	0,928	231,020
S27	3034,646	0,088	0,968	130,454	2939,72	0,091	1,922	0,969	131,445
S28	1950,321	0,115	0,566	328,995	1283,27	0,348	15,958	0,612	307,287
S29	1061,418	0,078	0,959	53,709	984,960	0,085	1,483	0,959	53,955
S30	2613,138	0,080	0,969	113,479	2593,49	0,081	0,379	0,969	114,537
S31	2259,037	0,049	0,953	126,224	1995,090	0,055	4,038	0,953	127,220
S32	3398,073	0,067	0,960	175,299	3279,018	0,070	2,126	0,960	176,849
S33	2916,075	0,083	0,873	259,840	2718,52	0,09	3,926	0,873	261,845
S34	3013,910	0,053	0,938	194,824	2799,685	0,057	3,402	0,938	196,544
S35	1674,976	0,068	0,88	151,464	1451,709	0,080	4,105	0,874	152,421
S36	1558,532	0,081	0,818	166,775	1428,803	0,091	2,556	0,816	168,096

S37	2043,207	0,038	0,944	119,663	2680,61	0,031	-7,522	0,944	120,640
S38	2072,036	0,056	0,916	153,985	2023,14	0,057	0,787	0,916	155,424
S39	3385,429	0,099	0,855	307,737	3336,15	0,101	1,045	0,855	310,588
S40	2338,649	0,060	0,731	323,514	873,150	1,203	29,875	0,701	332,037
S41	2338,649	0,060	0,731	323,514	2338,649	0,060	5000	0,731	326,552
S42	1027,076	0,052	0,890	90,480	1036,780	0,051	-0,148	0,890	91,330
S43	3093,366	0,072	0,883	269,915	-5,9360	0,000	4953,15	0,554	1304,94
S44	1186,308	0,067	0,901	95,836	-3,6190	0,000	4952,329	0,584	483,295
S45	3565,128	0,063	0,844	349,287	-5,8760	0,000	4952,183	0,592	1403,49
S46	2370,444	0,083	0,849	229,784	-5,3040	0,000	4952,106	0,520	1056,02
S47	3069,380	0,094	0,932	192,528	-5,9760	0,000	4952,637	0,489	1434,70
S48	2144,358	0,081	0,923	145,381	-3,4720	0,000	4976,498	0,544	928,875
S49	2305,399	0,066	0,823	261,705	-3,5290	0,000	4976,328	0,548	928,491
S50	1229,695	0,088	0,962	57,884	2,6450	0,000	4976,332	0,516	557,535
S51	2017,917	0,355	0,847	103,008	-3,4780	0,000	4976,328	0,153	1266,06
S52	1983,853	0,058	0,927	139,243	-3,2510	0,000	4976,321	0,629	730,063
S53	2296,667	0,057	0,954	128,804	-3,5140	0,000	4976,327	0,633	832,009
S54	2046,854	0,055	0,890	177,309	3,2870	0,000	4976,322	0,627	739,456
S55	3336,974	0,078	0,936	210,308	-4,2220	0,000	4976,315	0,538	1443,20
S56	3708,793	0,079	0,857	351,783	4,5560	0,000	4976,228	0,528	1626,72
S57	3655,428	0,081	0,856	344,976	-4,5680	0,000	4976,319	0,517	1628,67
S58	1955,673	0,077	0,816	212,164	3,3030	0,000	4976,32	0,525	854,277
S59	2355,147	0,102	0,749	286,743	3,6910	0,000	4976,286	0,441	1148,96
S60	2373,975	0,099	0,820	242,143	3,7630	0,000	4976,287	0,443	1150,48

Modèles de régression non linéaires (MI et MII) pour la variable Carbone minéral (Cm)

MI : Modèle monocompartmentale (exponentiel de premier ordre)

$C_m = C_o*(1-exp(-k*t))$ établie par *Murwira et al. (1988)*

MI : Modèle bicompartimentale (exponentiel + linéaire)

$C_m = C_o*(1-exp(-k*t)) + h*t$ établie par *Nicolardot (1988)*, *Houot et al. (1989)* et *Blet-Charaudeau et al. (1990)*

Paramètres d'ajustement des modèles non linéaires

C_o : Carbone potentiellement minéralisable (mg/kg de sol)

k : Constante de vitesse de minéralisation du carbone de la fraction labile la matière organique du sol (sem⁻¹)

h: Constante de vitesse de minéralisation du carbone de la fraction récalcitrante la matière organique du sol (sem⁻¹)

Tableau 12 : Comparaison des paramètres et des coefficients de *régression non linéaire* Des cinétiques de **minéralisation du Carbone (Cm)** des modèles *bi-compartmental* (*double exponentiel*) *MIII* et *Hyperbolique MIV*.

Echantillons composites de sols prélevés à partir de différents sites	Modèle III						Modèle IV			
	C ₁	k	C ₂	h	R ²	RMCE	Co ^H	Tc	R ²	RMCE
S1	4072,267	0,017	6307,689	0,066	0,921	3807,121	7351,78	56,822	0,918	405,601
S2	3000,000	0,088	5000,000	0,062	0,752	2587,588	2846,77	15,278	0,781	269,603
S3	1338,709	0,000	409,725	0,003	0,700	1208,134	2941,59	12,912	0,801	251,546
S4	1137,776	0,003	1771,766	0,001	0,711	1077,521	4243,45	31,650	0,761	432,007
S5	1794,471	0,002	204,828	0,000	0,646	988,333	1805,37	14,506	0,733	206,017
S6	1215,908	0,001	283,364	0,000	0,735	585,103	2791,72	22,547	0,767	269,624
S7	1174,277	0,003	1786,145	0,001	0,681	1058,623	3984,5	28,804	0,754	428,069
S8	1139,580	0,003	1889,506	0,001	0,723	1107,260	4471,29	23,343	0,763	442,974
S9	576,177	0,001	-62,876	0,000	0,774	1290,985	2866,74	15,061	0,891	188,106
S10	935,803	0,001	1072,981	0,001	0,616	652,858	2819,37	18,843	0,639	369,596
S11	1790,903	0,003	39,625	0,000	0,723	795,647	1581,89	12,718	0,889	105,087
S12	1133,399	0,002	654,614	0,000	0,645	556,169	2487,22	21,544	0,815	222,391
S13	1197,069	0,003	301,104	0,000	0,737	1170,385	3659,9	23,304	0,875	264,861
S14	1391,769	0,001	-104,920	0,000	0,664	587,900	2410,85	15,515	0,668	298,194
S15	1367,656	0,002	-200,990	0,000	0,787	646,195	2635,26	11,918	0,869	186,509
S16	938,467	0,001	878,729	0,001	0,786	655,505	3156,42	3,522	0,887	210,663
S17	1211,289	0,004	1611,098	0,001	0,696	955,326	3619,06	36,611	0,773	364,764
S18	940,213	0,001	-304,065	0,000	0,696	1156,162	2471,39	11,148	0,852	198,328
S19	1906,647	-0,018	-199,802	0,000	0,637	2486,068	1310,13	6,321	0,839	108,441
S20	1850,645	-0,019	1114,402	-0,001	0,770	1720,372	1461,45	8,826	0,897	85,471
S21	1363,509	0,005	1886,639	0,001	0,651	963,401	3662,5	29,258	0,890	245,069
S22	1392,965	0,005	1007,572	0,000	0,694	712,454	3178,54	18,171	0,917	178,653
S23	1728,448	0,002	-250,078	-0,001	0,638	697,867	1935,11	9,926	0,691	228,588
S24	1742,688	0,003	-611,277	0,000	0,744	536,151	1958,73	19,058	0,914	116,185
S25	-113,644	0,000	857,366	0,001	0,799	1357,152	3476,59	32,279	0,892	224,675
S26	1101,821	0,003	1693,550	0,001	0,862	1053,300	4598,83	26,552	0,926	230,207
S27	1314,999	0,005	1768,737	0,001	0,751	958,959	3711,79	17,675	0,961	145,582
S28	1122,433	0,002	-55,560	0,000	0,524	872,078	2235,51	10,889	0,598	310,164
S29	1919,155	-0,017	-59,600	0,000	0,665	2589,611	1324,33	8,312	0,955	56,144
S30	1332,953	0,004	-118,810	0,000	0,777	1267,912	3251,5	21,223	0,962	126,098
S31	-137,347	0,000	-414,340	0,000	0,856	2223,728	3100,99	17,666	0,952	127,604
S32	1542,827	0,004	1733,098	0,001	0,809	1136,650	4376,8	28,059	0,956	184,690
S33	1641,080	0,006	1369,900	0,001	0,724	968,365	3594,79	13,395	0,867	263,507

S34	1680,696	0,006	1167,105	0,001	0,855	1069,575	4064,89	22,408	0,936	197,581
S35	1891,631	0,004	-	-0,002	0,773	1793,861	2131,09	10,788	0,872	150,864
S36	2364,399	0,006	-11,443	0,000	0,718	951,199	1909,01	12,453	0,812	165,845
S37	1624,095	0,003	-	-0,002	0,896	1901,022	2955,2	14,811	0,942	120,847
S38	1736,017	0,003	-464,988	-0,001	0,836	725,576	2748,14	14,096	0,913	154,811
S39	1701,434	0,006	1886,726	0,001	0,662	1067,823	4032,67	39,238	0,844	314,877
S40	1809,169	0,006	-	-0,002	0,710	1793,089	3004,1	27,892	0,728	319,558
S41	1809,169	0,006	-	-0,002	0,710	1793,089	3004,1	17,345	0,728	319,558
S42	2296,306	0,006	-579,461	-0,001	0,814	825,274	1394,019	6,638	0,888	91,351
S43	2185,861	-0,015	-528,988	-0,001	0,988	3131,766	3891,311	18,954	0,875	271,641
S44	2362,285	0,006	37,430	0,000	0,805	1276,326	1511,281	9,486	0,895	96,749
S45	1508,600	0,004	1852,759	0,001	0,781	1156,761	4624,83	30,187	0,855	348,833
S46	1482,722	0,004	-829,275	-0,001	0,727	1632,796	2909,61	16,576	0,845	229,494
S47	1625,941	0,006	1610,068	0,001	0,731	995,449	3695,832	26,717	0,926	199,688
S48	881,580	-0,025	-	-0,002	0,605	988,746	2671,317	13,946	0,922	150,437
S49	915,847	-0,024	-792,649	-0,001	0,607	783,882	2948,422	15,490	0,827	258,059
S50	47,767	-0,026	892,393	0,001	0,538	274,901	1501,33	10,034	0,955	62,807
S51	1047,417	-0,027	-	-0,002	0,186	1288,961	2128,299	17,112	0,831	107,322
S52	626,132	-0,023	-	-0,001	0,696	1355,925	2624,244	22,730	0,925	140,548
S53	833,601	-0,023	-813,720	-0,001	0,705	854,087	3061,88	19,496	0,952	132,503
S54	648,085	-0,023	-	-0,001	0,690	1299,651	2725,399	17,539	0,889	177,247
S55	3948,628	0,005	-	0,085	0,006	1053,897	4153,358	18,783	0,931	218,287
S56	-4646,504	0,084	4417,691	0,004	0,816	412,739	4584,854	5,115	0,852	351,758
S57	927,340	-0,003	1896,715	0,000	0,689	866,287	4502,071	45,544	0,847	348,698
S58	757,303	-0,024	-	-0,002	0,583	1241,997	2415,691	10,897	0,812	210,516
S59	1095,729	-0,026	-536,627	-0,001	0,491	773,815	2760,94	13,320	0,757	276,379
S60	1096,357	-0,026	-529,006	-0,001	0,500	748,687	2832,405	13,665	0,810	245,158

Modèles de régression (MIII et MIV) non linéaires pour la variable Carbone minéral (Cm)

M III : Modèle bicompatimentale (double exponentiel)

$Cm = C_1 * exp(k*t) + C_2 * exp(-h*t)$ établie par *Delphin (1988)*

MIV : Modèle Hyperbolique

$Cm = Co^{H*t} / (b.Co^H + t)$ établie par *Juma et al. (1984)*

Paramètres d'ajustement des modèles non linéaires

C1 : Carbone potentiellement minéralisable de la fraction labile de la matière organique du sol (mg/kg de sol)

k : Constante de vitesse de minéralisation du carbone de la fraction labile de la matière organique du sol (sem^{-1})

C2 : Carbone potentiellement minéralisable de la fraction récalcitrante de la matière organique du sol (mg/kg de sol)

h : Constante de vitesse de minéralisation du carbone de la fraction récalcitrante de la matière organique du sol (sem^{-1})

b = T_c / C_0^H ($\text{sem} \cdot (\text{mg/kg sol})^{-1}$)

Tc : temps de demi-vie de C_0^H

Indicateurs d'écart ou de performance des modèles d'ajustement non linéaires

R² : Coefficient de détermination

RMCE : Racine de la Moyenne des Carrés des Ecart entre valeurs observées et celles estimées par le modèle

Tableau 13 : Statistiques descriptives des paramètres de la cinétique de minéralisation du Carbone organique (Cmin.) pour les modèles I et II

Statistiques descriptives	Modèle MI Modèle mono-compartimental (exponentiel de premier ordre) $C_m = C_o*(1-exp(-k*t))$ établie par Murwira et al. (1988)				Modèle II Modèle bi-compartimental (exponentiel + linéaire) $C_m = C_o*(1-exp(-k*t)) + h*t$ établie par Nicolardot (1988), Houot et al. (1989) et Blet-Charaudeau et al. (1990)				
	Co	k	R ²	RMCE	Co	k	h	R ²	RMCE
Nb. d'observation	60	60	60	60	60	60	60	60	60
Minimum	1027,076	0,038	0,566	53,709	-5,976	0,000	-23,257	0,153	53,955
Maximum	5328,567	0,355	0,969	448,075	6623,738	1,203	5000,000	0,969	1628,674
Amplitude	4301,491	0,317	0,403	394,366	6629,714	1,203	5023,257	0,816	1574,719
1er Quartile	1976,808	0,056	0,803	143,846	3,594	0,000	2,457	0,607	183,775
Médiane	2301,033	0,068	0,874	213,049	1355,542	0,060	10,415	0,779	270,609
3ème Quartile	3019,094	0,081	0,922	277,876	2302,797	0,096	4952,765	0,896	732,411
Somme	143146,568	4,497	51,101	13395,282	86005,753	5,633	94725,400	44,838	29061,990
Moyenne	2385,776	0,075	0,852	223,255	1433,429	0,094	1578,757	0,747	484,367
Variance (n)	663669,485	0,002	0,008	9734,591	1665623,106	0,029	5333722,727	0,031	196039,026
Ecart-type (n)	814,659	0,040	0,089	98,664	1290,590	0,171	2309,485	0,177	442,763
Coefficient de variation	0,341	0,540	0,104	0,442	0,900	1,822	1,463	0,236	0,914

Tableau 14 : Statistiques descriptives des paramètres de minéralisation du **Carbone organique (Cmin.)** pour les **modèles III** et **IV**

Statistiques descriptives	Modèle III Modèle bicompartimentale (double exponentiel) $C_m = C_1 * \exp(-k*t) + C_2 * \exp(-h*t)$ établie par Delphin (1988)						Modèle IV Modèle Hyperbolique $C_m = C_0^{H*t} / (b.C_0^{H+t})$ établie par Juma et al. (1984)			
	C ₁	k	C ₂	h	R ²	RMC E	C ⁰ _H	Tc	R ²	RMCE
Nb. d'observation	60	60	60	60	60	60	60	60	60	60
Minimum	- 4646, 504	- 0,0 27	- 1936, 286	- 0,0 02	0,0 06	274,9 01	1310,126	3,522	0,598	56,144
Maximum	4072, 267	0,0 88	6307, 689	0,0 85	0,9 88	3807, 121	7351,778	56,822	0,962	442,974
Amplitude	8718, 771	0,1 15	8243, 975	0,0 87	0,9 82	3532, 220	6041,652	53,300	0,364	386,830
1er Quartile	1020, 616	- 0,0 01	- 587,4 15	- 0,0 01	0,6 59	792,7 06	2414,481	12,652	0,808	149,223
Médiane	1351, 109	0,0 03	- 33,50 1	0,0 00	0,7 15	1056, 260	2925,599	17,228	0,871	214,475
3ème Quartile	1754, 742	0,0 05	1429, 942	0,0 01	0,7 78	1293, 152	3670,832	22,874	0,917	272,826
Somme	80322, 518	0,0 12	24583, 523	0,2 08	42, 01	7248 8,066	182108,43 9	1134,91 5	51,02 2	13406,434
Moyenne	1338, 709	0,0 00	409,7 25	0,0 03	0,7 00	1208, 134	3035,141	18,915	0,850	223,441
Variance (n)	11569 58,90 8	0,0 00	24113 61,44 1	0,0 00	0,0 22	4271 45,17 2	1144679,7 09	96,350	0,007	9166,568
Ecart-type (n)	1075, 620	0,0 20	1552, 856	0,0 16	0,1 49	653,5 63	1069,897	9,816	0,085	95,742
Coefficient de variation	0,803	101, 42 0	3,790	4,5 16	0,2 12	0,541	0,353	0,519	0,099	0,428

Tableau 15 : Statistiques descriptives des paramètres de la cinétique de minéralisation de l'azote organique (Nmin) pour les modèles I et II

Statistiques Descriptives	Modèle I Modèle <i>mono-compartimental</i> (exponentiel de premier ordre) $N_m = N_i \cdot \exp(-k \cdot t) + N_o \cdot (1 - \exp(-k \cdot t))$ <i>établie par Stanford et Smith (1972)</i>				Modèle II Modèle <i>bi-compartimental</i> (exponentiel + linéaire) $N_m = N_o \cdot (1 - \exp(-k \cdot t)) + N_i \cdot (-h \cdot t) + Cte$ <i>établie par Bonde et al. (1988)</i>				
	No	k	R ²	RMCE	No	k	h	R ²	RMCE
Nb. d'observation	60	60	60	60	60	60	60	60	60
Minimum	15,747	0,000	0,277	9,189	108,553	0,019	-33,376	0,210	8,289
Maximum	483,118	0,091	0,964	76,339	263,595	0,092	16,035	0,960	57,500
Amplitude	467,371	0,091	0,687	67,150	155,042	0,073	49,411	0,750	49,212
1er Quartile	171,925	0,039	0,791	14,347	175,916	0,040	-18,422	0,785	13,587
Médiane	183,329	0,046	0,852	19,405	184,757	0,054	-11,312	0,855	20,116
3ème Quartile	199,553	0,057	0,896	23,840	204,551	0,064	-3,177	0,910	24,129
Somme	11261,3	2,8	49,5	1323,8	11313,9	3,2	-573,6	49,8	1294,2
Moyenne	187,688	0,047	0,826	22,063	188,566	0,054	-9,559	0,830	21,569
Variance (n)	2892,005	0,000	0,013	159,392	614,864	0,000	135,396	0,015	121,071
Ecart-type (n)	53,777	0,018	0,115	12,625	24,796	0,017	11,636	0,122	11,003
Coefficient variation	0,287	0,378	0,139	0,572	0,132	0,308	-1,217	0,147	0,510

Tableau 16 : Statistiques descriptives des paramètres de la **cinétique de minéralisation de l'azote organique (Nmin)** pour les **modèles III et IV**

Statistiques Descriptives	Modèle III Modèle <i>bi-compartimental</i> (double exponentiel) $Nm = Ni*exp(-k*t)+No*S*(1-exp(-k*t))+No*(1-S)*(1-exp(-h*t))$ établie par Molina et al. (19880) et Deans et al. (1986)						Modèle IV Modèle <i>Hyperbolique</i> $Nm = No^H*t / (b*No^H + t) - Ni$ (avec $b = Tc/No^H$ où Tc : Temps de demi-vie de No^H) établie de Juma et al. (1984)			
	No	k	S	h	R ²	RMCE	No ^H	Tc ^H	R ²	RMCE
Nb. d'observation	60	60	60	60	60	60	60	60	60	60
Minimum	133,260	0,001	-	-0,029	0,522	20,815	160,647	12,342	0,525	21,450
Maximum	737,604	200,000	349,029	0,140	0,949	42153,612	326,046	83,688	0,992	164,133
Amplitude	604,344	199,999	568,409	0,169	0,427	42132,797	165,399	71,346	0,467	142,683
1er Quartile	159,434	0,034	0,027	0,008	0,775	142,787	207,341	19,498	0,776	45,489
Médiane	185,902	0,069	0,230	0,023	0,860	559,983	216,126	25,340	0,852	55,690
3ème Quartile	209,140	0,218	21,950	0,039	0,906	1796,319	238,978	31,549	0,902	65,375
Somme	12412,0	386,1	1762,9	1,6	50,0	150578,8	1323,23	166,41	48,3	349,92
Moyenne	206,866	6,435	29,382	0,027	<u>0,833</u>	<u>2509,646</u>	224,277	28,205	<u>0,833</u>	<u>59,309</u>
Variance (n)	8227,845	779,689	8124,709	0,001	0,009	40565522,953	1213,365	218,277	0,008	548,974
Ecart-type (n)	90,707	27,923	90,137	0,028	0,096	6369,107	34,833	14,774	0,091	23,430
Coefficient variation	0,438	4,339	3,068	1,035	0,115	2,538	0,155	0,524	0,109	0,395

Tableau 17 : ANOVA (Test de Fisher F et degré de significativité par la probabilité p) sur les valeurs moyennes des critères de choix (performance) R² et RMCE entre différents modèles d'ajustement non-linéaires (MI, MII, MIII et MIV) de minéralisation du Carbone (Cmin.) et d'Azote (Nmin.)

	R ²		RMCE	
	Test de Fisher F	Probabilité Pr > F	Test de Fisher F	Probabilité Pr > F
Cmin	13168,218	< 0,0001	478089665216,617	< 0,0001
Nmin	20,286	< 0,0001	1456284583259,570	< 0,0001