

TH - FC15



THÈSE

présentée en vue de l'obtention
du Doctorat de Sciences de la Terre de l'Université de Bourgogne

par

Claudy JOLIVET

Le carbone organique des sols des Landes de Gascogne

Variabilité spatiale et effets des pratiques sylvicoles et agricoles

Soutenue le 30 mai 2000 devant le jury composé de :

D. ANGERS	Président	Agriculture et Agro-alimentaire Canada
J. BALESDENT	Rapporteur	CEA (Cadarache)
D. RIGHI	Rapporteur	CNRS / Université de Poitiers
F. ANDREUX	Co-Directeur	Université de Bourgogne
D. ARROUAYS	Co-Directeur	INRA (Orléans)
J. CHADOEUF	Examineur	INRA (Avignon)
D. LOUSTAU	Examineur	INRA (Bordeaux - Aquitaine)

« Aveugles ! Vous êtes des aveugles. Courez, vous pouvez courir : le but est derrière votre dos. Il n'y a pas d'autobus pour cette direction. Il faut y aller à pied... Homme, écoute-moi, je vais prendre ta main et te dire : Viens, suis-moi. J'ai ici ma vigne et mon vin ; mes oliviers, et je vais surveiller l'huile moi même au vieux moulin... J'ai là sous ma fenêtre la fontaine d'une eau que je suis allée chercher à la pioche... Tu as vu l'amour de mon chien ? Ça ne te fait pas réfléchir, ça ?... Viens, venez tous ; il n'y aura de bonheur pour vous que le jour où les grands arbres crèveront les rues, où le poids des lianes fera crouler l'obélisque et courber la Tour Eiffel ; où devant les guichets du Louvre on n'entendra plus que le léger bruit des cosses mûres qui s'ouvrent et des graines sauvages qui tombent ; le jour où des cavernes du métro, des sangliers éblouis sortiront en tremblant de la queue. »

Jean Giono « Solitude de la pitié » (Ed. Gallimard, ©1932)

FINANCEMENTS et CONTRIBUTIONS



Les recherches présentées dans ce mémoire ont bénéficié de plusieurs financements de la part de divers organismes : allocation de recherche du Ministère de l'Éducation Nationale, de la Recherche et de la Technologie, projet « Fonctionnement et gestion raisonnée de l'écosystème forestier landais » du GIP ECOFOR, programme GESSOL du Ministère de l'Aménagement du Territoire et de l'Environnement et fonds propres de l'Unité de Science du sol de l'INRA d'Orléans.

De nombreux organismes de Recherche ayant collaboré à ce travail ont également contribué à sa réalisation : Laboratoire Géosol de l'Université de Bourgogne, Unité de Recherches forestières de l'INRA de Bordeaux-Aquitaine, Unité de Microbiologie des sols de l'INRA de Dijon, Unité de Science du sol de l'INRA de Versailles, Unité de Biométrie de l'INRA d'Avignon, Centre de Recherche et de développement sur les sols et les grandes cultures d'Agriculture et Agroalimentaire Canada (Ste-Foy, Québec), Laboratoire de Géochimie organique de l'Université d'Orléans, Centre d'Énergie Nucléaire pour l'Agriculture de l'Université de São Paulo (Piracicaba, Brésil) et GRCETA des sols forestiers d'Aquitaine .

AVANT-PROPOS



Voilà peut-être l'étape la plus délicate, mais sans aucun doute la plus agréable, de toute la rédaction de ce mémoire. Bien plus qu'un devoir ou qu'une tradition, cet avant-propos me donne l'occasion de témoigner ma gratitude envers toutes celles et tous ceux qui, durant ces trois ans et demi de thèse, m'ont apporté leur aide et leur soutien. Je n'aurai pas assez de temps pour remercier individuellement toutes les personnes qui, par leur attention ou leur sollicitude, ont permis à ce travail de voir le jour. Néanmoins, je voudrais remercier ici sincèrement et chaleureusement tous ceux qui de près ou de loin ont contribué à sa réalisation et à son aboutissement.

Je tiens tout d'abord à remercier les personnalités qui ont suivi le déroulement de ce travail, qui l'ont fait progresser et qui ont accepté de l'évaluer en faisant partie du jury.

M. Denis Angers, Chercheur au Centre de recherche et de développement sur les sols et les grandes cultures d'Agriculture et Agroalimentaire Canada à Ste-Foy (Québec) m'a fait l'honneur et le plaisir d'accepter de présider ce jury, en sa qualité de spécialiste en physique et conservation des sols. Il m'a également accueilli avec gentillesse et attention au sein de son équipe de recherches pour un très agréable séjour hivernal dans la Belle Province et m'a ainsi fait profiter de son dynamisme, de son expérience, de ses conseils et de ses encouragements. Qu'il trouve ici le témoignage de mon respect, de ma gratitude et de mon amitié.

M. Jérôme Balesdent, Directeur de Recherches au Commissariat à l'Energie Atomique de Cadarache, et M. Dominique Righi, Directeur de Recherches au Laboratoire Hydrogéologie, Argiles, Sols et Altérations du CNRS (Université de Poitiers), ont bien voulu accepter la lourde tâche de rapporteur de ce travail en leurs qualités de spécialistes des matières organiques et des sols landais, puis de consacrer du temps à la lecture attentive et critique de ce volumineux manuscrit. Je tiens à les remercier sincèrement et cordialement pour leurs encouragements, leurs conseils et leurs remarques constructives.

M. Francis Andreux, Professeur à l'Université de Bourgogne et Directeur du Laboratoire GéoSol, a toujours manifesté un grand intérêt pour ce travail et a largement contribué à sa mise en route, à sa réalisation et à son aboutissement. En m'accueillant régulièrement au sein de son laboratoire, il a suivi l'évolution de ce travail avec attention, sachant me prodiguer ses conseils et me communiquer une part de sa grande expérience et de ses connaissances sur les matières organiques. Il a également consacré beaucoup de temps à la relecture de ce manuscrit. Qu'il trouve ici le témoignage de mon respect, de ma reconnaissance et de ma sympathie.

M. Dominique Arrouays, Ingénieur de Recherches à l'Unité de Science du Sol de l'INRA d'Orléans, m'a encadré et guidé dans mon travail depuis son commencement. Merci, mille fois merci pour son aide, sa disponibilité et son attention quotidienne, pour ses conseils, ses réflexions judicieuses et pour ses idées intarissables qui sont d'un apport considérable dans l'aboutissement de ce travail. Merci également pour son dynamisme et sa bonne humeur, tous ces traits de caractère qui ont contribué à faire de ces trois ans et demi de thèse, un moment agréable et formateur à tous points de vue. Pour tout cela et pour son amitié, je tiens à le remercier sincèrement.

M. Joël Chadoeuf, Directeur de Recherches à l'Unité de Biométrie de l'INRA d'Avignon, m'a fait l'honneur et le plaisir de faire partie du jury. Ses conseils et son aide dans le domaine de la statistique et de la géostatistique ont été fort utiles et très appréciés, comme d'ailleurs sa manière de voir les choses, usant d'un langage accessible pour un non-initié à la biométrie. Qu'il en soit vivement remercié.

M. Denis Loustau, Directeur de Recherches au Laboratoire d'Ecophysiologie et Nutrition de l'INRA de Bordeaux-Aquitaine, a accepté de participer au jury en sa qualité de spécialiste de la forêt landaise. Pour son accueil et sa collaboration à l'occasion de nos très nombreuses semaines de terrain passées sur le domaine de l'Hermitage, pour ses conseils et ses encouragements, je le remercie sincèrement et cordialement.

La réussite de ce travail tient en grande partie à un encadrement favorable et à l'ambiance cordiale qui règne à l'Unité de Science du Sol de l'INRA d'Orléans...

Je tiens à remercier sincèrement et cordialement M. Marcel Jamagne, Directeur de Recherches Emérite, ancien Directeur du Service d'Etude des Sols et de la Carte Pédologique de France, de m'avoir accueilli au sein de son unité lors de mon arrivée à Orléans et témoigné sa sympathie et ses encouragements pendant toute la durée de ce séjour.

M. Dominique King, Directeur de l'Unité de Science du Sol, et M. Jean-Claude Bégon, Président du Centre de Recherches d'Orléans, m'ont accueilli avec gentillesse dans leur équipe, au sein de laquelle ils ont toujours su créer d'excellentes conditions matérielles, intellectuelles et relationnelles. Qu'ils trouvent ici le témoignage de ma reconnaissance et de ma sympathie pour leurs encouragements, leurs conseils et l'attention portée à mon travail.

... à la collaboration de nombreuses personnes appartenant à divers organismes...

Les analyses d'abondance naturelle isotopique et les fractionnements granulométriques ont été réalisés au laboratoire Géosol de l'Université de Bourgogne. Pour cette collaboration, pour leur attention, leurs conseils et pour leur accueil cordial, je remercie sincèrement M. Francis Andreux, Directeur du laboratoire, MM. Jean Lévêque et Philippe Amiotte-Suchet, Mme Marie-Jeanne Milloux, ainsi que l'ensemble du personnel de Géosol.

Les analyses de biomasse microbienne du sol ont été réalisées à l'Unité de Microbiologie des Sols de l'INRA de Dijon. Je remercie M. Jean-Claude Germon, Directeur de l'Unité, M. Rémi Chaussod et Mme Marie-Christine Breuilh, pour l'intérêt qu'ils ont porté à ce travail ayant conduit à une fructueuse collaboration, pour leur investissement personnel dans la réalisation des analyses et pour la gentillesse de leur accueil.

Les analyses de sucres ont été réalisées au Centre de recherche et de développement sur les sols et les grandes cultures d'Agriculture et Agro-alimentaire Canada à Ste-Foy (Québec). Je remercie Sa Majesté la Reine du chef du Canada et M. Réal Michaud, Directeur du Centre de Recherches de Ste-Foy, de m'avoir permis d'effectuer ce séjour. Mes sincères remerciements vont également à MM. Denis Angers, Martin Chantigny, Patrick Jolicoeur et à Mme Brigitte Patry ainsi qu'à l'ensemble du personnel du laboratoire, pour leur collaboration et leur gentillesse.

Les fractionnements densimétriques et granulométriques ainsi que les observations et microanalyses en microscopie électronique à balayage ont été réalisés à l'Unité de Science du Sol de l'INRA de Versailles. Je remercie Mme Claire Chenu, Directrice de l'Unité, Mmes May Balabane et Anne-Marie Jaunet et M. Jean-Pierre Pétraud pour l'intérêt qu'ils ont porté à ce travail, pour leur collaboration et leur accueil chaleureux.

Les analyses de lignine ont été réalisées au Laboratoire de Géochimie organique de l'Université d'Orléans. Je remercie cordialement M. Jean-Robert Disnard, Directeur du laboratoire, MM. Bernard Guillet et Michel Karroum pour leur collaboration et pour leur sympathie.

Certaines analyses d'abondance isotopique en ¹³C ont été réalisées au Centre d'Energie Nucléaire pour l'Agriculture de l'Université de Piracicaba (Brésil). Je remercie sincèrement M. Martial Bernoux pour cette collaboration.

La plupart des analyses de sol ont été réalisées par le Laboratoire d'Analyses de Sols de l'INRA d'Arras. Pour sa collaboration et sa disponibilité face à mes nombreux questionnements, je tiens à remercier M. Henri Ciesielski.

Je tiens également à adresser mes sincères et cordiaux remerciements à M. Michel Arbez, ancien Directeur de la Station de Recherches Forestières de Pierroton, à M. Patrick Pazstuska, Directeur de l'Unité Expérimentale ainsi qu'à MM. Denis Loustau et Jean Timbal, Directeur et ex-Directeur du Laboratoire d'Ecophysiologie et Nutrition, pour l'intérêt qu'ils ont porté à ce travail et pour leur coopération. Je remercie également Maïté Balbi, Pierre Trichet, Didier Bert, Michel Sartor, Frédéric Lagane, Jean-Jacques Chambon, ainsi que l'ensemble du personnel de la Station pour leur coopération scientifique et technique et pour leur chaleureux accueil, au cours des nombreuses semaines de terrains passées sur le domaine de l'Hermitage.

Pour leur contribution, je remercie M. Daniel Plénet, de la station d'Agronomie de l'INRA de Bordeaux, ainsi que MM. Jean-Claude Chossat, Henri Beuffe et Mme Françoise Vernier du CEMAGREF de Bordeaux-Cestas.

... ainsi qu'à la coopération de l'ensemble de la profession agricole.

Je remercie tout d'abord M. Patrick Prouzet, du GRCETA des Sols Forestiers d'Aquitaine, pour son accueil et sa contribution et pour m'avoir introduit auprès des exploitants agricoles, propriétaires des parcelles de maïs des chronoséquences de Cestas, Bourideys et St-Symphorien. J'adresse ensuite mes sincères remerciements à M. Gérard Gabin pour son enthousiasme, sa coopération et pour le vif intérêt qu'il a porté à ce travail, en particulier lors de nos assauts répétés dans la parcelle du Broustey. Je remercie également pour leur contribution et leur accueil, MM. Jean-Marc Hédoïn, Olivier Cassou, Thierry Dubourg et Jean-Claude Gelley.

Ce travail est aussi, en partie, celui de deux étudiants embarqués avec moi dans cette aventure et qui ont abattu un travail considérable.

C'est d'abord celui d'Anne Richer de Forges, qui s'est frottée de près et avec insistance au petit monde du sable des Landes : bactéries, champignons et autres amibes (dont une restera tristement célèbre en ces lieux) ainsi qu'aux moustaches de quelques bestiaux bougons fréquentant également ces contrées. La plupart des travaux sur la biomasse microbienne figurant dans ce mémoire ont été réalisés par Anne au cours de ses stages de DESS et de DEA. Ses qualités humaines et scientifiques n'ont d'égal que ses talents d'artiste qu'elle a su me faire partager à de nombreuses reprises. Ainsi, la totalité des illustrations qui accompagnent la description des profils pédologiques ont été réalisées par ses soins. Pour toutes les qualités dont elle a fait preuve au cours de nos travaux communs, je tiens à la remercier sincèrement et à lui témoigner mon amitié.

C'est également celui de Sébastien Duteïs, qui a défriché une partie de l'analyse spatiale des stocks de carbone en sol cultivé, en faisant appel à des données de télédétection et aux outils géostatistiques, dans une problématique d'agriculture de précision. Même si l'essentiel de son travail ne figure pas dans ce mémoire, sa contribution n'en est pas moins importante et son investissement personnel fut considérable. Pour cela je tiens à le remercier sincèrement.

Une grande part de ce travail tient également à une assistance technique performante, efficace et chaleureuse...

Tout d'abord un grand, grand merci aux sangliers à moustaches, Mouloud (Philippe Berché) et Papy (Francis Louis). Grâce à votre entrain et à votre bonne humeur, malgré la daube, la poussière, les ronces, les chenilles processionnaires, la résistance de l'aliou, les querelles de cordeau, les promesses de canards, les débordements de poireaux ou les matinées difficiles après les réunions ordinaires ou extraordinaires de l'ADC, je garderai un excellent souvenir de ces nombreuses – et parfois très longues – journées de terrain, passées ensemble dans la pinède landaise ou dans les champs de maïs.

Je n'oublierai pas d'associer à ces campagnes mémorables, Christian Le Lay, Bernard Renaux, William Deslais, Jacques Roques, Loïc Prudhomme et Sébastien Duteïs, ainsi qu'Anne Richer de Forges, Caroline Fournier et Marina Jolivet qui ont supporté avec enthousiasme et philosophie les « rudes » conditions du travail de terrain.

J'aurai une pensée particulière pour Marina Jolivet, qui en plus du terrain, m'a aidé à réaliser des travaux particulièrement ingrats. Des semaines entières de tamisages ou de pertes au feu, de tri racinaire, de pesées ou de conditionnement d'échantillons, passées dans les sous-sols du labo... et toujours avec le sourire. Finalement, ce travail est aussi une affaire de famille !

Un grand merci à Hocine Bourennane pour son grand investissement personnel dans ce travail : pour son « calme, sang-froid, maîtrise de soi... », pour ses précieux conseils à tous points de vue, pour son aide soutenue en statistique et en géostatistique, pour le Z et les lagrangiens, pour avoir envoyé la technique à plusieurs reprises avec les sangliers, pour le sacrifice de ses souliers vernis à la cause mycophagique commune et pour avoir supporté avec « il vous en prie... » de continuel et inévitables « Hocine, ça n'avance pas ! ».

... mais sans un entourage sympathique, cette thèse n'aurait pas été ce qu'elle a été !

Merci donc, pour leur aide, leurs conseils, leur soutien et leur gentillesse à l'ensemble du personnel permanent de l'Unité de Science du Sol de l'INRA d'Orléans : Sylvie Cabourdin, Céline Colasuonno, Isabelle Cousin, Sophie Cornu, Micheline Eimberck, Magalie Marolleau, Béatrice Noirtin, Marie-Pierre Poussineau, Monique Soler, Denis Baize, Ary Bruand, Didier Chesneau, Pierre Courtemanche, Alain Couturier, Joël Daroussin, David Dupré, Hervé Gaillard, Jocelyn Gaillard, Michel Hardy, Raymond Hardy, Michel Isambert, Yves le Bissonnais, Bernard Nicoulaud, Philippe Quétin, Laurent Raison, Lucien Rousset, Gérald Yart... Une mention spéciale à Odile Duval, Christine Le Bas et Sacha Desbourdes pour la relecture du manuscrit, les conseils de mise en page et l'impression du document.

Je tiens également à remercier les stagiaires, thésards, temporaires et autres clandestins orléanais avec qui j'ai passé de très agréables moments, qui m'ont beaucoup appris et dans tous les domaines et qui ont très largement contribué à la réussite de ce travail. Je pense, en particulier à mes collègues de bureau qui ont suivi avec sollicitude (ou inquiétude quant à leur devenir !) la lente décomposition d'un thésard en phase terminale : Anne, Sabrina, Nathalie, Seb, mais aussi à Véro, Nathalie, Line, Cécile, Olive, les deux Gilles, Jean-Jacques, Nicolas, Didier, Luis, Oumarou...

Je n'oublierai pas mes amis pierrotonnais : Annabel, Aline, Marc, Alex ; dijonnais : Anne-Laure, Nadège, Viviane, Audrey, Florence, Corine, Benoît, Philippe, Mouss, Dom ; et québécois : Sarah, Ginette, Véronique, Chantal, Manon, Natasha, Caroline, Isabelle, Hugues, Pierre, Nicolas, Daniel, grâce à qui j'ai passé des moments très enrichissants et très agréables au cours de mes différentes escapades en terre bordelaise, bourguignonne ou canadienne...

J'aurai une pensée affectueuse pour les membres de l'ADC, quel que soit leur statut, président, trésorier, secrétaire perpétuel ou simple adhérent, que je tiens à remercier chaleureusement de m'avoir accepté dans le « sein des seins » du cercle, toujours envié mais jamais égalé, des amateurs du G7PJ. J'aurais voulu consacrer quelques lignes supplémentaires pour exprimer toute l'étendue des sentiments qui sont les miens à l'annonce d'une réunion ordinaire ou extraordinaire, mais je laisse au lecteur le plaisir de la découverte s'il a un jour la chance de participer aux activités de l'Atelier...

Enfin je voudrais exprimer toute ma reconnaissance à mes parents et à mes frères et sœurs pour le soutien et les encouragements dont ils m'ont assuré depuis toujours.

Et puis évidemment – last but not least – un grand merci à Christelle, de m'avoir supporté (dans les deux sens du terme !) pendant ces trois ans et demi et plus particulièrement au cours des derniers deux...trois...six...neuf... mois particulièrement difficiles. Merci d'avoir enduré les absences prolongées, les trajets hebdomadaires en train, les week-ends célibataires ou pire... à travailler au labo, les périodes difficiles, les questionnements métaphysiques, les « mais après tout ça sert à quoi tout ça ?!! »... La bretonnité donnerait-elle une résistance particulière pour accepter cela ?

A vous tous qui avez apporté votre pierre d'une manière ou d'une autre, je dédie ce travail...

Sommaire



Introduction générale.....	1
Première partie : Cadre général, problématique et démarche.....	7
Chapitre I : Les Landes de Gascogne	9
Chapitre II : Problématique et démarche.....	43
Deuxième partie : Variabilité spatiale du carbone organique.....	73
Chapitre III : Variabilité des profils de carbone à l'échelle de la toposéquence	75
Chapitre IV : Variabilité spatiale des teneurs en carbone et de leurs déterminants à l'échelle de la parcelle	97
Troisième partie : Évolution des matières organiques.....	147
Chapitre V : Évolution saisonnière des matières organiques du sol	149
Chapitre VI : Évolution des matières organiques du sol à moyen et long termes.....	191
Conclusion générale.....	281
Références bibliographiques.....	291
Annexes.....	307
Table des matières	315

Introduction générale

La matière organique, c'est tout ce qui vit ou a été vivant.

Gregorich et al., 1995

Carbone et matières organiques font partie des constituants essentiels des sols. Ils interviennent simultanément dans la composition, le fonctionnement et le comportement des sols, aux plans agronomiques, biologiques et environnementaux. Le rôle majeur du carbone dans l'écosystème terrestre justifie que l'on s'intéresse à son évolution face à des changements progressifs ou brutaux des milieux naturels, en terme de gestion durable des ressources du sol. Les matières organiques ont de multiples propriétés qui leur confèrent des fonctions primordiales au sein des écosystèmes naturels ou des systèmes artificialisés. Parmi leurs diverses fonctions, elles interviennent dans les propriétés physiques, chimiques et biologiques des sols. Les matières organiques assurent la cohésion des constituants des sols et contribuent ainsi à sa structure et à la stabilité de cette structure (Andreux, 1985 ; Chenu et Lichtfouse, 1994 ; Golchin *et al.*, 1994 ; Acton et Gregorich, 1995 ; Tessier *et al.*, 1996). Ce faisant, elles favorisent l'aération et l'infiltration de l'eau, la résistance du sol au compactage et à l'érosion, la pénétration des racines ou le travail du sol. Les matières organiques contribuent également à la rétention de l'eau et des éléments minéraux et peuvent influencer la dynamique de certains éléments tels que le phosphore, les oligo-éléments, les éléments traces ou les pesticides (Barriuso *et al.*, 1996 ; Chassin *et al.*, 1996 ; Andreux, 1997). Les matières organiques englobent la biomasse microbienne des sols qui est en interaction avec la partie non vivante du stock organique et constituent en même temps le substrat énergétique des organismes hétérotrophes du sol (Gregorich *et al.*, 1994 ; Kennedy et Smith, 1995 ; Chaussod, 1996 ; Davet, 1996). D'une manière générale, les matières organiques procurent aux systèmes naturels ou anthropisés une capacité de résistance face aux multiples perturbations auxquelles les sols peuvent être confrontés et constituent un patrimoine vital dont le maintien est au cœur de la gestion durable des agrosystèmes (Balesdent, 1996b). Elles représentent un élément de première importance dans les écosystèmes terrestres et toute variation de leur abondance ou de leur composition peut avoir de sérieuses répercussions sur les processus biogéochimiques qui participent au fonctionnement des écosystèmes (Van Cleve et Powers, 1995 ; Batjes, 1996).

L'évolution d'un système naturel peut se concevoir comme une succession dynamique, dans l'espace et dans le temps, d'états d'équilibre temporaires, sous la dépendance d'un ensemble de facteurs environnementaux. Chaque « terme » de cette évolution correspond à l'établissement d'un nouvel état d'équilibre entre le sol, la végétation et les différents compartiments du système. Ainsi, le climat, la végétation et la faune, le matériau parental, la topographie, le temps sont autant de facteurs qui influent sur les matières organiques du sol (Jenny, 1941). Face à l'influence croissante des activités humaines sur la transformation des milieux naturels, le facteur anthropique (utilisation des terres et pratiques de gestion) représente également un paramètre majeur devant être considéré. Les activités humaines telles que la déforestation, le brûlis, le travail du sol ou, d'une manière générale, les changements d'occupation du sol, ont un

impact direct sur l'évolution des ressources du sol en matières organiques, estimées actuellement à environ $1,5 \cdot 10^{15}$ g à l'échelle mondiale (Post *et al.*, 1982 ; Eswaran *et al.*, 1993 ; Batjes, 1996). L'augmentation récente du taux de gaz carbonique dans l'atmosphère a conduit de nombreux scientifiques à s'intéresser au rôle du sol dans le stockage ou au contraire dans la libération de carbone organique ainsi qu'à l'impact des pratiques agricoles sur l'évolution du taux de CO₂ atmosphérique (Flach *et al.*, 1997 ; Lal, 1997 ; Paustian *et al.*, 1997a ; Mosier, 1998 ; Batjes, 1999). Ainsi, de nombreux travaux ont mis en évidence que la mise en culture d'écosystèmes naturels s'accompagnait généralement d'une perte nette de carbone pour le sol (Nye et Greenland, 1964 ; Mann, 1986 ; Gregorich *et al.*, 1993 ; Monreal et Janzen, 1993 ; Arrouays et Pelissier, 1994 ; Balesdent, 1996b ; Ellert et Gregorich, 1996 ; Paustian *et al.*, 1997b). En s'appuyant sur les résultats d'essais agronomiques de longue durée à travers le monde, Reeves (1997) montre par ailleurs, que le taux et l'ampleur de la diminution des stocks de carbone organique dans les sols varie en fonction du climat, du type de sol et de l'intensité des pratiques agricoles.

La sensibilité des nombreuses propriétés des sols susceptibles d'être affectées par des changements de pratiques de gestion (teneurs en matières organiques, en éléments minéraux, en pesticides, en éléments traces, humidité, agrégation, compacité...) varie énormément d'un paramètre à l'autre (Karlen *et al.*, 1997). Les matières organiques du sol sont elles-mêmes constituées de multiples compartiments, dotés de propriétés très différentes. Le carbone organique du sol représente à la fois l'une des composantes du sol les plus stables et l'une des plus dynamiques (Balesdent, 1997). La biomasse microbienne du sol et les métabolites qui lui sont associés se renouvellent très rapidement (Chaussod, 1996), alors que les matières organiques humifiées ou carbonisées ont des turn-over de plusieurs siècles, voire de plusieurs millénaires (Feller, 1997 ; Batjes, 1999). Ces cinétiques différentes font qu'après un changement d'utilisation, certaines caractéristiques du carbone subiront rapidement les effets des nouvelles conditions, tandis que d'autres continueront de traduire les conditions antérieures pendant plusieurs années ou dizaines d'années (Balesdent, 1997).

La nature complexe et la diversité des propriétés des matières organiques du sol font que les conséquences des changements d'usage se répercutent de manière graduelle au sein des différents compartiments (Batjes, 1999). Par conséquent, l'évaluation des conséquences des changements de gestion ou d'usage suppose que l'on soit capable de prendre en considération les multiples compartiments des matières organiques des sols ou à défaut de choisir un indicateur sensible et compatible avec l'échelle de temps du processus étudié. Cette évaluation repose sur le développement de systèmes de surveillance de type « *monitoring* » permettant d'enregistrer les changements se produisant au sein des écosystèmes et des agrosystèmes, à la fois en terme de quantité mais également en terme de qualité des matières organiques des sols. Ce genre d'approche est nécessaire pour quantifier les flux de carbone organique, identifier les compartiments organiques fonctionnels et le turn-over de ces compartiments. De même, la détection précoce des changements des propriétés organiques des sols ou la prédiction par modélisation de l'effet des pratiques de gestion et de l'occupation, repose en partie sur des systèmes de *monitoring* (Balesdent et Arrouays, 1999).

Les constituants organiques et les propriétés biologiques des sols présentent de fortes variabilités spatiales et temporelles. Malgré cela, relativement peu de systèmes de *monitoring* prennent en compte cette variabilité spatiale dans les modalités de surveillance (Arrouays *et al.*, 1998a). La combinaison de ces variabilités spatiales et temporelles pose des problèmes méthodologiques particuliers vis-à-vis de la définition d'une stratégie d'échantillonnage des sols permettant d'assurer leur surveillance (Papritz et Webster, 1995). Le développement de cet aspect méthodologique est un préalable indispensable à l'installation de dispositifs visant à suivre des évolutions temporelles sur des pas de temps courts (biomasse microbienne par exemple) ou de moyenne durée (stocks de carbone organique totaux par exemple). Les travaux qui ont étudié la variabilité spatiale des matières organiques l'ont fait avec différents objectifs :

cartographie (McBratney et Webster, 1981 ; Gotway et Hartford, 1996), spatialisation des stocks de carbone des sols (Bernoux *et al.*, 1998a), compréhension des relations entre propriétés du sol (Gonzalez et Zak, 1994 ; Liski, 1995 ; Bragato et Primavera, 1998 ; Duteils, 1998), définition ou évaluation d'un plan d'échantillonnage (Liski, 1995 ; Gotway et Hartford, 1996 ; Arrouays *et al.*, 1997 ; Duteils, 1998). Tous ces travaux ont montré, directement ou indirectement, que la matière organique du sol est un paramètre fortement variable dans les sols.

L'objectif de ce travail est de caractériser la variabilité spatiale du carbone organique et de ses déterminants au sein d'un paysage, puis d'utiliser cette connaissance pour analyser les cinétiques d'évolution du carbone organique sous l'effet de pratiques de gestion ou de changements d'occupation. A cet égard, les Landes de Gascogne constituent un milieu dont les caractéristiques pédologiques, l'historique de l'occupation du sol et l'évolution des systèmes de gestion des terres sont particulièrement adaptés à cette analyse.

Réparti sur trois départements, Gironde, Landes et Lot-et-Garonne, le triangle des Landes de Gascogne constitue un territoire s'étendant sur près d'un million trois cent mille hectares. Cette région possède aujourd'hui le plus grand massif forestier résineux artificialisé d'Europe occidentale, avec un million d'hectares boisés dont huit cent trente mille hectares de Pin maritime. Les sols landais sont essentiellement des podzols sableux, pauvres en minéraux altérables mais riches en matières organiques. Cette richesse des sols en matière organique est essentielle, puisqu'elle représente le seul élément capable d'assurer au sol une certaine cohésion, ainsi qu'un support de rétention d'eau et de fertilité en l'absence quasi complète de fraction argilo-limoneuse (Wilbert, 1977 ; Righi et Wilbert, 1984 ; Juste, 1989).

Les Landes de Gascogne forment une unité fortement marquée par les activités humaines. Malgré la faible fertilité naturelle des sols, la forêt de Pin maritime des Landes de Gascogne est un exemple d'écosystème forestier artificialisé très productif. L'utilisation de méthodes d'intensification inspirées de l'agriculture (labour, drainage, fertilisation) a permis de multiplier la productivité par 2 ½ au cours du dernier quart de siècle (de 4,8 à 12 m³.ha⁻¹.an⁻¹). La plantation de variétés sélectionnées pourrait encore accroître de près de 50 % la croissance annuelle en volume des arbres dans les prochaines décennies (Arbez, 1996 ; Loustau *et al.*, 1997). Depuis les années 50, la déforestation et le développement de la monoculture de maïs sont à l'origine d'un nouveau changement d'occupation du sol (Juste et Wilbert, 1987 ; Juste, 1989 ; GERE, 1990). A l'heure actuelle, la superficie cultivée représente un peu plus de 100 000 ha, soit entre 10 et 15 % de la superficie du massif.

Compte tenu des propriétés des sols landais – fortes teneurs en carbone organique *a priori* faiblement protégées de la dégradation, en raison de la texture des sols – l'impact d'une intensification des pratiques de gestion sylvicole ou d'un changement d'occupation du sol est susceptible d'avoir des conséquences importantes sur les propriétés organiques des sols, ayant un effet direct sur la fertilité des sols et la durabilité des systèmes. Face à l'apparition de scénarios sylvicoles de plus en plus intensifs, impliquant une pression accrue sur les sols forestiers (interventions mécaniques, augmentation de la productivité forestière et raccourcissement des rotations), la question du maintien à long terme de la fertilité et de la qualité de ces sols se pose aujourd'hui de manière cruciale (Trichet *et al.*, 1999). L'introduction de la monoculture de maïs et de ses corollaires (travail du sol, fertilisation, irrigation) est également synonyme de bouleversements importants des équilibres biogéochimiques et d'une évolution rapide de certaines propriétés ou composantes des sols, susceptibles d'avoir à moyen ou long terme des conséquences préjudiciables pour une gestion durable des ressources du sol.

Vis-à-vis de la problématique de la prise en compte de la variabilité spatiale dans les stratégies de surveillance, les Landes de Gascogne représentent un milieu extrême en ce qui concerne l'organisation spatiale des teneurs en matières organiques qui montrent de très larges variations à des échelles décamétriques (Righi, 1977 ; Righi et Wilbert, 1984 ; Arrouays *et al.*, 1997 ; Jolivet et Arrouays, 1997b). Nous disposons donc d'un test en conditions extrêmes pour l'élaboration de stratégies robustes de surveillance.

Une revue bibliographique (**première partie**) présentera le milieu naturel et les caractéristiques des sols landais (**Chapitre I**). Nous examinerons ensuite les conséquences de l'intensification des pratiques de gestion sylvicole et de la mise en culture de maïs sur les propriétés des sols landais. Puis nous décrirons les différents outils disponibles pour réaliser une évaluation de la dynamique des matières organiques du sol (**Chapitre II**). Enfin nous exposerons la démarche que nous avons établie pour répondre à cette problématique.

La **seconde partie** sera consacrée à l'étude de la variabilité spatiale des matières organiques du sol. Dans un premier temps, nous analyserons la variabilité spatiale du carbone organique au sein de deux pédopaysages des Landes de Gascogne. Cette variabilité sera analysée dans sa dimension verticale (profils de carbone) ainsi que dans ses dimensions horizontales (toposéquences) (**Chapitre III**).

Afin de caractériser la structure spatiale de notre variable d'intérêt, nous réaliserons ensuite une analyse géostatistique des teneurs en carbone sur plusieurs parcelles appartenant à des pédopaysages différents et sous différentes occupations (**Chapitre IV**). Nous tenterons alors d'identifier les déterminants de cette variabilité (types de sol, topographie) et de quantifier les relations existant entre ces déterminants et le carbone organique. Deux objectifs sous-tendent cette démarche spatiale. Le premier objectif est purement cognitif : il s'agit de comprendre l'organisation des stocks de carbone dans ces sols et d'en identifier les principaux déterminants. Le deuxième objectif est appliqué à l'étude de la cinétique de ce paramètre : nous tenterons de dégager les stratégies d'échantillonnage à choisir selon que l'on désire réaliser un suivi *in situ* ou réaliser une approche chronoséquentielle *a posteriori* (comparaison de parcelles de dates de défrichement différentes).

Dans la **troisième partie** nous étudierons l'évolution quantitative des matières organiques sous l'effet de changements de pratiques de gestion ou d'occupation du sol.

En appliquant les stratégies d'échantillonnage définies précédemment, nous analyserons ensuite *in situ* l'impact des principales occupations du sol et d'une coupe rase sur la dynamique à court terme des matières organiques, de la biomasse microbienne et du carbone minéralisable (**Chapitre V**). L'intérêt d'étudier une coupe rase est double : évaluer l'impact de cette opération sylvicole dont la fréquence augmente et simuler l'opération de défrichement qui précède la mise en culture. Pour étudier cette dynamique sur un pas de temps court nous choisirons des indicateurs ayant un temps de réaction rapide (biomasse microbienne, carbone minéralisable, carbone organique soluble, sucres).

Enfin nous mettrons en place une approche chronoséquentielle pour étudier la dynamique à moyen et long termes du carbone lors de la mise en culture (**Chapitre VI**). Nous tenterons de caractériser cette dynamique par des fractionnements physiques associés à des déterminations isotopiques. Pour étudier les changements qualitatifs de la matière organique nous étudierons la dynamique des sucres, de la biomasse microbienne et de composés phénoliques.

En conclusion, nous synthétiserons les principaux résultats et nous évoquerons les perspectives de ce travail.

Première partie :
Cadre général, problématique et démarche

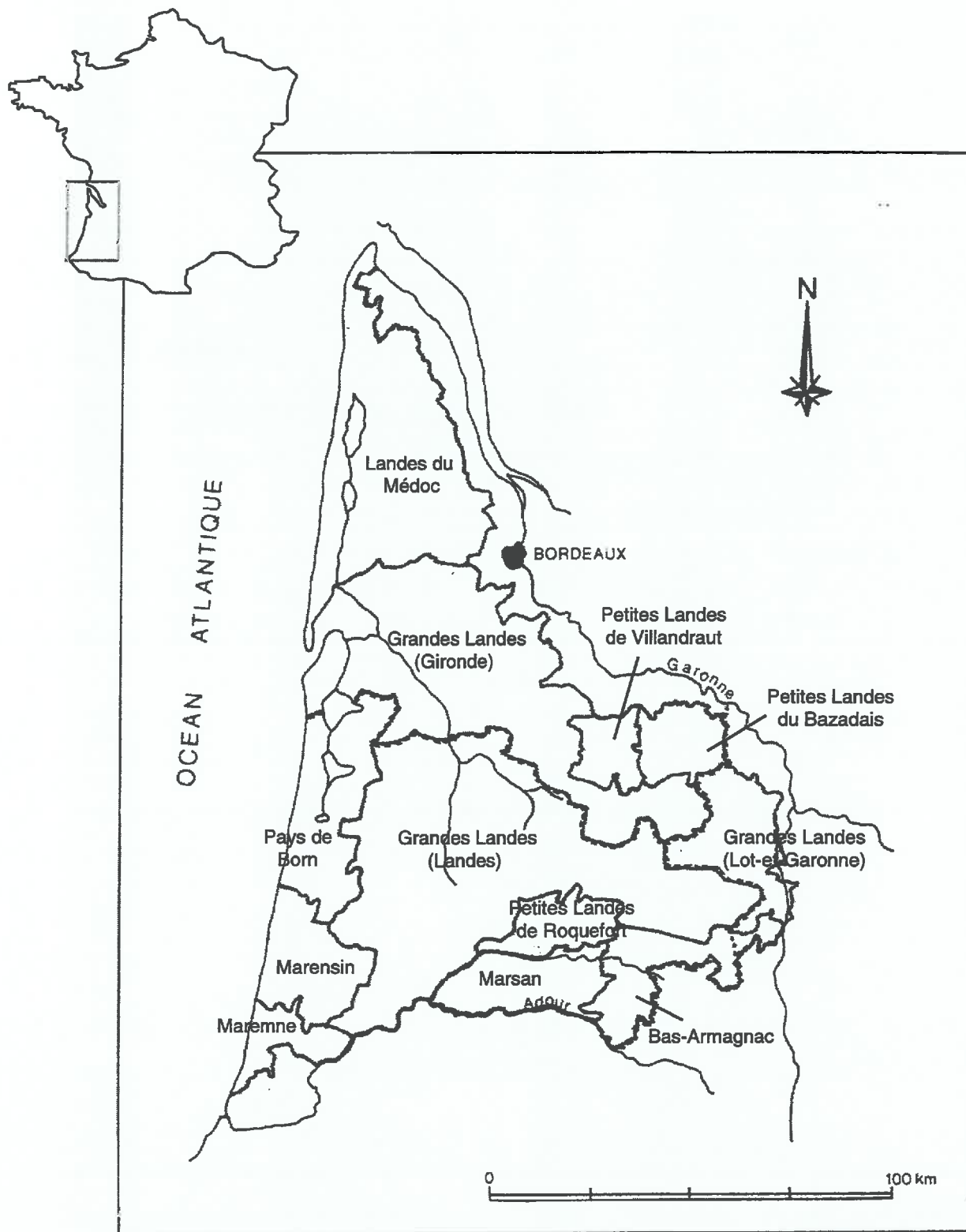


Figure I.1 - Situation géographique et petites régions agricoles des Landes de Gascogne. Les limites départementales (Gironde, Landes et Lot-et-Garonne) sont indiquées par des traits pointillés.

Chapitre I : Les Landes de Gascogne

*L'*aspect des grandes landes est d'une beauté monotone et triste ; jusqu'à l'extrémité de l'horizon s'étend la plaine de sable blanc ou jaunâtre, couverte çà et là de bruyères, d'ajoncs et de genêts. Au loin, on aperçoit la masse sombre d'une forêt de pins ou bien quelques dunes ondulées comme les vagues de la mer ; de distance en distance, on rencontre soit une mare d'eau stagnante, soit un profond ravin où coule une eau rougeâtre. Tout est solitaire ; nul être humain ne se montre dans l'immense espace, si ce n'est parfois un berger monté sur des échasses et vêtu de peaux de mouton comme un barbare des anciens jours. » Voici les Landes de Gascogne, telles que les a décrit A. Joanne en 1864, dans son Dictionnaire des communes de France. Aujourd'hui l'aspect des grandes landes a bien changé, même si, au premier regard, la monotonie semble être toujours de rigueur dans le paysage. Pourtant, derrière les vastes étendues de forêts de Pin maritime, qui ne s'interrompent que pour laisser la place au maïs, se cache une réelle diversité. Une diversité des paysages, une diversité des sols, une diversité des hommes qui ont « créé » les landes d'aujourd'hui. C'est de cette opposition entre une apparente uniformité et une réelle diversité que cette région tire son originalité et son identité.

Après avoir présenté les grands traits et les particularités du milieu naturel, nous soulignerons dans ce premier chapitre, les principales spécificités des paysages et des sols landais, en insistant sur la forte variabilité qui les caractérise, vis-à-vis de deux éléments récurrents et essentiels dans cette région : l'eau et la matière organique.

1 – Le milieu naturel

1.1 – Cadre géographique

Réparti sur les départements de la Gironde, des Landes et du Lot-et-Garonne, le triangle des Landes de Gascogne constitue un vaste territoire s'étendant sur près d'un million trois cent mille hectares (Figure I.1). Autrefois caractérisé par ses étendues de landes marécageuses, le plateau landais représente aujourd'hui le plus grand massif forestier résineux artificialisé d'Europe occidentale avec un million d'hectares boisés dont huit cent trente mille hectares de Pin maritime. Si actuellement l'unité des Landes de Gascogne tient en grande partie à ce massif forestier qui occupe plus de 70% de sa surface depuis le milieu du XIX^e siècle, son originalité lui vient également de la couche superficielle de sable qui recouvre la totalité de son territoire (Figure I.2).

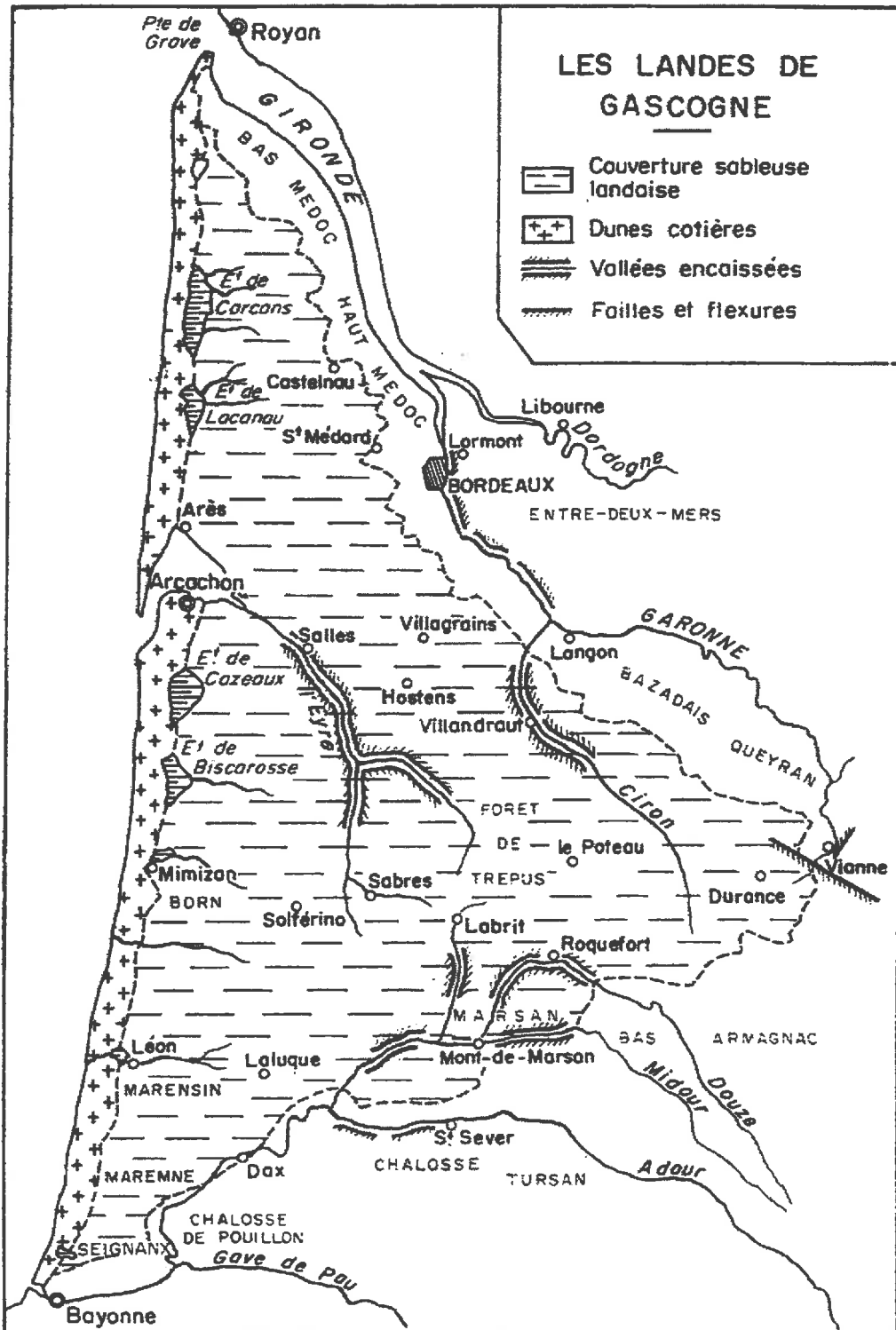


Figure 1.2 - Extension du *Sable des Landes* (d'après H. Enjalbert, 1960. *Les pays Aquitains. Le modelé et les sols*).

« Il n'est pas de région naturelle susceptible d'être mieux délimitée que celle des Landes de Gascogne. Son étendue correspond rigoureusement à celle du vaste manteau de sable qui, à l'Ouest, sur le littoral, se dresse en dunes entre l'embouchure de la Gironde et celle de l'Adour pour s'étaler ensuite entre les deux fleuves et leurs affluents, Baïze et Gélise, Douze et Midouze, en une vaste plaine à pente se relevant nettement vers l'Est. Sur leurs confins orientaux, les sables landais forment des digitations qui se ramifient à la surface des plateaux de l'Armagnac ». Blayac (1916) définissait ainsi l'unité géographique formée par les Landes de Gascogne. Ce faisant, il mettait en évidence le caractère original et prédominant du sable dans l'évolution morphologique des Landes de Gascogne, depuis la fin du dernier âge glaciaire jusqu'à nos jours.

1.2 – Origine et mise en place du Sable des Landes

Les dépôts de recouvrement qui se développent à l'ouest de la Garonne ont depuis longtemps retenu l'attention des géologues, vis-à-vis de l'origine et de la mise en place du revêtement sableux qui recouvre la région des Landes de Gascogne. Dans une revue bibliographique, Legigan (1979) résume ainsi l'historique des travaux sur l'origine et la mise en place de ce matériau : « Jusqu'au début du siècle, le sable des Landes est associé aux grands épandages détritiques et aux différents niveaux de terrasses de la Garonne et de l'Adour. Ce n'est qu'à partir des travaux de L.A. Fabre (1905) qu'apparaît la distinction d'un horizon superficiel sableux uniforme pour lequel P.E. Dubalen (1911) puis J. Blayac (1916) réservent le terme de Sable des Landes. Parallèlement à l'idée d'une dynamique marine puis fluviale se substitue celle d'une action éolienne directe ou indirecte ». Par la suite, les travaux d'Enjalbert (1950 ; 1960), Legigan (1970 ; 1979), Karnay et Dubreuilh (1991) puis Diot (1999) et Tastet (1999) ont permis d'identifier avec précision les formations géologiques Quaternaires qui constituent les termes superficiels de la série de dépôts de comblement du Bassin centre-aquitain et de décrire les modalités de leur mise en place. Schématiquement, ces formations peuvent être séparées en deux unités distinctes, reposant sur un substratum sédimentaire Miocène (Figure I.3):

- A la base, une puissante assise Plio-Pléistocène nommée **Complexe intermédiaire** par Legigan (1979). Cette formation représente un ensemble de dépôts fluviaux d'épaisseur et de nature variables, comprenant des galets et des graviers à matrice sableuse ou limono-argileuse, des sables très grossiers à très fins, parfois à galets mous, des argiles localement sableuses et plus ou moins graveleuses, des lignites et des tourbes. Cet ensemble correspond aux dépôts alluviaux issus du démantèlement du Massif Central, des Pyrénées et de la Montagne Noire. Ces dépôts constituaient une vaste plaine d'épandage fluviale, alimentée par un émissaire majeur orienté SE-NW débouchant aux environs de Parentis. Leur mise en place s'échelonne depuis la régression marine de la fin du Miocène jusqu'à l'élaboration de la formation du Sable des Landes. Karnay et Dubreuilh (1991) distinguent dans cette formation trois séquences détritiques majeures à caractère progradant¹, accompagnées localement d'accumulations de lignite préfigurant l'évolution physiographique de la côte aquitaine.

- Au sommet, une formation meuble Pléistocène, le **Sable des Landes s.l.**, constituée de sables plus ou moins fins, d'une épaisseur de 5 à 40 m. Cette formation correspond à deux assises superposées passant progressivement de l'une à l'autre et qui représentent la dernière séquence de comblement du Bassin centre-aquitain. Karnay et Dubreuilh (1991) identifient à la base de cette formation des sables fluviaux moyens, épais (de 4 à 30 m), blancs à grisâtres, présentant localement des lentilles d'argiles plus ou moins sableuses, rattachés au Complexe intermédiaire par Legigan (1979). Au sommet, une formation peu épaisse (de quelques décimètres à 3 ou 4 m en moyenne), constituée de sable quartzueux moyen éolisé très pur (médiane de 0,3 mm)

¹ progression de la ligne de rivage vers l'océan

à complexe d'altération réduit. Ce sable très homogène est composé essentiellement de grains de quartz hyalins, blancs, blanc-jaunâtres ou rosés, de quartzite, de feldspaths et d'un cortège de minéraux lourds (andalousite, staurotide, tourmaline, grenat, amphiboles, pyroxènes, zircon). Cette dernière formation constitue le *Sable des Landes s.s.* décrit par de nombreux auteurs dont Legigan (1979). Elle représente une unité lithostratigraphique dont la masse principale a été mise en place au Pléistocène supérieur et dont la dernière phase de dépôt et de modelage date du Würm final (IV) ou Tardiglaciaire. Les associations minéralogiques observées confèrent à cette formation une origine locale, résultant du remaniement des matériaux détritiques sous-jacents qui constituent le substratum du *Sable des Landes s.s.*

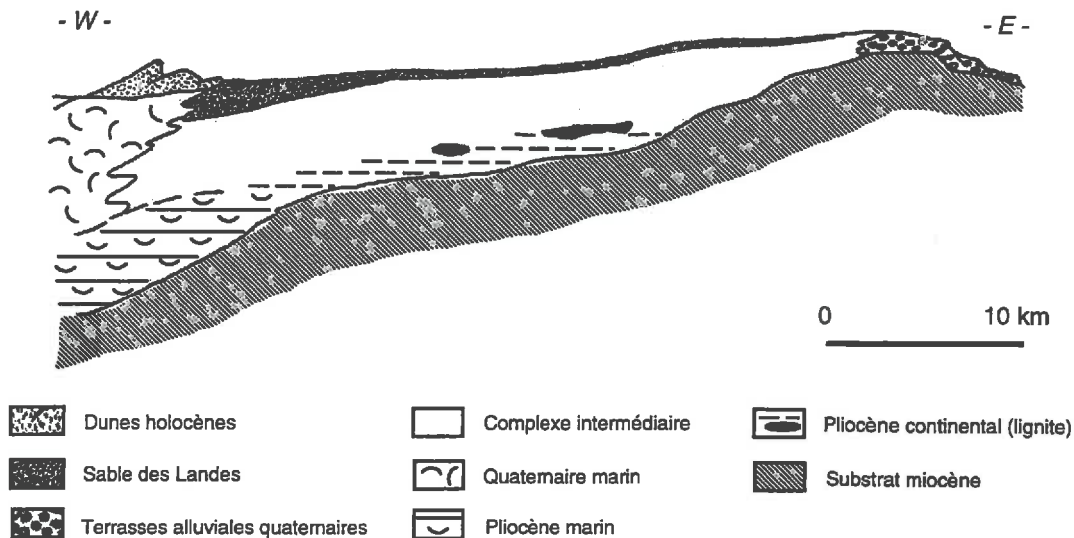


Figure 1.3 - Organisation des formations géologiques mio-pliocènes et quaternaires dans la région des Landes de Gascogne (d'après Legigan, 1979).

Le *Sable des Landes* est l'exemple le plus typique et le plus vaste des corps sableux éoliens mis en place en Europe occidentale lors des phases arides et froides du Pléistocène supérieur. Sa mise en place résulte essentiellement d'un remaniement éolien des dépôts alluviaux qui recouvrent la surface du Bassin centre-aquitain et s'étalent sur le plateau continental, exondé lors des phases climatiques arides et froides de la glaciation würmienne. Sous l'action de vents dominants de secteur WNW à NW, plusieurs phases d'épandage de sable se succèdent, dont les principales correspondent au Würm III et IV. Au cours de cette dernière période, qui correspond au dernier épisode glaciaire du Würm, il y a environ 12 000 ans, les sables nivéo-éoliens s'étalent largement vers l'est sous forme d'ondulation de rides et de dunes plates. A la fin du Tardiglaciaire, les sables éoliens recouvrent toute la surface du complexe intermédiaire et des vents de NW édifient les dunes continentales. Les Landes de Gascogne forment alors une vaste étendue sableuse subdésertique où le climat froid et aride s'oppose à l'installation d'un couvert végétal (Legigan, 1979).

1.3 – Cadre paléoclimatique et paléobotanique du Postglaciaire

Les études paléopalynologiques de Paquereau (1964) en Gironde ont permis de reconstituer l'évolution postglaciaire de la flore et du climat des Landes de Gascogne puis de mettre en évidence l'origine indigène du Pin maritime. Dès le début du Postglaciaire, au Préboréal (de 10 200 à 8 800 BP), le réchauffement du climat et l'accroissement de l'humidité favorisent le développement d'un couvert végétal. Ce dernier limite la propagation des

sables vers l'intérieur et crée des conditions favorables à l'installation d'un couvert forestier dont le Pin sylvestre paraît être l'espèce dominante. La strate herbacée est dominée par les Graminées et les Ericacées. Le sable qui s'accumule en bordure du littoral est à l'origine des systèmes dunaires actuels et de la formation des étangs littoraux en fermant les exutoires des petits courants² côtiers. Au Boréal (de 8 800 à 7 500 BP), le réchauffement climatique se poursuit et favorise l'apparition d'essences thermophiles de la Chênaie mixte (Chêne, Tilleul, Orme, Hêtres) à mesure que reculent les Pins sylvestres. Le Pin maritime commence à apparaître surtout dans la zone littorale et l'Aulne semble déjà localement assez bien développé au voisinage d'importantes zones marécageuses qui entrecoupent ces forêts. Vers la fin du Boréal, un certain nombre d'espèces méditerranéennes se développent également près du littoral (Arbousier, Cistacées, Chêne vert, etc.). L'optimum climatique atteint à l'Atlantique (de 7 500 à 4 500 BP) correspond à des conditions beaucoup plus humides, favorables à l'extension du Chêne et au développement de fougères et d'espèces hygrophiles sur de vastes zones ouvertes et mal drainées. Le Pin maritime encore peu représenté, progresse particulièrement à la fin de l'Atlantique, en même temps que l'Aulne. Ces deux espèces forment alors avec le Chêne, de vastes forêts mixtes. Au cours d'une nouvelle phase xéothermique au Subboréal (de 4 500 à 2 700 BP), apparaît une recrudescence d'espèces méditerranéennes, accompagnée de la disparition du Hêtre, ainsi que les premiers indices d'activités humaines (pollens de plantes cultivées, faciès de repeuplement après brûlis). Enfin, le rétablissement de conditions climatiques humides au Subatlantique (de 2 700 BP à l'actuel) permet l'installation de la flore actuelle (Chênes, Aulne, Pin maritime, landes à bruyères et à fougères) dans la région.

1.4 – Climat et géomorphologie actuels

Les Landes de Gascogne bénéficient actuellement d'un climat doux et humide de type atlantique méridional. Les précipitations annuelles sont abondantes mais variables de 800 à 1 200 mm (le sud étant le plus arrosé), avec deux maxima, au printemps et à l'automne (Figure I.4).

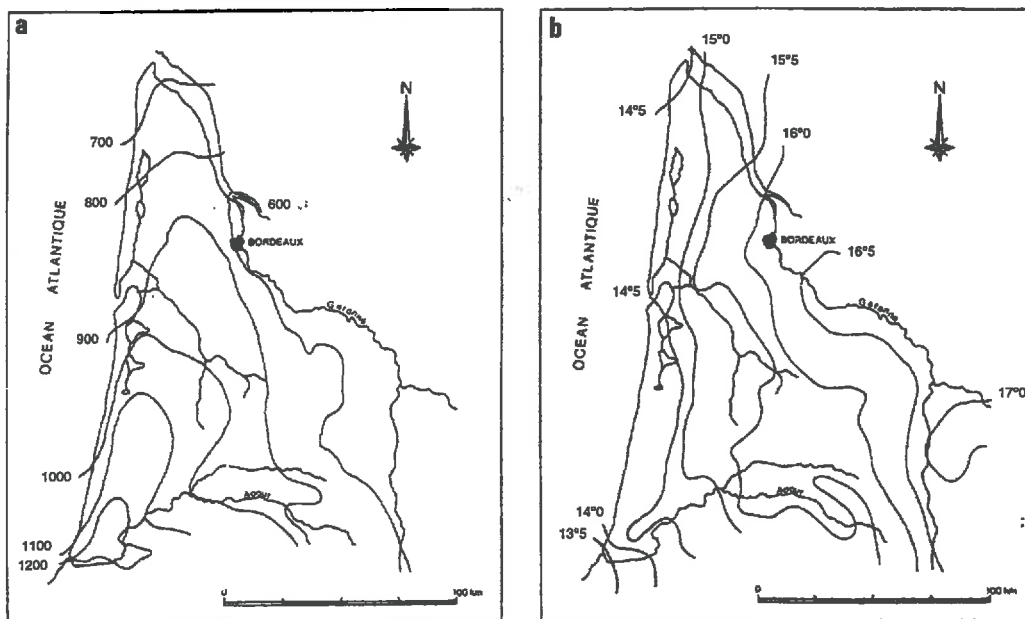


Figure I.4 - Carte des pluviosités annuelles moyennes en mm (a) et des amplitudes thermiques en °C (b) dans les Landes de Gascogne (d'après R. Demounem, 1969. *Climat, sols et associations végétales dans les Landes de Gascogne*. Editions CRDP).

²ruisseaux côtiers ayant leur exutoire dans l'océan Atlantique

La température moyenne annuelle est de 12°C. Les amplitudes thermiques sont relativement faibles, marquées toutefois par une tendance légèrement plus continentale vers l'est (Choisnel *et al.*, 1987), où l'on trouve les altitudes les plus élevées (195 m).

Les Landes de Gascogne constituent un large plateau, légèrement incliné du sud-est au nord-ouest, d'une altitude moyenne de 50 m avec une pente moyenne de l'ordre de 1,25 %. Il est d'usage de parler du « plateau landais » pour désigner cette unité géographique. Enjalbert (1950) en donne la raison : « *On dit à Bordeaux, le plateau landais, parce que tout le pays peuplé du vignoble et de la vallée est en contrebas de la lande* ». En réalité, la planéité générale, la faiblesse des altitudes et des dénivellations en font une plaine au sens géographique du terme (Filipuzzi, 1974). La topographie d'ensemble est très plane et ne présente pas de relief saillant, à l'exception des dunes littorales holocènes. Cependant, dans le détail, la surface du sol est parcourue de formes d'accumulation qui trouvent leur origine dans l'action des vents violents ayant contribué à la mise en place du matériau sableux recouvrant la région. Ces formes de relief se rattachent à deux types principaux (Filipuzzi, 1974 ; Legigan, 1979) :

- **Les dunes paraboliques** : dunes de déflation dont la convexité est orientée sous le vent, vers l'est ou l'est-sud-est. Elles peuvent atteindre jusqu'à 10 à 15 m de hauteur (exceptionnellement 25 m) mais ne dépassent pas généralement plus de 2 m et s'étendent sur quelques décimètres à plusieurs kilomètres de longueur. Ces dunes continentales sont principalement localisées à proximité des cours d'eau et trouvent leur origine dans la reprise et l'accumulation par le vent, du sable issu du creusement des vallées landaises (Figure I.5). De tels massifs peuvent être observés dans la région de Lugos, de Pissos, ainsi que sur la rive droite de la Petite Leyre, dans la région d'Hostens, Mano et St-Symphorien. De nombreux ensembles dunaires ont également été localisés dans le secteur méridional, au sud d'une ligne passant approximativement par Vielle-St-Girons, Sabres et Nérac.
- **Les rides transversales** : édifices constitués de petites buttes et dépressions de quelques décimètres de dénivellation, formant des ondulations parallèles généralement orientées suivant un axe nord - sud ou nord-ouest - sud-est, et masquées en grande partie par la végétation (Figure I.6). Ces alignements larges de quelques mètres, se présentent sous forme d'éléments discontinus, d'une centaine de mètres de longueur, parfois plus ou moins fusionnés entre eux, ne laissant plus alors apparaître d'orientation préférentielle. Ces alignements de rides sont principalement localisés au nord de la ligne Vielle-St-Girons - Sabres - Nérac et s'étendent parfois sur plusieurs centaines d'hectares sur le plateau landais, formant ainsi un micro-relief caractéristique.

Les Landes sont une plaine mal drainée, bien que la pente générale de la région ne s'oppose pas à la circulation de l'eau. C'est plutôt à la jeunesse du réseau hydrographique qu'il faut attribuer le mauvais drainage des Landes (Cottinet, 1974). En effet, l'écoulement général des eaux superficielles se produit d'est en ouest à travers un réseau hydrographique récent et peu ramifié (Figure I.7), ménageant de vastes interfluves mal drainés. L'installation et le fonctionnement du réseau hydrographique actuel résultent d'un phénomène d'érosion fluviale, postérieur à la mise en place du Sable des Landes. Cette érosion, strictement localisée aux vallées, se traduit dans la géomorphologie actuelle par des rivières fortement encaissées dans les formations sableuses, aménageant des vallées étroites et profondes avec des cours d'eau autonomes (Filipuzzi, 1974). Les cours d'eau sont donc directement tributaires de la Garonne, de l'Adour, de l'océan ou des étangs littoraux. Seule l'Eyre traverse le centre du massif et draine la « Grande lande » avant de se jeter dans le Bassin d'Arcachon.

Région de BELIN - SALLES
photo-interprétation

Mission aérienne 1338 - 1738 (année 1950)










Photographies n°s 221 à 231

385 à 375

431 à 441

589 à 578

légende :

-  faluns de l'Helvétien
-  niveau des Garonnes Bigarrées
-  dunes continentales
-  rebords du Plateau Landais : versants abrupts
-  encaissement de l'Eyre dans les faluns helvétiques
-  dissection des faluns helvétiques
-  caudexes ou cupules d'érosion éolienne sur la surface de la plaine landaise
-  petites lagunes
-  courbes de niveau

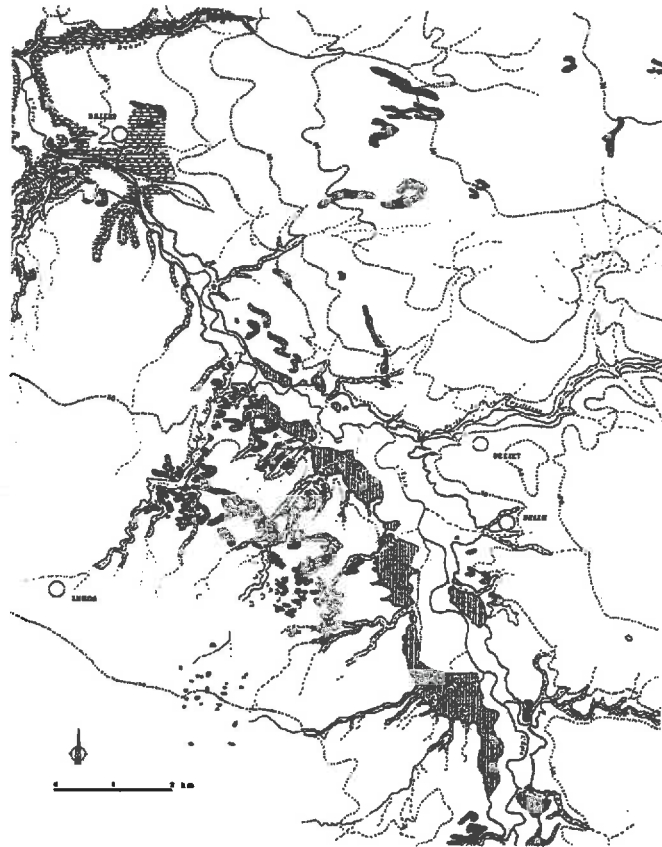


Figure 1.5 - Géomorphologie de la région de Belin - Salles réalisée par photo-interprétation et illustrant l'extension des systèmes dunaires continentaux (d'après Filipuzzi, 1974).



Figure 1.6 - Aspects du micro-relief dans les Landes de Gascogne : alignements de rides éoliennes transversales asymétriques en sol nu.

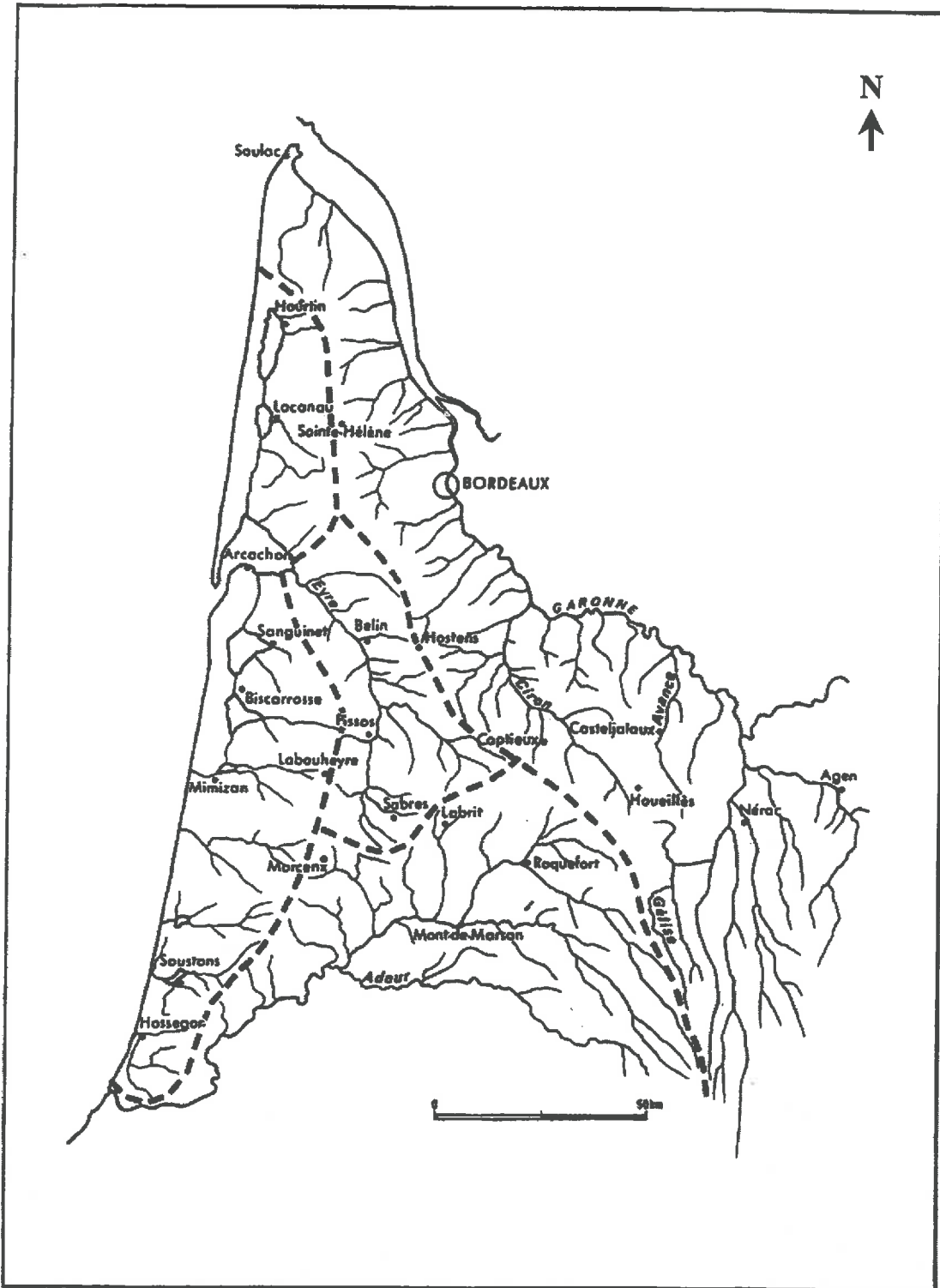


Figure 1.7 - Réseau hydrographique des Landes de Gascogne (d'après GERE, 1990). Les lignes pointillées représentent les limites de bassins versants.

Le sol et le sous-sol du massif landais sont traversés par une **nappe phréatique** libre et continue, souvent proche de la surface, alimentée essentiellement par l'infiltration directe des précipitations, drainée par les rivières encaissées et, de façon moins intense, par le littoral atlantique. La carte piézométrique de cette nappe, dont la forme suit de près celle de la topographie, met en évidence trois comportements distincts qui correspondent aux trois principales situations géographiques des Landes (Aurouze, 1974 ; Cottinet, 1974) :

- Les courbes isopièzes sont divergentes dans les interfluves, indiquant une alimentation par le haut et un drainage déficient. Ces zones étaient autrefois inondées en hiver. Depuis les travaux de drainage, les variations de la nappe sont généralement inférieures à un mètre bien que son toit soit très proche de la surface en hiver.
- Les courbes isopièzes sont cylindriques dans les zones intermédiaires, indiquant une alimentation homogène par la surface et un drainage rectiligne. Cette situation se rencontre dans les zones où le drainage est moyen et où la nappe présente une amplitude maximale de deux à trois mètres.
- Les courbes isopièzes sont convergentes à proximité des vallées, indiquant un drainage par les cours d'eau. Ce comportement correspond aux zones proches des rivières où la nappe, rabattue en profondeur, possède une amplitude de battement supérieure à 3 mètres.

Dans les interfluves du plateau landais, la nappe phréatique superficielle alimente de petites dépressions circulaires ou ovales, à fond tourbeux, en relation avec le substratum graveleux ou argileux situé sous le Sable des Landes (Legigan, 1979). Ces mares sont désignées dans les landes sous le terme de lagunes. De dimensions modestes (diamètre inférieur à 100 m, profondeur variant de 0,5 à 2 m), les lagunes se présentent le plus souvent en essaims cantonnés dans la lande humide. Plus de 4 000 lagunes ont ainsi été dénombrées, principalement le long d'un axe SE-NW (GEREA, 1985). Boyé (1957 ; 1958) attribue l'origine des lagunes à la formation de lentilles de glace dans le sol (pingos), à une époque contemporaine à la mise en place du Sable des Landes (durant les derniers épisodes glaciaires de la glaciation du Würm). Le radoucissement ultérieur du climat aurait entraîné la fonte de ces lentilles et la formation de dépressions circulaires de faible dimension. D'un intérêt écologique majeur et reconnu de par leur richesse floristique et faunistique, les lagunes des Landes de Gascogne sont en très nette régression, essentiellement du fait de l'évolution récente des paysages landais sous l'influence des activités humaines (Montès, 1992).

1.5 – Historique de l'occupation du sol

Le paysage landais actuel est relativement récent. Il constitue le stade ultime d'une évolution fortement marquée par l'empreinte de l'homme et dont l'histoire se confond avec celle d'un arbre indigène : le Pin maritime. Cette histoire comporte plusieurs épisodes caractérisés par de profondes transformations du paysage landais, dont en dernier lieu, l'expansion d'une plante tropicale récemment introduite : le maïs.

1.5.1 – De la forêt à la lande : la destruction d'une forêt primitive

Les travaux de Paquereau (1964) ont montré que la flore actuelle des Landes est présente depuis le Subatlantique. Le paysage de cette époque est constitué de forêts mixtes de chênes et de Pins maritimes, localisées dans les zones les mieux drainées, à proximité des cours d'eau et des hauteurs (« montagnes³ » et dunes continentales)

³ vieilles dunes boisées du littoral gascon

Le centre du plateau, mal drainé, est parsemé de grandes étendues de landes rases et de marécages. Cette forêt primitive occupait les secteurs bien drainés des têtes de vallons correspondant aux secteurs les plus hospitaliers. Pour cette raison, elle fut défrichée par les habitants qui aménagèrent leurs champs et leurs quartiers au détriment des zones boisées. De même, sur la lande, les incendies pastoraux et le parcours des troupeaux empêchèrent le développement d'une végétation arborée. La lande rase à bruyères s'est ainsi progressivement substituée aux massifs forestiers de l'intérieur et constituera le paysage gascon, immortalisé par les photographies de Félix Arnaudin, jusqu'au milieu du XIX^e siècle. Avant d'être conquises par les pins, les landes furent donc en premier lieu déboisées (Sargos, 1998).

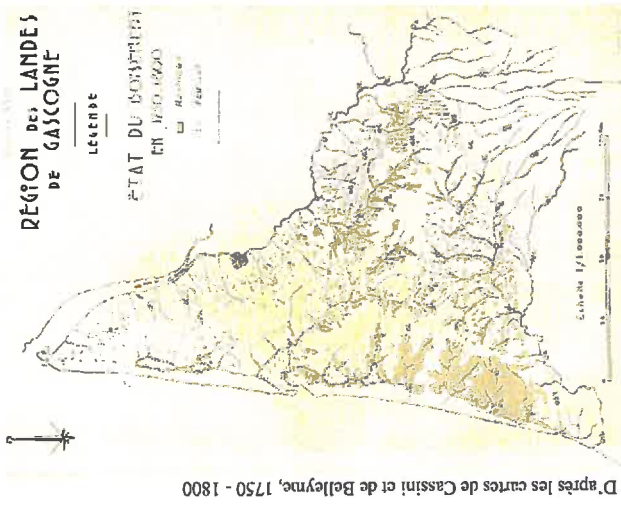
1.5.2 – De la lande à la forêt : une douloureuse reconversion

La création de la forêt moderne a longtemps été attribuée au seul mérite de deux ingénieurs, Brémontier et Chambrelent, ayant prouvé l'intérêt du boisement des landes et mis au point pour le premier, une méthode de fixation des dunes littorales et pour le second, une technique de drainage des landes marécageuses. En 1949, R. Sargos (1949) fut l'un des premiers à remettre en question cet historique et à s'engager en faveur d'une réhabilitation des habitants des landes dans la « création » de cette forêt. A l'appui de ses propos, il atteste que les Landais créaient des pignadars⁴ à la place des landes depuis le XVII^e siècle. Récemment, J. Sargos (1998) a confirmé ces observations et montré que l'histoire de la forêt landaise est plus que millénaire. Il met en évidence que dès l'Antiquité, les Aquitains avaient découvert le moyen d'extraire la résine des arbres ; que dès le XV^e siècle, les Landais créaient, exploitaient puis commercialisaient les produits des forêts de pins ; que l'utilité des fossés de drainage n'était à cette époque un mystère pour personne ; et que la conquête des landes par le pin correspond à un mouvement séculaire, vivement accéléré par la loi de 1857⁵ et les plans Brémontier et Chambrelent.

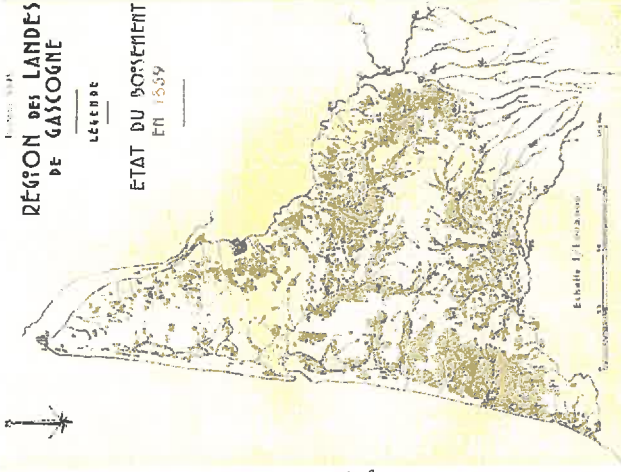
Les recherches de J. Sargos montrent cependant, que bien qu'initiée par certains de ses habitants depuis des générations, la métamorphose des landes en massif forestier ne s'est pas faite sans conflits. En effet, si les cartes des Landes de Gascogne réalisées au XVIII^e et XIX^e siècles soulignent l'existence de nombreux petits massifs forestiers, répartis dans la partie sud et centrale du massif (Marensin, Pays du Ciron, Lot-et-Garonne) et à proximité des axes de drainage, ces documents attestent également de la persistance des landes rases dans la majeure partie du plateau landais. La progression des forêts est alors freinée par le poids du pastoralisme omniprésent sur le territoire (540 000 ovins sont recensés en 1852 pour le seul département des Landes). Cette opposition entre le pin et le mouton est à l'origine des nombreux conflits qui ont accompagné la reconquête forcée de l'espace par le pin, sous l'impulsion de la loi de 1857. La transformation radicale et douloureuse du paysage landais, aux dépens d'un pastoralisme séculaire, s'est souvent traduite par une destruction systématique des nouvelles plantations de pins. Plus de 30 000 ha de jeunes forêts ont ainsi été incendiés entre 1868 et 1869. Malgré cette résistance, attestant de l'attachement des habitants des Landes à la sauvegarde des communaux et au maintien d'un traditionnel équilibre agro-sylvo-pastoral, le combat entre la lande et la forêt a rapidement tourné en faveur du Pin maritime. Ce combat dont l'issue fut à l'origine de la création du plus vaste massif forestier monospécifique d'Europe occidentale, n'a en effet pas duré très longtemps, puisqu'en l'espace d'un demi-siècle seulement, la forêt de Pin maritime a remplacé la quasi-totalité des landes (Figure I.8).

⁴ terme d'origine gasconne désignant les bois de pins maritimes

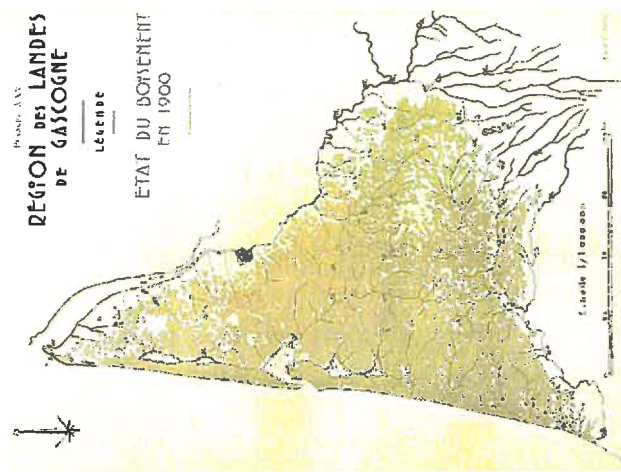
⁵ loi du 18 juin 1857 obligeant les communes des Landes de Gascogne à assainir et ensemer en pin la totalité de leurs territoires communaux et aliénants de fait les droits d'usage et la disposition de ces communaux jusqu'alors dévolus aux activités pastorales



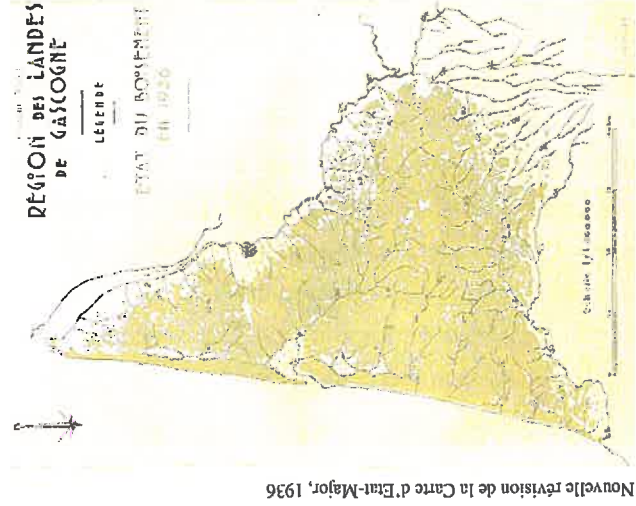
D'après les cartes de Cassini et de Belleyme, 1750 - 1800



1^{re} édition de la Carte d'Etat-Major, 1859



Carte d'Etat-Major révisé, 1900



Nouvelle révision de la Carte d'Etat-Major, 1936



Carte des types de landes au 50.000^{ème} et photographies aériennes, 1947

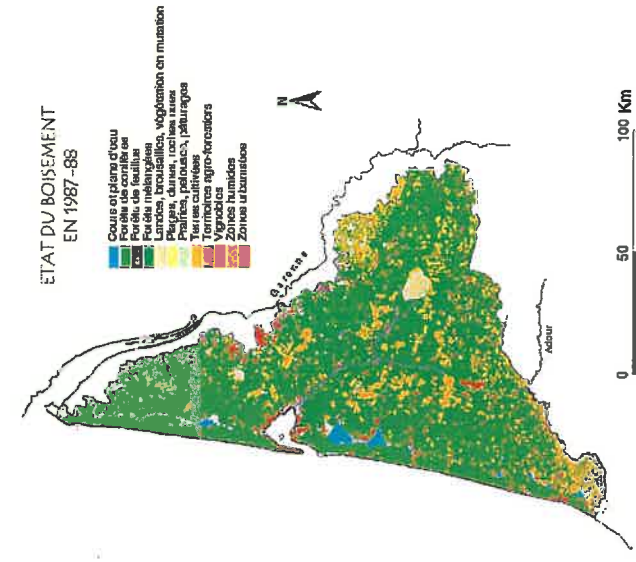


Figure 1.8 - Evolution du boisement des Landes de Gascogne depuis le XVIII^e siècle (d'après P. Rey, Ministère de l'Agriculture, 1948 et CORINE Land Cover, source IFEN zone 1, 1987-88).

1.5.3 – De la sylviculture traditionnelle à la ligniculture : la forêt intensive

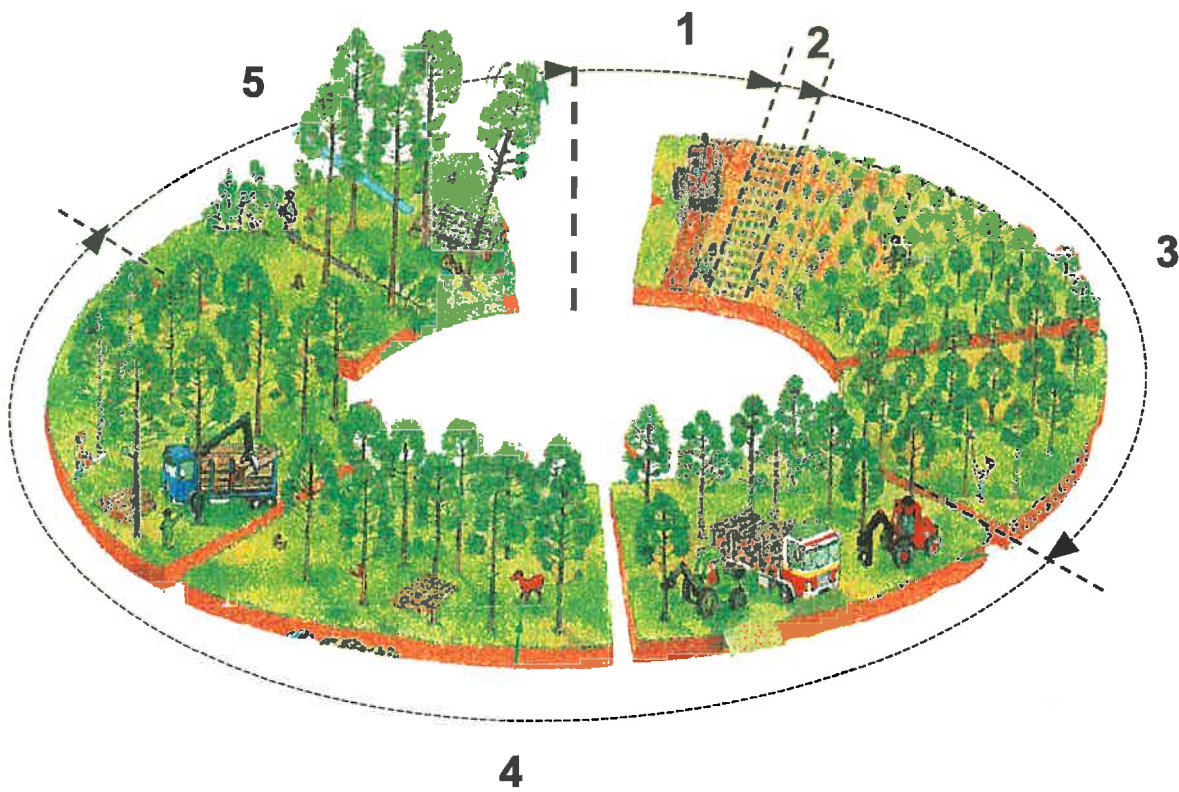
Bien que récente, la forêt landaise a subi de profondes mutations dans son mode de culture et dans sa production depuis sa plantation au XIX^e siècle. Elle a fonctionné pendant plus d'un siècle, jusqu'à la fin des années 40, selon un mode de gestion sylvicole de type traditionnel, hérité de traditions ancestrales, basé sur la production de gemme et de bois de sciage (250 pins/ha, rotations de 80 à 90 ans). C'était alors « l'âge d'or » de la pinède landaise, mais le développement de la pétrochimie et les grands incendies de 1937 à 1949 qui réduisirent en cendres près de 450 000 ha – c'est-à-dire la moitié du massif landais – sonnèrent le glas de l'exploitation résinière. Cependant l'enjeu économique que représentait ce massif a incité les forestiers à reboiser les landes dévastées et à élaborer simultanément un dispositif de lutte contre l'incendie (Billac, 1997). Peu de temps après, les premières tentatives d'amélioration et d'accélération de la production de bois ont vu le jour. La modernisation de la sylviculture entreprise depuis la fin des années 1950 a progressivement introduit puis imposé dès les années 1960-70 sous le terme de ligniculture, l'assainissement des landes humides, le travail mécanique du sol, la fertilisation, le débroussaillage chimique et mécanique, inclus dans un itinéraire sylvicole (Figure I.9) comprenant quatre éclaircies et une coupe rase (Lesgourgues *et al.*, 1997). Les modes de gestion actuels des peuplements forestiers landais (400 pins/ha, rotation de 40 à 50 ans) ont largement généralisé l'utilisation des techniques de ligniculture à l'ensemble du massif, mais également l'emploi de variétés de Pin maritime améliorées. Ce mode d'exploitation de la forêt permet actuellement, sur des sols très pauvres, une production de bois élevée, estimée actuellement à 12 m³.ha⁻¹.an⁻¹ (Loustau *et al.*, 1997). D'ores et déjà, des scénarios plus intensifs fondés sur de courtes rotations (20 à 25 ans) sont envisagés par les gestionnaires forestiers pour répondre à l'évolution du marché vers la production de bois de trituration (Lesgourgues *et al.*, 1997).

1.5.4 – De la forêt au maïs : le nouvel âge d'or

Simultanément au développement de la ligniculture, le paysage landais va connaître une nouvelle évolution avec l'introduction de la monoculture intensive de maïs. L'apparition de la maïsiculture dans les Landes de Gascogne résulte en premier lieu d'opportunités liées à des défrichements naturels de la forêt – dont principalement les grands incendies de 1937 à 1949 – appuyées par une dynamique de mise en valeur agricole et de repeuplement de la lande, commandée par les pouvoirs publics.

Au lendemain des grands incendies de la fin des années 40, les premières expériences de mise en valeur agricole ont vu le jour dans la Haute Lande, principalement autour de la commune de Solférino. Les îlots mis en culture se superposent alors aux zones de lande humide⁶, elles-mêmes plaquées sur les aires ravagées par les feux. Suite à ces premiers aménagements localisés mais prometteurs, les pouvoirs publics promulguèrent plusieurs décrets et ordonnances relatifs à la mise en valeur de la région. Le décret du 24 décembre 1958 créait la Compagnie d'Aménagement des Landes de Gascogne (CALG), dont la mission était de réaliser l'aménagement de cette région en vue de concourir à sa mise en valeur dans les domaines agricoles et forestiers. Les premières exploitations agricoles créées par la CALG sont installées au sein de la lande humide, particulièrement touchée par les incendies de l'après-guerre, afin de constituer des couloirs cultivés de taille moyenne (70 ha environ) jouant le rôle de pare-feu, susceptibles de limiter la propagation des feux de forêt. Une autre raison de ce choix, était liée à la proximité de la nappe phréatique dans les sols de lande humide, pouvant favoriser l'alimentation hydrique des cultures, alors non irriguées.

⁶ unité pédo-paysagique des Landes de Gascogne occupant les interfluves mal drainés (cf. § 2.2 pour la description)



- 1 : fertilisation, labour
- 2 : plantation
- 3 : dépressage, élagage, débroussaillage
- 4 : éclaircissage, débroussaillage
- 5 : coupe rase, débardage

Figure I.9 - Interventions sylvicoles au cours d'une révolution d'un peuplement de Pin maritime (d'après « La Forêt des Landes de Gascogne », Centre de Productivité et d'Action Forestière d'Aquitaine, 1992).

Les premières installations agricoles connurent de sérieux obstacles liés aux aléas climatiques, à la méconnaissance des contraintes culturales imposées par les sols landais et aux difficultés d'attribution de terres cultivables aux nouveaux exploitants. Cependant, malgré ces contraintes qui remirent en question l'avenir de la CALG, l'apparition dès les années 60, de nouvelles techniques de drainage, d'irrigation et de fertilisation a largement contribué à l'installation d'exploitations agricoles de superficie croissante (Hays, 1981 ; GERE, 1990). Ainsi, dans un souci de rentabilité économique d'une exploitation de plus en plus mécanisée, les surfaces défrichées passèrent très rapidement de 60 à 70 ha dans les premières années, à 150 - 200 ha au début des années 70. En 1972, l'Etat remplace la CALG par la Compagnie d'Aménagement Rural d'Aquitaine (CARA) et la dynamique se poursuit jusqu'au début des années 80, sous l'impulsion des nouvelles techniques de culture qui ont fait leurs preuves. En 1981, la surface cultivée en maïs est estimée à 81 500 ha. Par la suite, une politique de préservation de l'écosystème forestier a mis fin aux grandes campagnes de défrichement des années 70, mais la surface totale cultivée en maïs dans les Landes de Gascogne représente actuellement plus de 100 000 hectares soit entre 10 et 15 % de la surface du massif (Figure I.10).

Ce bref historique de l'évolution des paysages landais permet de constater que depuis toujours, les aménagements successifs des landes ont finalement consisté à maîtriser, d'une manière ou d'une autre, un élément essentiel à cette région, l'eau. Qu'elle soit en excès ou qu'elle fasse défaut, l'eau représente en effet dans les Landes de Gascogne, le principal élément responsable de la différenciation des sols et de la répartition des paysages.

2 – Pédopaysages forestiers actuels des Landes de Gascogne

2.1 – Caractères généraux des sols forestiers landais

2.1.1 – La podzolisation en milieu tempéré

Contrairement à la podzolisation boréale, climatique et généralisée à tous les matériaux, les sols podzolisés atlantiques ou tempérés se sont développés à la faveur de conditions stationnelles qui accentuent l'effet climatique naturel, modérément lessivant et acidifiant (Souhier, 1984). Le facteur essentiel responsable de la podzolisation en climat tempéré est la nature de la roche mère. En effet, l'apparition de la podzolisation sur un type de matériau, obéit à des seuils de teneurs en minéraux fortement altérables et argilisables, très généralement phyllosilicatés. La présence de supports minéraux à grande surface spécifique et réactive, cristallisés ou non, en quantité suffisante provoque la polycondensation des substances préhumiques dont ils activent aussi la décomposition oxydative, chimique et biologique. A l'inverse, si le rapport du flux de matières organiques aux surfaces réactives est inversé, la podzolisation se manifeste. Dans les Landes de Gascogne, la présence conjointe d'une roche mère filtrante, sableuse et très pauvre en minéraux altérables (le Sable des Landes), d'un climat tempéré humide et d'une végétation acidifiante à base d'Ericacées a favorisé le déroulement du processus de podzolisation des sols. La première caractéristique des sols de la plaine sableuse des Landes est donc d'être essentiellement des **sols podzolisés** (Righi et Wilbert, 1984).

La podzolisation résulte d'une acidification accentuée de l'humus, produisant des quantités massives de composés organiques solubles ou pseudo-solubles qui migrent en profondeur (Duchaufour, 1983). Les podzols ou PODZOSOLS présentent des solums où le processus de podzolisation est jugé dominant (Righi, 1995). Cette évolution pédogénétique implique deux processus.

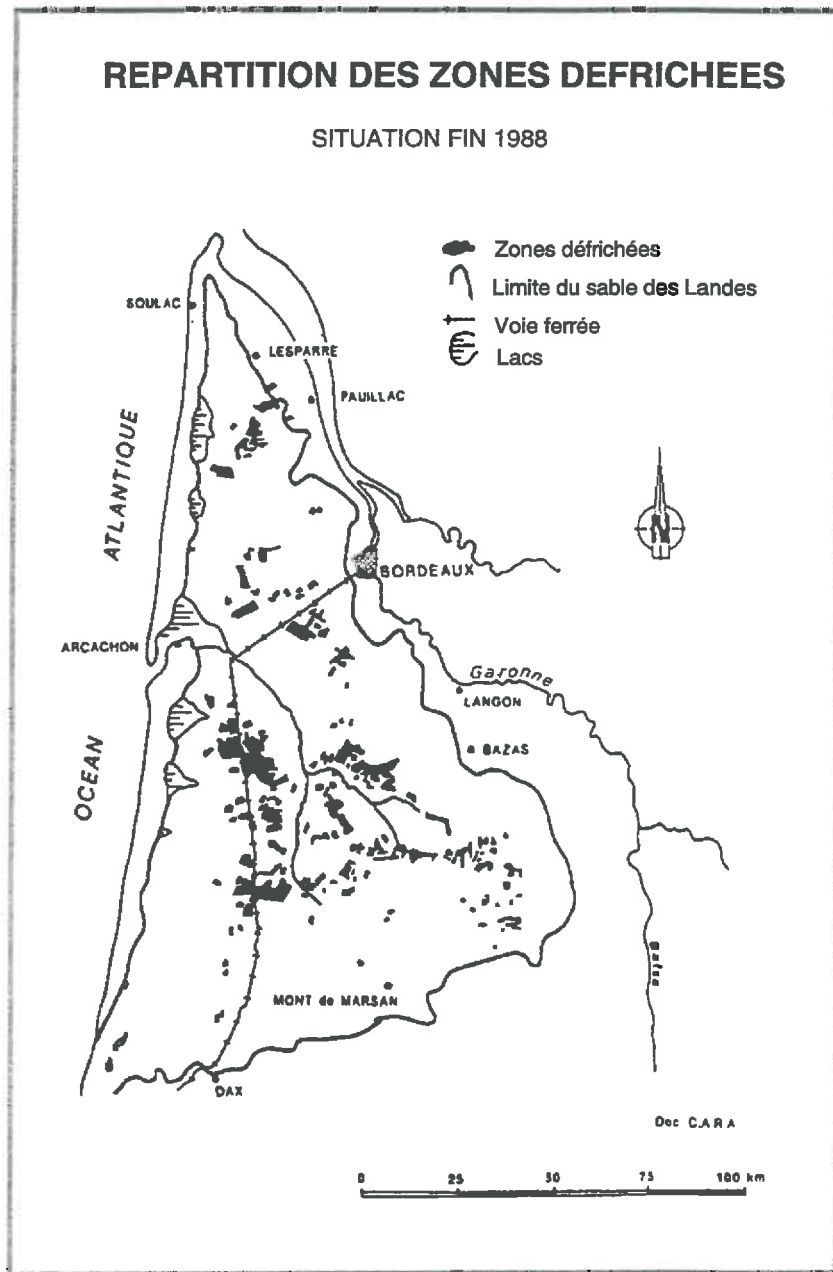


Figure 1.10 - Répartition des zones défrichées dans les Landes de Gascogne. Les îlots forestiers mis en culture depuis une trentaine d'années se superposent aux zones de lande humide à mésophile (d'après Juste, 1992).

– Un processus biochimique d'altération (acido-complexolyse) défini comme une attaque des minéraux primaires par des solutions contenant des composés organiques acides et complexants. Cette attaque a pour effet l'élimination de l'aluminium et du fer ainsi que celle des autres cations (Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ , Na^+ , etc.). Il se forme alors un horizon résiduel, essentiellement quartzeux, correspondant à un horizon E éluvial (Righi, 1995). La formation de ces complexes organiques « agressifs » est liée à la présence d'un humus de type moder ou mor caractéristique de ces sols acides à faible activité biologique.

– Un processus de migration et d'immobilisation des constituants organiques et des complexes organo-minéraux d'aluminium et/ou de fer (Righi, 1995). D'après Duchaufour (1983), l'humus incomplètement dégradé, issu de la végétation à base d'Ericacées, engendre des composés organiques solubles qui migrent en profondeur en entraînant le fer et l'aluminium à l'état complexé. Des modifications d'ordre physico-chimique (Duchaufour, 1983 ; Souchier, 1984 ; Buurman, 1987), biologique (Lundström *et al.*, 1995) et lithologique (Casenave, 1970) conduisent à l'insolubilisation de ces composés et à la formation d'un horizon spodique.

La seconde caractéristique essentielle des sols landais est leur **hydromorphie**, due à la présence au sein des profils d'une nappe phréatique superficielle temporaire ou permanente et dont l'amplitude de battement présente une forte variabilité spatiale liée au micro-relief. Dans ces conditions, ce battement qui affecte la majorité des sols de manière différentielle, conditionne leur évolution pédogénétique. Lorsque les conditions le permettent, deux horizons spodiques superposés se forment en profondeur par migration sélective plus profonde des petites molécules (acides aliphatiques et aromatiques simples) que des grosses molécules (polymères). Les alternances saisonnières d'humectation et de dessèchement liées au battement de la nappe phréatique, ainsi que la présence catalysante de fer libre favorisent la polymérisation progressive des composés précipités et l'induration des horizons d'accumulation (Duchaufour, 1983 ; Righi, 1987). De cette manière s'individualisent les horizons BPh, de couleur noirâtre et riches en acides humiques, et les horizons BPs, de couleur ocre et plus riches en acides fulviques. Au contraire, lorsque l'amplitude de battement de la nappe phréatique est faible et que son niveau engorge les horizons supérieurs pendant une grande partie de l'année, l'horizon spodique reste meuble et peu différencié.

2.1.2 – Principales propriétés des sols forestiers

Les différents podzols landais possèdent un certain nombre de caractéristiques communes :

- **Texture** : elle est presque exclusivement sableuse. L'analyse granulométrique montre une proportion de sables grossiers (200 à 500 μm) comprise entre 70 et 85 %. La fraction fine (0 à 20 μm) est très minoritaire (< 6 %) et contient des minéraux primaires (quartz et feldspaths) et secondaires (argiles 1/1 et 2/1).
- **Structure** : la structure est particulière, sans cohésion dans les horizons de surface. Ces propriétés confèrent à ce matériau un caractère meuble et très filtrant. Suivant les conditions de drainage, les horizons spodiques sont plus ou moins indurés par un ciment humo-ferrugineux liant les grains de quartz.
- **Complexe adsorbant** : l'extrême pauvreté de ces sols en éléments fins et particulièrement en colloïdes argileux, est à l'origine d'un complexe argilo-humique presque inexistant. À l'exception des horizons organiques (O ou mat racinaire au toit du BPs), la capacité d'échange cationique est très faible, inférieure à

20 cmol+.kg⁻¹. Elle est maximale dans les horizons A et BPh, donc essentiellement liée à la matière organique. Le taux de saturation est faible, (10 à 15%) ce qui indique une forte participation des ions Al³⁺ dans la CEC.

- pH-eau : les sols forestiers landais sont totalement dépourvus de calcaire et présentent une réaction fortement acide, comprise entre 4,0 et 4,6 dans les horizons supérieurs. Le pH augmente légèrement dans les horizons profonds où il atteint des valeurs de l'ordre de 5.
- Aluminium : La répartition de l'Al échangeable est un indicateur du degré de podzolisation des sols (Juste, 1965). En fonction des conditions d'hydromorphie affectant les profils, la dynamique de l'Al est différente. Dans les sols de lande mésophile où les conditions de drainage sont favorables, l'aluminium migre en profondeur, associé à des composés organiques, puis s'accumule dans les horizons spodiques. Dans les sols hydromorphes de lande humide, les teneurs en Al relativement constantes le long du profil, du fait d'une dynamique verticale limitée par les mouvements de la nappe phréatique.
- Matières organiques totales et rapport C/N : la litière acide générée par la végétation à base d'Ericacées et de résineux induit la formation d'un humus brut de type mor ou moder. Dans les horizons A, la teneur en matières organiques varie en moyenne de 1 à 15% en fonction du type de sol et de lande. Le rapport C/N est toujours élevé. Il varie schématiquement de 15 à 30 pour les landes humides à mésophiles et de 30 à 40 pour les landes sèches (Juste et Dutil, 1965 ; Jambu et Righi, 1973 ; Righi, 1977 ; Juste, 1989).

Ainsi, les Landes de Gascogne doivent une part de leur originalité à la nappe de sable qui les recouvre entièrement. Malgré l'apparente homogénéité de ce substrat, les podzols développés sur ces sables possèdent des degrés d'évolution variés dont la distribution géographique n'est pas aléatoire. Le réseau hydrographique et les variations topographiques, dont dépend l'intensité du drainage, modifient très localement la profondeur de la nappe phréatique et l'importance de ses oscillations saisonnières (Demounem, 1979). Ces variations de relief et d'amplitude de battement de la nappe phréatique déterminent l'évolution pédogénétique des sols, la composition des associations végétales du sous-bois et d'une manière générale les caractéristiques et la répartition des pédopaysages du massif landais.

2.2 – Caractérisation et répartition régionale des pédopaysages landais

La caractérisation des pédopaysages landais a fait l'objet de travaux successifs qui ont porté dans un premier temps sur la répartition des espèces végétales. Duchaufour (1949) fut l'un des premiers à étudier la relation entre la végétation et les sols forestiers et à mettre en évidence le rôle des oscillations de la nappe phréatique dans l'évolution des sols (en particulier de la profondeur de l'horizon illuvial). Par la suite, en établissant la carte de la végétation au 1/50 000^e des Landes de Gascogne, Lascombes et Leredde (1955) ont montré le rôle déterminant du relief et du réseau hydrographique dans la répartition des associations végétales et leur individualisation en différents types de landes en fonction de nuances de drainage (Figure I.11). Demounem, (1965 ; 1968 ; 1969 ; 1979) a ensuite caractérisé au sein de la Haute Lande, neuf niveaux écophysologiques en associant aux conditions de drainages, des groupements végétaux indicateurs et des évolutions pédologiques différenciées. St-Didier (1976) et Comps *et al.* (1979), ont mis en évidence deux schémas évolutifs convergents en distinguant 8 types de landes, sous l'influence de variations de profondeur de la nappe phréatique et de l'action humaine. Parallèlement, les travaux de Jambu et Righi (1973), Righi (1977) et Righi et Wilbert (1984) ont mis en évidence le rôle déterminant de la nappe phréatique sur la pédogenèse et les caractéristiques des sols des Landes du Médoc.

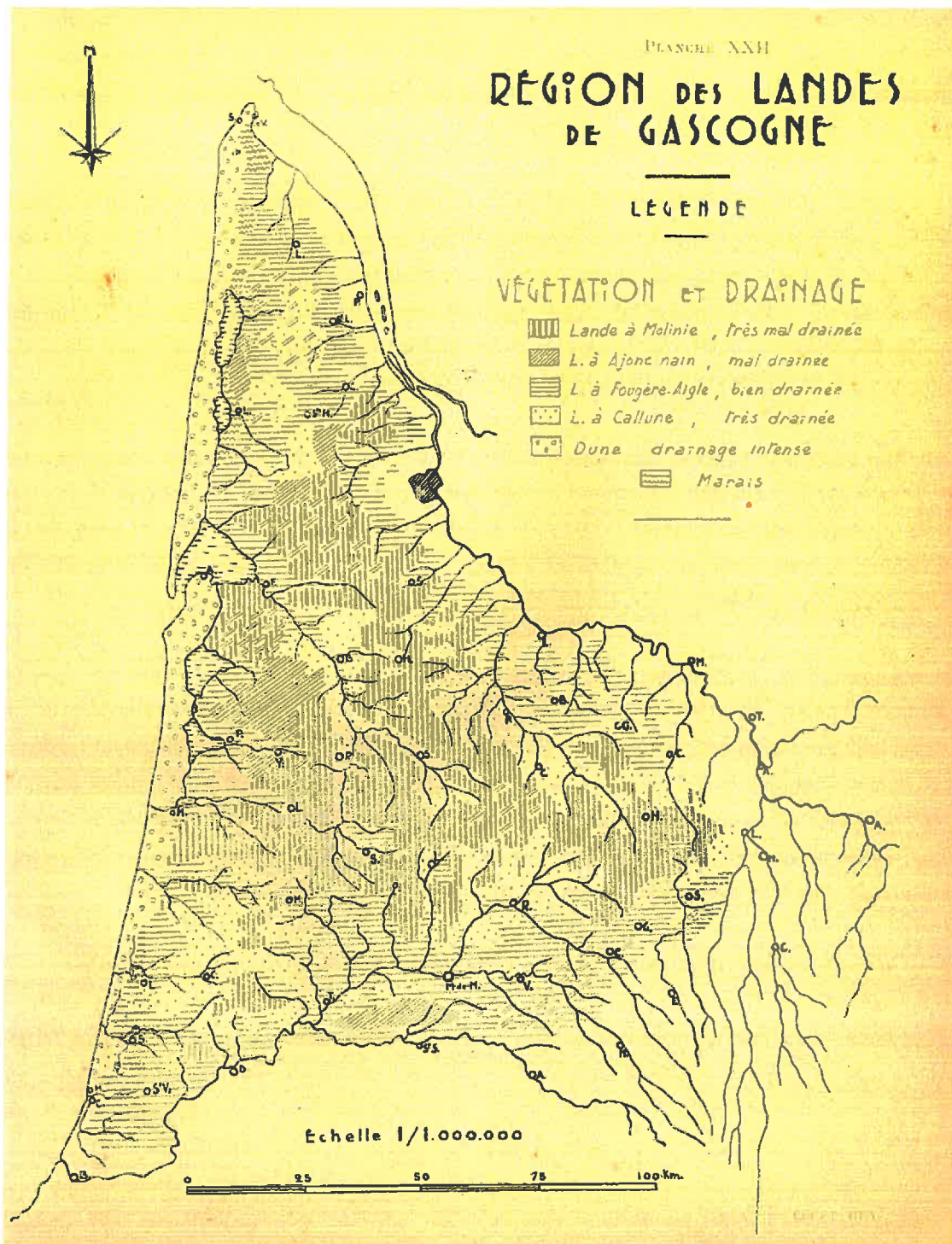


Figure I.11 - Carte de la végétation des Landes de Gascogne (d'après P. Rey, Ministère de l'Agriculture, 1948). Les landes à Molinie - Ajonc nain, à Fougère aigle et à Callune correspondent respectivement aux pédopaysages de lande humide, mésophile et sèche.

Tous ces travaux ont montré que la couverture pédopaysagique du Plateau landais est constituée d'une juxtaposition de terroirs présentant des caractéristiques relativement bien individualisées. Cependant, il est d'usage de regrouper certains terroirs en unités représentatives de niveaux écophysologiques proches et de distinguer ainsi traditionnellement trois types de landes, en fonction du relief général et de l'intensité du drainage : la lande sèche, la lande mésophile et la lande humide. Ces trois principaux types de lande sont définis par des associations végétales caractéristiques, un type de sol dominant ou des associations de sols organisés en toposéquences (Figure I.12).

2.2.1 – La lande sèche (ou xérophile)

Sur les bordures méridionales et occidentales du massif, ainsi qu'en bordure des ruisseaux (Figure I.12), l'enfoncement rapide des axes de drainage vers leurs niveaux de base provoque un rabattement important de la nappe phréatique. On observe alors des étendues de lande sèche où s'individualisent des podzols à horizon éluvial très épais et horizons spodiques meubles (PODZOSOLS MEUBLES). Ces podzols se rencontrent également au sommet des dunes continentales sèches s'élevant à plus de cinq mètres au-dessus du niveau de la nappe phréatique. Dans ces différentes situations, les sols développés en milieu bien drainé ne subissent jamais l'influence de la nappe phréatique. Par conséquent, le processus de podzolisation n'est tributaire que du climat et de la végétation. La Bruyère Callune (*Calluna vulgaris*), la Bruyère cendrée (*Erica cinerea*) et l'Hélianthème faux-alysson (*Helianthemum alyssoides*) de la série du Chêne tauzin (*Quercus pyrenaica*), sont caractéristiques des landes sèches (Figure I.13).

2.2.2 – La lande mésophile

La lande mésophile occupe les versants drainés des moyennes et basses vallées des cours d'eau où la pente de la nappe est comprise entre 2,5 et 6 ‰ (Figure I.12). La forte amplitude de battement de la nappe phréatique crée des alternances de périodes d'humectation et de dessiccation permettant l'individualisation d'un horizon éluvial et favorisant la consolidation des horizons spodiques en alios. Les sols développés dans ces conditions sont qualifiés de PODZOSOLS DURIQUES (podzols humiques à alios et hydromorphie de profondeur). La végétation caractéristique de la lande mésophile est dominée par la Fougère aigle (*Pteridium aquilinum*) et l'Ajonc d'Europe (*Ulex europaeus*) de la série atlantique du Chêne pédonculé (*Quercus robur*) (Figure I.14).

2.2.3 – La lande humide s.l. (ou hygrophile)

La majeure partie du massif landais est occupée par de vastes étendues planes, mal drainées. Dans ces interfluves, le niveau de la nappe évolue lentement et affleure à la surface lors des périodes de forte pluviosité printanière et automnale (Figure I.12). Cette unité pédopaysagique est caractérisée par une végétation dominée par la Molinie (*Molinia caerulea*) (Figure I.15). La présence d'un micro-relief (rides transversales) crée localement des conditions d'hydromorphie contrastées, responsables d'une évolution pédogénétique différente. Ces conditions d'hydromorphie variables (liées à la présence plus ou moins longue de la nappe phréatique au sein des profils) sont à l'origine d'une organisation des sols particulière. Cette organisation est caractérisée par des toposéquences de sols réparties le long des pentes du micro-relief et associées à des espèces végétales indicatrices du niveau d'hydromorphie. On définit ainsi quatre types de lande (lande mésophile, mésohygrophile, humide s.s. et très humide), depuis le sommet des buttes bien drainées jusqu'aux dépressions très humides. Sur ces toposéquences, les sols évoluent alors du PODZOSOL DURIQUE au PODZOSOL HUMIQUE puis au RÉDOXISOL sableux peu humifère (sols hydromorphes à gley) dans les situations les plus humides, où l'omniprésence de la nappe phréatique s'oppose au processus de podzolisation.

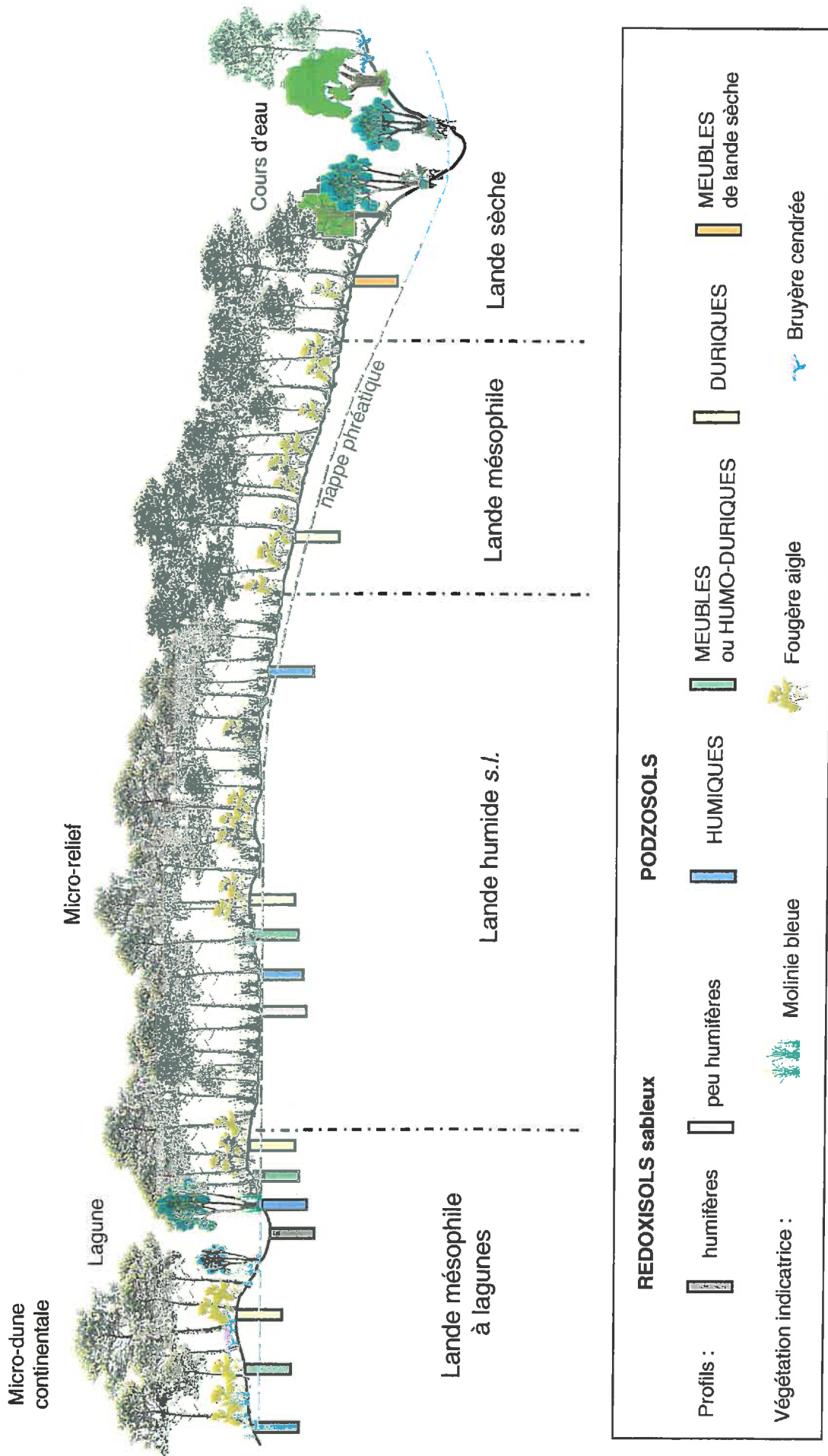


Figure 1.12 - Représentation schématique de l'organisation des principaux pédopaysages des Landes de Gascogne .



Figure I.13 - Paysage de lande sèche



Figure I.14 - Paysage de lande mésophile



Figure I.15 - Paysage de lande humide

Dans certains cas, on observe également des RÉDOXISOLS sableux très humifères. Ces sols se développent à l'emplacement des anciennes lagunes, ou à proximité de lagunes encore fonctionnelles. Hormis des teneurs en matières organiques très différentes dans les horizons superficiels, la morphologie des RÉDOXISOLS peu humifères ou très humifères est relativement semblable : le solum diagnostique est respectivement A/Cg ou Ah/Cg.

Bien que ces associations sol-végétation soient relativement bien caractérisées, l'organisation en toposéquence fait qu'il existe en réalité de nombreux faciès intermédiaires, à l'origine d'une forte variabilité s'exprimant sur de courtes distances. Les travaux de Righi (1977) et Righi et Wilbert (1984) réalisés sur des toposéquences situées dans les Landes du Médoc ont montré cette organisation des sols, que l'on retrouve dans la quasi-totalité des étendues de lande humide du massif landais. Pour illustrer cette organisation des sols, nous avons étudié une toposéquence similaire, dans les Landes Girondines, au sein d'une parcelle forestière de lande humide (site du Bray, Cestas) (Jolivet, 1996).

2.3 – Diversité pédologique à l'échelle d'une toposéquence (site du Bray)

Le site du Bray est constitué d'un peuplement adulte de Pin maritime (*Pinus pinaster* Ait.) de 25 ans, conduit en sylviculture intensive. Il est situé dans une zone de lande humide, avec quelques buttes localisées de lande mésophile. La végétation est celle de la lande humide. La strate arbustive est peu développée, à l'exception des lignes de plantation, en raison du débroussaillage régulier dans les interlignes. Elle est composée de jeunes chênes pédonculés, de bourdaine (*Rhamnus frangula*) et de bruyère à balais (*Erica scoparia*). La strate herbacée est dominée par la Molinie sur la majeure partie de la parcelle, en compagnie de l'ajonc nain (*Ulex minor*) dans les stations les plus humides. Sur les buttes mésophiles mieux drainées, la Fougère Aigle est présente. La toposéquence étudiée est constituée de trois profils, disposés le long de la pente du micro-relief. Le premier profil (Bray1, Figure I.16) se trouve au sommet d'une butte et correspond à un PODZOSOL DURIQUE, le second profil (Bray2, Figure I.17) est situé à mi-pente et correspond à un PODZOSOL HUMO-DURIQUE et le troisième profil (Bray3, Figure I.18) localisé en bas de pente (zone plane), correspond à un PODZOSOL HUMIQUE. Cette séquence de sols est représentative de la différenciation morphologique des sols, qui témoigne d'une évolution pédogénétique plus ou moins poussée, attribuable à l'interaction entre le micro-relief et l'amplitude de battement de la nappe phréatique superficielle. Les caractéristiques analytiques des profils étudiés figurent dans le tableau I.1.

Tableau I.1 - Propriétés analytiques des profils de la toposéquence de la parcelle du Bray : horizons, profondeurs d'apparition et de disparition des horizons, teneur en carbone, densité apparente, rapport C/N, pH eau, capacité d'échange cationique, taux de saturation et granulométrie 5 fractions (μm), teneurs en fer et en aluminium total.

profil	horizon	app (cm)	disp (cm)	C (g.kg^{-1})	N (g.kg^{-1})	C/N	pH	CEC (cmol.kg^{-1})	S/T (%)	Da (g.cm^{-3})	Granulométrie (g.kg^{-1} sol minéral)					Fe total (g.kg^{-1})	Al total (g.kg^{-1})	
											0-2	2-50	50-200	200-500	500-2000			
Bray 1	OF	-2	0	206,78	7,85	26	4,4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	A1	0	15	78,22	2,99	26	4,0	21,4	11	0,94	-	-	-	-	674	138	1,30	5,00
	A2	15	35	31,31	0,85	37	4,2	9,0	11	1,45	-	-	-	-	757	119	1,00	4,20
	E	35	55	2,04	0,07	29	4,4	1,1	13	1,62	-	-	-	-	757	101	0,40	3,80
	BPh	55	70	29,59	0,83	36	4,4	14,4	1	1,77	-	-	-	-	764	110	3,80	12,50
	BPs	70	85	11,51	0,31	37	4,8	5,4	3	1,84	-	-	-	-	786	96	5,10	12,40
	C	85	105	1,79	0,07	26	4,7	1,0	17	-	-	-	-	-	792	129	2,40	7,60
Bray 2	OF	-2	0	180,67	5,71	32	4,3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	A1	0	13	63,01	2,17	29	4,2	16,7	13	1,00	-	-	-	-	750	88	1,60	6,10
	A2	13	20	31,79	0,89	36	4,1	10,7	9	1,55	-	-	-	-	747	96	1,80	4,90
	A/E	20	34	12,03	0,28	43	4,3	3,2	6	1,50	-	-	-	-	759	137	1,00	10,70
	BPh	34	45	51,46	1,64	31	4,3	22,6	1	1,32	-	-	-	-	735	94	4,50	12,90
	BPs	45	70	9,33	0,28	33	4,9	6,4	2	1,81	-	-	-	-	804	122	4,40	10,60
	C	70	90	1,64	0,09	18	5,0	1,0	15	-	-	-	-	-	818	59	3,30	7,50
Bray 3	OF	-2	0	148,64	4,73	31	4,4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	A1	0	13	29,23	1,26	23	4,3	6,0	16	1,30	-	-	-	-	747	116	1,80	9,30
	A2	13	32	13,47	0,61	22	4,2	3,9	9	1,52	-	-	-	-	692	249	2,50	10,70
	A3	32	50	5,3	0,26	20	4,1	2,5	7	1,66	-	-	-	-	726	233	2,60	11,00
	A/BPh	50	60	5,48	0,29	19	4,4	2,8	6	1,63	-	-	-	-	751	216	3,30	11,70
	BPh	60	73	6,25	0,33	19	4,7	2,6	5	1,62	-	-	-	-	741	227	3,50	12,30
	BPs	73	100	5,09	0,21	24	5,0	2,7	5	1,67	-	-	-	-	716	249	4,90	12,50
C	100	120	3,2	0,14	23	5,0	1,4	10	-	-	-	-	-	716	262	4,00	7,40	

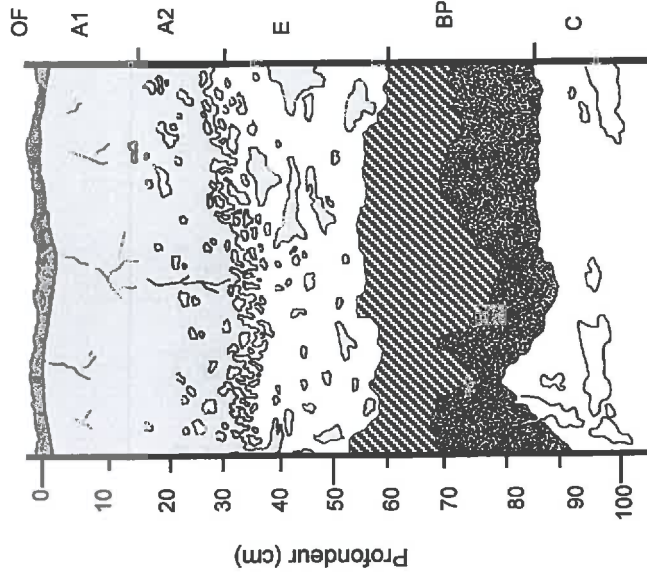
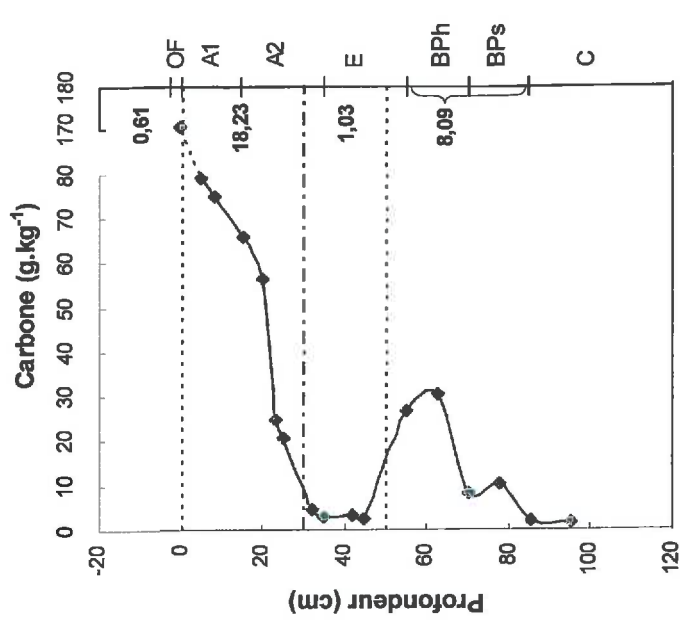
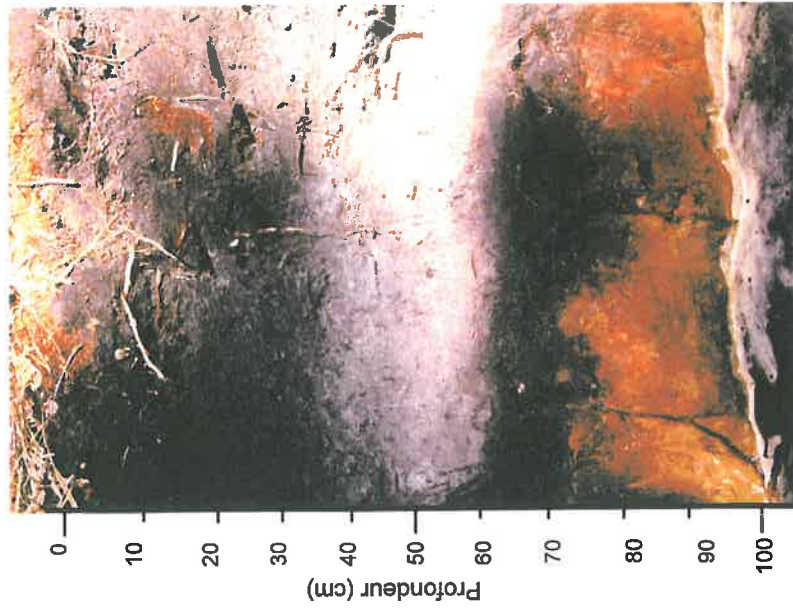
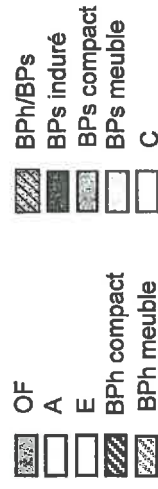


Schéma d'organisation des horizons pédologiques



Distribution verticale des teneurs en carbone organique. Les limites des horizons pédologiques sont reportées sur le second axe des ordonnées. Les stocks de carbone (notés en gras) ont été calculés pour l'horizon OF, les couches 0-30 et 30-50 cm (dont les limites horizontales sont figurées par des lignes tiretées) et pour les horizons spodiques.

Figure 1.16 - Toposéquence du Bray, Profil Bray 1 (PODZOSOL DURIQUE)

2.3.1 – Profil Bray I : *PODZOSOL DURIQUE*

Localisation : parcelle du Bray, Cestas-Pierroton (Gironde) ;

Roche mère : sable des Landes ;

Topographie : sommet d'une butte ;

Végétation : lande mésophile à dominante de Fougère aigle.

Description (Figure I.16) :

OF : 3 cm, horizon hologranique à texture fibreuse, composé de débris végétaux fragmentés provenant de la décomposition de la végétation. Cet horizon est relativement mince, peu structuré et ne possède pas de couche OH. Limite nette et brutale avec l'horizon inférieur.

A1 : 0-15 cm, horizon organo-minéral humifère à texture grossière et structure particulière. Couleur 10YR 2/0, brun gris très foncé. La matière organique est juxtaposée aux grains de sable luisants. Peu de racines. La limite avec l'horizon sous-jacent n'est pas nette, on observe cependant un enracinement différent entre ces deux horizons. Ce caractère pourrait traduire un bouleversement du sol d'origine anthropique lié au débroussaillage.

A2 : 15-35 cm, horizon organo-minéral humifère. Couleur 10YR 2/0, gris foncé. Cet horizon présente globalement les mêmes caractéristiques que le précédent mais possède un aspect pommelé traduisant la présence de "lentilles" d'éluviation. Transition progressive avec l'horizon inférieur sur 10 cm.

E : 35-55 cm, horizon éluvial très appauvri en matière organique à texture grossière et structure particulière. Cet horizon de couleur gris clair, se présente comme un mélange de plages de sable "délavé" très clair (10YR 6/1) et de taches plus sombres d'infiltration de matière organique (10YR 4/2). Transition nette avec l'horizon inférieur sur 2 à 3 cm.

BPh : 55-70 cm, horizon d'accumulation enrichi en matières organiques et en sesquioxydes de fer et d'aluminium, à texture grossière, compact. Couleur 2,5YR 2/0, brun noir. Limite ondulée avec l'horizon inférieur sur 2 à 3 cm.

BPs : 70-85 cm, horizon aliotique d'accumulation enrichi en sesquioxydes de fer et d'aluminium, texture grossière. Couleur 2,5YR 2/2, brun rouille.

C : >85 cm, horizon minéral, à texture grossière, meuble. Couleur 10YR 5/4, brun jaune. Cet horizon diffère de la roche mère (le Sable des Landes) par la présence d'imprégnations ferriques, caractérisées par une couleur jaune.

Dans cette situation on retrouve les conditions et les caractéristiques des sols de la **lande mésophile**. La végétation est dominée par la Fougère aigle. La nappe phréatique évolue en profondeur : son niveau varie entre 40 et 120 cm et permet l'individualisation d'un horizon E et l'induration des horizons spodiques. Ces sols sont qualifiés de **PODZOSOLS DURIQUES** (podzols humiques à alios et hydromorphie de profondeur) dont le solum diagnostique est **O/A/E/BP** induré. Dans ces profils, la distribution verticale des teneurs en carbone est caractéristique des podzols humo-ferrugineux, avec deux maxima (horizon A organo-minéral humifère et horizon BPh d'accumulation) et deux minima (horizon E éluvié et horizon C). Les horizons spodiques sont indurés. Le contraste entre les horizons est très fort et la transition brutale. L'horizon O s'apparente à un moder, bien que l'absence de couche OH puisse s'expliquer par la déstructuration de l'humus lié au passage régulier du rouleau landais pour le débroussaillage. L'horizon A1 est très humifère ($C = 73,80 \text{ g.kg}^{-1}$) avec un C/N élevé (26), une CEC moyenne ($21,4 \text{ cmol+.kg}^{-1}$) et un taux de saturation de 11 %. La teneur en carbone diminue avec la profondeur jusqu'à l'horizon E. Cet horizon cendreau, bien développé, est extrêmement pauvre ($C = 2,36 \text{ g.kg}^{-1}$; $C/N = 29$; $CEC = 1,1 \text{ cmol+.kg}^{-1}$; $S/T = 13 \%$). Les horizons d'accumulation BPh et BPs sont indurés et nettement différenciés. Le BPh brun noir est très humifère ($C = 30,36 \text{ g.kg}^{-1}$) avec un C/N élevé (36), une CEC comparable à celle de l'horizon A ($14,4 \text{ cmol+.kg}^{-1}$) mais avec un taux de saturation extrêmement faible (1 %). L'horizon BPs brun rouille présente des caractéristiques comparables, bien qu'étant moins humifère ($C = 10,31 \text{ g.kg}^{-1}$; $C/N = 37$; $CEC = 5,4 \text{ cmol+.kg}^{-1}$; $S/T = 3 \%$). Ces horizons présentent de fortes concentrations en aluminium, qui témoignent de la migration verticale de cet élément et de son accumulation dans les horizons spodiques. Les teneurs en fer sont également importantes dans ces horizons, en particulier dans le BPs. L'horizon C est pratiquement purement minéral ($C = 1,45 \text{ g.kg}^{-1}$; $C/N = 26$; $CEC = 1,0 \text{ cmol+.kg}^{-1}$; $S/T = 17 \%$).

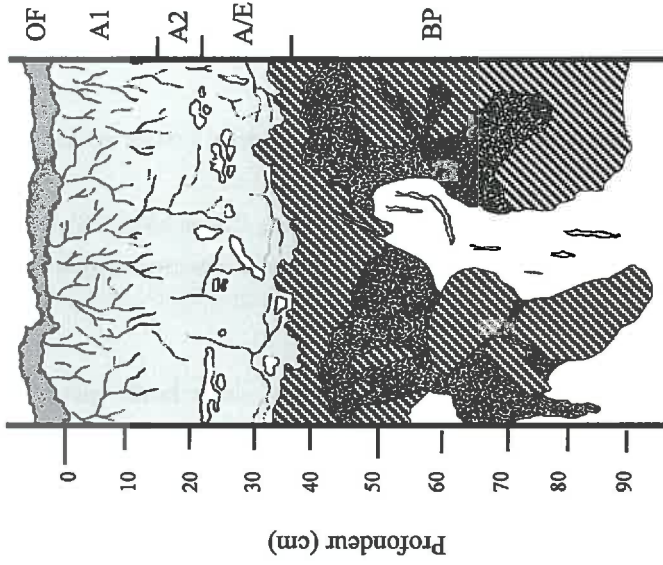
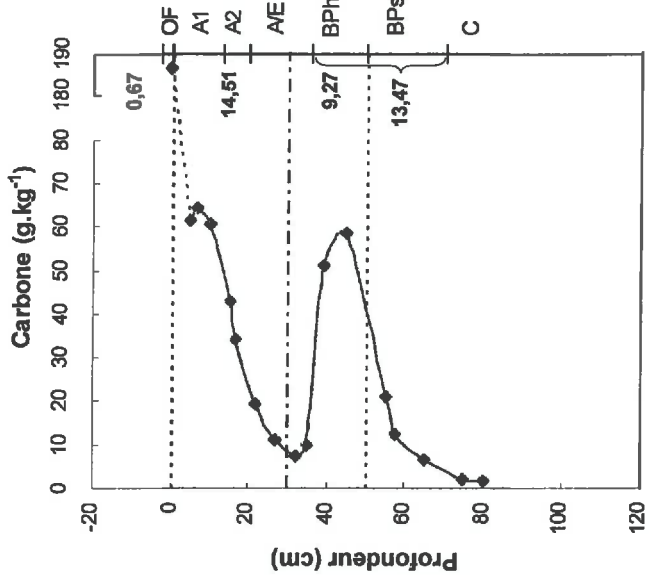


Schéma d'organisation des horizons pédologiques



Distribution verticale des teneurs en carbone organique. Les limites des horizons pédologiques sont reportées sur le second axe des ordonnées. Les stocks de carbone (notés en gras) ont été calculés pour l'horizon OF, les couches 0-30 et 30-50 cm (dont les limites horizontales sont figurées par des lignes tiretées) et pour les horizons spodiques.

Figure 1.17 - Toposéquence du Bray, Profil Bray 2 (PODZOSOL HUMO-DURIQUE)

2.3.2 – Profil Bray2 : PODZOSOL HUMO-DURIQUE

Localisation : parcelle du Bray, Cestas-Pierroton (Gironde);

Roche mère : sable des Landes ;

Topographie : flanc de butte mésophile (mi-pente);

Végétation : lande humide à mésophile, Molinie et Fougère aigle.

Description (Figure I.17) :

OF : 3 cm, horizon holorganique à texture fibreuse, composé de débris végétaux fragmentés provenant de la décomposition de la végétation. Cet horizon est relativement mince, peu structuré et ne possède pas de couche OH. Limite nette et brutale avec l'horizon inférieur.

A1 : 0-13 cm, horizon organo-minéral humifère à texture grossière et structure particulière. Couleur 10YR 2/0, brun gris très foncé. La matière organique est juxtaposée aux grains de sable luisants. Nombreuses racines sans orientation préférentielle. Limite peu nette sur 3 à 4 cm l'horizon A2.

A2 : 13-20 cm, horizon organo-minéral humifère. Couleur 10YR 2/0, brun gris très foncé. Racines moins nombreuses. La différence avec l'horizon supérieur est due à l'absence de bouleversement du sol par le débroussaillage. Transition progressive avec l'horizon inférieur sur 2 à 3 cm.

A/E : 20-34 cm, horizon organo-minéral appauvri en matière organique, texture grossière et structure particulière. Couleur 10YR 2/1, gris foncé. Aspect pommelé traduisant la présence de lentilles d'éluviation. A la base, on observe des racines d'orientation préférentielle horizontale. Limite nette mais ondulée, présentant des digitations avec l'horizon inférieur sur 20 cm environ.

BPh : 34-45 cm, horizon d'accumulation enrichi en matières organiques et en sesquioxydes de fer et d'aluminium, texture grossière, structure massive très compacte. Couleur 2,5YR 2/0, brun noir. Au sommet, couche dense de racines mortes (2-3 cm). Limite inférieure ondulante sur 2 à 3 cm.

BPs : 45-70 cm, horizon d'accumulation enrichi en sesquioxydes de fer et d'aluminium, à texture grossière, induré (alioitique) mais discontinu. Couleur 7,5YR 3/0, brun rouille. Transition ondulée avec l'horizon inférieur.

Cg : >70 cm, horizon minéral, à texture grossière, meuble. Couleur 2,5YR 5/6, jaune. Dans cet horizon on note la présence de traces importantes d'imprégnation ferriques rouille (2,5YR 3/6) en traînées verticales de 2 à 3 cm de large, et un peu plus compactes que la matrice.

Cette situation correspond à la **lande mésohygrophile** qui représente une situation topographique et écologique intermédiaire entre lande humide et lande mésophile. La végétation indicatrice est constituée par des associations à base de Molinie, Fougère Aigle, Ajonc nain et Bruyère à balais. Dans ces conditions, on distingue deux évolutions pédogénétiques différentes. En fonction des conditions de drainage, l'individualisation d'un horizon éluvial (E) ou partiellement éluvié (A/E) est favorisée ou contrariée. De même, les courtes périodes de dessiccation affectant la base du profil conduisent à une induration plus ou moins prononcée de l'horizon spodique qui dans certains cas peut rester meuble. Ces sols sont qualifiés de **PODZOSOLS HUMO-DURIQUES** (podzols humiques hydromorphes sans horizon E à alios) ou de **PODZOSOLS MEUBLES** (podzols humiques hydromorphes à horizon E et BP meuble). Les solums diagnostiques respectifs sont O/A/BP induré et O/A/E/BP meuble, mais il existe de nombreux profils intermédiaires. Le profil **Bray2** correspond à un **PODZOSOL HUMO-DURIQUE** à tendance **DURIQUE**. Dans ce profil le niveau de la nappe phréatique oscille entre 30 et 60 cm. L'horizon A1 est moins humifère que dans le profil Bray1 ($C = 54,42 \text{ g.kg}^{-1}$), avec des caractéristiques proches ($C/N = 29$; $CEC = 16,7 \text{ cmol+.kg}^{-1}$; $S/T = 13 \%$). La teneur en carbone diminue avec la profondeur jusqu'à l'horizon A/E. La limite entre ces deux horizons est très progressive, traduisant un processus d'éluviation moins intense que dans le profil précédent. L'horizon A/E, pommelé, est peu humifère ($C = 11,23 \text{ g.kg}^{-1}$), avec des caractéristiques d'éluviation ($C/N = 43$; $CEC = 3,2 \text{ cmol+.kg}^{-1}$; $S/T = 6 \%$). Bien qu'irrégulière, l'induration des horizons spodiques est importante. Ces horizons ont une structure massive et compacte, mais sont mal différenciés. L'horizon BPh est humifère ($C = 51,46 \text{ g.kg}^{-1}$) avec un rapport C/N (31), une CEC ($22,6 \text{ cmol+.kg}^{-1}$) élevés et un taux de saturation très faible (1 %). Les caractéristiques des horizons BPs et C sont semblables à celles du profil précédent.

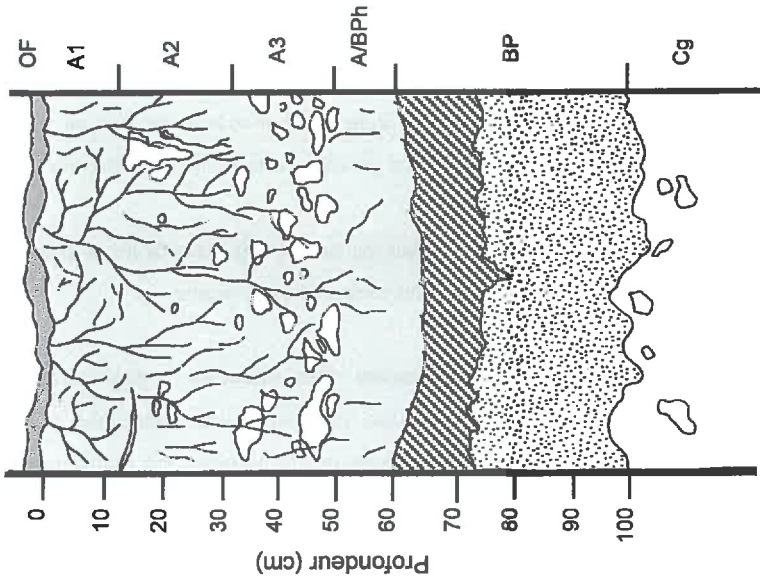
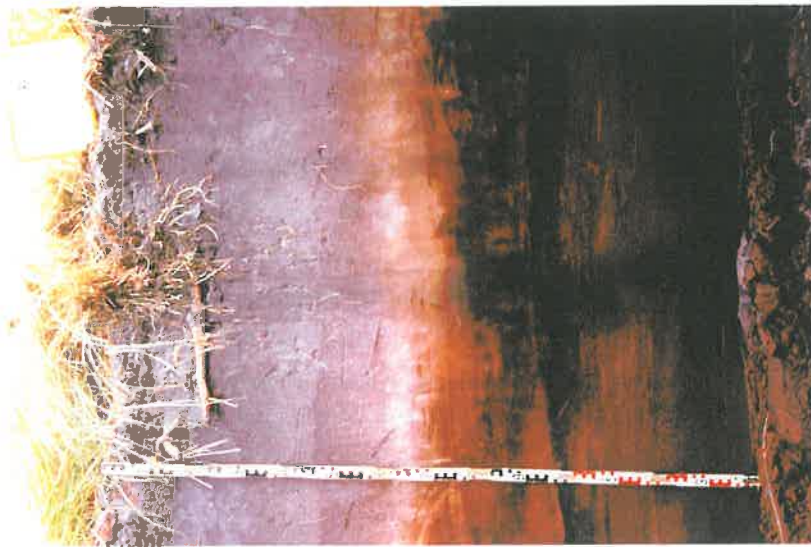
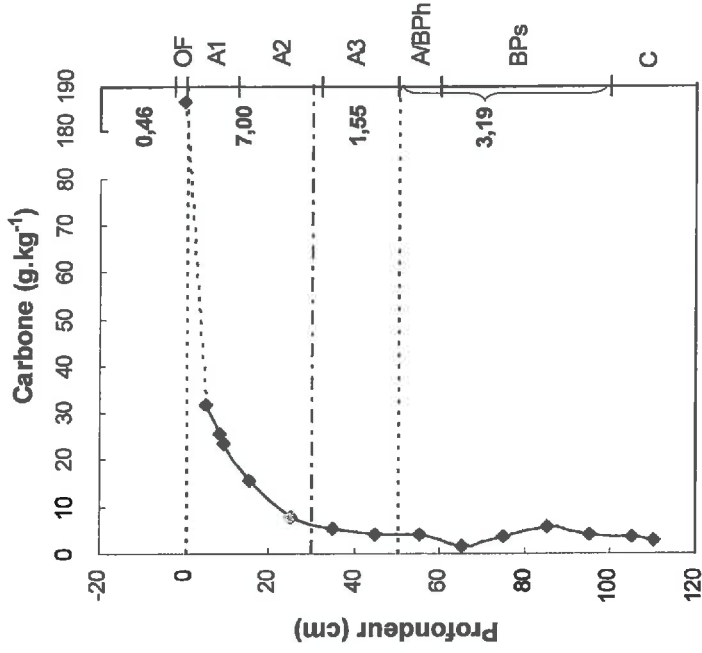
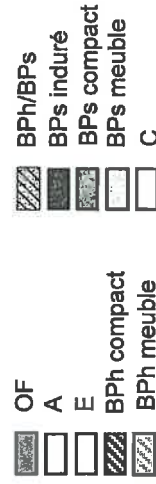


Schéma d'organisation des horizons pédologiques



Distribution verticale des teneurs en carbone organique. Les limites des horizons pédologiques sont reportées sur le second axe des ordonnées. Les stocks de carbone (notés en gras) ont été calculés pour l'horizon OF, les couches 0-30 et 30-50 cm (dont les limites horizontales sont figurées par des lignes tiretées) et les horizons spodiques.

Figure 1.18 : Toposéquence du Bray, Profil Bray 3 (PODZOSOL HUMIQUE)

2.3.3 – Profil Bray3 : PODZOSOL HUMIQUE

Figure I.18

Localisation : Pierroton, Cestas (Gironde) ;

Roche mère : sable des Landes ;

Topographie : bas de pente (zone plane) ;

Végétation : lande humide à dominante de Molinie.

Description :

OF : 2 à 3 cm, horizon hologranique à texture fibreuse, composé de débris végétaux fragmentés provenant de la décomposition de la végétation. Cet horizon est relativement mince, peu structuré et ne possède pas de couches OH. Limite nette et brutale avec l'horizon inférieur.

A1 : 0-13 cm, horizon organo-minéral humifère, à texture grossière et structure particulaire. Couleur 10YR 2/0, brun gris très foncé. La matière organique est juxtaposée aux grains de sable luisants. Nombreuses racines. La limite avec l'horizon sous-jacent est progressive sur 5 cm environ. On observe à la base de cet horizon un liséré de sable blanc, qui pourrait traduire un bouleversement du sol d'origine anthropique lié au débroussaillage.

A2 : 13-32 cm, horizon organo-minéral humifère. Couleur 10YR 2/1, gris foncé. Cet horizon présente globalement les mêmes caractéristiques que le précédent mais possède un aspect un peu pommelé traduisant la présence de lentilles d'éluviation. Nombreuses racines d'orientation préférentielle verticale. Transition très progressive avec l'horizon inférieur sur 15 cm.

A3 : 32-50 cm, horizon organo-minéral humifère. Couleur 10YR 2/1, gris foncé. Dans cet horizon sensiblement identique au précédent, la présence de taches de décoloration est plus accentuée, ce qui montre l'augmentation relative du processus d'éluviation. Transition horizontale avec l'horizon inférieur sur 3 à 4 cm.

A/BPh : 50-60 cm, horizon de transition. Couleur 10YR 2/2, gris foncé. Peu de racines. La transition avec l'horizon inférieur est progressive.

BPh : 60-73 cm, horizon d'accumulation à texture grossière et structure particulaire, meuble. Couleur 5YR 2/2, brun rouille. Absence de racines. La transition avec l'horizon inférieur est brutale, sur 1 cm.

BPs : 73-100 cm, horizon d'accumulation à texture grossière et structure légèrement compacte mais encore meuble. Couleur 5YR 2/1, brun rouille. La limite avec l'horizon inférieur est ondulée sur 10 à 15 cm.

C : >100 cm, horizon minéral à texture grossière et structure particulaire, meuble. Couleur 7,5YR 3/4, brun clair. Diffère de la roche mère (le sable des Landes) par la présence de traces d'illuviation de fer caractérisé par la couleur jaune.

Cette situation correspond à la **lande humide s.s.** dont la végétation caractéristique est composée principalement de Molinie (*Molinia coerulea*), Bourdaine (*Rhamnus frangula*), Bruyère à quatre angles (*Erica tetralix*) et Bruyère ciliée (*Erica ciliaris*). Dans ces conditions, le niveau de la nappe phréatique évolue lentement : elle affleure à la surface lors des périodes de forte pluviosité printanière et automnale et ne descend pas en dessous de 40 cm en été. En s'opposant à la migration verticale des composés organiques, ces conditions d'hydromorphie ne permettent pas l'individualisation d'un horizon éluvial. De plus, les courtes périodes de dessiccation affectant la base du profil s'opposent à l'induration de l'horizon spodique qui reste meuble. Les sols correspondent à des PODZOSOLS HUMIQUES (podzols humiques très hydromorphes à BP meuble). Le solum diagnostique est O/A/BP meuble. Toutefois, les limites entre les horizons sont très progressives et les contrastes faibles, ce qui traduit le faible degré de différenciation de ce profil. L'horizon A1 est moins humifère que dans les sols précédents ($C = 29,23 \text{ g.kg}^{-1}$), avec un rapport C/N (23) et une CEC ($6,0 \text{ cmol+.kg}^{-1}$) plus faibles et un taux de saturation de 16 %. La teneur en carbone diminue avec la profondeur jusqu'à l'horizon A/BPh qui fait la transition avec l'horizon BPh meuble et peu humifère. Fer et aluminium sont répartis de manière homogène dans ce profil, les teneurs augmentant progressivement avec la profondeur.

En dépit d'une apparente uniformité, le paysage landais est formé par un ensemble de terroirs présentant des caractéristiques contrastées, formant des unités de vaste superficie bien que de taille inégale. En effet, les landes humides *s.l.* totalisent environ 70% de la surface du massif forestier landais, les landes mésophiles environ 15 % et les landes sèches environ 10 % (I.F.N., 1991), le reste de la surface étant constitué par de la forêt dunaire littorale. Les landes sèches sont localisées au sommet des dunes continentales et à proximité des cours d'eau, les landes humides au sein de vastes interfluves et les landes mésophiles occupent une position intermédiaire. Cette répartition régionale des pédopaysages apparaît cependant beaucoup plus complexe lorsqu'on examine la répartition des sols à l'intérieur des différentes unités pédopaysagiques ainsi définies. En effet, à l'échelle parcellaire, ces ensembles - et en particulier l'organisation des sols qui les caractérisent - sont le plus souvent très morcelés avec des passages rapides d'un type de sol à l'autre, donnant un aspect de mosaïque très caractéristique. Ceci est particulièrement vrai au sein des grands interfluves de lande humide *s.l.* où l'interaction entre le micro-relief (rides transversales) et la nappe phréatique est à l'origine d'une forte variabilité des sols intervenant sur de très courtes distances sous forme de toposéquences d'hydromorphie croissante. Cette variabilité se traduit au niveau de l'intensité de la podzolisation mais également au niveau de la distribution des matières organiques au sein des profils. Ainsi, à travers l'observation de l'organisation des sols et des facteurs qui sont à l'origine de leur répartition, de leur différenciation et de leurs propriétés analytiques, une troisième caractéristique majeure des sols landais s'affirme de manière évidente : leur **richesse en matière organique**.

3 – La matière organique des sols landais

La matière organique joue un rôle essentiel dans les sols des Landes de Gascogne. Pratiquement seule composante du complexe adsorbant, elle constitue un support essentiel de fertilité et de rétention d'eau du fait des faibles teneurs en colloïdes argileux présents dans ces sols sableux. De plus, elle représente l'un des seuls éléments assurant au sol une certaine cohésion et joue par conséquent un rôle de stabilisateur structural, pouvant limiter par sa présence les phénomènes d'érosion hydrique ou éolienne (Jacquin *et al.*, 1965 ; Juste *et al.*, 1971 ; Juste, 1989).

3.1 – Principes généraux de l'humification

La matière organique fraîche, provenant de l'accumulation de débris végétaux, est constituée de molécules complexes qui se décomposent sous l'action de processus chimiques et biologiques (hydrolyses). Les produits issus de cette décomposition sont ensuite minéralisés en composés solubles ou gazeux, ou utilisés en tant que précurseurs à l'élaboration de molécules humiques (Duchaufour, 1983).

Dans les milieux à forte activité biologique, les précurseurs solubles évoluent très rapidement, par insolubilisation et polycondensation, vers des composés humiques complexes formés essentiellement de noyaux aromatiques (acides fulviques ou AF, acides humiques ou AH, humines néoformées d'insolubilisation) ou de chaînes aliphatiques (humines microbiennes). Un processus plus progressif aboutit à la formation d'humines héritées par transformation des membranes insolubles des constituants végétaux sans passer par une phase soluble. Ce type de composé humique, résistant à la biodégradation, est abondant dans les milieux très acides de type moder ou mor (Duchaufour, 1983 ; Andreux *et al.*, 1984).

Le processus d'humification est complété pour certains composés par une phase de stabilisation lente aboutissant à des produits très résistants à la biodégradation. Cette stabilisation se caractérise par une maturation des composés humiques néoformés selon des processus biochimiques de polymérisation et de dépolymérisation, ainsi qu'au

travers de l'accumulation de matières organiques fraîches et d'humines héritées dans les milieux où la décomposition et l'humification sont réduites (Duchauffour, 1983).

3.2 – Matières organiques et humification dans les podzols landais

Dans le massif forestier des Landes de Gascogne, l'évolution de la matière organique brute est différente en fonction du régime de la nappe phréatique qui affecte le profil. Ainsi, la **nature des constituants organiques** des horizons de surface et de profondeur sépare nettement les différents types de sols (Righi et Wilbert, 1984).

Dans les sols de lande mésophile, la migration vers les horizons spodiques des substances solubles et pseudo-solubles (acides fulviques notamment) laisse dans les horizons A, biologiquement peu actifs, une fraction organique constituée essentiellement d'acides humiques et de fragments végétaux résiduels plus ou moins transformés en bitumes et humines héritées (Righi, 1977). Cette matière organique très stable présente un rapport C/N compris entre 20 et 30. La présence de lipides en quantité importante, inhibant l'activité microbienne, est susceptible d'entretenir et d'accentuer le processus de podzolisation. La plus grande partie de la matière organique est juxtaposée aux grains de sable, favorisant l'érosion hydrique ou éolienne si le sol est mis à nu (Righi et Wilbert, 1984). Les horizons spodiques indurés sont riches en acides fulviques (AF/AH = 4) liés sous forme colloïdale à de grandes quantités d'aluminium et formant des revêtements monomorphes très résistants (Righi, 1977 ; Andreux *et al.*, 1987 ; Righi, 1987).

Dans les sols des landes humides, la minéralisation globale du carbone est plus intense (Jambu et Righi, 1973). L'humification conduit à la formation d'acides humiques et fulviques à caractère peu mature, liés à l'aluminium et au fer sous forme de complexes organo-métalliques (Righi, 1977). Les teneurs en matières organiques résiduelles, humines et lipides sont nettement plus faibles, indices d'une meilleure activité biologique et d'un taux de renouvellement plus élevé. La matière organique générée par une litière où domine la Molinie, possède un rapport C/N plus bas. Elle n'est pas toujours juxtaposée mais peut former un plasma pouvant lier ensemble quelques grains de sable (Righi et Wilbert, 1984), réduisant ainsi les risques d'érosion. Les horizons spodiques meubles, possèdent une matière organique relativement labile qui se présente sous forme d'agrégats dans lesquels les proportions d'acides fulviques et humiques sont équivalentes (Righi, 1977 ; Andreux *et al.*, 1987 ; Righi, 1987).

Les profils de lande sèche sont comparables aux sols de lande mésophile, mais la podzolisation est encore plus accentuée, du fait de l'absence totale d'influence de la nappe phréatique (Wilbert, 1977). La matière organique des horizons superficiels formée essentiellement d'acides humiques présente un rapport C/N très élevé de l'ordre de 40. On observe une réduction de la matière organique non transformée et une augmentation du taux d'humine résiduelle qui semble s'accroître avec le caractère xérique du milieu. Le taux de lipides est également important. Dans ces conditions, la migration différentielle des composés organiques en fonction de leur taille et de leur charge en éléments complexés n'est pas perturbée par les mouvements de la nappe phréatique (Righi et Wilbert, 1984 ; Righi, 1987). Par conséquent, la matière organique des horizons spodiques meubles est essentiellement composée d'acides fulviques.

D'un point de vue **quantitatif**, les sols de lande humide et mésophile sont globalement plus riches en matière organique que les sols de lande sèche (Juste, 1989). Ceci est essentiellement dû à une différence importante de productivité végétale. En effet, les landes sèches sont sujettes à des déficits hydriques sensibles en période estivale, et la végétation xérophile adaptée présente une faible productivité générant une matière organique peu abondante. A l'inverse, les landes humides et mésophiles bien alimentées en eau, possèdent une végétation plus productive à l'origine

de plus grandes quantités de résidus organiques. Entre ces deux derniers pôles écologiques, la lande mésophile présente les plus forts taux de matières organiques, du fait de la minéralisation plus intense affectant les sols de lande humide (Righi et Wilbert, 1984).

3.3 – Podzolisation, humification et régime hydrique du sol

Sous l'influence de la nappe phréatique, les sols des Landes de Gascogne se différencient nettement tant au niveau du développement morphologique des profils qu'à celui des processus d'altération de la roche mère. En effet, la différenciation morphologique des sols est étroitement liée au degré d'évolution du processus de podzolisation qui est essentiellement contrôlé par le régime hydrique affectant le massif et qui se traduit au travers d'un mode d'humification très différent (Righi, 1977).

La nappe phréatique est à l'origine de pédoclimats différents qui interviennent sur le niveau d'activité biologique des profils et sur les processus de l'humification. Elle est l'agent de transport des substances mobiles et favorise les mouvements verticaux des composés organo-métalliques ainsi que leur départ vers les horizons spodiques, dans les sols des landes mésophiles où le battement saisonnier de la nappe est important ; au contraire, elle s'oppose à cet entraînement dans les sols hydromorphes ne s'asséchant pas en été. En définitive, l'action de la nappe favorise la podzolisation dans les zones les plus sèches où se développent les podzols les plus évolués, et la freine dans les zones humides où l'on trouve les sols les moins différenciés (Righi, 1977).

4 – Conclusion

Les Landes de Gascogne forment une grande plaine sableuse qui tire son originalité et son identité de trois caractéristiques essentielles. La première caractéristique des landes tient en grande partie à l'uniformité de la nappe de sable qui recouvre la totalité de son territoire. Cette nappe de sable est issue du remaniement et de l'épandage par le vent, à la fin de la dernière période glaciaire, des matériaux détritiques accumulés par les fleuves au centre du bassin aquitain. La deuxième caractéristique majeure de cette région lui vient de l'eau, omniprésente du fait de la faible compétence d'un réseau hydrographique peu développé. L'eau est le principal élément responsable de la répartition des paysages et de la différenciation des sols landais. Sous l'influence des fluctuations de la nappe phréatique superficielle, du relief général et d'un micro-relief qui s'exprime principalement au sein des interfluves mal drainés, les sols sont associés à un type de végétation spécifique dont la répartition s'organise en pédopaysages caractéristiques. Les sols sont des podzols, pauvres en minéraux altérables mais riches en matières organiques. Cette richesse des sols en matière organique constitue la troisième caractéristique importante des Landes de Gascogne, puisqu'elle constitue, pratiquement, le seul élément capable d'assurer au sol une certaine cohésion, ainsi qu'un support de rétention d'eau et de fertilité en l'absence quasi complète de fraction argilo-limoneuse.

L'historique de l'occupation du sol des Landes de Gascogne montre une évolution rapide marquée par le passage successif d'une forêt primitive mixte et ouverte à une lande rase pastorale et, depuis le milieu du XIX^e siècle, à une forêt monospécifique artificielle, avec cependant comme fil conducteur tout au long de cette histoire, la présence indigène du Pin maritime. Bien que pratiquée depuis très longtemps dans le massif landais, la sylviculture du Pin maritime a connu récemment une importante évolution des techniques de conduite des peuplements, regroupées actuellement sous le terme de ligniculture, et faisant référence à des méthodes

intensives. Depuis peu, l'introduction de la culture du maïs est à l'origine d'un nouveau changement d'occupation du sol, accompagné également, comme dans le cadre de la sylviculture moderne, de pratiques culturelles intensives.

L'intensification de la sylviculture consiste en l'utilisation de techniques inspirées de l'agriculture (labour, drainage, fertilisation), au contrôle de la végétation du sous-bois (débroussaillage mécanique ou chimique) et à l'accélération des rotations. De même, la culture intensive du maïs correspond à un travail du sol répété, à des apports importants de fertilisants (NPK) ainsi qu'à une irrigation quasi-continue pendant la période de végétation. Cette intensification des pratiques sylvicoles et agricoles, généralisée sur l'ensemble du massif landais, est-elle compatible avec un impératif de développement durable et avec le maintien de la fertilité des sols à long terme ? Compte tenu de la pauvreté naturelle des sols et de l'absence de protection physique de la matière organique, unique support de fertilité, du fait de la texture sableuse des sols, cette question se pose de manière cruciale. Elle revêt, en outre, une importance capitale, d'un point de vue environnemental comme d'un point de vue économique, car elle est pertinente pour huit cent mille hectares de forêt et près de cent mille hectares de maïs en Aquitaine.

Dans le chapitre suivant, nous aborderons en détail les conséquences possibles de cette évolution des pratiques, sur les composantes sensibles des sols, dont en particulier la matière organique, avant de présenter la démarche élaborée pour tenter d'apporter des éléments de réponse à la question d'une gestion durable des composantes biologiques et organiques des sols dans le cadre de la sylviculture et de l'agriculture landaise.

Chapitre II : Problématique et démarche

Les Landes de Gascogne forment une unité géomorphologique dans laquelle l'intervention humaine a depuis longtemps modelé le paysage. Le drainage des landes rases marécageuses puis l'implantation de la pinède ont amené de profondes modifications de cet écosystème, et conduit à la formation d'un massif forestier de première importance. L'observation des sols landais a montré leur texture presque exclusivement sableuse, leur pauvreté naturelle en éléments minéraux échangeables mais également leur richesse en matières organiques, en dépit de propriétés minérales défavorables à une protection physique efficace de la matière organique contre les différents processus de dégradation.

Malgré la faible fertilité naturelle des sols, la forêt de Pin maritime des Landes de Gascogne est un exemple d'écosystème forestier artificialisé très productif. L'utilisation de méthodes d'intensification inspirées de l'agriculture (labour, drainage, fertilisation) a permis de multiplier la productivité par 2,5 durant le dernier quart de siècle (de 4,8 à 12 m³.ha⁻¹.an⁻¹). La plantation de variétés sélectionnées pourrait encore accroître de près de 50 % la croissance annuelle en volume des arbres dans les prochaines décennies (Arbez, 1996 ; Loustau *et al.*, 1997). Face à l'apparition de scénarios sylvicoles de plus en plus intensifs, impliquant une pression accrue sur les sols forestiers (interventions mécaniques, augmentation de la productivité forestière et raccourcissement des rotations), la question du maintien à long terme de la fertilité et de la qualité des sols se pose aujourd'hui de manière cruciale.

Depuis quelques décennies, la déforestation et le développement de la monoculture de maïs sont à l'origine d'un nouveau changement d'occupation du sol. Comme le laissent pressentir les effets de la sylviculture moderne sur les sols, l'introduction de la monoculture de maïs et de ses corollaires (travail du sol, fertilisation, irrigation) est également synonyme de bouleversements importants des équilibres biogéochimiques et d'une évolution rapide de certaines propriétés ou composantes des sols, susceptibles d'avoir à moyen ou long terme des conséquences préjudiciables pour le maintien de la fertilité et de la qualité des sols et de compromettre une gestion durable des ressources du sol.

Ces deux modes d'occupation du sol, pourtant très différents, soulèvent une problématique commune dont les conséquences sont fondamentales en termes environnemental et économique. La question du maintien de la qualité des sols landais, face à une intensification croissante des pratiques de gestion sylvicole ou agricole, revêt une importance capitale pour assurer la pérennité des multiples fonctions du sol. Parmi les composantes des sols susceptibles d'être affectées par une intensification des pratiques de gestion dans ce milieu, la matière organique est certainement la plus sensible et la première concernée. Elle représente en effet dans ces sols sableux, l'un des principaux facteurs de fertilité

et de qualité du sol. Son rôle essentiel en terme de fonctionnement chimique et physique du sol, compte tenu des très faibles teneurs en minéraux argileux, ainsi que son rôle dans le cycle global du carbone, en font l'un des constituants majeurs de ces sols. Un changement d'occupation brutal du sol tel que la déforestation et la mise en culture, mais également l'accélération des rotations sylvicoles et de la fréquence des coupes rases, sont susceptibles de modifier sensiblement les stocks et la distribution des matières organiques, abondantes en sol forestier.

Dans ce chapitre, nous aborderons dans un premier temps les conséquences possibles de l'évolution des pratiques de gestion sylvicole et de l'introduction de la monoculture de maïs, sur les propriétés des sols, en insistant plus particulièrement sur la matière organique. Par la suite, nous présenterons les différents indicateurs et les différentes techniques généralement utilisés pour étudier l'évolution de ce compartiment des sols. Enfin, dans une dernière partie, nous exposerons la démarche que nous avons élaborée pour tenter d'apporter des éléments de réponse à la question d'une gestion durable du patrimoine organique des sols landais.

1 – Gestion durable et occupation du sol

L'évolution des propriétés du sol sous l'effet de changements d'usages peuvent se produire très rapidement, en quelques dizaines d'années dans le cadre des pratiques de gestion des forêts, voire en quelques années seulement dans le cadre des activités agricoles. Cette transformation des milieux peut être à l'origine de profonds déséquilibres affectant l'ensemble des propriétés et des fonctions des écosystèmes et qui se répercutent de manière directe ou indirecte à l'ensemble des compartiments. L'ensemble des propriétés et des fonctions des sols peut être affecté, au point que les conséquences de ces transformations puissent remettre en question le caractère durable d'une telle gestion.

1.1 – La sylviculture du Pin maritime et ses conséquences sur les sols

La durabilité des écosystèmes forestiers repose sur un équilibre dynamique impliquant un processus de recyclage permanent des éléments nutritifs entre la végétation et le sol. La perturbation du cycle naturel des éléments, consécutive au développement des pratiques sylvicoles, est susceptible d'entraîner des modifications de certaines propriétés du sol ainsi que des pertes en éléments nutritifs. L'impact de ces modifications et de ces pertes sur la durabilité des peuplements forestiers dépend en grande partie de l'ampleur de ces perturbations et de la capacité de régénération de l'écosystème (Pritchett et Fisher, 1987).

La gestion durable des forêts n'est pas une notion récente. En effet, le souci de maintenir le niveau de fertilité des sols forestiers préoccupait déjà Grandeau, Sabatier ou Henry dès la fin du XIX^e siècle. Ce paramètre n'a pourtant que rarement été pris en compte, vraisemblablement en raison de la frugalité légendaire des peuplements forestiers, de la longévité et la rusticité des essences et de l'exploitation extensive de la ressource (Ranger, 1996). Cependant, l'intensification de la sylviculture a récemment conduit de nombreux pays à se poser la question du caractère durable d'une telle gestion (Conférence de Strasbourg, 1991 ; Conférence d'Helsinki, 1993 ; F.A.O, 1995 ; I.N.R.A., 1996 ; O.E.C.D., 1997 ; Conférence de Lisbonne, 1998). Ainsi des travaux ont été menés aux États-Unis (Edwards et Ross-Todd, 1983 ; Mroz *et al.*, 1985 ; Johnson *et al.*, 1991a ; Johnson *et al.*, 1991b), au Canada (Munson *et al.*, 1993 ; Schmidt *et al.*, 1996 ; Pennock et Van Kessel, 1997a), en Nouvelle Zélande (Hunter et Smith, 1996), en Australie (Evans, 1976 ; Nambiar, 1996) et en Europe (Ranger et Bonneau, 1984 ; Ranger *et al.*, 1996). Tous ces travaux montrent que la succession de plantations forestières conduites de manière intensive peut entraîner une perte plus ou

moins rapide de la fertilité des sols. Cette évolution est d'autant plus prononcée que les pertes minérales (demande à l'écosystème) liées à la récolte, au drainage et à l'érosion sont fortes et que les restitutions par fertilisation sont faibles.

Dans un souci de gestion durable des ressources minérales et organiques du sol à l'échelle du massif landais, un certain nombre de travaux a déjà été réalisé ou est en cours de réalisation (ARBORA, 1997). Une partie de ces travaux a récemment fait l'objet d'une revue bibliographique qui fait le point sur l'état des connaissances actuelles concernant la diversité et le fonctionnement des sols landais, et les conséquences de la sylviculture intensive du Pin maritime sur la fertilité des sols (Trichet *et al.*, 1999). Cette revue souligne également les nombreux points où subsistent des interrogations, en particulier concernant l'impact sur les sols des différentes opérations sylvicoles. Les considérations concernant la coupe rase, la fertilisation à l'installation du nouveau peuplement, l'entretien des plantations et la gestion de la strate basse, développées dans les paragraphes suivants sont, pour l'essentiel, issues de cette synthèse bibliographique.

1.1.1 – Coupe rase et préparation du terrain

La coupe rase est l'étape de la vie d'un peuplement où la perte d'éléments minéraux et organiques est susceptible d'être la plus importante. En effet, au moment de la coupe rase, le sol de la parcelle forestière est fortement perturbé par l'abattage, le débardage, le broyage et l'enfouissement des résidus d'exploitation, le dessouchage et le labour. Ces multiples opérations entraînent un profond remaniement des caractéristiques physico-chimiques du sol et du fonctionnement des cycles biogéochimiques (Johnson *et al.*, 1991b), susceptible de provoquer une activation brutale de la minéralisation des stocks de matières organiques accumulés tout au long de la révolution.

Au moment de la coupe, environ 80 % de la biomasse aérienne est exporté hors du système par la récolte des troncs (estimation pour un peuplement de Pin maritime de 25 ans, (Porté, 1999)). Les résidus d'exploitation (houppiers, racines) et la végétation du sous-bois sont généralement broyés puis enfouis dans le sol et contribuent ainsi au recyclage des éléments minéraux. Après la coupe, le terrain est généralement laissé en friche pendant 2 ou 3 ans, avant d'être replanté, afin d'éviter les risques d'attaque des jeunes plants par l'hylobe (*Hylobius abietis* L.), ravageur endémique des peuplements résineux, qui trouve dans les souches laissées après la coupe rase, les conditions idéales de son développement. Compte tenu de la texture sableuse et filtrante des sols landais, le risque de perte de minéraux par lessivage est réel si les minéraux ne sont pas remobilisés par la strate herbacée et par conséquent réintégrés dans la phase biologique du cycle biogéochimique (Bormann et Likens, 1979). La forte vigueur de la strate herbacée qui se développe dans les années suivant la coupe rase peut constituer un facteur limitant ces pertes minérales. Toutefois, cet effet est réduit par la pratique du débroussaillage réalisé pour éviter un développement trop important de la végétation.

La préparation du terrain pour la nouvelle plantation se fait en plusieurs étapes. La végétation basse qui s'est développée après la coupe est broyée mécaniquement. Dans certains cas, un dessouchage est réalisé pour accélérer l'installation du peuplement tout en limitant l'infestation par l'hylobe. Le terrain est ensuite préparé soit par un labour d'automne en plein ou à moitié, sur une profondeur de 25 à 50 cm (charrue forestière), soit par d'autres techniques (houes rotatives, train d'outils) qui réalisent un travail uniquement sur la ligne de plantation (Chaperon, 1989).

Les connaissances concernant l'impact du travail du sol sur le bilan minéral et organique d'une culture du Pin maritime dans les Landes sont assez succinctes. Cependant, l'activation des flux de minéraux liée à l'afflux de matière organique fraîche et au remaniement des horizons superficiels (activation de la minéralisation et modifications des

caractéristiques physico-chimiques) a déjà été observée dans d'autres milieux. Bormann et Likens (1979), Covington (1981), Johnson *et al.* (1991a et b) et Pennock et Van Kessel (1997a) montrent une diminution des teneurs en matières organiques de l'horizon O, une redistribution des matières organiques dans le sol, susceptible de modifier leur taux de décomposition, ainsi qu'une réduction de la CEC et du pH du sol lors de la coupe. Dans un contexte similaire, Schmidt *et al.* (1996) ont mis en évidence une diminution des teneurs en azote minéralisable et en phosphore assimilable, liée à la préparation mécanique du sol. Toutefois, de tels effets ne sont pas toujours observés. Ainsi, Hendrickson *et al.* (1989) ne constatent pas de diminution des stocks de carbone de l'horizon O avec la coupe rase. Mattson et Swank (1989) enregistrent même une augmentation de ces stocks consécutive à la coupe rase. Ces auteurs considèrent que les changements observés dans les stocks de matière organique du sol dépendent du type d'écosystème et de l'intensité de la perturbation provoquée au sol par la coupe rase (importance de la mécanisation et de l'exportation des matériaux de coupe). Pennock et van Kessel (1997a) observent ainsi que la réduction des stocks de carbone liée à la coupe rase varie en fonction de la texture du sol, les pertes les plus importantes étant mesurées dans les sols de texture sableuse.

1.1.2 – Fertilisation à l'installation des peuplements

A l'installation, entre 80 et 120 kg de P₂O₅ sont apportés par hectare. Cette fertilisation permet de compenser la faible disponibilité en phosphore des sols landais et d'obtenir des gains de production importants (Guinaudeau *et al.*, 1963 ; Gelpe et Guinaudeau, 1974 ; Chaperon, 1990 ; Trichet *et al.*, 1999). L'influence de cette fertilisation systématique sur le devenir de la matière organique à l'interface sol - végétation a été étudiée par Brossard (1986). La comparaison de trois situations (aucune intervention sylviculturale et semis naturel, ligniculture et ligniculture fertilisée) sur des peuplements de 19 à 26 ans, montre que la fertilisation accroît le stock de matières organiques de l'humus et de l'horizon A, par rapport aux deux autres situations. Cet accroissement est lié à une augmentation des restitutions végétales au sol par une amélioration de la production végétale. La caractérisation chimique des litières semble également indiquer une augmentation d'activité microbienne lorsque la fertilisation est pratiquée. Toutefois, Nys *et al.* (1995) ne constatent pas d'augmentation de biomasse ni des concentrations minérales dans la litière des placettes fertilisées d'un peuplement plus âgé (38 ans).

D'un point de vue qualitatif, Jambu *et al.* (1987 ; 1991 ; 1993) et Amblès *et al.* (1989 ; 1990 ; 1993 ; 1994) ont étudié l'influence d'apport d'engrais minéraux (NPK) sur l'évolution des lipides naturels des sols landais. L'apport de phosphore stimule la biodégradation ou la biotransformation de certains composés lipidiques naturels pouvant inhiber l'activité microbienne du sol (hydrocarbures à longue chaîne, acides gras, stérols, cétones). Ceci se traduit par une accélération du turn-over des lipides naturels du sol et par des remaniements dans leur composition. Il apparaît donc que tout apport de fertilisant qui n'accroît pas l'acidité du milieu, stimule les synthèses microbiennes du sol.

La fertilisation phosphatée, aux doses actuellement appliquées, permet donc d'améliorer la fertilité en phosphore des sols landais, au moins pendant la première partie de la rotation du Pin maritime. En ce qui concerne les effets sur l'environnement, la faiblesse des doses, alliée au caractère peu mobile du phosphore, rend très peu probable les risques de pollution des nappes. Une étude récente montre en effet, que le flux de phosphore total mesuré à l'exutoire d'un bassin versant forestier est faible, de l'ordre de 0,16 kg.ha⁻¹.an⁻¹ (Beuffe *et al.*, 1998).

1.1.3 – Entretien des plantations et gestion de la strate basse

La faible fermeture du couvert des peuplements de Pins maritimes, favorise le développement d'une strate herbacée très vigoureuse qui entre en compétition avec les arbres dans le partage des ressources limitantes du milieu (eau et éléments minéraux) et immobilise un stock d'azote, de phosphore et de potassium significatif (Trichet *et al.*, 1996 ; Loustau *et al.*, 1997). Un sous bois de Molinie représente ainsi près de 18 tonnes de matière sèche par hectare, soit environ 200 kg d'azote et 13 kg de phosphore par hectare (Trichet *et al.*, 1996) L'entretien mécanique (rouleau landais) ou chimique des plantations, n'est donc pas sans conséquences sur le bilan minéral du sol. La suppression totale ou partielle de la végétation restitue des éléments minéraux disponibles pouvant être utilisés par les arbres et améliorer en particulier leur nutrition azotée (Loustau *et al.*, 1997).

Le passage du rouleau landais détruit mécaniquement les parties aériennes, sans détruire totalement les parties racinaires : la strate basse est seulement affaiblie. L'emploi des herbicides systémiques entraîne par contre une destruction complète (partie aérienne et racinaire) de la végétation. Ces entretiens peuvent provoquer des substitutions de flore (Dreyfus, 1984 ; Trichet *et al.*, 1987 ; GERE, 1990), qui peuvent être à l'origine d'une évolution de la qualité des humus forestiers (modification des apports de matière organique fraîche en quantité mais surtout en qualité). Dans le contexte landais, Bazelaire (1997), ne met pas en évidence de substitutions de flore durables, suite à des traitements herbicides, mais montre qu'un effet du travail mécanique du sol peut entraîner une augmentation momentanée de la diversité végétale. Saint-Didier (1976) montre à l'inverse qu'un débroussaillage répété peut rendre difficile la régénération des Ericacées et diminue l'abondance et la diversité floristique de la lande. La diminution du couvert végétal peut également entraîner un affaiblissement de l'ancrage mécanique des arbres ainsi qu'une augmentation des pertes d'éléments minéraux par entraînement en période de fortes pluies (Loustau *et al.*, 1997).

1.1.4 – Sylviculture du Pin maritime et acidification des sols

La sylviculture du Pin maritime soulève le problème d'une acidification possible des sols. Cette évolution correspond à une perte de la capacité du sol à neutraliser les acides (Vaas Breemen *et al.*, 1983) qui peut se traduire par une baisse du pH et une désaturation progressive du complexe d'échange cationique lorsque les apports naturels (dépôts atmosphériques, altération, minéralisation) ou anthropiques (fertilisation, amendements) ne suffisent pas à compenser les pertes par exportation. Ces différents processus conduisant à une acidification du sol ont été observés et étudiés sur des peuplements forestiers, en particulier lors de l'implantation de conifères (Nys et Ranger, 1985 ; Ranger et Nys, 1994 ; Dambrine *et al.*, 1998). Dans le contexte landais, les conditions conduisant vers une acidification des sols sont réunies : pauvreté des sols (podzols développés sur une roche mère siliceuse très pauvre en éléments échangeables), présence d'une espèce résineuse acidifiante en peuplements monospécifiques (Pin maritime), évolution actuelle des modes de gestion des peuplements forestiers vers une augmentation des exportations (raccourcissement des rotations, plantation d'arbres sélectionnés pour leur vigueur et leur croissance rapide). Actuellement, il n'a pas été constaté de baisse de pH consécutive à la culture de Pin maritime, ce qui ne signifie pas pour autant que l'acidification ne soit pas réelle. Seul un bilan de la dynamique des flux de minéraux entrants et sortants (en particulier pour les cations) de l'écosystème permettra de diagnostiquer une éventuelle acidification des sols landais.

1.1.5 – Bilan de l'évolution des stocks minéraux et organiques du sol

Les connaissances sur la quantité, la qualité et la vitesse de renouvellement des stocks de matière organique sous l'action de la sylviculture sont encore limitées dans le contexte landais et ne permettent pas actuellement de déboucher sur des bilans quantitatifs concernant l'impact de la ligniculture d'une manière générale, ou des différentes opérations sylviculturales. Cependant, à partir des connaissances déjà acquises sur le fonctionnement de la forêt landaise, il est possible d'apporter quelques éléments de réponse quant au caractère durable de la sylviculture du Pin maritime, à travers le bilan de certains éléments minéraux.

- L'absence de renouvellement de l'**azote** par fertilisation et la faible recharge par la nappe phréatique et les dépôts atmosphériques, laisse entrevoir un appauvrissement progressif des réserves azotées au fur et à mesure des rotations. Cependant, le manque de connaissances sur le comportement des matières organiques du sol qui est une clef de la compréhension de l'évolution de la fertilité, rend difficile l'établissement d'un diagnostic fiable sur le maintien de la fertilité azotée des sols landais.
- Les connaissances actuelles concernant la dynamique d'évolution du **phosphore** dans ces sols sont encore lacunaires, ce qui ne facilite pas la compréhension des mécanismes d'action de cet élément. Cependant, les essais de fertilisation phosphatée installés sur le massif landais semblent indiquer que les quantités de phosphore apportées à chaque rotation, lors de l'installation d'un nouveau peuplement de Pin maritime, sont suffisantes pour maintenir le faible niveau initial de fertilité des sols.
- Le cycle biogéochimique et le niveau des stocks de **potassium**, de **calcium** et de **magnésium** dans les sols landais ne sont pas complètement connus à l'heure actuelle, ce qui rend notamment difficile l'établissement d'un diagnostic sur une éventuelle acidification des sols, souvent observée sous culture de résineux. En règle générale, ces éléments ne sont pas apportés par la fertilisation car ils ne semblent pas constituer des facteurs limitants principaux de la croissance des pins maritimes.

L'impact sur les sols des différentes opérations sylvicoles pratiquées dans le cadre de la ligniculture du Pin maritime n'est pas encore parfaitement connu. Si l'éventualité d'une acidification progressive des sols n'a pas encore été démontrée, l'effet d'une intensification des pratiques de gestion de la strate basse pourrait avoir des conséquences variées, liées à une réduction de l'abondance et de la diversité floristique du sous bois : conséquences positives en réduisant la compétition vis à vis de l'eau et des éléments minéraux et conséquences négatives sur la rétention biologique des éléments minéraux facilement mobilisables. De toutes les modifications probables de l'itinéraire technique sylvicole du Pin maritime, le raccourcissement des révolutions est sans doute le point le plus délicat à prendre en compte dans le raisonnement de la gestion des sols landais. En effet, l'augmentation des fréquences des prélèvements minéraux et organiques, et surtout les très fortes perturbations du sol liées à la coupe rase, sont susceptibles de provoquer d'importants changements affectant les composantes organiques et minérales des sols et, par voie de conséquence, la fertilité et la qualité des sols forestiers landais.

1.2 – La monoculture du maïs et ses conséquences sur les sols

Un récent rapport des Nations Unies estimait qu'en 1992, environ 38 % des terres agricoles mondiales était dégradé ou en voie de dégradation, sous l'effet des actions humaines (Oldeman, 1992). La dégradation des terres

agricoles recouvre de nombreux aspects (pollution, érosion, salinisation, réduction de fertilité, etc.) qui concernent l'ensemble des propriétés physiques, chimiques et biologiques des sols. Parmi ces différents aspects, la perte de fertilité engendrée par une diminution du compartiment organique des sols revêt une importance capitale, du fait de l'implication de cet élément dans le fonctionnement de nombreux cycles naturels, et de sa participation à l'évolution du taux de CO₂ atmosphérique (Flach *et al.*, 1997 ; Lal, 1997 ; Paustian *et al.*, 1997a ; Batjes, 1999). Ainsi de nombreux travaux ont mis en évidence que la mise en culture d'écosystèmes naturels s'accompagnait généralement d'une perte nette de carbone pour le sol (Nye et Greenland, 1964 ; Mann, 1986 ; Arrouays et Pelissier, 1994 ; Ellert et Gregorich, 1996). En s'appuyant sur les résultats d'essais agronomiques de longue durée à travers le monde, Reeves (1997) a montré que le climat, le type de sol et l'intensité des pratiques agricoles influent de manière très significative sur le taux et l'ampleur de la diminution des stocks de carbone organique dans les sols.

Face à cette évolution constatée dans de nombreux pays [Batjes (1999); ou par exemple, Acton et Gregorich (1995) pour le Canada; AFES (1996) pour la France ; Flach (1997) pour les États-Unis], de nouvelles orientations agricoles, issues du concept de développement durable présenté lors de la conférence internationale de Rio de Janeiro en 1992, se sont imposées sous le terme d'agriculture durable. L'agriculture durable est une façon de pratiquer l'agriculture pour qu'elle se perpétue durant les générations à venir. Elle procède d'une perspective à long terme combinant l'efficacité de la production à une gestion raisonnée des ressources du sol permettant de maintenir ou d'améliorer les qualités physiques, chimiques et biologiques des sols et tendant vers un équilibre avec le milieu naturel (Bonny, 1994 ; Gregorich *et al.*, 1995 ; Reeves, 1997).

Depuis les années 50, le développement de la monoculture de maïs dans les Landes de Gascogne est à l'origine d'un important changement d'occupation du sol. A l'heure actuelle, la superficie cultivée représente près de 100 000 ha, soit entre 10 et 15 % de la surface totale de la région (Juste et Wilbert, 1987 ; Lubet *et al.*, 1993). Relativement peu d'études ont été réalisées sur ce milieu, mais ces travaux ont montré que la mise en culture de sols forestiers pouvait avoir certaines conséquences négatives sur l'environnement, affectant en particulier : le matériau sol dans son ensemble, la ressource en eau et la fraction organique du sol.

1.2.1 - Risques portant sur le sol

La caractéristique la plus marquante de la formation de surface du massif landais est sa nature presque exclusivement sableuse. Cette texture grossière est à l'origine d'une structure particulière que l'absence de cohésion rend très sensible à l'action érosive de l'eau et du vent.

Le faible drainage naturel des sols landais a rendu indispensable la mise en place de réseau artificiel de drainage dans la plupart des terrains mis en culture. L'une des conséquences de ce drainage systématique a été d'augmenter le débit des petits exutoires entraînant une reprise d'érosion régressive. Cette érosion est liée à la faible capacité d'évacuation de ces exutoires et à la texture sableuse du substrat qui s'oppose à un compactage suffisant permettant de maintenir une cohérence du lit et des berges (Laplana et Brunstein, 1992). L'érosion hydrique a essentiellement pour conséquence le comblement progressif des étangs littoraux lié au transport d'éléments solides (Juste et Wilbert, 1987 ; GERE, 1990).

L'érosion éolienne se produit lors du déclenchement d'un vent de sable, généralement au printemps, lorsque plusieurs conditions sont réunies : lissage de la rugosité avec la préparation du sol avant les semis, dessèchement de la

surface et occurrence d'un vent soufflant à plus de 8 m.s^{-1} . Les travaux de Juste et Menet (1978) ont permis d'évaluer l'exportation de matière à 8 t.ha^{-1} soit une diminution de 0,5 % de la couche arable. La conséquence d'un tel phénomène se trouve dans la perte de fertilité du sol liée au départ de particules fines (fraction fine de la matière organique). Par ailleurs, ce phénomène provoque la désorganisation des semis et parfois une destruction des jeunes plantules par criblage (Laplana et Brunstein, 1992).

1.2.2 - Risques portant sur la ressource en eau

Des travaux ont montré que le niveau moyen de la nappe phréatique Plio-Quaternaire superficielle n'était pas affecté par un changement de végétation. Les besoins en eau du couvert forestier sont en effet comparables à ceux d'une culture de maïs, bien que les cinétiques de prélèvement soient fort différentes (Juste et Wilbert, 1987). Toutefois, la nécessité de drainer les landes humides mises en culture peut conduire à des rabattements localisés de nappe, pouvant être préjudiciables pour les arbres situés en bordure des zones cultivées (Lesgourgues et Champagne, 1992).

La nature filtrante des sables landais, l'irrigation et l'importance de la pluviométrie concentrée à des périodes où le sol est nu, favorisent la lixiviation des éléments fertilisants et des pesticides apportés aux cultures. Plusieurs travaux ont ainsi mis en évidence la contribution des cultures de maïs dans l'augmentation des teneurs en azote nitrique, phosphore, potassium, calcium et magnésium à l'état dissous dans les eaux superficielles (Juste *et al.*, 1977 ; Juste *et al.*, 1982). Pour ces éléments, les pertes annuelles par lessivage enregistrées sous cases lysimétriques ont été évaluées respectivement à 50 ; 0,36 ; 69 ; 281 et 97 kg.ha^{-1} pour des apports annuels de 210 ; 215 ; 225 ; 275 et 50 kg.ha^{-1} . Ces travaux ont mis en évidence que l'entraînement de phosphore sous forme dissoute apparaissait très limité et que la migration de cet élément interviendrait plutôt sous forme particulaire. En ce qui concerne l'azote nitrique, ces travaux ont montré un transfert vertical relativement limité avec de faibles teneurs mesurées dans la nappe phréatique. Ce résultat a été confirmé par les travaux de Jambert *et al.* (1993) qui ont mis en évidence une participation importante des processus favorisant l'émission de composés azotés dans l'atmosphère sous forme NO , NH_3 , N_2O , par volatilisation, nitrification ou dénitrification. Par la suite, Jambert (1995) a mis en évidence que les émissions de protoxyde d'azote sont particulièrement importantes en milieu fertilisé et que la dénitrification biologique apparaissait comme le principal processus d'émission après fertilisation, avec une augmentation des émissions avec l'âge de la culture.

1.2.3 - Évolution de la fraction organique du sol avec la mise en culture

La matière organique des sols sableux des Landes de Gascogne se singularise par son accumulation notable dans les horizons superficiels (Juste, 1989). Cependant, la mise en culture est susceptible de provoquer de sérieuses modifications affectant les stocks de carbone des sols. Ainsi, dans d'autres milieux de nombreux travaux ont montré que la mise en culture de sites forestiers induisait une chute rapide et significative des teneurs en matière organique du sol (Schimel *et al.* (1985) sur des sols isohumiques du Dakota du Nord ; Cambardella et Elliot (1992) sur des sols châtaîns de Nouvelle-Angleterre ; Janzen (1992) sur des chernozems du Saskatchewan ; Plénet *et al.* (1993) sur des limons sableux du sud des Landes ; Arrouays et Péliissier (1994) et Arrouays (1995) sur des veracrisols du Piémont pyrénéen). D'après Mann (1986), la décroissance importante de la teneur en carbone serait principalement due à une modification du microclimat du sol avec la mise en culture qui induirait une augmentation de la vitesse de minéralisation.

Une enquête sur l'évolution de la teneur en matière organique des zones récemment mises en culture continue de maïs dans les Landes de Gascogne suggère un taux de destruction annuel apparent du carbone organique de l'ordre

de 2% sur 10 ans, malgré les restitutions importantes par le biais des résidus de culture (Juste, 1989). Jolivet (1997) et Mignot-Delprat (1997) ont observé une diminution de près de 50 % des teneurs initiales en carbone organique provoquée par la mise en culture de sols forestiers landais. Par des études chronoséquentielles similaires, Schimel *et al.* (1985), Plénet *et al.* (1993), Arrouays et Péliissier (1994) obtiennent pour d'autres sols des résultats comparables, respectivement de -17 à -38% en 25 ans, -18 à -56% en 44 ans et -50% en 35 ans. L'aération liée au travail du sol, l'assainissement dû au drainage, le relèvement du pH par chaulage qui modifie la disponibilité de l'aluminium, l'influence de l'irrigation, les apports de fertilisants et en particulier d'azote, sont autant de facteurs qui peuvent interagir pour accélérer la minéralisation des matières organiques des sols landais. Ceci se traduit par une libération accrue d'azote potentiellement lixiviable, une réduction de la réserve hydrique et de la quantité d'éléments minéraux fixés par le sol (GEREA, 1990).

Outre une diminution des stocks de carbone organique total, Mignot-Delprat (1997) a également montré que les premières années qui suivent la mise en culture des sols landais se traduisent par une mobilisation importante de carbone organique dissous d'origine forestière. Ce carbone est issu de la dégradation d'un pool labile de matières organiques incluant des résidus de litières et libérant des produits organiques faiblement dégradés. Par la suite, après épuisement du pool labile de carbone forestier, les proportions de carbone organique dissous d'origine maïsicole augmentent de manière relative, mais globalement, les quantités de carbone soluble diminuent de manière significative.

1.3 – Conclusion partielle

L'ensemble de ces travaux a montré que l'intensification des pratiques sylvicoles – et plus particulièrement la coupe rase – et la mise en culture des sols landais sont susceptibles d'avoir des conséquences préjudiciables au maintien de leur fertilité et, d'une manière générale, de leur qualité. En effet, dans le cadre de la ligniculture, l'augmentation de la fréquence des prélèvements minéraux et organiques, mais également la très forte perturbation des sols liée à la coupe rase, sont susceptibles de provoquer d'importants changements affectant les composantes organiques et minérales des sols. De même, une diminution sensible des stocks de matières organique des sols, consécutive à la mise en culture, correspondrait pour les sols des Landes de Gascogne, dans lesquels aucun amendement organique n'est apporté, à une altération importante de leur potentialité initiale, eu égard au rôle déterminant joué par la matière organique dans la fertilité de ces sols sableux.

Malgré les connaissances acquises au cours des travaux antérieurs, de nombreuses questions majeures demeurent actuellement sans réponses. Quel est l'impact réel d'une coupe rase et de ses corollaires sur l'évolution des stocks de carbone organique du sol en terme de bilan à l'échelle d'une parcelle ? La coupe rase affecte-t-elle la qualité des matières organiques des sols et si c'est le cas, quelles sont les étapes de la coupe rase qui présentent le plus fort impact ? La mise en culture des sols landais a-t-elle les mêmes effets sur les stocks de carbone quelle que soit l'organisation des sols ? Cette évolution des stocks de carbone se traduit-elle par une modification de la qualité des matières organiques des sols ? Ces différentes interrogations soulèvent le problème d'une évolution quantitative des matières organiques des sols sous l'effet d'un changement d'occupation du sol, mais également d'une évolution qualitative de ces matières organiques. Une telle évolution pourrait avoir des conséquences aussi importantes, voire plus, qu'une simple diminution des stocks de carbone.

La qualité des matières organiques des sols fait référence à de nombreux compartiments organiques vivants ou morts qui participent au fonctionnement des systèmes pédologiques. Son appréciation à un instant donné ainsi

que le suivi de son évolution, sous l'effet de changements d'occupation ou de pratiques de gestion, suppose que l'on soit capable d'identifier des indicateurs pertinents, de pouvoir réaliser des mesures fiables et de savoir interpréter ces mesures (Chaussod, 1996). A cet égard, de nombreux indicateurs ont été développés pour tenter de répondre d'une manière simple, fiable et reproductible à la question de l'évaluation de la qualité des matières organiques des sols.

2 – L'évaluation de la qualité des matières organiques des sols

La qualité d'un sol peut être définie, d'une manière simplificatrice, par son aptitude à remplir certaines fonctions vis-à-vis de la production ou de l'environnement, dans un écosystème donné (Chaussod, 1996). Cette définition reflète en réalité sa capacité à accepter, à stocker et à recycler l'eau, les éléments nutritifs et l'énergie. Elle se réfère également aux potentialités du sol à retenir, à libérer ou à transformer les composés chimiques et biologiques naturels ou introduits par l'homme ; le sol jouant alors un rôle de filtre ou de tampon au sein des écosystèmes (Gregorich *et al.*, 1994). La qualité d'un sol dépend d'une part, de ses qualités intrinsèques qui sont fonction des facteurs ayant concouru à sa formation (climat, activité biologique, relief, matériau parental et temps, *cf.* Jenny, 1941) et d'autre part, des changements subis par le sol sous l'influence des activités humaines (agriculture, foresterie, aménagements, etc.). Par conséquent, le maintien de la qualité des sols, qui recouvre sous le terme de gestion durable, la compréhension, l'évaluation et la gestion de la manière dont les sols réagissent à ces changements, s'avère capital pour assurer la conservation des ressources du sol.

L'évaluation de la qualité des sols a longtemps reposé sur l'observation de certaines caractéristiques des sols (texture, structure, etc.) et sur la mesure de propriétés comme le pH, ou reflétant la fertilité du sol comme la CEC ou la teneur en matières organiques par exemple. Plus récemment, les pédologues ont reconnu la nécessité de disposer d'outils leur permettant d'évaluer la qualité des sols de manière quantifiée, sur la base d'un certain nombre d'indicateurs (Acton et Gregorich, 1995 ; Karlen *et al.*, 1997). Ces indicateurs sont fondés sur la mesure de certaines fonctions ou propriétés du sol ou de certains éléments affectés par le sol (comme l'eau ou la végétation), suffisamment sensibles pour détecter des changements rapides liés aux aménagements, aux perturbations ou à des modifications des flux traversant les sols.

De par ses multiples fonctions dans les sols, la matière organique représente un facteur essentiel devant être pris en considération dans l'évaluation de la qualité des sols. L'effet des pratiques agricoles et sylvicoles sur l'évolution de la matière organique du sol peut être évalué à l'aide de méthodes qualitatives, quantitatives et prédictives. Les suivis quantitatifs et prédictifs de la matière organique du sol peuvent être réalisés par l'étude et la modélisation de l'évolution temporelle des stocks de carbone et d'azote total. L'utilisation des techniques isotopiques ($\delta^{13}\text{C}$) permet également d'étudier le renouvellement du carbone organique *in situ*, grâce au traçage naturel de l'origine des matières organiques. Bien que très performantes, ces approches seules ne permettent généralement pas de déceler des changements intervenant dans la composition des matières organiques des sols.

La matière organique du sol est constituée de plusieurs fractions plus ou moins décomposables (Andreux *et al.*, 1984). Les techniques actuelles d'analyse employées pour l'évaluation de la qualité des matières organiques conduisent généralement à isoler deux compartiments présentant des taux de décomposition très différents : une fraction « active » facilement décomposable et une fraction « stable » plus résistante à la décomposition. La fraction organique active est alimentée en permanence par les résidus végétaux et microbiens et possède un taux de renouvellement élevé. Cette fraction libère des composés mobiles qui peuvent participer à la nutrition végétale ou microbienne, être pris en charge

par les eaux de circulation, ou jouer le rôle de précurseurs à l'élaboration de composés organiques plus stables ou de composés gazeux relâchés dans l'atmosphère (Ellert et Gregorich, 1995). La fraction stable représente au contraire un compartiment constitué de matières organiques physiquement protégées ou chimiquement résistantes et possédant un temps de renouvellement beaucoup plus long. Ce compartiment est alimenté par la décomposition, l'humification ou l'évolution des matières organiques de la fraction active. Les matières organiques stabilisées à l'intérieur des agrégats ou intimement associées à la matrice minérale du sol, physiquement protégées, peuvent représenter une fraction importante des matières organiques du sol. Les matières organiques humifiées (acides humiques, acides fulviques) ou carbonisées (humines résiduelles) qui possèdent des temps de renouvellement de l'ordre du millénaire représentent généralement la plus grande partie des matières organiques de la fraction stable (Feller, 1997 ; Batjes, 1999).

La fraction organique active constitue un compartiment sensible aux changements précoces liés aux pratiques de gestion des sols, dont le suivi peut être réalisé au travers de certains indicateurs (Gregorich *et al.*, 1994 ; Ellert et Gregorich, 1995). Ces indicateurs sont principalement fondés sur certaines propriétés des fractions organiques actives : propriétés physiques (fractions légères, fractions grossières), chimiques (hydrates de carbone, carbone soluble) et biologiques (biomasse microbienne, carbone et azote minéralisables et activité enzymatique). La fraction organique stable constitue une fraction réagissant beaucoup plus lentement aux changements d'occupation du sol ou de pratiques de gestion. En revanche, cette fraction constituée de matières organiques souvent millénaires représente un « patrimoine » organique dont le suivi et la préservation sont indispensables au maintien à long terme des qualités des sols, dans les systèmes de gestion intensive (Reeves, 1997 ; Batjes, 1999). Tout comme la fraction active, le suivi de l'évolution de la fraction stable fait appel à différentes propriétés des matières organiques : propriétés physiques (fractions denses, fractions fines), chimiques (composés humifiés, lignines) et isotopiques (^{14}C , ^{13}C , ^{15}N , etc.).

Dans les paragraphes suivants, nous aborderons les principales propriétés et les indicateurs les plus couramment utilisés pour étudier l'évolution des matières organiques des sols. Nous insisterons en particulier sur l'intérêt et les limites de chaque approche, sur le principe des méthodes d'analyses généralement employées pour caractériser ces compartiments, ainsi que sur quelques exemples d'application de ces méthodes, à travers des travaux portant sur l'évolution des matières organiques, dans le cadre de changements d'usage du sol.

2.1 – Matières organiques, carbone et azote

Les matières organiques du sol forment un ensemble de composés humifiés ou biologiquement actifs, incluant des matériaux facilement décomposables, des résidus végétaux et animaux à divers stades de décomposition, des litières végétales, des racines ainsi que des organismes vivants ou morts (Figure II.1). Bien que cette matière organique ne représente en général qu'une faible proportion pondérale du sol (entre 1 et 10 %), elle occupe une position clé dans le cycle du carbone, à l'interface entre l'atmosphère, la biosphère et l'hydrosphère. La matière organique du sol représente un réservoir majeur de carbone terrestre avec une masse mondiale estimée à $1200-1600 \cdot 10^{15}$ g C, ce qui équivaut approximativement aux quantités de carbone contenues dans la biomasse végétale terrestre ($550-700 \cdot 10^{15}$ g C) et dans l'atmosphère ($750 \cdot 10^{15}$ g C) additionnées (Post *et al.*, 1982 ; Eswaran *et al.*, 1993 ; Batjes, 1996 ; Lal, 1997). Le carbone organique est le principal constituant des matières organiques : il représente en moyenne entre 40 et 50 % de la matière végétale sèche non décomposée et de 50 à 58 % de la matière organique du sol, qui contient également environ 40 % d'oxygène, 5 % d'hydrogène, 4 % d'azote et 1 % de soufre (Gregorich *et al.*, 1995).

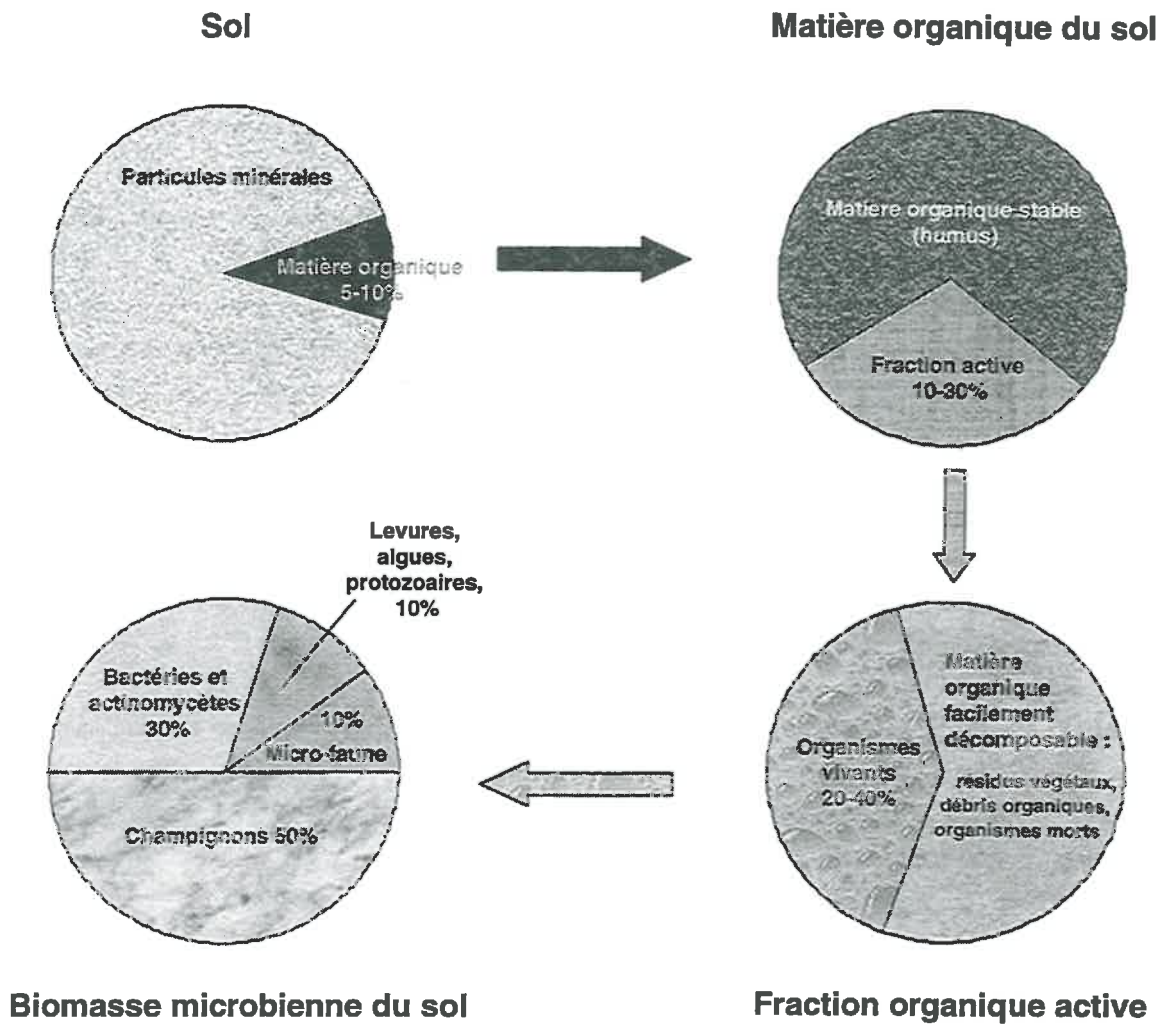


Figure II.1 - Composition de la matière organique du sol (d'après Gregorich et al., 1995).

L'une des principales caractéristiques de la matière organique des sols est sans conteste son extrême complexité de composition, de structure et de fonctionnement. Parmi les constituants des matières organiques, figurent en effet la plupart des catégories de molécules chimiques et biochimiques : (i) des molécules simples comme les acides aminés, les sucres et les acides aliphatiques ou aromatiques de faible poids moléculaire ; (ii) des polymères identifiables de haut poids moléculaire comme les polysaccharides, les protéines, les lipides, les lignines et les acides nucléiques ; et (iii) des substances humiques, définies comme des composés organiques hétérogènes naturels, amorphes, d'origine biologique et caractérisées notamment par une couleur jaune à noire, un haut poids moléculaire et des propriétés de réfraction (Andreux *et al.*, 1984 ; Schnitzer, 1991). Les molécules appartenant au premier de ces trois groupes de composés constituent une source directement assimilable par les micro-organismes du sol. Les polymères du second groupe sont décomposés en molécules simples assimilables ou servent de constituants élémentaires pour élaborer les substances humiques, qui représentent la majeure partie des matières organiques dans les sols (Fisher, 1995).

Face à cette grande variété de composés, de nombreuses méthodes et techniques d'analyse ont été mises au point pour quantifier ou caractériser les matières organiques du sol (Andreux *et al.*, 1984 ; Collins *et al.*, 1997). Parmi l'ensemble de ces approches, deux groupes peuvent être distingués selon que l'on s'intéresse à la matière organique, au carbone ou à l'azote dans leur intégralité, ou que l'on cherche à identifier des compartiments chimiques particuliers.

2.1.1 – Détermination des teneurs totales

L'analyse du carbone organique total peut être réalisée au moyen de différentes méthodes chimiques ou physiques, dont nous avons évalué les principaux avantages et limites dans le cas de sols sableux organiques (Jolivet *et al.*, 1998). La détermination des teneurs pondérales en carbone organique (C) du sol peut se faire de manière directe ou indirecte, à partir de la détermination de la teneur en matière organique (MO).

Parmi les mesures directes, on distingue généralement deux groupes : les techniques fondées sur une combustion sèche et celles dont le principe s'appuie sur une oxydation par voie humide. Dans le premier cas, les échantillons subissent une combustion instantanée dans un four, en conditions oxydantes. Le gaz carbonique produit est ensuite dosé par différentes techniques (mesure gravimétrique, titrimétrique, conductimétrique, chromatographique, etc.). Le principe de l'oxydation par voie humide est fondé sur une minéralisation du carbone de l'échantillon, placé dans une solution acide et oxydante, suivie d'une titration volumétrique. Plusieurs techniques de dosage par oxydation en milieu humide ont été développées, telles que la méthode Walkley et Black (1934) ou la méthode Anne (1945).

Le carbone organique peut être estimé indirectement à partir de la teneur en MO, en utilisant un coefficient relatif à la proportion de carbone contenu dans la MO. Ce rapport varie entre 0,40 et 0,65 selon les sols et avec la profondeur (Jolivet et Arrouays, 1997a). Généralement, un coefficient de 0,58 est utilisé (AFNOR, 1996). La détermination de la MO est réalisée par « perte au feu ». Elle correspond à la perte de poids de l'échantillon, préalablement séché à 105°C, après calcination (375 à 1100°C selon les auteurs), rapportée au poids initial (de Leenheer *et al.*, 1957 ; Ball, 1964). Cette technique peut être utilisée dans le cas de sols possédant de faibles teneurs en argiles, en carbonates et en oxyhydroxydes de fer et d'aluminium (comme les horizons A des podzols sableux), en supposant négligeables les pertes en carbone inorganique.

En ce qui concerne le dosage de l'azote organique total, les méthodes d'analyses sont proches de celles utilisées pour la détermination du carbone. Deux techniques sont généralement employées, qui font référence à une oxydation par voie humide (méthode Kjeldahl) ou à une analyse élémentaire par combustion sèche (méthode Dumas).

Les changements de qualité des sols, provoqués par une modification de l'occupation ou des pratiques agricoles sont généralement évalués à partir des teneurs en matières organiques (carbone et azote). De très nombreux travaux dans le monde entier ont utilisé le carbone organique pour étudier l'effet des pratiques de gestion forestière (Edwards et Ross-Todd, 1983 ; Johnson *et al.*, 1991a ; Munson *et al.*, 1993 ; Schmidt *et al.*, 1996 ; Trettin *et al.*, 1996 ; Pennock et Van Kessel, 1997a et b), l'impact de la mise en culture de sols naturels (Nye et Greenland, 1964 ; Mann, 1986 ; Arrouays et Pelissier, 1994 ; Ellert et Gregorich, 1996), de la conversion de sols forestiers en prairie (Desjardins *et al.*, 1994 ; Veldkamp, 1994 ; de Moraes *et al.*, 1996 ; Koutika *et al.*, 1997) ou l'influence de différents niveaux d'intensité de travail du sol, de fertilisation ou de rotations culturales (Reeves, 1997).

La détermination simultanée des teneurs en carbone et en azote organique des sols permet d'obtenir l'un des premiers indicateurs de qualité des matières organiques utilisés : le rapport C/N. Ce rapport fournit des informations sur les capacités du sol à stocker et à recycler les éléments nutritifs (Gregorich *et al.*, 1994). L'influence de la mise en culture de sols naturels ou de pratiques culturales apparaît souvent de manière évidente à travers le rapport C/N. Ainsi, de nombreux travaux ont montré une diminution de ce rapport avec la mise en culture de sols forestiers (Arrouays *et al.*, 1995 ; Ellert et Gregorich, 1996). D'autres travaux ont également mis en évidence des fluctuations de ce rapport en fonction des pratiques culturales (Sommerfeldt *et al.*, 1988 ; Liang et Mackenzie, 1992).

2.1.2 – Caractérisation de fractions chimiques

Les méthodes classiques de fractionnement chimique des matières organiques permettent de séparer trois fractions majeures, selon des critères de solubilité dans une solution acide ou alcaline : les acides humiques, les acides fulviques et les humines (Andreux *et al.*, 1984). Ces trois fractions possèdent des caractéristiques physico-chimiques et des taux de renouvellement différents. Les acides humiques, très aromatiques et très condensés, sont considérés comme des composés très stables dans les sols (Jenkinson et Rayner, 1977). Ils présentent des temps de renouvellement très élevés, estimés à plusieurs millénaires. Les acides fulviques, plus aliphatiques, possèdent des temps de renouvellement moindres, de plusieurs centaines d'années (Collins *et al.*, 1997). Les humines qui constituent la partie non extractible, forment un ensemble très hétérogène du point de vue de leur composition et de leur taux de renouvellement. Les humines évoluées possèdent des caractéristiques de composition et de stabilité similaires aux acides humiques. A l'inverse, certaines humines microbiennes ou végétales présentent des taux de renouvellement très rapides, en raison de leur caractère biomoléculaire et très peu humifié (Jocteur Monrozier et Duhauffour, 1986).

Bien que les substances humiques constituent la majorité des composés organiques des sols, elles ne contribuent que modérément au cycle annuel du carbone, du fait de leur très faible taux de renouvellement. Récemment, Balesdent (1996a) a montré que les matières organiques à évolution lente, isolées par différentes techniques d'extraction (hydrolyses, oxydations, pyrolyses), présentent une dynamique très peu corrélée à la nature chimique des composés et possèdent des âges équivalents dans les sols. En conséquence, l'intérêt de ces approches pour l'étude de la dynamique temporelle du carbone dans les sols cultivés s'en trouve limitée.

Les difficultés et la lourdeur des analyses de substances humiques par les techniques classiques de fractionnement chimique, limitent leur emploi à de faibles nombres d'échantillons. Les nouvelles approches d'analyse chimique développées récemment, permettent de travailler sur des échantillons de sol entier et d'analyser de grandes séries d'échantillons. Ainsi, la spectroscopie de résonance magnétique nucléaire du carbone 13 (^{13}C -NMR) renseigne sur l'environnement des atomes de C et permet d'identifier la structure moléculaire de ces atomes (aliphatique, aromatique, phénolique, carboxylique, etc.). La pyrolyse et l'analyse couplée des pyrolysats en spectrométrie de masse (Py-FIMS ou Py-GC/MS) permet d'identifier des tronçons de molécules et certaines catégories biochimiques (polysaccharides, protéines, phénols, chaînes aliphatiques, lignines, lipides). L'intérêt de ces techniques réside notamment dans la possibilité d'acquérir des informations sur le degré d'humification ou sur la structure des matières organiques, en évitant l'altération de ces structures, inévitable avec l'utilisation des méthodes d'extraction chimique.

Bien que plusieurs auteurs aient fait appel à ces techniques pour étudier l'effet de la mise en culture ou des pratiques culturales sur l'évolution qualitative des matières organiques, ces travaux ont montré que la nature et la structure chimique du carbone sont peu sensibles aux types de gestion du sol (Capriel *et al.*, 1992 ; Balesdent, 1996a ; Capriel, 1997). Ces techniques, en particulier la ^{13}C -NMR, ont permis de mettre en évidence une diminution du signal associé à certaines catégories de composés organiques tels que les celluloses, les lignines et les hydrates de carbone, sans affecter les composés humifiés à évolution lente. Toutefois les changements qualitatifs apparaissent limités, sans comparaison avec ce qui est généralement observé pour les stocks de carbone (Preston *et al.*, 1994 ; Preston, 1996). Très récemment, Augris-Poirier (1999) a illustré les limitations de la ^{13}C -NMR à l'état solide et de la Py-GC/MS pour l'analyse de mélanges de substances complexes, en mettant en évidence une surestimation ou une sous-estimation de certains composés organiques, occasionnées par ces techniques. D'autres travaux (Schulten *et al.*, 1993 ; Golchin *et al.*, 1995) ont toutefois montré l'intérêt d'utiliser les techniques de ^{13}C -NMR et de Py-FIMS et mis en évidence l'importance de la matrice minérale dans l'évolution des matières organiques. Ces travaux ont également montré que l'évolution quantitative des matières organiques de certaines fractions de sol peut être expliquée par des changements de composition chimique de ces matières organiques, qui affectent leur résistance à la décomposition.

Une autre technique d'analyse non destructive – la spectroscopie de réflectance diffuse infrarouge par transformée de Fourier (DRIFT) – a récemment été utilisée avec intérêt par Capriel (1997), pour évaluer l'effet des pratiques culturales sur le caractère hydrophobe des matières organiques. Cet auteur a montré que l'indice d'hydrophobicité diminuait avec certaines pratiques de gestion agricole, au même titre que le carbone organique, la biomasse microbienne ou la stabilité des agrégats, et pouvait de fait constituer un indice sensible à une évolution qualitative des matières organiques du sol.

2.2 – Propriétés isotopiques des matières organiques (^{13}C)

L'étude de la dynamique des composés organiques du sol peut être abordée par la mesure du rapport isotopique entre les deux isotopes stables ^{13}C et ^{12}C du carbone, présents en proportions naturelles différentes dans l'atmosphère. Cette technique d'analyse isotopique est fondée sur le fait que les plantes assimilent différemment le ^{13}C selon le cycle photosynthétique auquel elles ont recours. En effet, les plantes terrestres se répartissent en trois groupes principaux en fonction des voies de biosynthèse (C_3 ou C_4 ou CAM) qu'elles utilisent pour réaliser leur cycle photosynthétique, leur permettant de synthétiser des composés carbonés à partir du CO_2 atmosphérique. Chez les végétaux de type C_3 et C_4 , le facteur d'enrichissement isotopique entre CO_2 et matière organique est différent et cette différence peut être mesurée. La quasi-totalité des plantes de zone tempérée ou froide, tous les arbres, utilisent le cycle de Calvin (C_3) et possèdent un

$\delta^{13}\text{C}$ de l'ordre de -22 à -33 ‰. A l'inverse, la majorité des plantes de zone tropicale utilisent le cycle de l'acide dicarboxylique (C_4) et ont un rapport isotopique $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ de l'ordre de -10 à -20 ‰ (Bender, 1968 ; Bender, 1971).

La matière organique du sol dérive directement de la végétation portée par le sol. La minéralisation des matières organiques et les processus d'humification n'introduisent que de faibles variations de l'abondance naturelle en ^{13}C . Par conséquent, la matière organique du sol présente une composition isotopique comparable à celle de la végétation à l'équilibre (Mariotti, 1991 ; Collins *et al.*, 1997). Sous végétation naturelle, la signature isotopique de la matière organique du sol est donc très proche de celle de la végétation. En revanche, dans les sols cultivés, la signature isotopique de la matière organique du sol a pour origines celle de la végétation originelle et celle de la culture. Lorsque le $\delta^{13}\text{C}$ de la végétation originelle et celui de la culture introduite sont suffisamment différents, comme dans le cas d'un remplacement de végétation de type C_3 en C_4 ou inversement, la mesure du $\delta^{13}\text{C}$ du sol constitue un traceur *in situ* de l'origine des matières organiques incorporées au sol (Andreux *et al.*, 1990 ; Balesdent et Mariotti, 1996).

La mesure de l'abondance naturelle en isotope ^{13}C est réalisée à l'aide d'un spectromètre de masse couplé à un analyseur élémentaire. Le CO_2 produit lors de la combustion de l'échantillon dans l'analyseur est purifié puis introduit dans le spectromètre de masse, qui est capable de détecter des rapports isotopiques absolus. Le rapport isotopique mesuré dans l'échantillon analysé est ensuite comparé avec celui d'un standard international (PDB), de manière à obtenir des mesures reproductibles et comparables (Mariotti, 1991).

Cette technique a été employée pour la première fois par Cerri *et al.* (1985) sur une chronoséquence de sols cultivés en canne à sucre (C_4) depuis 50 ans, après déforestation de parcelles de forêt tropicale (C_3) dans le sud du Brésil. Cette approche a depuis été largement utilisée pour étudier la dynamique du carbone dans le cas de changements de végétation, naturels ou provoqués par la mise en culture, et offrant des signatures isotopiques différentes. Parmi les nombreuses applications du traçage isotopique du ^{13}C , on pourra notamment retenir, (i) l'étude des paléoenvironnements continentaux et des successions de végétation telles que les successions forêts - savanes (Mariotti, 1991 ; Schwartz, 1991 ; Trouve *et al.*, 1996) et (ii) l'étude du renouvellement des matières organiques avec l'introduction de plantes C_4 cultivées dans des sols portant une végétation naturelle C_3 , telles que les successions forêt - prairie (Desjardins *et al.*, 1994 ; Veldkamp, 1994 ; de Moraes *et al.*, 1996 ; Koutika *et al.*, 1997), forêt - maïs (Arrouays *et al.*, 1995 ; Gregorich *et al.*, 1995 ; Jolivet *et al.*, 1997 ; Monreal *et al.*, 1997), forêt - canne à sucre (Cerri *et al.*, 1985 ; Vitorello *et al.*, 1989 ; Feller *et al.*, 1991b), prairie - maïs (Balesdent *et al.*, 1987). Un certain nombre d'autres travaux ont également utilisé le ^{13}C pour étudier la dynamique des matières organiques sous différents niveaux d'intensité de travail du sol (Balesdent *et al.*, 1990 ; Cambardella et Elliott, 1992) ou au cours de la décomposition des résidus de culture (Wedin *et al.*, 1995).

2.3 – Fractionnement physique des matières organiques

Bien que les fractionnements chimiques (extractions, hydrolyses acides et alcalines) aient été, et sont toujours, largement utilisés pour étudier la structure chimique et la composition de la matière organique du sol, ces méthodes ne semblent pas très performantes pour identifier de manière spécifique les compartiments de la matière organique ayant une signification fonctionnelle dans le renouvellement du carbone (Andreux et Correa, 1981 ; Collins *et al.*, 1997 ; Feller, 1997). C'est pourquoi certains auteurs ont développé de nouvelles approches faisant appel au fractionnement physique de la matière organique. L'utilisation des techniques de fractionnement physique, chimiquement moins destructives que le fractionnement chimique, permet de mettre en relation *in situ* les structures et les fonctions des

matières organiques du sol (Christensen, 1992). Elles peuvent également permettre d'identifier des fractions labiles plus réactives que le carbone total à des modifications des flux de matières organiques et peuvent ainsi servir d'indicateurs sensibles à l'évolution des stocks de matières organiques dans les sols (Janzen *et al.*, 1992 ; Hassink *et al.*, 1997).

Plusieurs revues bibliographiques présentent les principales techniques employées dans les méthodes de fractionnement physique ainsi que l'intérêt et les limites de ces approches (Christensen, 1992 ; Gregorich et Ellert, 1993 ; Feller, 1997). Les méthodes de fractionnement physique consistent en une séparation par taille ou par densité des particules élémentaires du sol. D'une manière schématique, les caractéristiques des fractions organiques séparées, par l'une ou l'autre de ces méthodes, apparaissent très différenciées (Tableau II.1).

Tableau II.1 – Principales caractéristiques des fractions organiques isolées par fractionnement physique granulométrique ou densimétrique (d'après Feller, 1997)

	<i>Fraction légère ou de taille > 50 µm</i>	<i>Fraction lourde ou de taille < 50 µm</i>	
		<i>2 – 50 µm</i>	<i>0 – 2 µm</i>
Morphologie	débris végétaux plus ou moins décomposés	complexe organo-limono-argileux	
Origine	héritage végétal dominant (débris végétaux)	héritage fongique dominant	héritage bactérien dominant
Composition chimique : rapports C/N, C/P et C/S	élevés	intermédiaires	faibles
Propriétés physico-chimiques : réactivité de surface	faible	forte	
Renouvellement	rapide, mais dépend de leur composition (C/N, teneurs en lignines, tanins, lipides...)	lent	

2.3.1 – Fractionnement densimétrique

Durant les processus d'humifications, une partie des matières organiques s'associe avec des particules minérales pour former des éléments de densité élevée. Par conséquent, des matières organiques de densité différentes s'individualisent dans les sols et constituent des fractions séparables, qui possèdent des caractéristiques contrastées.

Le fractionnement densimétrique consiste donc généralement à séparer dans des solutions de densité spécifique (généralement comprises entre 1,5 et 2,2 g.cm⁻³), deux fractions de la matière organique dont les structures et les fonctions diffèrent. On isole de cette manière une fraction légère, de densité inférieure à 1,7 g.cm⁻³, considérée comme un compartiment transitoire de la matière organique. Cette fraction est composée de résidus animaux et végétaux, de rapport C/N élevé et dont le taux de renouvellement est rapide. La seconde fraction isolée correspond à une fraction lourde, de densité supérieure à 1,7 g.cm⁻³, représentative d'une matière organique plus évoluée, incluant les complexes organo-minéraux. Cette fraction est caractérisée par un rapport C/N bas et un taux de renouvellement lent.

Le fractionnement densimétrique a d'abord été utilisé pour caractériser la nature des associations organo-minérales dans les sols (Turchenek et Oades, 1979). Puis de nombreux travaux ont fait appel au fractionnement

densimétrique pour étudier l'évolution temporelle des matières organiques sous l'influence d'un changement d'occupation ou de pratiques agricoles intensives (Janzen *et al.*, 1992 ; Arrouays, 1994 ; Bremer *et al.*, 1995 ; Golchin *et al.*, 1995 ; Hassink, 1995 ; Hassink *et al.*, 1997 ; Shang et Tiessen, 1997). Tous ces travaux mettent en évidence que la mise en culture se traduit par une réduction rapide et importante du carbone des fractions légères, alors que le carbone des fractions denses diminue plus lentement et dans une moindre mesure. Ces auteurs montrent ainsi que les fractions légères constituent un indicateur sensible et précoce des changements à plus long terme du statut organique des sols.

2.3.2 – Fractionnement granulométrique

L'intérêt du fractionnement granulométrique est fondé sur le fait que les fractions organiques associées aux particules de taille différente, et correspondant à des fractions minéralogiques précises, possèdent des structures et des fonctions spécifiques. Ces fractions possèdent par conséquent, des taux de renouvellement différents.

La première étape du fractionnement granulométrique consiste à disperser l'échantillon afin de permettre une séparation suffisante, en particulier dans le cas de sol présentant une forte agrégation. Plusieurs techniques de dispersion peuvent être utilisées, dont l'efficacité est variable : agitation, ultrasons ou dispersion chimique à l'aide de résines sodiques (Balesdent *et al.*, 1991 ; Feller *et al.*, 1991a). La séparation des différentes fractions s'effectue généralement par tamisage à sec ou humide sur une colonne de tamis, pour les fractions supérieures à 50 µm. Les fractions plus fines sont ensuite récupérées de manière séquentielle par sédimentation par gravité ou par centrifugation.

Le fractionnement physique a souvent été employé pour étudier la nature et la répartition de la matière organique du sol (Feller, 1979 ; Turchenek et Oades, 1979 ; Andreux *et al.*, 1980 ; Anderson *et al.*, 1981 ; Andreux et Correa, 1981 ; Sculten *et al.*, 1993 ; Schmidt *et al.*, 1999) et son évolution sous l'influence de changement d'occupation du sol (Tiessen et Stewart, 1983 ; Desjardins *et al.*, 1994 ; Hassink, 1995 ; Besnard *et al.*, 1996 ; Hassink *et al.*, 1997 ; Shang et Tiessen, 1997). L'utilisation de cette technique de fractionnement a permis de mettre en évidence que la nature, les propriétés et la vitesse de renouvellement des matières organiques des fractions organo-minérales dépendent en grande partie de la taille de ces fractions : les matières organiques des fractions grossières, peu évoluées, se renouvellent rapidement dans les sols alors que celles contenues dans les fractions fines, plus humifiées, possèdent généralement un taux de renouvellement plus lent.

2.3.3 – Séparation des matières organiques particulières

Les matières organiques particulières sont associées à la fraction sableuse du sol (50-2000 µm). La plupart des matières organiques particulières sont contenues dans la fraction organique légère séparée par densité (*cf.* § 2.3.1), mais la fraction légère recouvre une plus grande variété de matières organiques, puisqu'elle regroupe des particules appartenant à l'ensemble des fractions granulométriques (Turchenek et Oades, 1979). La composition chimique des matières organiques particulières et des fractions légères n'est donc pas identique aux points de vue de la concentration en carbone, du rapport C/N ou du $\delta^{13}\text{C}$ (Zhang *et al.*, 1988 ; Gregorich *et al.*, 1994 ; Gregorich *et al.*, 1995). Les matières organiques particulières sont constituées de fragments organiques figurés essentiellement végétaux, mais dans lesquels se trouvent également des résidus organiques d'origine animale ou microbienne à divers stades de décomposition. Ce compartiment possède une grande importance dans les sols puisqu'il représente un substrat facilement décomposable utilisé par les micro-organismes du sol et un réservoir de nutriments facilement mobilisables

par les végétaux supérieurs. Il représente également un bon indicateur du niveau d'apport de matières organiques par la végétation, de leur persistance et de leur vitesse de décomposition dans les sols.

La séparation des matières organiques particulières consiste dans un premier temps à isoler la fraction de sol de taille supérieure à 50 µm par fractionnement granulométrique (*cf.* § 2.3.2). Par la suite, la séparation des matières organiques particulières et des matières minérales est réalisée par flottation dans l'eau ou dans des liquides de forte densité ($\cong 2,0 \text{ g.cm}^{-3}$), vannage ou battage à sec (Gregorich et Ellert, 1993).

Les matières organiques particulières se trouvent à l'état libre dans les sols. Elles ne sont généralement pas associées aux particules minérales et ne sont donc pas protégées physiquement par la matrice minérale. De plus ces matières organiques sont principalement composées de résidus végétaux non humifiés. Elles possèdent donc un caractère très labile et un taux de renouvellement relativement élevé dans les sols. De nombreux travaux ont montré que les matières organiques particulières sont particulièrement sensibles aux changements d'occupation du sol, tels que la mise en culture de sols forestiers (Besnard *et al.*, 1996 ; Balesdent *et al.*, 1998) ou de prairies naturelles (Cambardella et Elliott, 1992). De même, les matières organiques particulières constituent un indicateur très sensible aux pratiques de gestion des sols agricoles (Angers et Mehuys, 1990 ; Hassink *et al.*, 1997 ; Bolinder *et al.*, 1999).

2.4 – Indicateurs chimiques et biochimiques de qualité des matières organiques

Un certain nombre d'indicateurs de qualité des matières organiques font référence à des compartiments organiques isolés au moyen de méthodes chimiques. Ces compartiments peuvent recouvrir plusieurs catégories de molécules possédant des propriétés communes telles que le carbone organique soluble, mais peuvent également correspondre à des familles de molécules organiques telles que les hydrates de carbone et les lignines.

2.4.1 – Carbone organique soluble

Le carbone organique soluble représente une faible proportion du carbone organique total du sol. Il provient de la solubilisation des débris végétaux de surface (résidus de culture ou litière) ou du sol (racines), des matières organiques endogènes, des exsudats racinaires et des métabolites microbiens. Les molécules organiques qui constituent ces différentes sources (monosaccharides, acides aminés, dérivés de la lignine, lipides, acides fulviques) sont naturellement solubles ou sont solubilisées au cours des processus chimiques et surtout biologiques qui interviennent dans les sols (Mignot-Delprat, 1997). Les micro-organismes du sol contrôlent la formation du carbone organique soluble produit par dégradation oxydative ou hydrolyse des molécules végétales (lignine et cellulose) et des substances humiques, et libération de métabolites microbiens (sucres, acides organiques). Les composés organiques produits constituent alors une source importante de nutriments, utilisée par les micro-organismes et les végétaux (Ellert et Gregorich, 1995). Dans certains cas, la composition des molécules organiques solubles les rendent toutefois relativement peu utilisables par les micro-organismes du sol. C'est le cas des polyphénols solubles contenus dans les tissus des Résineux et des Ericacées (Duchaufour, 1961).

Plusieurs méthodes analytiques peuvent être utilisées pour doser le carbone organique soluble de manière directe (spectrométrie d'absorption UV ou de fluorescence) ou indirecte (oxydation par voie sèche ou humide) ou pour caractériser la nature du carbone organique soluble (analyse de groupements fonctionnels par ^{13}C -NMR ou

spectroscopie infrarouge, identification de molécules spécifiques par chromatographie, de catégories biochimiques par pyrolyse-masse et de groupes spécifiques par fractionnement moléculaire, ionique ou isotopique).

La décomposition et la solubilisation des matières organiques dépendent de leur composition chimique, de la nature des micro-organismes présents et des conditions environnementales qui régulent l'activité biologique : quantité de nutriments (azote et phosphore), propriétés du sol (aération, humidité, pH) et climat (pluviosité, température). Par conséquent, toute modification des conditions environnementales du sol (changement d'occupation ou de pratiques de gestion) ou de la quantité et de la qualité des apports de matières organiques (résidus de culture vs. végétation naturelle) est susceptible d'avoir un impact sur la production de carbone organique soluble. Le carbone organique soluble, peut ainsi servir d'indicateur sensible d'évolution de qualité des sols. Certains auteurs ont montré, par exemple, que la perturbation des sols provoquée par les coupes rases forestières pouvait entraîner une augmentation des concentrations de carbone soluble dans les eaux de drainage (Bormann et Likens, 1979; McDowell et Likens, 1988 cités par Johnson (1991). Dans les sols cultivés, McGill *et al.* (1986) et Tessier *et al.* (1998) ont mis en évidence l'étroite relation existant entre carbone soluble et biomasse microbienne du sol. Delprat *et al.* (1997) ont montré que la mise en culture des sols forestiers landais conduisait dans un premier temps à une mobilisation massive de carbone organique soluble, principalement d'origine forestière. Par la suite, après épuisement de ce pool labile forestier, les quantités globales de carbone soluble diminuent et sont essentiellement dérivées des résidus apportés par la culture de maïs.

2.4.2 – Sucres

Les sucres forment une fraction importante de la matière organique du sol puisqu'on estime qu'ils représentent de 5 à 20 % du carbone organique total (Cheshire, 1977 ; Gregorich *et al.*, 1994). La fraction glucidique est essentiellement composée de polysaccharides qui sont des polymères hétérogènes constitués de sucres simples ou aminés et d'acides uroniques. Ces monosaccharides sont principalement produits par les plantes dans lesquelles ils représentent de 50 à 70 % en poids sec, sous forme de constituants de la membrane cellulosique et d'hémicelluloses. La deuxième source importante de sucres provient des micro-organismes du sol qui synthétisent les monosaccharides entrant dans la constitution de leurs parois cellulaires. Enfin, certains sucres entrent dans la composition de la chitine qui est l'un des constituants du squelette externe des arthropodes, mollusques et nématodes et qui entre également dans la constitution des parois fongiques. Ces trois sources de polysaccharides contribuent chacune à alimenter le pool de polymères du sol (Decau, 1968). Le glucose qui est produit par les plantes et les micro-organismes est le plus abondant des monosaccharides présents dans les sols. Les polysaccharides d'origine végétale sont caractérisés par une forte proportion de pentoses (xylose et arabinose), alors que les polysaccharides d'origine microbienne sont enrichis en hexoses (galactose et mannose), déoxyhexoses (rhamnose et fucose), aminopolysaccharides (glucosamine, galactosamine, acide muramique) et un certain nombre d'autres sucres mineurs (Cheshire, 1977 ; Cheshire et Mundie, 1981). Le Tableau II.2 donne un résumé des principaux monomères rencontrés dans les sols, en fonction de leur origine.

Les sucres aminés forment une catégorie intéressante d'hydrates de carbone, que l'on retrouve essentiellement dans les micro-organismes du sol : bactéries et champignons. Ils représentent de 5 à 10 % des sources d'azote du sol (Stevenson, 1957 ; Bremner, 1958) et entrent dans la composition d'un large groupe de macromolécules telles que les mucopolysaccharides et les mucopeptides, principalement sous forme de glucosamine et galactosamine. Avec l'amélioration des techniques de dosage et de détection des sucres, plusieurs travaux ont mis en évidence la possibilité de mesurer certains sucres aminés présents en faibles quantités dans les sols, mais dont l'origine quasi-exclusive permet de déterminer les proportions relatives de micro-organismes procaryotes (bactéries) et eucaryotes (champignons)

(Millar et Casida, 1970 ; Casagrande et Park, 1978 ; Stevenson, 1983 ; Zelles, 1988 ; Zhang et Amelung, 1996 ; Coelho *et al.*, 1997). Ainsi l'acide muramique et la galactosamine sont présents principalement dans les bactéries et la glucosamine dans les parois des champignons.

Tableau II.2 – Principaux monomères isolés dans les végétaux supérieurs, les micro-organismes et les insectes (d'après Decau, 1968 ; Cheshire, 1977 et Marseille, 1996). Les monomères indiqués en gras sont les composés fréquemment utilisés comme traceurs de l'origine des hydrates de carbone.

	<i>Hexoses</i>	<i>Pentoses</i>	<i>Déoxyhexoses</i>	<i>Sucres aminés</i>
Végétaux supérieurs	glucose, galactose, mannose, ribose	xylose, arabinose	rhamnose	
Exsudats racinaires	mannose		rhamnose, fucose	
Champignons	glucose, mannose			glucosamine, mannosamine
Bactéries	glucose, galactose, mannose, ribose		rhamnose, fucose	galactosamine, acide muramique
Arthropodes, mollusques, nématodes				glucosamine

Plusieurs techniques ont été développées pour la détermination des teneurs en sucres dans les sols, la plupart faisant intervenir une extraction ou une hydrolyse acide, suivie d'une détermination et d'une quantification des monosaccharides hydrolysés grâce à des méthodes colorimétriques ou chromatographiques.

L'une des principales fonctions reconnue pour les sucres est de contribuer à la qualité des sols par le rôle fondamental qu'ils jouent dans la formation des agrégats et dans la stabilisation de la structure des sols (Mehta *et al.*, 1960 ; Martin, 1971 ; Benzing-Purdie et Nikiforuk, 1989 ; Angers *et al.*, 1993 ; Haynes et Francis, 1993 ; Puget *et al.*, 1999). Ils sont également engagés au sein de complexes faisant intervenir les ions métalliques et participent à la CEC des sols (Benzing-Purdie et Nikiforuk, 1989). De nombreux travaux ont montré que la fraction labile du pool d'hydrates de carbone du sol peut constituer un indicateur sensible à un changement de qualité de la matière organique, en particulier lors de comparaisons de systèmes culturaux (Angers et Mehuys, 1990 ; Arshad *et al.*, 1990 ; Angers *et al.*, 1993), du fait de son taux de renouvellement rapide. En effet, les sucres représentent une source majeure de nutriments et d'énergie pour les micro-organismes du sol et contribuent ainsi à l'activité microbienne et au fonctionnement des cycles biogéochimiques (Decau, 1968 ; Gregorich *et al.*, 1994). De plus, l'origine végétale, bactérienne ou fongique des sucres présents dans les sols permet d'étudier l'évolution de ce compartiment organique sous l'influence de pratiques de gestion et de déceler d'éventuels changements dans la qualité de ces composés, considérés de manière directe ou sous forme de rapport entre sucres d'origine différente.

2.4.3 – Lignines

La lignine est avec la cellulose et les hémicelluloses, l'un des constituants majeurs des plantes vasculaires. Elle représente de 15 à 35 % de la matière organique de ces végétaux et a pour fonction de rigidifier les parois cellulosiques des cellules végétales, afin de former des tissus conducteurs (xylème) ou des tissus de soutien (sclérenchyme). La lignine provient de la polymérisation de trois composés phénoliques précurseurs : l'alcool coniférylique, l'alcool

sinapylique et l'alcool *p*-coumarylique. La distribution de ces composés phénoliques varie selon les grandes divisions du règne végétal et permet de différencier trois groupes de végétaux. Les plantes vasculaires relativement primitives telles que les ptéridophytes et les gymnospermes possèdent une lignine principalement constituée d'alcool coniférylique. Les angiospermes mono et dicotylédones sont riches en alcools coniféryliques et sinapyliques. Les monocotylédones sont de plus riches en alcool *p*-coumarylique. La teneur en lignine et la distribution des composés phénoliques varie également selon les types de tissus végétaux. Ainsi, les tissus durs des plantes vasculaires (bois) sont riches en lignine, principalement en alcool sinapylique, alors que les tissus mous (feuilles et aiguilles) possèdent des teneurs en lignine plus faibles et sont enrichis en alcool *p*-coumarylique (Hedges et Mann, 1979).

La dégradation oxydative de ces molécules libère une série de polymères phénoliques formant les unités syringiques (S), vanilliques (V), cinnamiques (C) et *p*-hydroxybenzoïques (H) qui dérivent respectivement de l'alcool sinapylique (unités S), de l'alcool coniférylique (unités V) et de l'alcool *p*-coumarylique (unités C et H). Les monomères (acides, aldéhydes, cétones) entrant dans la composition de ces unités sont extraits des sols par hydrolyse (oxydation ménagée en milieu basique en présence d'oxyde de cuivre). Une fois extraits du milieu réactionnel, ces monomères sont dosés par colorimétrie, chromatographie liquide ou gazeuse ou par électrophorèse capillaire.

Au cours des processus d'humification, la dégradation de la lignine est relativement longue, comparativement à celle de la cellulose ou des hémicelluloses et principalement le fait des champignons qui en sont les décomposeurs les plus actifs (pourritures blanches). En effet, le caractère aromatique des molécules constituant la lignine et la diversité des liaisons entre monomères rendent difficile son attaque par les micro-organismes du sol. De plus, de nombreux composés provenant de la décomposition de la lignine (vanilline, eugénol, aldéhydes cinnamiques) ont une action inhibitrice sur les micro-organismes (Davet, 1996). L'incubation de lignine marquée au ^{14}C a permis à Martin *et al.* (1980) de montrer que la lignine est bien moins labile que les sucres, les protéines et les lipides, qu'elle contribue à la néoformation de substances humiques, et que contrairement aux polysaccharides, elle ne constitue pas une source privilégiée de nutriments et d'énergie pour les micro-organismes. Cette relative stabilité biologique confère à la lignine un grand intérêt pour le traçage de l'héritage végétal des matières organiques dans les écosystèmes terrestres et notamment dans les sols. En effet, bien que dégradée dès les couches superficielles des sols (humus), la lignine conserve les informations transmises par les restitutions de la végétation, jusqu'au stade de l'humification, à travers la distribution des différentes unités phénoliques qui la composent (Marseille, 1996). La valeur du rapport entre certaines unités (S/V, C/V, H/V) fournit ainsi des renseignements sur les proportions relatives de chaque unité et par conséquent sur la qualité de la lignine. De même, le rapport acide / aldéhyde pour les différentes unités phénoliques est un bon indicateur du degré de décomposition de la lignine (Hedges *et al.*, 1988).

Ces propriétés ont ainsi été utilisées par Maman (1997) pour caractériser l'évolution des matières organiques des sols d'un écotone forêt-savane au Cameroun, en relation avec les propriétés isotopiques (^{13}C) de ces matières organiques. En milieu tempéré, la lignine se révèle être un excellent traceur des successions de végétation qu'elles soient naturelles ou provoquées par l'activité humaine, dans la mesure où ces successions concernent des végétations suffisamment contrastées en terme de signature phénolique, comme dans le cas d'écotones conifères-feuillus (Marseille, 1996) ou forêt-prairie (Maman, 1997). De tels travaux peuvent ainsi permettre de reconstituer partiellement l'historique des changements de l'usage du sol. Dans le cas de changements d'occupation du sol, la lignine peut également représenter un bon indicateur de l'évolution qualitative des matières organiques, à travers leur origine (Sanger *et al.*, 1997) ou leur degré d'humification, en particulier grâce à l'utilisation couplée de fractionnements granulométriques (Guggenberger *et al.*, 1994).

2.5 – Indicateurs biologiques de qualité des matières organiques

De nombreux indicateurs biologiques sont utilisés pour évaluer la qualité des matières organiques des sols. Ces indicateurs, plus ou moins directement reliés à la matière organique, font référence aux différents compartiments biologiques macroscopiques (graines, lombriciens, mollusques, arthropodes, etc.) et microscopiques (bactéries, champignons, algues, protozoaires). Les micro-organismes du sol représentent un compartiment très actif et très dynamique, particulièrement sensible aux systèmes de gestion des sols et directement impliqués dans les processus de recyclage des éléments nutritifs et d'humification. Différentes approches ont été développées pour étudier la diversité des micro-organismes (Kennedy et Smith, 1995), mais surtout leur abondance (biomasse microbienne) et leur activité (respiration du sol, activités enzymatiques). Dans les paragraphes suivants, nous aborderons ces deux derniers points.

2.5.1 – Biomasse microbienne

Les micro-organismes jouent un rôle essentiel dans l'ensemble des compartiments de la biosphère. Dans les sols, ils constituent la majeure partie des organismes vivants et sont impliqués dans les processus d'humification et de minéralisation. Ils participent ainsi au stockage et au recyclage d'éléments nutritifs et d'énergie, et sont impliqués dans la plupart des cycles biogéochimiques. De tous les micro-organismes du sol, on estime que seulement 1 à 5 % sont actuellement décrits et connus (Kennedy et Gewin, 1997). C'est pourquoi des méthodes globales ont été développées pour accéder directement à l'ensemble des micro-organismes vivants du sol. En 1966, Jenkinson (cité par Chaussod, 1996) les rassemble sous le terme de « biomasse microbienne », qui fait référence à la fraction vivante et active de la matière organique. La biomasse microbienne représente de 1 à 5 % du carbone et de 2 à 6 % de l'azote organique du sol et constitue un compartiment clé de la matière organique, en fonctionnant à la fois comme un agent de transformation et de recyclage des matières organiques et comme un puits (immobilisation) ou une source (minéralisation) d'éléments nutritifs (Gregorich *et al.*, 1993).

Plusieurs revues bibliographiques décrivent les différentes techniques disponibles pour mesurer la biomasse microbienne et son activité (Nicolardot *et al.*, 1982 ; Parkinson et Coleman, 1991 ; Chaussod, 1996 ; Davet, 1996 ; Kennedy et Gewin, 1997). De très nombreuses méthodes ont été proposées pour évaluer la biomasse microbienne. La plupart sont basées sur des dénombrements (directs ou indirects), des dosages de composés spécifiques de la matière vivante (constituants des membranes ou des parois, composés nucléiques, A.T.P.) ou sur des mesures d'activités respiratoires (avec ou sans substrat ajouté) ou enzymatiques (enzymes libres ou microbiennes), mais ne donnent pas directement accès à une quantité de matière vivante. Seules les méthodes biocidales permettent de déterminer réellement une quantité de carbone ou d'azote qui existe sous forme vivante dans le sol. La méthode de « fumigation - extraction » (Vance *et al.*, 1987 ; Wu *et al.*, 1990), adaptée de la méthode de « fumigation - incubation » mise au point par Jenkinson et Powlson (1976), permet de quantifier de façon fiable et répétitive la biomasse microbienne du sol. Cette méthode s'appuie sur le fait que le traitement d'un sol aux vapeurs de chloroforme tue la quasi-totalité des micro-organismes présents (bactéries, champignons, protozoaires, etc.). Le carbone des micro-organismes peut alors être quantifié directement en réalisant deux extractions, avant et après fumigation. C'est actuellement l'une des rares mesures biologiques fiable, praticable en routine et interprétable dans une majorité de situations. C'est un bon exemple d'indicateur biologique « opérationnel » qui puisse aider à gérer des problèmes relatifs au statut organique des sols ou à certaines pollutions (Chaussod, 1996).

Bien que les fractions biologiques ne représentent qu'une petite partie des matières organiques des sols, elles sont dynamiques et réagissent rapidement aux modifications des équilibres naturels et aux perturbations du sol (Gregorich *et al.*, 1994). En effet, le compartiment microbien ayant un taux de renouvellement beaucoup plus rapide que le carbone total, les effets de changements d'occupation du sol ou de différents modes de gestion sont susceptibles de s'exercer beaucoup plus vite au niveau de ce compartiment qu'au niveau du carbone total du sol (Powlson *et al.*, 1987). Cependant, la mesure de la quantité absolue de biomasse microbienne à un moment donné ne permet pas toujours de détecter une amélioration ou une dégradation de la qualité des matières organiques du sol. Différents indicateurs, comme le rapport biomasse microbienne sur carbone total, faisant intervenir une quantité relative de biomasse microbienne, associés à une caractérisation de certains paramètres du sol (carbone, pH, humidité du sol), peuvent permettre une interprétation de ces mesures en terme de fonctionnement biologique des sols (Anderson et Domsch, 1989 ; Sparling *et al.*, 1990). Ainsi, la proportion du carbone total sous forme vivante est, pour un type de sol donné, un bon indicateur du statut organique (Chaussod, 1996). Par ailleurs, la détermination de la respiration en condition standard permet de calculer le flux de C-CO₂ par unité de biomasse et par unité de temps (*cf.* § suivant). Ce paramètre, appelé « respiration spécifique » (Chaussod *et al.*, 1986b) ou « quotient métabolique » (Anderson et Domsch, 1993) est analogue à un taux de renouvellement.

Ces mesures forment un ensemble cohérent permettant d'analyser finement les effets de divers facteurs dont l'occupation du sol, les pratiques sylvicoles et culturales sur les micro-organismes du sol. Plusieurs travaux sur les sols forestiers mettent en évidence des modifications très variables de la biomasse microbienne et de son activité, provoquées par les coupes rases (Dick *et al.*, 1988 ; Smethurst et Nambiar, 1990a ; Hughes et Reynolds, 1991 ; Startsev *et al.*, 1998) ou les différentes interventions sylviculturales (Zelles *et al.*, 1987b ; Johnson, 1992 ; Ohtonen *et al.*, 1992). Dans les sols cultivés, les résultats obtenus lors de comparaisons de pratiques culturales montrent généralement une diminution du carbone microbien, d'autant plus importante que les travaux sont intensifs (Follett et Schimel, 1989 ; Collins *et al.*, 1992), avec toutefois une très forte influence du climat et du type de sol (Franzluebbers *et al.*, 1995).

2.5.2 – Carbone et azote minéralisable

Près de 75 % des matières organiques du sol se trouvent sous forme relativement stable et peu décomposable. Les 25 % restant constituent une fraction organique active, facilement décomposable ou minéralisable, ayant un temps de renouvellement relativement court. Cette fraction possède un rôle essentiel dans les sols puisqu'elle participe au recyclage des éléments nutritifs. Elle se trouve à l'interface entre les organismes hétérotrophes qui décomposent les composés organiques en éléments inorganiques et les organismes autotrophes qui utilisent ces derniers pour synthétiser de nouveaux composés organiques (Ellert et Gregorich, 1995). Le carbone minéralisable correspond au flux de CO₂ libéré par la fraction organique active. Il constitue un indicateur de l'activité métabolique des organismes hétérotrophes du sol, de la décomposition des résidus végétaux ou des débris organiques. Il existe également une autre source de CO₂ dans les sols, qui correspond à la respiration racinaire (Davet, 1996). L'azote minéralisable, qui représente le flux net d'azote inorganique libéré par la fraction organique active, constitue un indicateur des quantités d'azote minéralisées et immobilisées par les micro-organismes au cours de la décomposition des matières organiques (Gregorich *et al.*, 1994).

Plusieurs méthodes ont été développées pour mesurer le carbone et l'azote minéralisable en milieu naturel ou en condition de laboratoire. Ces différentes méthodes font généralement appel à des techniques d'incubation de sol sur des durées plus ou moins longues, associées ou non à des mesures de respiration, c'est-à-dire de dégagement de CO₂. En conditions naturelles, des tests de décomposition de matériaux organiques (cellulose, feuilles, pailles, etc.), placés

dans de petits sacs enterrés, sont utilisés pour étudier le taux et la vitesse de décomposition de ces matériaux (calculés sur la base d'une perte de masse), qui reflètent l'activité biologique des sols. Les mesures de respiration du sol sont réalisées à l'aide de chambres placées à la surface du sol et munies de pièges ou de détecteurs permettant de quantifier les flux de CO₂. En condition de laboratoire, les échantillons de sols sont incubés en conditions contrôlées (température, humidité, aération), avec ou sans substrat ajouté (glucose marqué au ¹⁴C par exemple). Dans ce cas, le CO₂ dégagé au cours de l'incubation peut être retenu par un piège qui est relevé puis dosé à intervalle de temps régulier. Des systèmes de mesure en continu des flux de CO₂ existent également. L'azote minéralisable est généralement extrait du sol après incubation, puis dosé sous forme d'azote inorganique (Ellert et Gregorich, 1995).

De nombreux travaux ont utilisé la mesure du carbone et de l'azote minéralisable comme indicateur de la qualité des matières organiques, représentatif de l'activité biologique du sol. Ellert et Gregorich (1995) rapportent les résultats d'un certain nombre de travaux d'incubations *in situ* mettant en évidence que la décomposition de résidus organiques forestiers (feuilles) et agricoles (pailles) est fortement dépendante des conditions environnementales (humidité et température du sol) et des pratiques de gestion de ces résidus (enfouissement ou non). Les pratiques de gestion modifient la respiration du sol, en changeant les conditions de température et d'humidité du sol, le volume et l'activité racinaire, le niveau et la répartition des restitutions végétales au sol. Toutefois, ces auteurs montrent par des exemples que les mesures de respiration *in situ*, conduisent souvent à des résultats très variables, fortement liés aux conditions environnementales différentes d'un site à l'autre, qui ne permettent pas de dégager de tendances générales sur l'effet des différentes pratiques sylvicoles ou agricoles étudiées. Des expériences d'incubation et les mesures de respiration réalisées en laboratoire ont par contre permis de montrer que le carbone et l'azote minéralisable sont des indicateurs sensibles à certaines pratiques de gestion des terres agricoles telles que les amendements, les rotations culturales ou les méthodes de travail du sol. Certains travaux ont montré en particulier que la mise en culture de sols de prairie (Schimel *et al.*, 1985) ou l'intensification des méthodes de travail du sol (Gregorich *et al.*, 1994 ; Franzluebbers *et al.*, 1995) conduisent à un appauvrissement en carbone et azote minéralisable. A l'inverse, Andreux *et al.* (1996) ont mis en évidence que l'application répétée d'amendements organiques pouvait entraîner une augmentation significative de l'azote minéralisable. Appliqués aux sols forestiers, plusieurs travaux ont montré une augmentation de la minéralisation de l'azote suite à l'application de fertilisants (Polglase *et al.*, 1992), ou dans les premières années suivant une coupe rase (Ohtonen *et al.*, 1992).

Le carbone et l'azote minéralisables sont souvent corrélés avec le carbone et l'azote organiques totaux. La proportion de carbone ou d'azote mesurée dans la fraction minéralisable constitue un indicateur sensible à une modification de la qualité des matières organiques (Gregorich *et al.*, 1994). De même, la détermination conjointe de la biomasse microbienne permet de calculer le flux de C-CO₂ par unité de biomasse et par unité de temps. Ce paramètre, appelé « respiration spécifique » ou « quotient métabolique », analogue à un taux de renouvellement des matières organiques, peut être utilisé pour évaluer la dynamique des matières organiques en conditions naturelles ou pour comparer l'effet de différentes pratiques de gestion (voir exemples d'application au paragraphe précédent).

2.5.3 – Enzymes

Les enzymes sont des protéines synthétisées par les plantes et les micro-organismes du sol pour transformer certains substrats, afin de satisfaire leurs besoins métaboliques. L'action des micro-organismes du sol se manifeste surtout par l'intermédiaire des enzymes qu'ils sécrètent ou dont ils imprègnent les produits qu'ils ont digérés, leurs enzymes s'ajoutant d'ailleurs à celles qui se trouvent déjà dans les tissus végétaux morts. Ainsi la décomposition des

matières organiques est assurée par l'action de multiples enzymes intervenant successivement (Gaucher, 1968). De très nombreuses activités enzymatiques peuvent être décelées dans les sols : hydrolases, oxydo-réductases, transférases, lyases, etc. Ces enzymes sont alors présentes sous forme intracellulaires ou extracellulaires, et dans ce dernier cas, elles peuvent être libres ou adsorbées sur les colloïdes du sol (Chaussod, 1996).

Les activités enzymatiques déterminées dans les sols correspondent principalement à l'activité de protéases, de phosphatases, de sulfatases, de lipases ou d'estérases. Ces activités enzymatiques peuvent être déterminées de manière spécifique en mesurant la dégradation d'un substrat ou la formation d'un produit durant l'incubation d'un échantillon de sol. L'activité enzymatique globale a également été étudiée en utilisant comme substrat la fluorescéine diacétate (FDA) qui est hydrolysée par un grand nombre d'enzymes (Schnüner et Rosswall, 1982). Le produit formé par hydrolyse enzymatique de ce substrat est la fluorescéine, dont la production peut être mesurée par microscopie en fluorescence, par fluorométrie ou par spectrophotométrie.

Dans les sols, les enzymes peuvent être utilisées comme indicateurs de qualité des matières organiques car elles sont responsables de la libération de nutriments nécessaires à la croissance des plantes et des micro-organismes, des échanges gazeux entre le sol et l'atmosphère et de certaines propriétés physiques des sols (Gregorich *et al.*, 1994). Les activités enzymatiques ont été utilisées comme indicateur de l'activité microbienne des sols (Schnüner et Rosswall, 1982). L'influence de certaines pratiques forestières et agricoles telles que le compactage du sol lors des coupes rases forestières (Dick *et al.*, 1988) ou l'effet du chaulage et de l'irrigation (Zelles *et al.*, 1987a et b) des sols forestiers ou agricoles (Haynes et Swift, 1988) ont également été mises en évidence par cette méthode. Cependant, les activités enzymatiques dans les sols sont fortement dépendantes de propriétés du sol telles que l'humidité, le pH, la force ionique, la teneur en C et N ainsi qu'à des concentrations en certains éléments (Cu, P...), agissant comme catalyseurs ou inhibiteurs des réactions enzymatiques. Par conséquent, même si leurs activités sont sensibles aux effets d'un polluant ou à des pratiques de gestion (mise en culture, fertilisation, traitements phytosanitaires), les fortes fluctuations spatiales et temporelles auxquelles elles sont confrontées rendent souvent difficilement interprétables les comparaisons entre sols présentant des propriétés physico-chimiques différentes (Chaussod, 1996). De plus, en raison de l'importance des facteurs du milieu et de la nécessité de réaliser les mesures en conditions standardisées, il n'existe généralement pas de relation simple entre l'activité enzymatique déterminée à un instant donné, l'activité enzymatique réelle dans le sol et l'activité globale de la population microbienne du sol (Zelles *et al.*, 1987a).

2.6 – Les approches multiples

Les nombreux exemples que nous avons présentés dans les paragraphes précédents illustrent la grande variété d'indicateurs et la diversité des techniques analytiques utilisées actuellement pour évaluer la qualité des matières organiques des sols. Ces différents indicateurs permettent d'obtenir des informations concernant de multiples compartiments physiques, chimiques et biologiques du sol. Ces informations sont parfois redondantes, souvent complémentaires et donnent une image relativement globale de la qualité organique du sol à un moment donné (Gregorich *et al.*, 1994). L'utilisation simultanée de plusieurs indicateurs permet ainsi de constituer un jeu de données de base (*minimum data set*), utilisable pour évaluer des changements quantitatifs dans la distribution des matières organiques des sols et surtout des évolutions qualitatives de ces matières organiques, avec le temps ou dans un contexte de changement d'occupation ou de pratiques de gestion des sols. Face à la diversité des sols, de leurs matières organiques et des problèmes auxquels on se trouve confronté, les outils que l'on peut mettre en œuvre présentent un

intérêt variable pour lequel la constitution d'un jeu de données de base, adapté à chaque situation, doit permettre d'apporter des solutions.

De très nombreux travaux ont développé des approches multiples mettant en jeu des techniques variées et complémentaires, permettant de disposer d'un certain nombre d'indicateurs utilisés pour caractériser la nature et la dynamique des matières organiques des sols. Les exemples d'application des différentes méthodes utilisées de manière combinée sont multiples. Sans prétentions d'exhaustivité, nous présentons ici quelques exemples qui nous semblent particulièrement illustratifs de l'intérêt de combiner les approches isotopiques, chimiques ou biologiques avec les méthodes de fractionnement physique.

Parmi les nombreux auteurs qui ont utilisé l'abondance naturelle du ^{13}C pour étudier l'évolution des matières organiques, plusieurs travaux ont également fait appel aux techniques de fractionnement densimétrique (Golchin *et al.*, 1994) ou granulométrique (Cerri *et al.*, 1985 ; Balesdent *et al.*, 1988 ; Cambardella et Elliott, 1992 ; Desjardins *et al.*, 1994 ; Gregorich *et al.*, 1995 ; Balesdent et Mariotti, 1996 ; Besnard *et al.*, 1996 ; Monreal *et al.*, 1997 ; Balesdent *et al.*, 1998). Ces travaux ont montré l'intérêt d'associer ces deux techniques qui permettent de quantifier l'incorporation de nouveau carbone au sein des différentes fractions de la matière organique, qui réagissent différemment aux pratiques de gestion ou d'occupation du sol. Cette approche permet d'isoler des compartiments ayant une réelle signification fonctionnelle dans le renouvellement du carbone organique du sol et d'étudier l'évolution et la dynamique du carbone de chacun de ces compartiments.

La combinaison de méthodes de caractérisation chimique et de séparation physique des matières organiques du sol a souvent été utilisée avec intérêt pour évaluer les effets de l'occupation du sol sur la qualité et l'évolution des matières organiques du sol. Guggenberger *et al.* (1994) ont ainsi analysé la composition des matières organiques de fractions granulométriques de sols soumis à des occupations différentes (forêt, cultures, prairies), en s'appuyant sur des analyses d'hydrates de carbone et de lignines. Ces travaux mettent en évidence l'importance de la nature de la végétation dans la composition des matières organiques des fractions grossières alors que la composition des matières organiques des fractions fines est plutôt dépendante de l'environnement physico-chimique du sol. Par conséquent, l'effet d'un changement d'occupation du sol se traduit différemment en fonction des fractions et peut être évalué à travers la composition des matières organiques.

Golchin *et al.* (1994) (1995) ont appliqué des techniques analytiques similaires (CP/MAS ^{13}C -NMR, Py/MS) pour étudier la composition chimique et l'organisation des matières organiques de fractions densimétriques de sols forestiers et convertis en prairie. Ces travaux montrent en particulier que les matières organiques légères libres sont composées de molécules très labiles telles que des sucres et des composés azotés, se renouvelant très rapidement et disparaissant rapidement après la conversion. A l'inverse les matières organiques denses associées à la matrice minérale sont composées de molécules humifiées, plus résistantes à la mise en culture. Ces auteurs montrent également des différences de stabilisation de matières organiques physiquement protégées par la matrice minérale qu'ils attribuent à une protection chimique différente liée à leur composition.

Monreal *et al.* (1997) utilisent une approche intégrée pour décrire la cinétique de la matière organique contenue dans des agrégats obtenus par fractionnement granulométrique de sols forestiers et cultivés, en combinant des approches chimiques (Py/FIMS) et isotopiques (^{13}C et ^{14}C). Ces auteurs montrent que les matières organiques associées aux gros agrégats (>250 μm) sont constituées de carbone jeune, se renouvelant rapidement et composé de molécules directement

héritées de la végétation et des organismes du sol, alors que les petits agrégats (<50 µm) sont constitués de carbone résistant, se renouvelant très lentement et composé de molécules fortement humifiées.

Bolinder *et al.* (1999) ont étudié la sensibilité de plusieurs indicateurs de qualité des matières organiques du sol (carbone et azote total, hydrates de carbone, biomasse microbienne, fraction légères, matières organiques particulaires) aux pratiques agronomiques de conservation du sol dans divers agrosystèmes canadiens. Ces auteurs ont montré que les fractions légères, les matières organiques particulaires et la biomasse microbienne du sol constituent des indicateurs particulièrement sensibles aux pratiques culturales. Ces travaux ont toutefois montré que la sensibilité de ces indicateurs varie en fonction des situations, alors que le carbone et l'azote total du sol réagissent de manière relativement constante aux pratiques de conservation. Ces travaux ont permis de caractériser un ensemble d'indicateurs constituant un jeu de données minimal utile, fiable et facilement mesurable, applicable à l'ensemble de la région étudiée.

Dans une approche similaire, Campbell *et al.* (1999) ont étudié l'évolution saisonnière d'un ensemble de propriétés biologiques (carbone et azote total, biomasse microbienne, carbone minéralisable et carbone organique soluble) et de certaines fractions densimétriques (légères) et granulométriques (matières organiques particulaires) dans deux agrosystèmes canadiens (tchernoziom noir et prairie semi-aride), soumis à différentes pratiques culturales. Dans les deux situations, les constituants les plus labiles (carbone minéralisable et carbone organique soluble, fractions légères et matières organiques particulaires) se sont montrés beaucoup plus sensibles aux différents traitements que le carbone organique total. Ces auteurs ont toutefois souligné la forte dépendance de ces propriétés vis-à-vis des conditions météorologiques (température, humidité) et par conséquent leurs fortes fluctuations saisonnières.

2.7 – Conclusion partielle

Les matières organiques des sols sont constituées de nombreux compartiments représentant des fractions plus ou moins abondantes dans les sols et possédant des propriétés et des fonctions différentes. De nombreuses méthodes ont été développées afin de caractériser puis quantifier ces compartiments et de pouvoir suivre leur évolution quantitative et qualitative dans les sols naturels ou dans les systèmes anthropisés. De récents travaux ont souligné l'intérêt de développer l'utilisation de faisceaux d'indicateurs se rattachant à des propriétés ou à des fonctions des matières organiques, afin de disposer d'un jeu de données de base relativement complet, permettant d'évaluer la qualité des matières organiques des sols. A travers quelques exemples de travaux ayant développé ce type d'approche « multiple », nous avons montré que l'association de ces différentes méthodes au sein d'une chaîne de traitement pouvait permettre d'isoler certains compartiments fonctionnels et de caractériser leur dynamique.

Les sols des Landes de Gascogne sont soumis depuis peu à des pratiques de gestion sylvicole et agricole de plus en plus intensives, dont les conséquences pourraient se révéler préjudiciables pour le maintien à long terme de leur fertilité et de leur qualité. Parmi les propriétés des sols susceptibles d'être profondément modifiées par l'intensification des pratiques de gestion, les matières organiques pourraient être la première concernée, en terme d'évolution des stocks de carbone mais également en terme de modification de qualité de ces matières organiques. Dans le chapitre I, nous avons mis en évidence les caractéristiques particulières des sols landais (sols podzolisés, sableux et hydromorphes, pauvres en minéraux altérables), leur diversité et leur répartition sous forme de toposéquences, en relation avec le régime hydrique de la nappe phréatique et les formes de relief, ainsi que les propriétés des matières organiques, particulièrement abondantes dans ces sols et dont l'évolution est étroitement liée à l'organisation des sols. L'évaluation et le suivi de l'évolution des matières organiques des sols, sous l'influence de

pratiques de gestion sylvicole intensives telles que la coupe rase ou d'un changement d'occupation tel que la mise en culture, doit nécessairement prendre en compte les caractéristiques originales des sols landais. Cette évaluation doit par conséquent s'appuyer sur une démarche faisant appel à des outils adaptés et complémentaires, permettant une caractérisation précise, à la fois quantitative et qualitative, de la variabilité spatiale et temporelle des matières organiques des sols.

3 - La démarche

Dans cette revue bibliographique nous avons montré que la caractérisation des cinétiques d'évolution des constituants organiques du sol pouvait faire appel à une large panoplie de techniques analytiques. Nous avons également montré au préalable que les matières organiques des sols landais présentaient une forte variabilité spatiale, dont une partie était sous la dépendance du micro-relief, par l'action du régime hydrique et des associations végétales qui lui sont liées.

- *Analyse préalable de l'organisation et de la variabilité spatiale des teneurs en carbone*

Une première question est de savoir si les lois d'organisations qui ont été montrées par des travaux antérieurs (Righi, 1977 ; Righi et Wilbert, 1984), ou par nos premières investigations (Chapitre I § 2.3 et (Jolivet, 1996) présentent un caractère généralisable au sein des grands pédopaysages, ou si l'ordonnement des stocks de carbone en fonction du micro-relief est variable. Une autre question est de pouvoir quantifier l'étroitesse des relations entre ce micro-relief et la quantité ou la qualité des matières organiques. En d'autres termes, quelle est la part de variabilité résiduelle autour de la relation topographie - matière organique ? Enfin, au plan de l'application d'une stratégie de surveillance ou de mise en évidence d'évolutions *a posteriori*, quelles sont les conséquences de l'organisation spatiale en terme de stratégie d'échantillonnage à retenir ?

Pour répondre à ces questions, nous analyserons dans un premier temps la variabilité spatiale du carbone organique au sein de deux pédopaysages des Landes de Gascogne : le pédopaysage de lande humide et le pédopaysage de lande mésophile à lagunes. Cette variabilité sera analysée dans sa dimension verticale (profils de carbone) ainsi que dans ses dimensions horizontales (toposéquences) (**Chapitre III**). L'objectif est ici de caractériser la stabilité et la forme de la relation topographie - stocks de carbone. Les paramètres retenus pour ce travail seront essentiellement des teneurs totales (carbone et azote organiques total).

Afin de caractériser la structure spatiale de notre variable d'intérêt nous réaliserons ensuite une analyse géostatistique des teneurs sur plusieurs parcelles appartenant à des pédopaysages différents et sous diverses occupations (**Chapitre IV**). Nous tenterons alors d'identifier les déterminants de cette variabilité (types de sol, topographie) et de quantifier les relations existant entre ces déterminants et notre variable d'intérêt. Deux objectifs sous-tendent cette démarche spatiale. Le premier objectif est purement cognitif : il s'agit de comprendre l'organisation des stocks de carbone dans ces sols et d'en identifier les principaux déterminants. Le deuxième objectif est appliqué à l'étude de la cinétique de ce paramètre : nous tenterons de dégager les stratégies d'échantillonnages à choisir selon que l'on désire réaliser un suivi *in situ* ou réaliser une approche chronoséquentielle *a posteriori* (comparaison de parcelles de dates de défrichement différentes).

Au sein de ces différentes parcelles nous appliquerons un plan d'échantillonnage très dense, combiné à la réalisation d'un modèle numérique d'altitude, ainsi qu'à une cartographie des types de sols observés. Nous effectuerons ensuite une analyse statistique des relations carbone - type de sol - topographie. Nous caractériserons la structure spatiale du carbone par une analyse variographique, afin d'estimer les distances d'autocorrélation de ce paramètre et leur caractère plus ou moins généralisable. Nous tenterons de déduire de cette analyse les stratégies d'échantillonnage adaptées à nos objectifs.

- ***Dynamiques spatiales et temporelles sur des pas de temps courts***

En appliquant les stratégies d'échantillonnage définies précédemment, nous analyserons ensuite *in situ* l'impact des principales occupations du sol et d'une coupe rase sur la dynamique à court terme des matières organiques, de la biomasse microbienne et du carbone minéralisable (**Chapitre V**). L'intérêt d'étudier une coupe rase est double : évaluer l'impact de cette opération sylvicole dont le retour est de plus en plus fréquent, simuler l'opération de défrichement qui précède la mise en culture. Pour étudier cette dynamique sur un pas de temps court nous choisissons des indicateurs ayant un temps de réaction rapide (biomasse microbienne, carbone minéralisable, carbone organique soluble, sucres). Dans un premier temps nous réaliserons une étude de la variabilité spatiale du carbone microbien à une date donnée sur plusieurs parcelles. Sur deux parcelles (la coupe rase et une parcelle témoin en ligniculture) nous réaliserons une cartographie des teneurs en carbone et de la biomasse microbienne à plusieurs dates. Cette étude permettra une première analyse des déterminants de la variabilité du carbone microbien. Elle permettra également de réaliser un suivi, dans les deux composantes spatiales et temporelles, de l'impact de la coupe rase comparée à la dynamique sous forêt. Ce travail sera utilisé pour tester la pertinence d'une stratégie d'échantillonnage composite pour un suivi à pas de temps court. Nous nous intéresserons plus particulièrement à l'effet de la coupe rase et des différentes interventions qui y sont associées, sur la dynamique à pas de temps court de ces indicateurs. Nous tenterons enfin de réaliser un bilan global de l'effet de la coupe sur le stockage en carbone des sols.

- ***Dynamique temporelle à long terme***

Pour caractériser *a posteriori* l'effet de la mise en culture, nous mettrons en place une approche chronoséquentielle afin d'étudier la dynamique à moyen et long terme du carbone organique (**Chapitre VI**). Les chronoséquences seront constituées de jeux de parcelles de dates de défrichement différentes et présentant, autant que faire se peut, des organisations spatiales comparables. Nous stratifierons ainsi nos chronoséquences en fonction des connaissances apportées par les études concernant la variabilité spatiale. Nous tenterons ensuite de caractériser cette dynamique par des fractionnements physiques associés à des déterminations isotopiques. Afin d'aller plus loin dans l'identification de compartiments fonctionnels sur des parcelles sélectionnées, nous examinerons la morphologie des constituants organiques associés aux différentes fractions. Pour étudier les changements qualitatifs de la matière organique nous étudierons également la dynamique des sucres, de la biomasse microbienne et de composés dérivés de la lignine. La parcelle « Coupe-rase » sera intégrée à une chronoséquence, afin de prendre en compte les cinétiques précoces suivant le défrichement.

Deuxième partie :
Variabilité spatiale du carbone organique

Variabilité des profils de carbone à l'échelle de la toposéquence

Dans les Landes de Gascogne, l'eau est le principal agent responsable de la répartition des paysages et de la différenciation des sols. Sous l'influence du micro-relief, particulièrement exprimé au sein des interfluves de lande humide *s.l.*, les fluctuations saisonnières de la nappe phréatique superficielle sont à l'origine de la répartition des associations végétales et influencent fortement la dynamique des matières organiques des sols. Cette interaction entre la topographie et l'amplitude de battement de la nappe phréatique génère une forte variabilité des sols et des teneurs en matières organiques qui intervient sur de courtes distances, sous forme de toposéquences d'hydromorphie croissante. Cette organisation des sols, qui se traduit au niveau de l'intensité de la podzolisation mais également au travers de la distribution des matières organiques au sein des profils de sols, a clairement été mise en évidence par les travaux de Jambu et Righi (1973) et Righi (1977) sur des sols des Landes du Médoc. Ces auteurs ont ainsi montré que les podzols les plus évolués (PODZOSOLS DURIQUES) occupent généralement le sommet des buttes du micro-relief. A ces podzols correspondent les profils verticaux de carbones les plus différenciés, en relation avec la présence d'un horizon éluvial bien individualisé (auquel correspondent des teneurs en carbone très faibles), mais également avec la présence d'un ou plusieurs horizons spodiques particulièrement riches en carbone. A l'opposé, les podzols les moins évolués (PODZOSOLS HUMIQUES) occupent les dépressions du micro-relief. Ces podzols possèdent une distribution verticale du carbone relativement monotone, avec des teneurs diminuant régulièrement depuis la surface du sol jusqu'à la roche mère. Entre ces deux pôles relativement bien individualisés, se trouve un ensemble de podzols présentant des caractéristiques pédogénétiques et des profils de carbone intermédiaires, parmi lesquels se trouvent les PODZOSOLS HUMO-DURIQUES et les PODZOSOLS MEUBLES.

Les travaux antérieurs ont parfaitement décrit cette organisation particulière des sols, sous forme de toposéquences dirigées par le micro-relief et par l'amplitude de battement de la nappe phréatique. Ils ont montré les conséquences de cette organisation sur la dynamique des matières organiques de ces différents types de sol. D'après les travaux de Righi (1977) les stocks de carbone de l'horizon superficiel (A) diminuent régulièrement des PODZOSOLS DURIQUES aux RÉDOXISOLS sableux peu humifères selon une loi relativement linéaire. Les résultats que nous avons obtenus à partir de la toposéquence du Bray (*cf.* Chapitre I), confirment cette organisation des sols et des stocks de carbone en fonction du micro-relief, entre un pôle durique placé en sommet de butte et un pôle humique situé en bas de toposéquence. Cependant, il est possible que cette relation entre le micro-relief, les stocks et les profils de

séquestration du carbone organique ne s'exprime pas partout de la même façon. En effet, l'amplitude du micro-relief est différente selon les pédopaysages landais. Ces différences correspondent à des variations du modelé local, liées aux modalités de la mise en place du Sable des Landes et à la situation topographique des sols vis-à-vis du réseau hydrographique. Le micro-relief conditionne la présence ou au contraire l'absence de la nappe phréatique au sein des profils de sol, dont l'amplitude de battement est à l'origine de la répartition des espèces végétales et de l'évolution pédogénétique des sols. L'ensemble de ces caractéristiques permet de distinguer les principaux pédopaysages landais : la lande sèche, la lande mésophile et la lande humide (cf. Chapitre I). L'organisation des sols et des stocks de carbone établie par Righi (1977) pour les Landes du Médoc, que nous avons en partie observée dans la parcelle du Bray, correspond au pédopaysage de lande humide. Il est possible que les relations existant entre le micro-relief et le type de sol ou entre le micro-relief et les stocks de carbone puissent varier entre ces différentes situations et qu'elles puissent se traduire par des lois différentes dans chaque pédopaysage. De telles variations ont d'ailleurs été mises en évidence par les travaux de Righi et Wilbert (1984) sur les sols d'une toposéquence de transition « lande sèche – lande humide ». Dans cette toposéquence, l'organisation des types de sols est conforme avec celle de la lande humide, mais les teneurs en matières organiques des horizons A et BPh sont variables et ne semblent pas être en relation avec la position du profil dans la séquence. Par conséquent, si l'existence d'une relation entre le micro-relief, les types de sols et les stocks de carbone organique n'est pas à remettre en question, il semble que cette relation ne soit pas systématiquement linéaire, mais puisse s'avérer plus complexe dans certaines situations.

D'un point de vue appliqué, compte tenu de l'existence de relations même complexes entre le micro-relief, les types de sol et les stocks de carbone, la connaissance du micro-relief pourrait s'avérer très utile pour spatialiser les stocks ou la dynamique du carbone à l'échelle locale ou régionale. Cependant, malgré l'existence de ces relations, la variabilité pédologique semble parfois très importante sur de courtes distances. Les travaux de Courcoux (1982) ont illustré cette forte variabilité des types de sol, sur un transect pédologique situé dans une parcelle forestière des Landes girondines (lande humide). Cette variabilité se traduit en particulier par la discontinuité des bancs d'aliols, alternant avec des couches meubles. Elle s'exprime à une échelle métrique sans relation apparente avec le micro-relief (cf. Chapitre I). Par conséquent, il est possible que l'intensité des relations liant le micro-relief, les types de sol et les stocks de carbone puisse varier d'un secteur à l'autre et que ces relations soient de plus modifiées par la présence d'une gamme supplémentaire de variabilité s'exprimant à une échelle infra-métrique. Si cette micro-variabilité n'est pas conjoncturelle et se manifeste d'une manière générale dans les sols landais, quelle en serait la conséquence sur la spatialisation des stocks de carbone ?

La mise en culture des sols forestiers modifie la distribution des teneurs en carbone et provoque une diminution des stocks de carbone dans les horizons superficiels, sous l'effet des perturbations physiques liées au travail du sol et des changements des propriétés physico-chimiques liés aux pratiques culturales. Compte tenu de la variabilité spatiale qui caractérise les sols des Landes de Gascogne et les stocks de carbone qui leurs sont associés, comment se traduit l'effet de la mise en culture sur les relations existant entre le micro-relief et le type de sol ou entre le micro-relief et les stocks de carbone ? Autrement dit, l'effet de la mise en culture se fait-il sentir de la même manière au sein des différents types de sols et dans les différents pédopaysages landais ?

Pour tenter de répondre à ces différentes questions, nous avons choisi de travailler dans des milieux représentatifs de deux principales situations pédopaysagiques des Landes de Gascogne : un milieu de lande humide *s.l.* présentant un relief très plat et un milieu plus contrasté en terme de micro-relief, associant des situations de lande mésophile, humide et très humide avec la présence de lagunes. Dans ces deux situations pédopaysagiques, nous avons

étudié la distribution du carbone organique sur un ensemble de profils de sol ou de prélèvements de surface au sein de parcelles forestières ou cultivées. Ces parcelles possèdent des caractéristiques comparables en terme de micro-relief ou d'aménagement hydraulique. Elles correspondent à des occupations du sol différentes et représentatives du milieu landais : forêt mixte, forêt de Pin maritime, coupe rase forestière et culture de maïs. Le choix de ces occupations du sol différentes devrait permettre de savoir dans quelle mesure les pratiques de gestion sont susceptibles de modifier les profils de carbone. Dans ce travail, nous faisons l'hypothèse que les horizons profonds (< 50 cm) sont peu affectés par les changements de stocks de carbone lors de la mise en culture, ou du moins que ce n'est pas dans ces horizons qu'interviendront les changements les plus importants. Par conséquent, nous allons nous intéresser plus particulièrement aux horizons de surface, concernés par les pratiques de gestion sylvicole et agricole.

1 – Matériels et méthodes

1.1 – Sites

En situation de lande humide, nous avons étudié un dispositif situé sur le domaine expérimental de l'INRA de Pierroton, sur la commune de Cestas (Gironde), à 30 km au sud-ouest de Bordeaux. Ce dispositif est constitué de quatre parcelles adjacentes, représentatives des principales occupations du sol et des pratiques sylvicoles du massif landais : une forêt mixte naturelle classée en « réserve biologique » par les responsables du domaine expérimental, une forêt de Pin maritime conduite en sylviculture intensive (ligniculture), une forêt de Pin maritime conduite en sylviculture intensive récemment passée en coupe rase et une parcelle forestière convertie en monoculture intensive de maïs irrigué depuis 6 ans. Ce dispositif est particulièrement intéressant puisque ces parcelles sont pérennes et sont très bien caractérisées quant à leur historique. D'autre part, elles font l'objet d'un certain nombre d'autres études mises en place et suivies par les laboratoires d'Écophysiologie et Nutrition et de Croissance de l'INRA de Cestas-Pierroton ou par la Station d'Agronomie de l'INRA de Bordeaux.

En situation de lande mésophile à dépressions lagunaires, nous avons étudié un autre dispositif situé sur la commune de St-Symphorien (Gironde), à 50 km au sud de Bordeaux. Ce dispositif est constitué d'une parcelle forestière (Tanon) et d'une parcelle cultivée en monoculture intensive de maïs depuis 12 ans (SYM12). Dans le cadre de ce chapitre, nous nous intéresserons uniquement à la parcelle cultivée.

1.1.1 – Dispositif de Pierroton

a) **Forêt mixte** : Cette parcelle est constituée d'un peuplement forestier mixte, issu d'un semis naturel de pins maritimes (*Pinus pinaster*) et de diverses espèces de feuillus. Toutes les classes d'âge semblent représentées et les plus vieux arbres ont un âge estimé à 70-80 ans. Cette parcelle est classée en « réserve biologique » sur le domaine, par conséquent elle ne subit aucune intervention sylvicole, à l'exception du débardage des arbres tombés à terre. Les différentes strates végétatives sont représentées et la diversité spécifique est relativement importante. Si l'on écarte la strate muscinale, omniprésente sur l'ensemble de la parcelle, la répartition des espèces végétales permet de distinguer deux zones distinctes :

- Au sud de la parcelle, la strate arborée est composée d'une futaie irrégulière de Pin maritime, avec quelques feuillus isolés, Chêne pédonculé (*Quercus robur*) et Bouleau verruqueux (*Betula verrucosa*). La strate arbustive est composée de jeunes arbres (pins maritimes, chênes, bouleaux, houx, *prunus*, etc.) et de

Bruyère à balais (*Erica scoparia*). La strate herbacée est composée de Molinie bleue (*Molinia coerulea*), de bruyères (*Erica cinerea*, *Calluna vulgaris*), d'ajoncs (*Ulex europaeus*, *Ulex minor*) et localement de Bourdaine (*Rhamnus frangula*).

- Le nord de la parcelle est constitué d'un peuplement mixte à dominante feuillue, principalement composé de Chêne pédonculé, Bouleau verruqueux et Pin maritime et Peuplier tremble (*Populus tremula*). Quelques espèces feuillues introduites ont également été répertoriées : Chêne noir (*Quercus nigra*), Chêne rouge (*Quercus rubra*) et Cerisier noir (*Prunus serotina*). La présence de nombreux troncs morts de Saule cendré (*Salix atrocinerea*) atteste d'une modification relativement récente des conditions de drainage de la parcelle. La strate arbustive est composée de nombreuses espèces feuillues : chênes, bouleaux, houx (*Ilex aquifolium*), cerisiers, arbousiers et châtaigniers (*Castanea sativa*) et de Bruyère à balais. La strate herbacée est essentiellement composée de Chèvrefeuille des bois (*Lonicera periclymenum*), de lierre (*Hedera helix*), de ronce (*Rubus fruticosus*), de bruyères (*Erica cinerea*, *Calluna vulgaris*) et de Molinie bleue.

b) Ligniculture : Cette parcelle est constituée d'un peuplement de Pin maritime installé depuis 35 ans, issu de plants sélectionnés pour un test comparatif de descendance maternelle. Ce peuplement est conduit en sylviculture intensive avec un objectif long terme (50 ans). Depuis son installation, il a subi l'itinéraire sylvicole suivant :

- 1962 : préparation du terrain avec fertilisation (NPK, 17-44-30) et labour en plein (charrue forestière)
- 1964 : plantation de 2272 plants / ha, fertilisés localement (PK respectivement 30 g et 10 g / plant)
- 1965 et 1967 : fertilisation localisée (N respectivement 3 g puis 4 g / plant)
- débroussaillage au gyrobroyeur dans les interlignes tous les deux ans
- 1976, 1981, 1984, 1988 : éclaircies (respectivement 1/2, 1/4, 1/4, 1/2)

Actuellement, la densité du peuplement est de 403 pins / ha, avec des interlignes de plantation de 3 m. La végétation correspond à celle de la lande humide *s.l.*. La strate arbustive est peu développée, à l'exception des lignes de plantation, en raison du débroussaillage régulier dans les interlignes. Elle est composée de jeunes chênes pédonculés, de chênes rouges, de bourdaine et de bruyère à balais. La strate herbacée est dominée par la Molinie sur une grande partie de la parcelle, qui correspond aux stations les plus humides. Dans ces zones, on rencontre également l'Ajonc nain. Dans les stations mieux drainées la Fougère Aigle est l'espèce dominante. L'Avoine de Thore (*Pseudarenatherium thorei*) est omniprésente dans la parcelle. En dépit de ces grandes tendances, la répartition naturelle des espèces en fonction des nuances de drainage ne semble pas s'exprimer parfaitement sur cette parcelle, certainement en raison des interventions sylvicoles qui ont pu modifier sensiblement la répartition des espèces (*cf.* chapitres I et II).

c) Coupe rase : Au printemps 1997, cette parcelle était constituée d'un peuplement de Pin maritime âgé de 36 ans, similaire au peuplement de la parcelle Ligniculture. Les pins étaient issus de plants sélectionnés (test comparatif de descendance maternelle, abandonné par la suite) et conduits en sylviculture intensive jusqu'en juin 1997, date à laquelle cette parcelle est passée en coupe rase. Depuis son installation, ce peuplement a subi l'itinéraire sylvicole suivant :

- 1961 : Plantation de 2272 plants / ha, fertilisés localement (NPK 4-15-8 à 60 g / plant)
- 1964 : fertilisation (Hyperphosphate 150 kg/ha)
- débroussaillage au gyrobroyeur dans les interlignes tous les deux ans

- 1969, 1974, 1979, 1981 : éclaircies (respectivement $\frac{1}{3}$, $\frac{1}{2}$, $\frac{1}{4}$, $\frac{1}{2}$). La dernière éclaircie a été réalisée en supprimant une ligne sur deux
- mai 1996 : dernier débroussaillage au gyrobroyeur dans les interlignes avant l'exploitation

Avant la coupe rase, la densité du peuplement était de 266 pins / ha, avec des interlignes de plantation de 6 m. La végétation du sous-bois était similaire à celle de la ligniculture, avec les mêmes remarques concernant la répartition des espèces sur la parcelle. Les opérations sylvicoles réalisées à partir de la coupe rase ont été les suivantes :

- juin 1997 : coupe rase et débardage
- octobre 1997 : broyage des résidus de coupe au rouleau landais (houppiers)
- décembre 1997 : dessouchage
- février 1998 : incorporation au sol des résidus de coupe par disquage (cover-crop, profondeur 15-20 cm)
- avril 1998 : fertilisation (P 92 kg/ha) et labour à la charrue forestière (monosoc, profondeur 40-50 cm)
- juillet 1999 : débroussaillage et incorporation des résidus par disquage (15-20 cm de profondeur)

d) Monoculture intensive de maïs (CES6) : Cette parcelle est cultivée en monoculture intensive de maïs irrigué depuis 1992. A l'origine elle était constituée d'une futaie irrégulière de Pin maritime dont l'âge moyen a été estimé à 44 ans en 1991, quand a eu lieu la coupe rase. Après la coupe, plusieurs opérations ont été réalisées pour préparer le terrain à la mise en culture : dessouchage et brûlage des souches sur place, sous-solage de l'alias à 1,20 m de profondeur tous les mètres, drainage, chaulage (2 T/ha de dolomie) et labour. Puis chaque année, la culture du maïs est conduite approximativement de la manière suivante :

- mars : déchaumage (cover-crop) et préparation du sol, chaulage (400 kg dolomie/ha), fertilisation (250 kg N, 160 kg P₂O₅, 110 kg K₂O, 200 kg MgO par ha) et labour
- mi - avril : semis (variétés tardives ou semi-tardives)
- fin mai : nouvel apport d'azote
- de juin à août : irrigation (environ 320 mm)
- mi - octobre : récolte des grains puis broyage des résidus, laissés en couverture de sol pendant l'hiver

Les sols des parcelles du dispositif de Pierroton sont des podzols. Ils varient du PODZOSOL DURIQUE dans les zones les plus sèches (sommet de butte) au PODZOSOL HUMIQUE dans les zones les moins drainées (dépression). Dans les zones intermédiaires, les sols sont des PODZOSOLS HUMO-DURIQUES et/ou des PODZOSOLS MEUBLES.

1.1.2 – Dispositif de St-Symphorien

La parcelle étudiée (SYM12) se trouve à l'emplacement d'un ancien peuplement de Pin maritime défriché au cours de l'hiver 1984-85. Cette parcelle est cultivée en monoculture intensive de maïs irrigué depuis sa mise en culture. Immédiatement après la coupe rase, la préparation du sol pour la culture a été réalisée de la manière suivante :

- dessouchage et brûlage des souches sur place
- labour profond à la charrue forestière (environ 40 cm et jusqu'à 70 cm dans certaines zones lagunaires)
- apports d'oligo-éléments et de 4000 kg.ha⁻¹ de chaux

La première récolte de maïs a eu lieu en octobre 1986. Au moment des prélèvements de sol (en avril 98), cette parcelle était donc cultivée depuis 12 ans. Chaque année, la conduite culturale est approximativement la suivante :

- mars : préparation du sol avec incorporation des résidus de culture de l'année précédente (cover-crop), chaulage (1000 kg.ha⁻¹ de chaux), fertilisation (500 kg.ha⁻¹ NPK 10-23-20, soufre) et labour
- mi - avril : semis (variétés semi-tardives)
- fin mai : nouvel apport d'azote (270 kg.ha⁻¹)
- de juin à août : irrigation (6 mm.j⁻¹ soit environ 250 mm sur la saison culturale)
- mi - octobre : récolte des grains puis broyage de résidus, laissés en couverture de sol pendant l'hiver

Cette parcelle est située dans un secteur des landes où l'on rencontre de nombreuses lagunes. Les sols sont donc plus variables que dans les parcelles précédentes. Ils varient du PODZOSOL DURIQUE dans les zones les plus sèches au PODZOSOL HUMIQUE dans les zones moins drainées et au RÉDOXISOL sableux humifère dans les zones lagunaires. Dans les zones intermédiaires, les sols sont des PODZOSOLS HUMO-DURIQUES et/ou des PODZOSOLS MEUBLES.

1.2 – Échantillonnage

Nous avons dû observer certaines précautions sur le dispositif de Pierroton, en raison de contraintes expérimentales. La parcelle Forêt mixte étant classée « réserve biologique » et la parcelle cultivée supportant des essais de référence agronomique, le creusement des fosses pédologiques était impossible dans ces deux parcelles. Par conséquent, plusieurs toposéquences ont été étudiées à partir de prélèvements réalisés dans la couche superficielle du sol (0-30 cm). Dans les parcelles Ligniculture, Coupe rase et dans la parcelle cultivée de St-Symphorien, plusieurs toposéquences ont été étudiées à l'aide de fosses pédologiques. Dans la parcelle de St-Symphorien, une tranchée de plusieurs mètres de long a permis d'observer la variabilité des horizons pédologiques de manière continue.

1.2.1 – Toposéquences sur fosses pédologiques

Dans la parcelle Ligniculture, la séquence de profils étudiée est notée L1 à L3. Cette séquence est constituée de 3 profils, situés le long de la pente du micro-relief. Le premier profil se trouve au sommet d'une butte et correspond à un PODZOSOL DURIQUE ; le second profil est situé à mi-pente et correspond à un PODZOSOL MEUBLE ; et le troisième profil situé dans une dépression, correspond à un PODZOSOL HUMIQUE.

Dans la parcelle Coupe rase, la séquence de profils étudiée est notée CR1 à CR3. Cette séquence est constituée de 3 profils, échantillonnés en juin 1998 après l'abattage des arbres, le dessouchage et le labour forestier. Les profils sont situés le long de la pente du micro-relief. Le premier profil est situé au sommet d'une butte du micro-relief et correspond à un PODZOSOL DURIQUE ; le second profil est situé à mi-pente et correspond à un PODZOSOL MEUBLE ; et le troisième profil, situé dans une dépression, correspond à un PODZOSOL HUMIQUE. Un profil supplémentaire a été étudié dans cette parcelle. Il s'agit d'un PODZOSOL HUMIQUE (CR5) situé dans une dépression. Ce profil a été échantillonné avant et après le labour forestier.

Dans la parcelle cultivée de St-Symphorien (SYM12), les deux séquences étudiées sont constituées de plusieurs profils disposés le long de la pente du micro-relief. La première série (SYM12-1 à SYM12-2.4) correspond à cinq profils pédologiques disposés le long d'une tranchée, placée le long de la pente d'une toposéquence. Les sols

évoluent dans cette séquence du PODZOSOL DURIQUE au PODZOSOL HUMIQUE, avec un PODZOSOL MEUBLE en position intermédiaire. La seconde série (SYM12-3 à SYM12-6) est placée comme la série précédente le long d'une séquence partant d'un sommet de butte. Cette séquence se poursuit vers une dépression, située à l'emplacement d'une ancienne lagune. Dans cette toposéquence, les sols évoluent du PODZOSOL DURIQUE au RÉDOXISOL humifère sableux. Les profils intermédiaires correspondent à un PODZOSOL HUMO-DURIQUE et à un PODZOSOL HUMIQUE.

Les cinq toposéquences représentent un total de 16 profils. Sur chaque profil, plusieurs séries d'échantillons ont été prélevées sur les parois de fosses pédologiques, au mois de juin 1998 (L, CR et SYM12). Pour la séquence CR1 à CR3, l'échantillonnage a été réalisé après le labour forestier. Pour le profil CR5, les échantillons ont été prélevés avant et après le labour. Dans ce cas, les échantillons collectés après le labour ont été prélevés sur des fosses creusées dans un rayon de 2 m autour de l'emplacement des fosses creusées avant le labour. La première série d'échantillons prélevée correspond aux différents horizons pédologiques observés, depuis la couche d'humus (O), quand elle existe, jusqu'à la roche mère (C). La seconde série a été prélevée par incrément systématique de 5 à 10 cm depuis la surface du sol jusqu'au bas du profil (entre 60 et 160 cm selon les fosses). Pour le profil CR5, les échantillons ont été prélevés par incrément de 2 cm. La troisième série correspond à des cylindres prélevés par incrément de 5 à 10 cm pour la détermination de la densité apparente.

1.2.2 – Toposéquences de surface

Dans les cinq parcelles, plusieurs séries de 15 prélèvements distants de 50 cm disposés le long de toposéquences ont été réalisées dans la couche superficielle du sol (0-30 cm) après suppression de l'horizon O. En chaque point échantillonné, les horizons pédologiques ont été décrits jusqu'à 1,20 m par sondage à la tarière.

1.3 – Analyses

Tous les échantillons ont été séchés à l'air. Les échantillons de sol ont été tamisés manuellement à 2 mm. Les analyses physico-chimiques ont été réalisées au laboratoire INRA d'Arras, selon des méthodes standard (AFNOR, 1996) : granulométrie 8 fractions, pH eau, carbone et azote organique par analyse élémentaire après combustion sèche, capacité d'échange cationique (Metson), cations échangeables (acétate d'ammonium), phosphore (Dyer), aluminium échangeable (KCl), fer libre (DEB), aluminium et fer total (HF). Pour la détermination de la densité apparente, les échantillons de volume connu ont été séchés à 105°C jusqu'à poids constant puis pesés.

1.4 - Traitements et expression des résultats

La densité apparente, exprimée en g.cm^{-3} , est calculée en divisant le poids sec à 105°C de l'échantillon par son volume. Les teneurs pondérales en carbone organique (g.kg^{-1}), obtenues par l'analyse élémentaire, ont été transformées en stocks, exprimés en kg.m^{-2} . Les stocks sont calculés en faisant le produit de la teneur en carbone, de la densité apparente et de l'épaisseur de la couche de sol considérée. Les stocks de carbone ont été calculés sur une profondeur de 30 cm, qui correspond à l'épaisseur de sol travaillée chaque année pour la culture du maïs (labour). Les stocks de la couche de sol 30-50 cm ont également été calculés afin de tenir compte de l'épaisseur totale de sol perturbée par le labour profond succédant la coupe rase (charrue forestière), pour préparer le sol à l'installation d'une nouvelle plantation forestière ou à la mise en culture. Les stocks de carbone présents dans les horizons spodiques ont été déterminés de manière à pouvoir les comparer aux stocks présents dans les horizons superficiels.

2 – Résultats

2.1 – Distribution du carbone en sol forestier (Ligniculture)

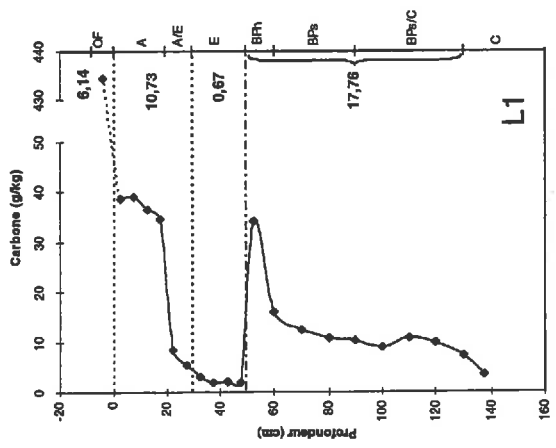
En sol forestier, les profils de teneurs en carbone sont différents dans les trois types de podzols étudiés (Figure III.1). Dans les trois profils de la parcelle Ligniculture, les teneurs en carbone des horizons OF sont très élevées, avec de faibles différences entre les types de sol. Dans le profil L1, (PODZOSOL DURIQUE), les horizons sont très différenciés et les teneurs en carbone présentent une distribution verticale caractéristique des podzols humo-ferrugineux. Cette distribution présente deux maxima, correspondant à l'horizon A organo-minéral humifère et à l'horizon d'accumulation BPh et deux minima, correspondant à l'horizon E éluvié et à l'horizon C. Dans ce profil, les horizons spodiques sont indurés. En descendant le long de la pente de la toposéquence, les transitions entre les horizons sont plus progressives et les teneurs en carbone diminuent. Cette diminution est importante dans les horizons A et BP du profil L2 (PODZOSOL MEUBLE) et la discontinuité de la distribution verticale du carbone entre les horizons éluviaux et les horizons spodiques est peu marquée. Dans le profil L3 (PODZOSOL HUMIQUE) les horizons éluviaux ne sont pas présents et l'horizon A repose directement sur les horizons BP meubles. Les teneurs en carbone organique des horizons A et BP sont plus élevées que dans le profil précédent, bien que la teneur en carbone diminue régulièrement avec la profondeur.

En terme de stocks, les stocks de carbone de la couche d'humus sont importants puisqu'ils peuvent atteindre une valeur relativement proche de celle de la couche supérieure du sol (0-30 cm). Les stocks des horizons O sont plus importants dans le profil L1 que dans les deux autres profils de cette séquence, du fait d'une épaisseur plus importante de cet horizon. Dans la couche 0-30 cm, les stocks de carbone diminuent du PODZOSOL DURIQUE au PODZOSOL HUMO-DURIQUE puis augmentent entre le PODZOSOL HUMO-DURIQUE et le PODZOSOL HUMIQUE. Les stocks de carbone de la couche 30-50 cm sont relativement faibles, et augmentent du profil L1 au profil L3, en relation avec un changement de nature des horizons présents dans cette couche de sol (E ou BPh). Dans le cas du profil L1, les stocks accumulés dans les horizons spodiques sont très importants ($17,76 \text{ kg.m}^{-2}$) puisqu'ils atteignent une valeur supérieure aux stocks mesurés dans les cinquante premiers centimètres du sol.

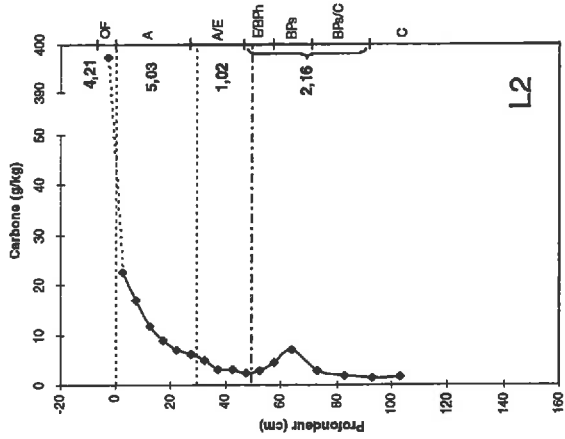
2.2 – Distribution du carbone dans les sols de la coupe rase

Quelques mois après le labour suivant la coupe rase, la distribution verticale du carbone dans les horizons superficiels est très perturbée (Figure III.2). Les horizons OL et OH ont disparu. Les trois profils CR1 à CR3 mettent en évidence de fortes fluctuations des teneurs en carbone dans les quarante à cinquante premiers centimètres du sol, contrastant ainsi avec la régularité des profils de carbone observée dans les sols de la Ligniculture. La limite du labour est particulièrement nette sur ces trois profils et se trouve entre 40 et 50 cm. En profondeur, les profils de carbone ne semblent pas avoir été affectés par le travail du sol et sont comparables aux profils de la parcelle précédente, avec cependant de légères variations concernant les profondeurs d'apparition et de disparition des différents horizons. La modification de la distribution verticale des teneurs en carbone, provoquée par le travail du sol, concerne les trois profils étudiés bien qu'elle paraisse particulièrement importante dans les profils CR1 et CR3 (PODZOSOLS DURIQUE et HUMIQUE). Dans le profil CR1, le mélange imparfait des horizons A et E a provoqué l'apparition de poches possédant des teneurs en carbone très différentes dans la couche de sol travaillée (0-50 cm).

PODZOSOL DURIQUE



PODZOSOL MEUBLE



PODZOSOL HUMIQUE

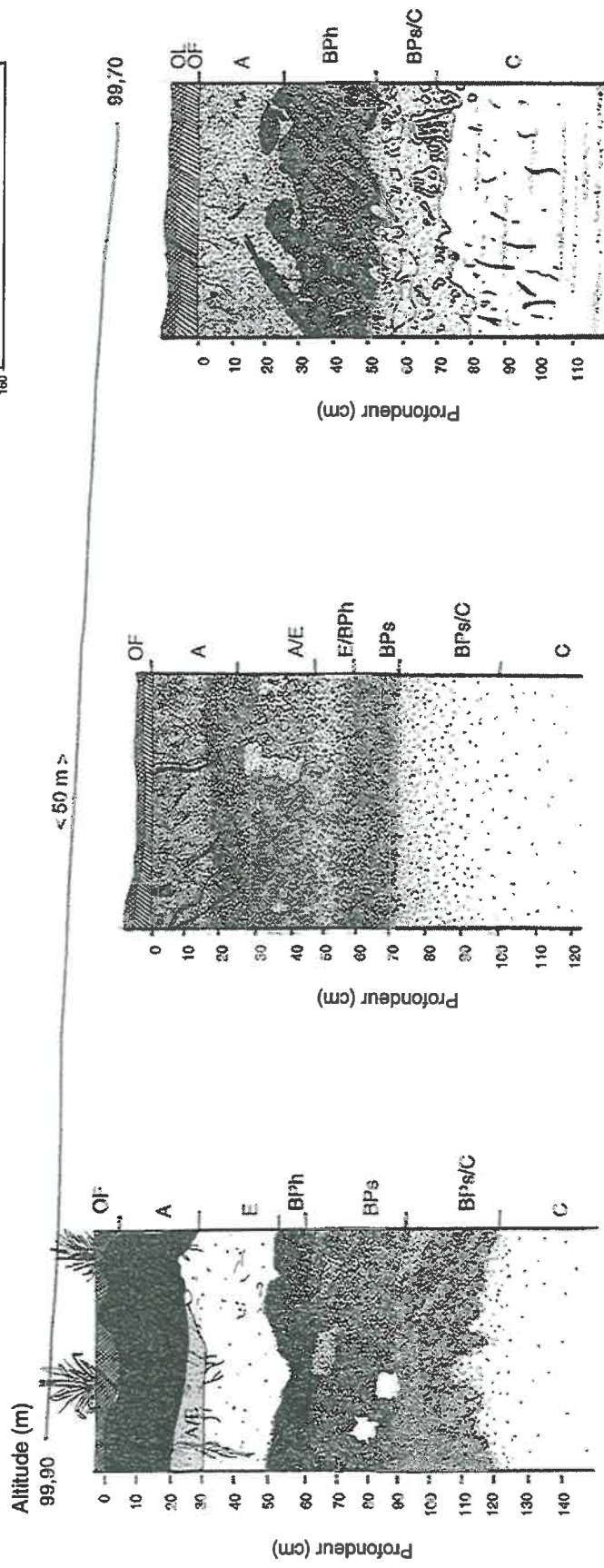
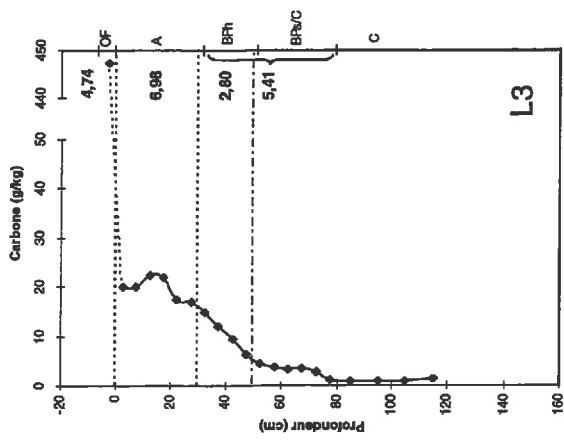
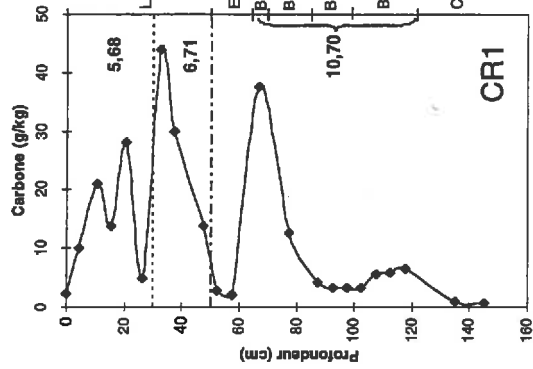
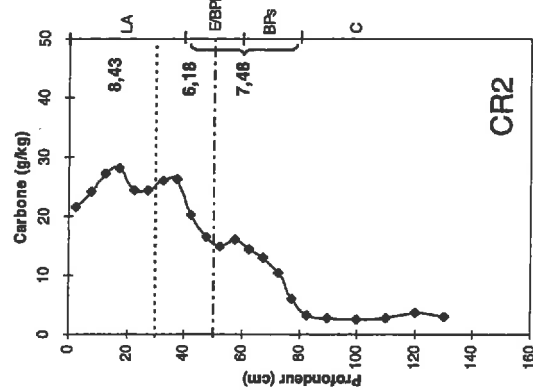


Figure III.1 - Distribution verticale des teneurs en carbone organique sur trois profils de sols de la toposéquence de la parcelle Ligniculture (lande humide). Sur chaque graphique, les limites des horizons pédologiques sont reportées sur le second axe des ordonnées. Les stocks de carbone (notés en gras) ont été calculés pour l'horizon OF, les couches 0-30 et 30-50 cm (dont les limites horizontales sont figurées par des lignes tiretées) et pour les horizons spodiques.

PODZOSOL DURIQUE



PODZOSOL MEUBLE



PODZOSOL HUMIQUE

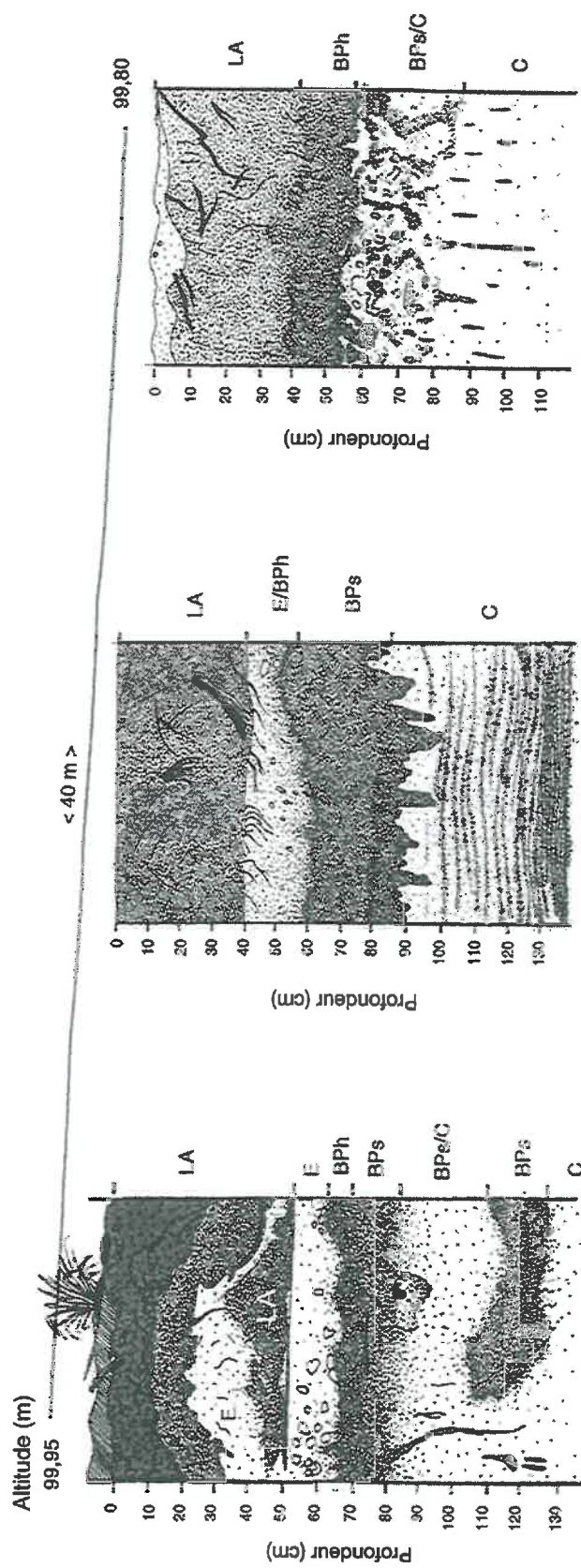
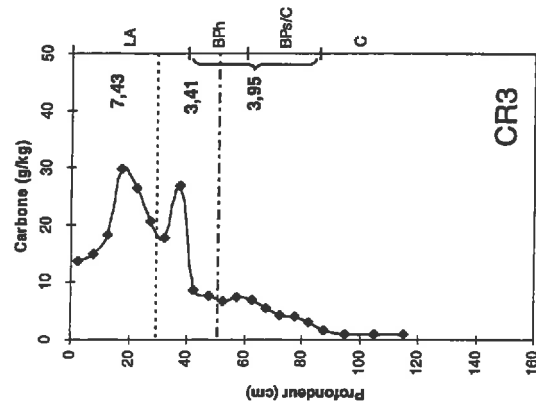


Figure III.2 - Distribution verticale des teneurs en carbone organique sur trois profils de sols de la toposéquence de la parcelle Coupe rase (lande humide) après abattage des arbres, dessouchage et labour. Sur chaque graphique, les limites des horizons pédologiques sont reportées sur le second axe des ordonnées. Les stocks de carbone (notés en gras) ont été calculés pour les couches 0-30 et 30-50 cm (dont les limites horizontales sont figurées par des lignes tiretées) et pour les horizons spodiques.

La distribution des teneurs en carbone dans le profil CR5 avant et après le labour confirme ces observations (Figure III.3). Le labour perturbe fortement la couche supérieure du sol et modifie la distribution des teneurs et des stocks de carbone sur près de 50 cm. Le mélange des horizons supérieurs et l'incorporation de l'humus et des résidus de coupe rase provoquent une redistribution des matières organiques au sein de la couche de sol travaillée.

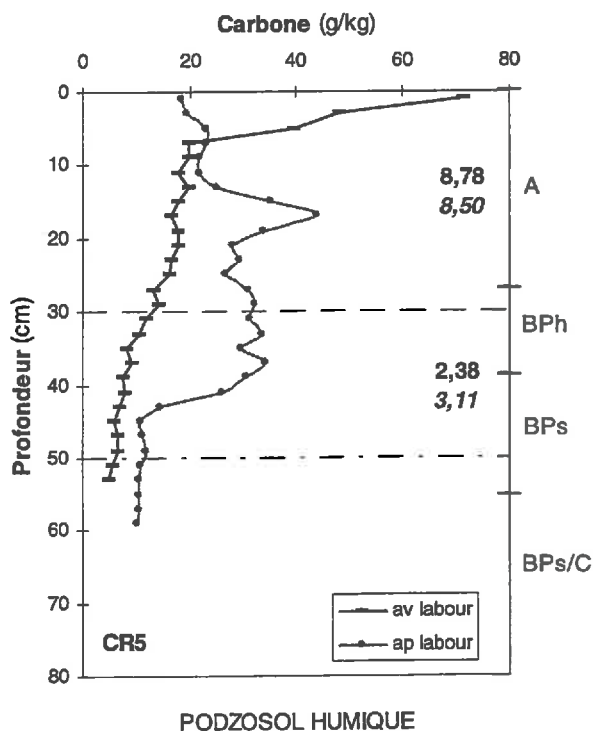


Figure III.3 - Distribution verticale des teneurs en carbone organique sur un profil pédologique de la parcelle Coupe rase avant et après le labour forestier. Les limites des horizons sont reportées sur le second axe des ordonnées. Les stocks de carbone, notés en gras, ont été calculés avant (écriture droite) et après (italique) le labour, pour les couches 0-30 et 30-50 cm, dont les limites horizontales sont figurées par des lignes tiretées.

2.3 – Distribution du carbone dans les sols cultivés

La toposéquence SYM12-1 à SYM12-2.4 (Figure III.4) est constituée de 5 profils de sol, disposés le long d'une tranchée située dans une zone de transition entre un sommet de butte (lande mésophile) et une dépression (lande humide). Le profil SYM12-1, placé en sommet de butte, correspond à un PODZOSOL DURIQUE. La succession des horizons et la distribution verticale du carbone dans ce profil sont comparables au profil L1 (Ligniculture) bien que les teneurs en carbone soient relativement plus faibles dans ce profil. La limite de la couche de sol travaillée est relativement nette dans cette toposéquence et se situe selon les profils entre 30 et 40 cm. La mise en culture se traduit dans le profil SYM12-1, comme dans les suivants, par une forte homogénéisation des teneurs en carbone au sein de la couche de sol travaillée mais semble avoir peu affecté la couche inférieure et les horizons profonds. En descendant le long de la toposéquence, les stocks de carbone de la couche superficielle du sol (0-30 cm) et de la couche 30-50 cm diminuent dans un premier temps. Le profil SYM12-2.1 (PODZOSOL DURIQUE) possède des caractéristiques similaires au précédent en terme de successions d'horizons. La distribution verticale du carbone est toutefois différente de celle du profil SYM12.1, avec des teneurs en carbone plus faibles dans l'horizon LA et dans les horizons spodiques.

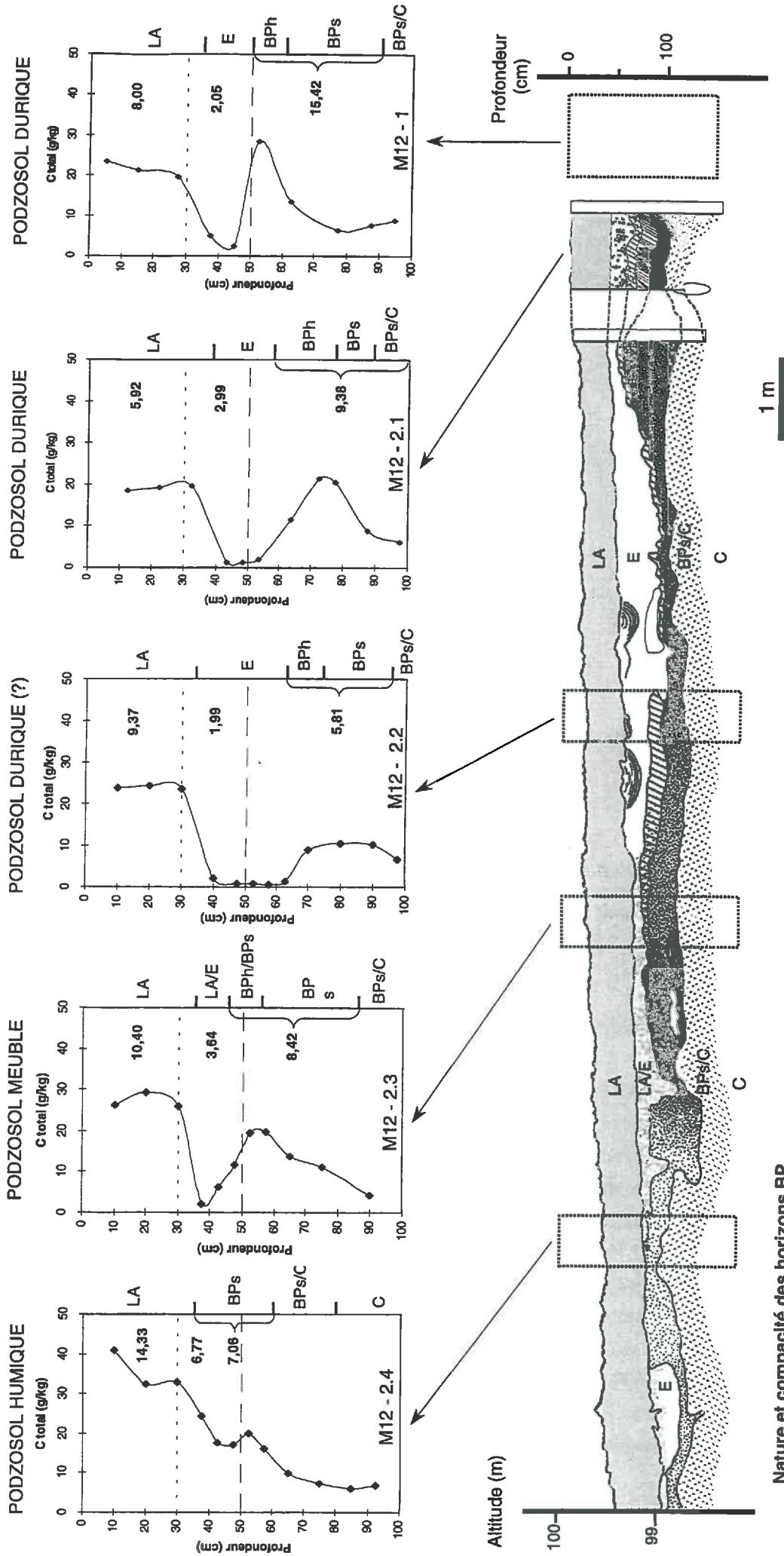


Figure III.4 - Distribution verticale des teneurs en carbone organique sur cinq profils pédologiques situés le long d'une toposéquence en lande mésophile à lagunes (parcelle SYM12, cultivée en maïs depuis 12 ans). Sur chaque graphique, les limites des horizons pédologiques sont reportées sur le second axe des ordonnées. Les stocks de carbone (notés en gras) ont été calculés pour les couches 0-30 et 30-50 cm (dont les limites horizontales sont figurées par des lignes tiretées) et pour les horizons spodiques.

Dans le profil suivant (SYM12-2.2), situé à l'aval du profil précédent, les teneurs en carbone augmentent progressivement dans les horizons superficiels et spodiques. Ce profil s'apparente à un PODZOSOL DURIQUE, de par la succession des horizons et la distribution verticale des teneurs en carbone. Cependant, l'induration des horizons BP n'est pas complète dans ce profil (BP compact). Il représente donc un état d'évolution intermédiaire entre les profils SYM12-2.1 et SYM12-2.3. Le profil SYM12-2.3 est un PODZOSOL MEUBLE, ce qui signifie que les horizons spodiques ne sont pas indurés. La présence d'un horizon éluvial, bien que peu développé, induit une distribution verticale du carbone relativement comparable aux profils précédents. Les teneurs en carbone des horizons A et BP sont supérieures au profil précédent. Le dernier profil de la séquence (SYM12-2.4) est un podzsol humique. La succession des horizons pédologiques et la distribution des teneurs en carbone dans ce profil sont comparables au profil L3 de la parcelle Ligniculture. Dans ce profil, l'horizon LA repose directement sur l'horizon spodique. Les teneurs en carbone des horizons A et BP sont relativement élevées bien qu'elles diminuent progressivement avec la profondeur.

La seconde toposéquence étudiée dans cette parcelle est constituée de 4 fosses pédologiques reconstituant une transition entre un sommet de butte (lande mésophile) et une dépression lagunaire (Figure III.5). Le profil SYM12-3, en sommet de butte est un PODZOSOL DURIQUE. La succession des horizons et la distribution verticale du carbone dans ce profil sont comparables au profil SYM12-2.1, mais avec des teneurs en carbone plus élevées. La limite de la couche de sol travaillée se situe selon les profils entre 30 et 40 cm. La mise en culture se traduit dans ces profils, comme dans les profils de la toposéquence précédente, par une forte homogénéisation des teneurs en carbone de la couche de sol travaillée. Ce changement d'occupation du sol ne semble pas avoir affecté les horizons profonds. Le profil SYM12-4, placé en aval, ne possède pas d'horizon éluvial nettement différencié mais possède toutefois des horizons spodiques indurés. Ce profil s'apparente à un PODZOSOL HUMO-DURIQUE. La distribution verticale des teneurs en carbone dans ce profil est semblable à celle du profil précédent, bien que les teneurs en carbone de l'horizon LA soient plus faibles.

Situé plus en aval, le profil SYM12-5 est un PODZOSOL HUMIQUE. L'horizon LA repose donc directement sur les horizons spodiques. La succession d'horizons et la distribution des teneurs en carbone dans ce profil sont relativement similaires au profil humique (SYM12-2.4) de la toposéquence précédente, dans lequel les teneurs en carbone diminuent régulièrement avec la profondeur. Le dernier profil de cette toposéquence (SYM12-6) est situé dans une dépression, correspondant à une ancienne lagune asséchée par le drainage de la parcelle lors de sa mise en culture. Ce profil correspond à un RÉDOXISOL humifère sableux. Dans ce profil, l'horizon humifère très épais repose directement sur l'horizon C. La limite de la couche de sol travaillée, particulièrement nette dans ce profil, se situe entre 30 et 35 cm et constitue une discontinuité mettant clairement en évidence l'effet de la mise en culture. Cet effet se traduit par une forte homogénéisation de la couche de sol travaillée et par une diminution significative des teneurs en carbone.

Dans ces deux toposéquences, les stocks de carbone de la couche superficielle du sol (0-30 cm) sont relativement importants dans les PODZOSOLS DURIQUES occupant le sommet des buttes du micro-relief, avec toutefois des différences significatives entre les deux séquences. En descendant le long des toposéquences, ces stocks diminuent dans un premier temps dans les profils de type intermédiaire (PODZOSOLS HUMO-DURIQUES ou MEUBLES), puis augmentent dans les profils situés en aval des toposéquences (PODZOSOLS HUMIQUES). Le cas des RÉDOXISOLS humifères sableux est particulier, puisqu'ils correspondent à des sols développés en conditions très hydromorphes, permettant une forte accumulation de matières organiques. Dans de telles conditions, l'évolution pédogénétique des sols est très différente de celle des podzols.

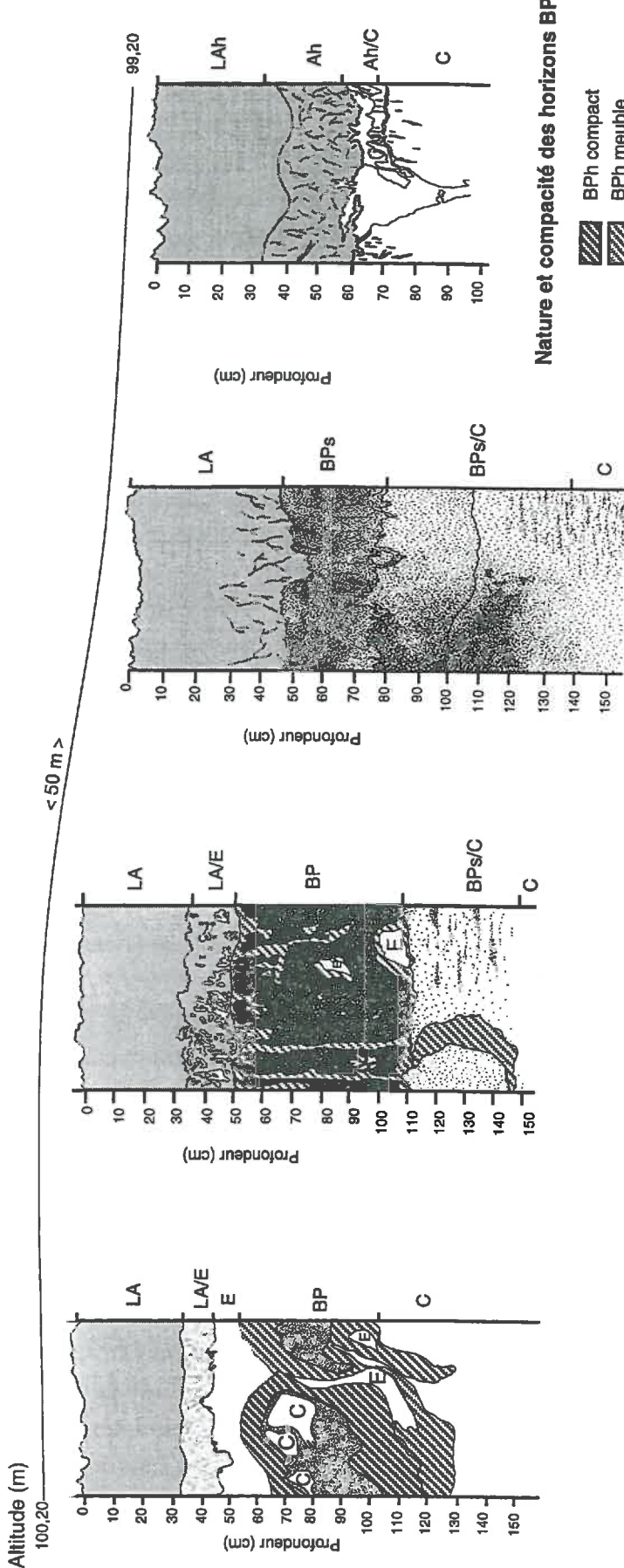
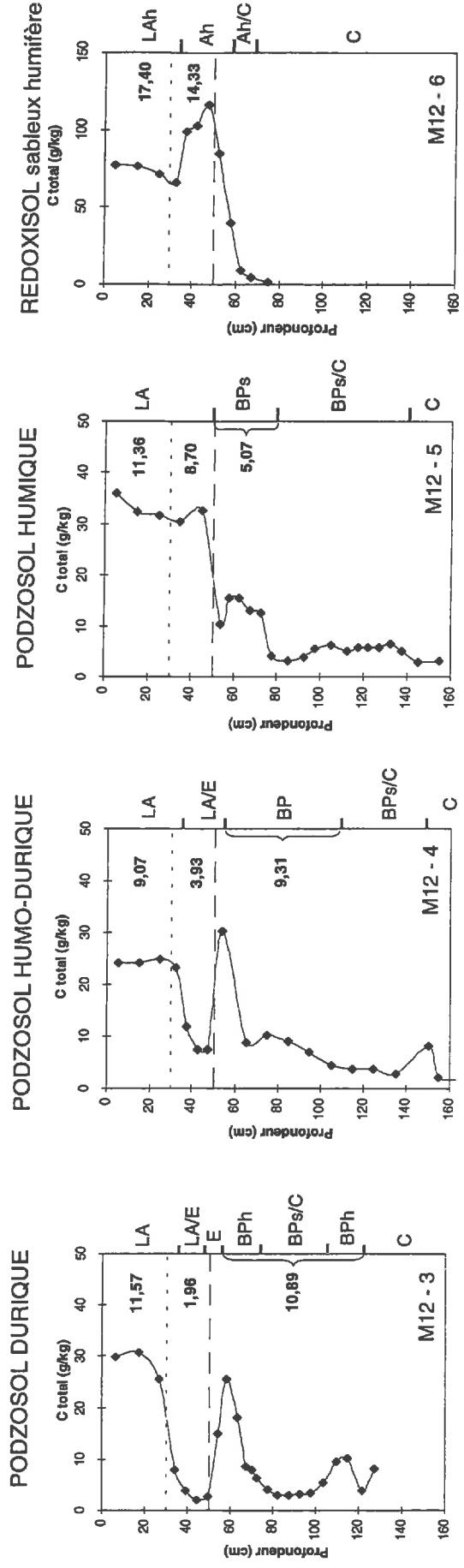


Figure III.5 - Distribution verticale des teneurs en carbone organique sur quatre profils de sol situés le long d'une topographie de lande mésophile à lagunes (parcelle SYM12, cultivée en maïs depuis 12 ans). Sur chaque graphique, les limites des horizons pédologiques sont reportées sur le second axe des ordonnées. Les stocks de carbone (notés en gras) ont été calculés pour les couches 0-30 et 30-50 cm (dont les limites sont figurées par des lignes tiretées) et pour les horizons podiques.

3 – Discussion

3.1 – Organisation des stocks de carbone organique en sol forestier

Dans la toposéquence de la parcelle Ligniculture, comme dans celle de la parcelle du Bray (*cf.* Chapitre I), la relation liant le type de sol avec la position du profil au sein de la séquence est comparable aux observations réalisées par Jambu et Righi (1973) et Righi (1977) dans les sols des Landes du Médoc. Les profils les plus différenciés (PODZOSOLS DURIQUES) sont situés en sommet de butte alors que les profils les moins évolués se trouvent dans les dépressions (PODZOSOLS HUMIQUES). Des profils de type intermédiaire (PODZOSOLS MEUBLES ou HUMO-DURIQUES) occupent les flancs des toposéquences. La distribution verticale du carbone dans ces différents types de podzols correspond à une succession particulière d'horizons qui caractérise l'évolution pédogénétique de chaque profil et par conséquent sa position au sein de la séquence. Chaque type de podzol peut donc être caractérisé par un profil de carbone particulier. Cependant, les stocks de carbone associés aux horizons superficiels ou aux horizons spodiques de chaque type de podzol semblent affectés d'une grande variabilité d'un profil à l'autre. Ainsi les stocks de carbone de la couche superficielle du sol (0-30 cm) ou des horizons BP des PODZOSOLS DURIQUES des toposéquences du Bray (Bray1) et de la Ligniculture (L1) sont significativement différents. Il en va de même pour les stocks de carbone des horizons spodiques des PODZOSOLS HUMIQUES (Bray3 et L3). Les observations réalisées à partir des toposéquences de surface illustrent également cette variabilité, dans les sols des parcelles Ligniculture et Forêt mixte (Figure III.6). Les séquences étudiées mettent en évidence une forte variabilité des stocks de carbone sur de courtes distances, parfois sans être liée à une variation du type de sol, ou au contraire associée à des variations infra-métriques des types de sol. De telles variations entre profils apparemment identiques ont d'ailleurs été soulignées par Jambu et Righi (1973), à partir des séquences qu'ils ont étudiées dans les Landes du Médoc. De même, la forte variabilité des types de sol que nous avons observée sur de courtes distances dans les toposéquences de surface, correspond aux variations infra-métriques des horizons spodiques décrites par Courcoux (1982) sur un transect continu.

La distribution latérale des stocks de carbone le long des toposéquences situées en sol forestier (Ligniculture et Bray) confirme l'existence d'une relation entre les stocks de carbone des horizons superficiels, le type de sol et sa position au sein de la séquence. Cependant, cette relation ne semble pas toujours s'exprimer pour le pédopaysage de lande humide de la manière dont Jambu et Righi (1973) et Righi (1977) l'ont décrite. Les toposéquences du Bray et de la Ligniculture se trouvent toutes les deux dans une zone de lande humide. Bien que ces deux toposéquences soient localisées dans des secteurs relativement proches (Cestas), caractérisés par un micro-relief, un régime hydrique et une végétation comparables, l'organisation latérale des stocks de carbone organique au sein des profils n'est pas identique. Alors que les stocks de carbone de l'horizon superficiel des sols de la toposéquence du Bray diminuent régulièrement du haut vers le bas de la séquence, comme c'est également le cas dans les toposéquences étudiées par Jambu et Righi (1973) et Righi (1977), les stocks de carbone les plus faibles sont associés au profil intermédiaire dans la toposéquence de la parcelle Ligniculture. Par ailleurs, cette relation semble affectée d'une forte variabilité pouvant s'exprimer sur de faibles distances. Cette variabilité concerne les stocks de carbone ainsi que la répartition des types de sol.

3.2 – Effet de la coupe rase et de la mise en culture sur les stocks de carbone

Le dessouchage et le labour forestier qui interviennent quelques mois après la coupe rase provoquent une forte perturbation des horizons superficiels, jusqu'à une profondeur variant selon les profils entre 40 et 50 cm. Cette perturbation apparaît de manière évidente à travers la morphologie et l'organisation des horizons.

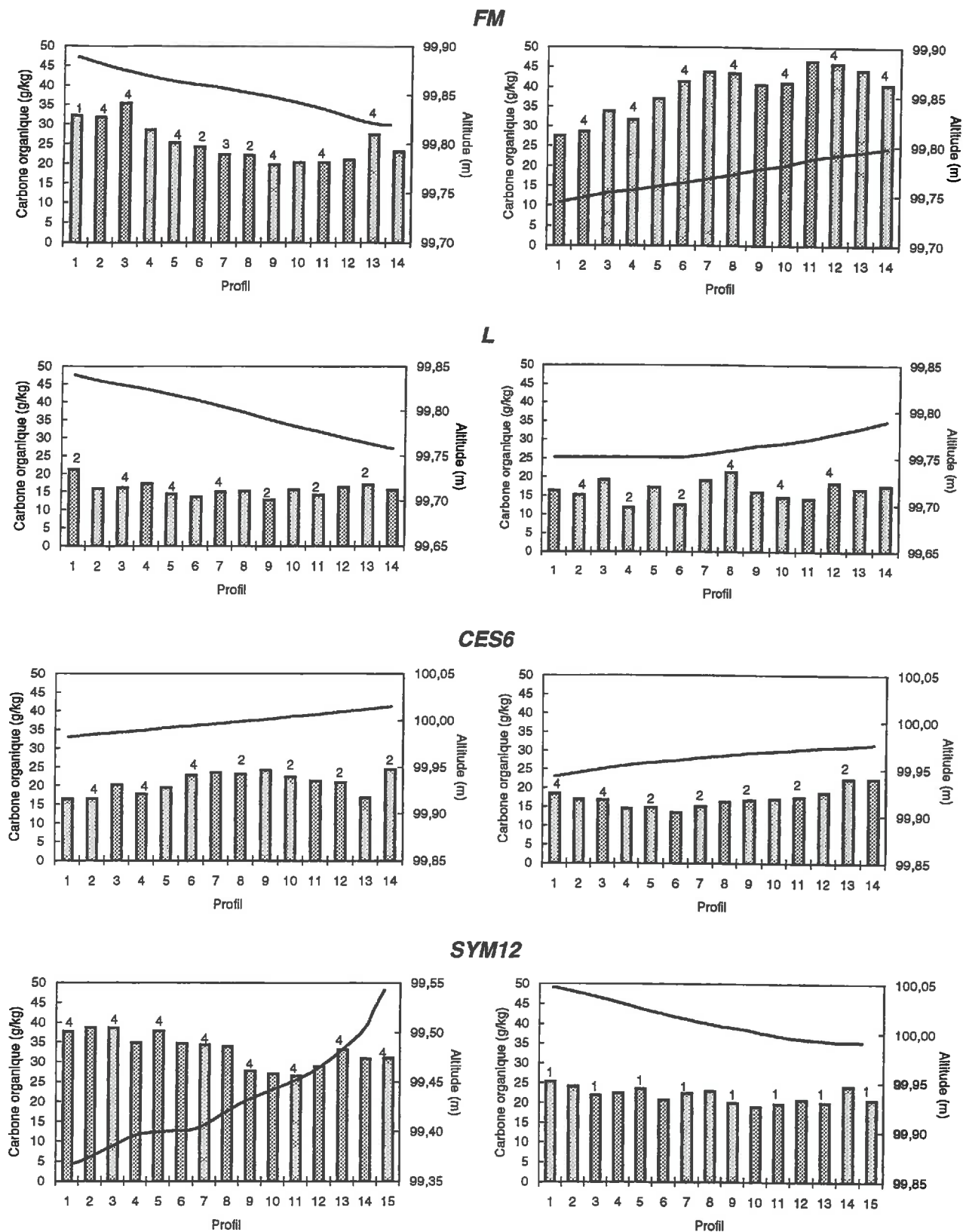


Figure III.6 - Tenure en carbone organique de la couche superficielle (0-30 cm) du sol de toposéquences situées dans les parcelles Forêt mixte (FM), Ligniculture (L), Maïs 6 ans (CES6) et 12 ans (SYM12). Les profils sont distants de 0,5 m les uns des autres, le long de chaque séquence. La ligne continue représente l'altitude de chaque profil. Les types de sols déterminés par sondage sont indiqués par un chiffre placé au dessus des profils (PODZOSOL, 1 : DURIQUE, 2 : MEUBLE, 3 : HUMO-DURIQUE et 4 : HUMIQUE).

Sur chaque profil, la surface du sol est pratiquement nue du fait de la disparition de la couche d'humus, de la litière et de la végétation, incorporés au sol avec les résidus d'exploitation, lors du passage du cover-crop et du labour. L'organisation des horizons pédologiques est également fortement modifiée par le labour. Les cinquante premiers centimètres du sol sont complètement remaniés, de sorte que les horizons ne sont plus clairement différenciés verticalement. Ceci est particulièrement net dans le profil CR1, où les horizons A et E ont été mélangés, laissant apparaître dans l'horizon LA résultant, des alternances de plages de sable noir humifère (A) et de sable cendreuse appauvri en matières organiques (E). Cette désorganisation modifie la distribution verticale des teneurs en carbone dans chacun des profils de la toposéquence, mais également l'organisation latérale des stocks de carbone des horizons superficiels. Les stocks de carbone des horizons de surface ne semblent plus être en relation avec la position du profil dans la séquence, comme c'est le cas dans les sols forestiers.

Contrairement à la coupe rase, l'influence de la mise en culture se traduit à plus long terme par une forte homogénéisation de la couche superficielle du sol (0-30 cm), liée au travail répété du sol depuis la mise en culture (12 ans de labour, cover-crop, etc.). Cette homogénéisation contraste de manière frappante avec la perturbation de la couche supérieure du sol observée immédiatement après le labour forestier qui a suivi la coupe rase. Dans l'ensemble des profils étudiés, même dans le cas des PODZOSOLS DURSIQUES dans lesquels l'horizon E, souvent proche de la surface, est concerné par le labour, la couche 0-30 cm (LA) présente un aspect très homogène avec des teneurs en carbone qui varient peu avec la profondeur. La couche de sol sous-jacente (30-50 cm) ainsi que les horizons profonds semblent par contre avoir conservé leurs caractéristiques initiales, avec des teneurs en carbone très faibles dans les horizons E des PODZOSOLS DURSIQUES, des teneurs relativement élevées dans les horizons BP des PODZOSOLS HUMIQUES et une distribution verticale comparable aux sols forestiers non perturbés. Les fortes variations des teneurs en carbone que nous avons observées dans les horizons superficiels des profils de la Coupe rase semblent donc avoir été largement « gommées » après 12 ans de travail du sol.

Dans la parcelle de St-Symphorien, le micro-relief est plus accentué qu'en lande humide, par conséquent le régime hydrique des sols varie de manière importante d'un sol à l'autre. Ces conditions engendrent des évolutions pédogénétiques très différentes au sein d'une même parcelle, qui se traduisent par la présence de podzols très évolués ou au contraire de sols hydromorphes peu évolués, organisés sous forme de toposéquences d'hydromorphie croissante. L'observation des deux toposéquences de cette parcelle met en évidence des différences d'organisation latérale des stocks de carbone organique dans les horizons superficiels. L'organisation latérale des stocks de carbone des sols de la toposéquence SYM12-3 à SYM12-5 est comparable à celle des sols de la toposéquence de la parcelle Ligniculture, avec les stocks les plus élevés associés aux podzols dursiques et les stocks les plus faibles associés aux profils en position intermédiaire. Dans cette séquence, la lagune représente une situation extrême d'hydromorphie, correspondant au développement de RÉDOXISOLS humifères sableux (profil SYM12-6). Le long des profils de la tranchée (SYM12-1 à SYM12-2.4), l'organisation latérale des stocks de carbone est comparable à celle des sols de la séquence précédente, avec de notables différences concernant le niveau des stocks de carbone, pour un même type de sol. Ces différences confirment les variations constatées sous forêt, entre les toposéquences du Bray et de la Ligniculture.

3.3 – Organisation des stocks de carbone et influence des pratiques de gestion

La relation micro-relief – type de sol semble se vérifier dans les deux pédopaysages étudiés (lande humide et lande mésophile à lagune), en accord avec les travaux antérieurs (Jambu et Righi, 1973 ; Righi, 1977). Les sols landais sont organisés en toposéquences dirigées par le micro-relief qui conditionne le degré d'hydromorphie des sols.

L'évolution pédogénétique qui détermine le degré de différenciation des profils dépend de cette organisation. Dans les milieux où le micro-relief est peu prononcé (lande humide), les sols évoluent du PODZOSOL DURIQUE au PODZOSOL HUMIQUE, avec des faciès intermédiaires et une différenciation des horizons souvent peu prononcée lorsqu'on s'écarte des pôles extrêmes. Dans les milieux où le micro-relief est plus accentué (lande mésophile à lagunes), la séquence de sol est identique, mais avec un terme supplémentaire dans les situations lagunaires (RÉDOXISOL humifère sableux). Les observations réalisées grâce à la tranchée et aux sondages réalisés tous les cinquante centimètres sur plusieurs toposéquences confirment la forte variabilité des horizons spodiques mise en évidence par Courcoux (1982), sur des distances parfois très courtes. Cette forte variabilité infra-métrique est caractérisée par une alternance de banc d'altos plus ou moins compact et de couches meubles, sans relation apparente avec l'organisation du micro-relief. Cette hétérogénéité se manifeste par la présence ou l'absence des horizons BPh et BPs ainsi que dans leur disposition. Cette variabilité des horizons spodiques se traduit, par conséquent, par des variations infra-métriques des types de sol. L'origine de cette hétérogénéité peut être liée à la présence de discontinuités lithiques au sein du matériau parental (Casenave, 1970) ou à la répartition de la végétation au cours des processus de podzolisation (l'influence de la présence de racines d'arbres est se manifeste parfois de manière évidente au sein des profils).

La coupe rase et la mise en culture ont un impact significatif sur cette relation. En effet, le dessouchage et le labour forestier qui suivent la coupe rase occasionnent de fortes perturbations susceptibles de modifier radicalement l'organisation des horizons superficiels. Toutefois, les variations semblent limitées aux horizons superficiels et ne semblent pas, au moins à court terme, affecter les horizons profonds. La mise en culture provoque un effet inverse de celui occasionné par la coupe rase. Le travail régulier de la couche de sol cultivée provoque en effet une forte homogénéisation des horizons superficiels, sans entraîner non plus de modification apparente des horizons profonds.

Si l'influence des pratiques de gestion sylvicole et agricole ne semble pas affecter profondément la relation liant les types de sol à leur position vis à vis du micro-relief, en revanche, la relation liant les stocks de carbone au micro-relief ou aux types de sol paraît beaucoup plus variable en sol forestier et semble modifiée par les pratiques de gestion. Selon les travaux antérieurs (Jambu et Righi, 1973 ; Righi, 1977), les stocks de carbone les plus importants dans les horizons superficiels des sols forestiers sont associés aux PODZOSOLS DURIQUES, qui occupent le sommet des buttes du micro-relief. Les stocks de carbone diminuent ensuite régulièrement vers l'aval des toposéquences. Les PODZOSOLS HUMIQUES qui occupent les zones les plus basses d'un point de vue topographique correspondent aux stocks de carbone les plus faibles. Ce modèle d'organisation ne semble toutefois pas devoir s'appliquer partout, puisque nos résultats ont montré que dans certains cas, les stocks les plus faibles sont associés aux profils de type intermédiaire (PODZOSOLS HUMIQUES ou HUMO-DURIQUES). Certaines toposéquences étudiées par Righi et Wilbert (Righi et Wilbert, 1984) confirment ces variations dans l'organisation des stocks de carbone des horizons superficiels.

Il semble donc coexister plusieurs modèles d'organisation des stocks de carbone en fonction du micro-relief et/ou des types de sol au sein des pédopaysages landais de lande humide et de lande mésophile à lagunes. Si l'on tente de reclasser l'ensemble des profils en fonction de leur degré d'hydromorphie, en tenant compte des résultats antérieurs et de ceux apportés par les toposéquences étudiées, l'organisation des stocks de carbone organique des horizons superficiels suit une loi ni linéaire, ni monotone (Figure III.7). Le long d'un transect théorique d'hydromorphie croissante, les stocks de carbone seraient importants dans les PODZOSOLS DURIQUES du sommet des buttes mésophiles, puis les stocks diminueraient dans les PODZOSOLS MEUBLES et HUMO-DURIQUES des flancs de toposéquences. Ces stocks augmenteraient ensuite modérément dans les PODZOSOLS HUMIQUES des dépressions humides puis de manière très importante dans les RÉDOXISOLS sableux humifères des dépressions lagunaires.

Dune continentale

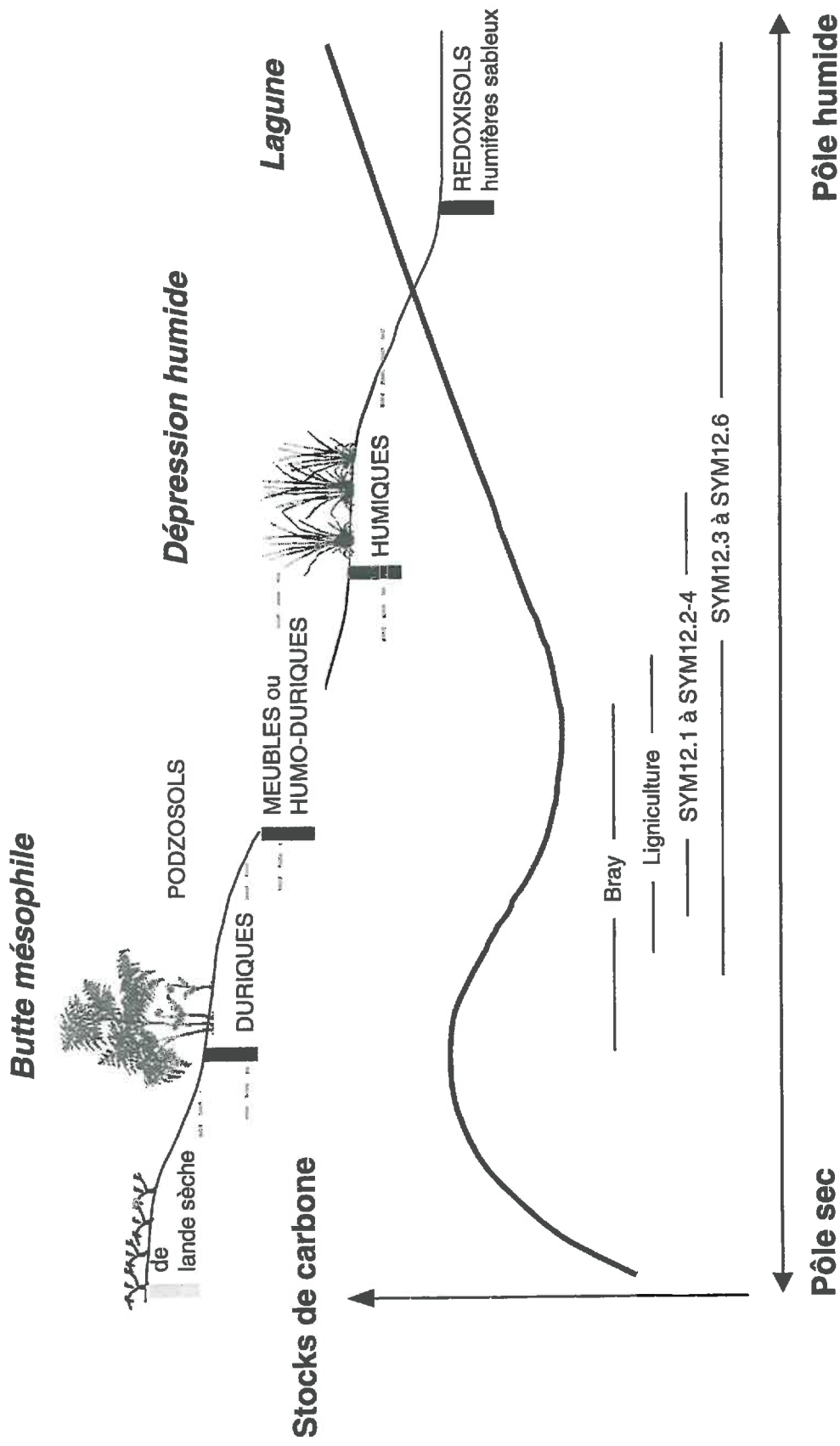


Figure III.7 - Organisation des stocks de carbone organique dans la couche superficielle (0-30 cm) du sol des Landes de Gascogne le long d'une toposéquence théorique et position des toposéquences observées vis à vis de cette organisation.

Dans ce schéma, ne figurent que les types de sols observés dans les secteurs étudiés. Par conséquent, les RÉDOXISOLS sableux peu humifères observés par Righi (1977) et les PODZOSOLS MEUBLES de lande sèche décrits par Righi et Wilbert (1984) ne sont pas représentés. En replaçant les quatre toposéquences étudiées dans ce modèle d'organisation, la position relative de chaque toposéquence explique probablement une part de la variabilité des stocks de carbone entre profils identiques. Cette variabilité s'explique également par la forte amplitude latérale associée à la position de chaque type de sol au sein des toposéquences. Sur la Figure III.7 cette variabilité est illustrée par des chevauchements d'un type de sol à l'autre. Les conditions d'hydromorphie, de productivité végétale et de minéralisation différentes dans chaque milieu expliquent cette organisation particulière (Righi, 1977 ; Righi et Wilbert, 1984).

La coupe rase et surtout le dessouchage et le labour forestier qui lui sont associés se traduisent par une forte perturbation des horizons superficiels qui se répercute sur l'organisation latérale des stocks de carbone organique. Dans la parcelle Coupe rase, les stocks de carbone des sols remaniés se semblent plus être en relation avec la position des profils dans la séquence ni correspondre au type de sol auquel ils sont associés. Cette succession d'opérations sylvicoles modifie donc complètement les relations qui gouvernent l'organisation des stocks de carbone dans les horizons superficiels. En revanche, les horizons profonds ne semblent pas affectés par ces modifications et les stocks de carbone des horizons spodiques sont toujours caractéristiques des profils auxquels ils correspondent. La mise en culture provoque à moyen terme une homogénéisation très importante de la couche de sol travaillée. Cette homogénéisation se traduit par un rétablissement apparent des relations liant les stocks de carbone au type de sol et à sa position topographique. Cependant, le faible nombre de profils étudiés ne permet pas de dire si ce rétablissement peut être généralisable à l'ensemble d'une parcelle. De plus, les modalités de préparation du sol avant la mise en culture (méthode de dessouchage, profondeur du labour forestier, sous-solage, etc.) peuvent varier d'une parcelle à l'autre et avoir des conséquences plus ou moins importantes sur le maintien ou non de ces relations. Par ailleurs, la forte variabilité des stocks de carbone et des types de sol observée sous forêt et s'exprimant à une échelle métrique est toujours présente dans les sols cultivés et ce, malgré l'homogénéité au travail du sol. Les toposéquences réalisées à la tarière dans les sols cultivés témoignent de la persistance de cette variabilité.

4 – Conclusion

Dans les Landes de Gascogne, les sols sont organisés sous forme de toposéquences dirigées par le micro-relief qui crée des conditions d'hydromorphie variables, en relation avec la présence d'une nappe phréatique superficielle, et conditionne l'évolution pédogénétique des sols. En fonction de l'intensité du micro-relief, ces conditions sont différentes et le degré de différenciation des sols est plus ou moins important. En lande humide, les sols évoluent du PODZOSOL DURIQUE au PODZOSOL HUMIQUE, du haut vers le bas des toposéquences. En lande mésophile à lagunes, l'organisation des sols est la même, avec en plus la présence de RÉDOXISOLS sableux humifères dans les zones lagunaires. Cette organisation des types de sols en fonction du micro-relief semble pouvoir être généralisée à l'ensemble de ces deux pédopaysages. Toutefois, l'existence d'une forte variabilité infra-métrique est susceptible de compliquer cette organisation. L'effet des pratiques de gestion modifie l'organisation verticale des horizons pédologiques superficiels sans apparemment affecter les horizons profonds.

La relation qui lie les stocks de carbone des horizons superficiels avec le type de sol et sa position au sein des toposéquences est très variable et n'est ni linéaire, ni monotone. Cette organisation des stocks de carbone organique est certainement déterminée par l'existence de conditions d'hydromorphie, de productivité végétale ou de minéralisation particulières à chaque milieu. Ainsi si l'on compare plusieurs milieux pédopaysagiques, les

stocks de carbone les plus élevés ou les plus faibles peuvent être associés aux situations topographiques les plus hautes ou les plus basses, ainsi qu'aux sols les plus évolués ou au contraire les moins différenciés. En revanche, considérée isolément, chaque toposéquence peut être associée à une organisation relativement constante au sein d'un pédopaysage, bien qu'il existe énormément de variabilité locale autour de cette organisation. Cette variabilité peut être attribuée à des conditions locales particulières (régime hydrique, productivité végétale, etc.) et de changements de ces conditions au cours du temps avec les aménagements et l'évolution historique de l'occupation du sol. Ceci se manifeste par une grande variabilité des stocks de carbone dans les horizons superficiels, d'un profil à l'autre, pour une même occupation et un même type de sol.

La coupe rase et la mise en culture ont un effet différent sur l'organisation des stocks de carbone organique des horizons superficiels. La coupe rase provoque une forte perturbation des horizons superficiels, susceptible de modifier profondément l'organisation latérale des stocks de carbone, augmentant de ce fait la variabilité existant initialement autour de la relation stocks de carbone – type de sol – micro-relief. Au contraire, la monoculture de maïs provoque à plus long terme, une forte homogénéisation de ces stocks de carbone et « gomme » de la sorte l'essentiel de la variabilité induite par la coupe rase.

L'organisation des stocks de carbone dans les horizons superficiels suit un certain nombre de lois qui correspondent à des conditions particulières d'hydromorphie, de productivité végétale ou de minéralisation, en relation avec la topographie du milieu. Cette organisation est affectée d'une forte variabilité spatiale, qui peut être accentuée ou modifiée par les pratiques sylvicoles ou agricoles. Face à cette variabilité spatiale, il apparaît nécessaire d'étudier les relations micro-relief – type de sol – stocks de carbone de façon quantitative. La caractérisation et la quantification de cette variabilité spatiale et de ses déterminants en sol forestier et de son évolution sous l'effet de différentes pratiques sylvicoles ou agricoles constitue un préalable indispensable pour établir une stratégie d'échantillonnage permettant une évaluation des stocks totaux sur une surface donnée et une quantification de leur évolution.

Dans le chapitre suivant, nous utiliserons l'ensemble des parcelles des dispositifs de Pierroton et de St-Symphorien afin d'analyser la variabilité spatiale du carbone organique des horizons superficiels du sol et des principaux déterminants de leur répartition (topographie, type de sol, végétation, etc.) à l'échelle parcellaire. Puis nous examinerons les effets d'une intensification des pratiques sylvicoles et d'un changement d'occupation (mise en culture) sur l'évolution de la variabilité spatiale des stocks de carbone organique et les conséquences de cette évolution sur l'élaboration d'une stratégie d'échantillonnage destinée au suivi temporel de ces stocks.

Chapitre IV : Variabilité spatiale des teneurs en carbone et de leurs déterminants à l'échelle de la parcelle

A l'échelle de la toposéquence, l'organisation des stocks de carbone des horizons superficiels des sols des Landes de Gascogne suit un certain nombre de lois qui correspondent à des conditions particulières d'hydromorphie, de productivité végétale ou de minéralisation des matières organiques, en relation avec la topographie du milieu. En lande humide ou en lande mésophile à lagunes, les variations d'intensité du relief créent en effet des conditions très différentes dont les conséquences se répercutent dans l'évolution pédogénétique des sols ainsi que dans la distribution des stocks de carbone organique. Toutefois, cette organisation est affectée d'une forte variabilité spatiale qui se manifeste par une grande variabilité des stocks de carbone dans les horizons superficiels, sur de faibles distances, pour une même occupation du sol et un même type de sol. De plus, elle peut être accentuée ou profondément modifiée par certaines pratiques sylvicoles telles que la coupe rase, ou par un changement d'occupation du sol.

Face à cette variabilité spatiale, il paraît nécessaire d'étudier de manière quantitative l'organisation des stocks de carbone des horizons superficiels et de caractériser la variabilité spatiale du carbone à l'échelle parcellaire. En effet, une telle hétérogénéité peut introduire un biais important lorsque l'on désire quantifier les stocks de carbone sur une surface donnée ou lorsque l'on s'intéresse à des évolutions temporelles. Cette caractérisation est une étape indispensable pour aboutir à une meilleure compréhension de l'organisation des stocks de carbone organique à l'échelle parcellaire et des processus qui contrôlent la distribution du carbone dans le sol. De nombreux auteurs ont ainsi mis en évidence l'influence de la géomorphologie sur la différenciation des sols et sur la distribution des propriétés du sol. Parmi l'ensemble des paramètres géomorphologiques, la topographie est responsable de nombreuses variations des caractères des sols et, en particulier, de l'importance et de la variabilité de leurs stocks de carbone (Schimel *et al.*, 1985 ; Moore *et al.*, 1991 ; Homann *et al.*, 1995 ; Arrouays *et al.*, 1998b). Dans les Landes de Gascogne, les déterminants de l'organisation spatiale des stocks de carbone qui s'expriment à l'échelle de la toposéquence sont-ils les mêmes à l'échelle de la parcelle ? Existe-t-il des différences interparcellaires dans cette organisation en sol forestier (indépendamment des pratiques sylvicoles) ? Si de telles différences existent, sont-elles dues à des stocks initiaux différents, à une variabilité locale des déterminants de la répartition des stocks de carbone (topographie, régime hydrique, productivité végétale, etc.) ou a-t-on affaire à une répartition plus aléatoire ? Quelle est l'influence des pratiques de gestion sylvicole et de l'occupation du sol sur l'organisation des stocks de carbone ?

Par ailleurs, la caractérisation et la quantification de cette variabilité spatiale et de ses déterminants en sol forestier ainsi que de son évolution sous l'effet de différentes pratiques sylvicoles ou agricoles constituent un préalable indispensable pour établir une stratégie d'échantillonnage permettant une évaluation des stocks de carbone sur une surface donnée et une quantification de leur évolution. Pour cela, il convient de concevoir un dispositif permettant la séparation des variabilités spatiales et temporelles (Cochran, 1977 et Yates, 1981, cités par Papritz et Webster (1995)). Cette étape doit donc aboutir à l'établissement d'une stratégie d'échantillonnage adaptée à l'organisation des stocks de carbone et à leur variabilité, en particulier de manière à pouvoir acquérir une valeur représentative des stocks de carbone à l'échelle parcellaire, compatible avec un suivi temporel ou avec une approche chronoséquentielle. Comment établir cette valeur ? Quelle stratégie d'échantillonnage est la plus adaptée à cet objectif ? Comment prendre en compte la variabilité spatiale des stocks de carbone organique dans l'établissement de cette stratégie d'échantillonnage ?

La caractérisation de la variabilité spatiale du carbone organique et de ses déterminants fait appel à une démarche d'analyse spatiale permettant d'acquérir une information quantitative sur un secteur d'étude. L'objectif de l'analyse spatiale est de décrire l'amplitude et la périodicité des variations d'un paramètre pédologique dans l'espace géographique (Bregt, 1992). Classiquement, cette analyse fait appel à des méthodes d'analyse relevant de la statistique unidimensionnelle, ce qui suppose l'indépendance des données recueillies ainsi que la normalité de leur distribution (Gascuel-Oudou, 1987). Dans ces conditions, la variabilité spatiale est décrite par la moyenne et la variance du paramètre étudié. Cependant, le critère d'indépendance statistique entre les points échantillonnés, qui suppose une distribution aléatoire de la variable dans l'espace, n'est pas toujours vérifié (Wilding et Drees, 1983). Par conséquent, l'analyse de la variance ne suffit plus à décrire de façon précise la variabilité spatiale des propriétés du sol (Campbell, 1978). Ce cas de figure s'observe lorsqu'il existe une autocorrélation entre les points échantillonnés. Cette autocorrélation s'explique par une variabilité « systématique » qui est fonction du paysage, des éléments du relief, des facteurs de pédogenèse ou d'aménagement et des interactions entre ces différents facteurs (Wilding et Drees, 1983).

Parmi les nombreux outils mathématiques utilisables pour le traitement spatial des données (Vauclin, 1982 ; Monestiez et Goulard, 1989), la géostatistique constitue une seconde technique d'approche de la variabilité. Son principe est fondé sur l'utilisation de la théorie des variables régionalisées qui considère que la distribution d'une variable dans l'espace, supposée être une réalisation d'un processus aléatoire, peut présenter un aspect structuré (Oliver et Webster, 1991). Cette méthode permet de prendre en compte et de quantifier la dépendance spatiale existant entre les différentes réalisations d'une variable pédologique (Burgess et Webster, 1980 ; McBratney et Webster, 1983 ; Wilding et Drees, 1983 ; McBratney et Webster, 1986). Elle fournit des outils statistiques pour décrire la variabilité spatiale, estimer une variable par interpolation sur des points ou des domaines et calculer la variance de ces estimations, à partir de mesures ponctuelles ou de supports variés (Gascuel-Oudou *et al.*, 1994).

Relativement peu d'études ont été menées pour analyser la variabilité spatiale du carbone organique et bon nombre d'entre elles ont fait appel aux estimateurs de la statistique unidimensionnelle pour décrire cette variabilité (Courtin *et al.*, 1983 ; Arp et Krause, 1984 ; Bowman, 1991 ; Godbout et Brown, 1995 ; Williot, 1995). Cependant, les applications de la géostatistique à l'étude de la variabilité spatiale du carbone organique se sont beaucoup développées ces dernières années. Dans une récente revue bibliographique, Arrouays *et al.* (1998a) mettent en avant les concepts et les outils actuels utilisés pour spatialiser les stocks d'éléments dans les sols, en s'appuyant sur le cas du carbone organique. Les travaux qui ont étudié la variabilité spatiale des matières organiques par une approche géostatistique l'ont fait avec différents objectifs : cartographie (McBratney et Webster, 1981 ; Gotway et Hartford, 1996), spatialisation des stocks de carbone des sols (Bernoux *et al.*, 1998a), compréhension des relations entre propriétés du

sol (Gonzalez et Zak, 1994 ; Liski, 1995 ; Bragato et Primavera, 1998 ; Duteils, 1998), définition ou évaluation d'un plan d'échantillonnage (Liski, 1995 ; Gotway et Hartford, 1996 ; Arrouays *et al.*, 1997 ; Duteils, 1998). Tous ces travaux ont montré, directement ou indirectement, que la matière organique du sol est un paramètre fortement variable dans les sols. Cette variabilité peut avoir une double origine, elle peut être systématique ou aléatoire (Wilding et Drees, 1983). La variabilité est qualifiée de systématique lorsqu'elle est déterminée par l'action de paramètres environnementaux tels que le climat, le relief, la végétation ou l'occupation du sol (Arrouays *et al.*, 1998a ; Batjes, 1999). Lorsque l'origine des variations ne peut être reliée à une cause connue ou appréhendable, la variabilité est alors qualifiée d'aléatoire. De plus, il est fortement probable qu'une modification de l'utilisation du sol affecte l'étendue (au sens statistique) de la variabilité des teneurs en carbone organique, voire leur organisation spatiale. Dans ce cas, ne pas prendre en compte de possibles modifications de la structure spatiale du carbone organique pourrait conduire à une estimation biaisée de l'évolution des propriétés du sol, attribuable à un changement d'occupation.

Le principal objectif de ce chapitre est d'aboutir à une compréhension de l'organisation des stocks de carbone organique de la couche superficielle du sol à l'échelle de la parcelle et des processus qui contrôlent leur distribution (relations avec la topographie, effet de l'occupation du sol). Pour cela, nous examinerons la distribution spatiale du carbone organique et ses relations avec ses principaux déterminants, sur plusieurs parcelles forestières et cultivées de lande humide et de lande mésophile à lagunes, représentatives des principales occupations du sol du milieu landais. A partir des conclusions de cette analyse, nous pourrions alors définir une stratégie d'échantillonnage, adaptée à la détermination des teneurs parcellaires moyennes en carbone organique ainsi qu'à leur suivi temporel.

1 – Relations entre les types de sol, la topographie et les teneurs en carbone

1.1 – Matériels et méthodes

1.1.1 – Dispositif

Six parcelles ont été retenues dans le cadre de ce travail. Ces parcelles font partie des dispositifs présentés au Chapitre III (Pierroton et St-Symphorien). Le dispositif de Pierroton est constitué de quatre parcelles adjacentes, représentatives des principales occupations du sol et des pratiques sylvicoles du massif landais : une forêt mixte naturelle classée en « réserve biologique » (Forêt mixte), deux forêts de Pin maritime conduites en sylviculture intensive (Ligniculture et Coupe rase) et une parcelle forestière convertie en monoculture intensive de maïs irrigué depuis 6 ans (CES6). Le dispositif de St-Symphorien est constitué de deux parcelles adjacentes : une forêt de Pin maritime conduite en sylviculture traditionnelle (Tanon) et une parcelle de maïs cultivé en monoculture intensive de maïs irrigué depuis 12 ans (SYM12). L'historique, le couvert végétal actuel et les pratiques culturales appliquées dans chaque parcelle sont détaillés dans le chapitre III (§ 1.1), à l'exception de la parcelle forestière de St-Symphorien.

Cette parcelle est constituée d'une futaie irrégulière de Pin maritime, avec quelques feuillus isolés, Chêne pédonculé (*Quercus robur*) et Chêne tauzin (*Quercus tauza*). La strate arbustive est composée de jeunes arbres (pins maritimes, chênes, etc.) et de Bruyère à balais (*Erica scoparia*). La strate herbacée est composée de Molinie bleue (*Molinia coerulea*), de bruyères (*Erica cinerea*, *Calluna vulgaris*, *Erica tetralix*), de Fougère aigle (*Pteridium aquilinum*), d'ajoncs (*Ulex europaeus*, *Ulex minor*) et de Bourdaine (*Rhamnus frangula*). La répartition naturelle des espèces en fonction des nuances de drainage s'exprime correctement sur cette parcelle, qui n'est pas soumise aux pratiques de gestion sylvicole intensive.

Les sols des différentes parcelles sont des PODZOSOLS et des RÉDOXISOLS sableux humifères, organisés sous forme de toposéquences. Sur le dispositif de Pierroton, situé en lande humide, ils varient du PODZOSOL DURIQUE dans les zones les plus sèches, au PODZOSOL HUMIQUE dans les zones les moins drainées. Le dispositif de St-Symphorien est situé dans un secteur de lande mésophile où l'on rencontre de nombreuses lagunes. Les sols de la parcelle cultivée présentent une variété et une répartition similaires aux sols des parcelles précédentes, avec en plus des RÉDOXISOLS sableux humifères dans les zones lagunaires. La parcelle forestière de St-Symphorien ne comporte pas de lagunes. Par conséquent les sols de cette parcelle sont comparables aux sols des parcelles forestières du dispositif de Pierroton.

1.1.2 – Échantillonnage

Sur le dispositif de Pierroton, un plan d'échantillonnage emboîté a été utilisé sur chaque parcelle (Figure IV.1). Une grille systématique de maille 7,5 m a été utilisée afin de couvrir l'ensemble de la parcelle de manière homogène et de minimiser la variance de dispersion (McBratney et Webster, 1983 ; Oliver et Webster, 1991 ; Webster et Oliver, 1992 ; Wackernagel, 1995). Cette grille représente selon les parcelles entre 196 et 216 points de prélèvement, couvrant une superficie d'environ 1 ha. Afin d'éviter le risque de biaiser l'estimation en cas de périodicité du phénomène étudié, cet échantillonnage systématique a été complété par un plan aléatoire stratifié (établi sur la base de la grille systématique) qui représente entre 46 et 50 individus supplémentaires. Par conséquent, notre jeu de données de base représente selon les parcelles entre 242 et 266 individus (Tableau IV.1). Sur le dispositif de St-Symphorien, la même stratégie d'échantillonnage a été appliquée dans la parcelle cultivée. Compte tenu de la dimension de cette parcelle, la surface étudiée a été augmentée par un échantillonnage systématique étendu de 33 points distants de 30 m (Figure IV.2). Dans la parcelle forestière de St-Symphorien, le plan d'échantillonnage a au contraire été allégé afin de répondre à certaines contraintes expérimentales. Dans cette parcelle, une grille systématique de 100 points espacés de 20 m a été utilisée pour couvrir l'ensemble de la parcelle. Un échantillonnage aléatoire stratifié représentant 23 points supplémentaires complète l'échantillonnage systématique.

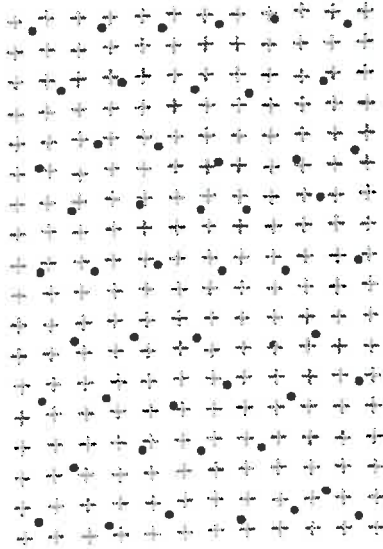
En chacun des points d'échantillonnage, les opérations suivantes ont été successivement réalisées :

- mesures des coordonnées géographiques et de l'altitude à l'aide d'un tachéomètre laser (à l'exception de la parcelle Coupe rase dans laquelle les levés topographiques ont été réalisés de manière aléatoire),
- relevé d'abondance et de diversité de la végétation et mesure de l'épaisseur de la couche d'humus dans les parcelles forestières,
- prélèvement d'un échantillon dans la couche superficielle organo-minérale du sol (0-30 cm), à l'aide d'une tarière de 7,5 cm de diamètre,
- description des horizons pédologiques jusqu'à 1,20 m par sondage à la tarière (à l'exception de la parcelle forestière de St-Symphorien).

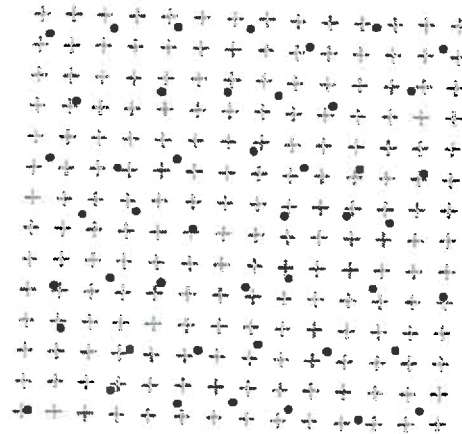
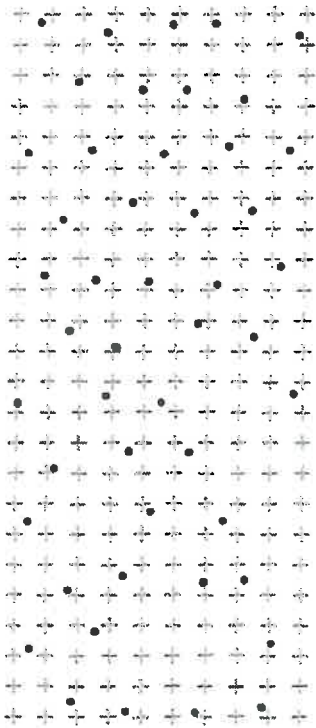
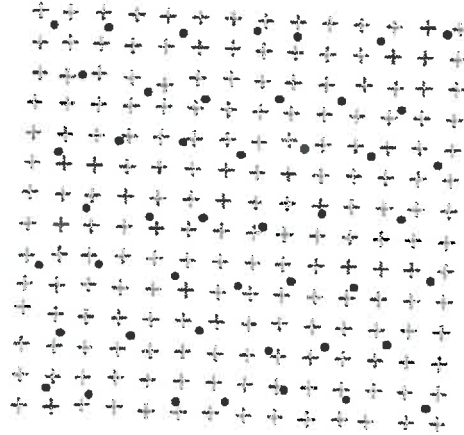
1.1.3 – Analyses

Les échantillons de sol ont été séchés à l'air puis tamisés manuellement à 2 mm et homogénéisés. Les teneurs en carbone organique ont été déterminées par le laboratoire d'Analyses de sol de l'INRA d'Arras selon des techniques normalisées (AFNOR, 1996). La détermination des teneurs en C et N organique a été réalisée par analyse élémentaire (combustion sèche) après broyage puis séchage de l'échantillon à 105°C.

Forêt mixte



Ligniculture



Coupe rase

- + grille systématique
- aléatoire stratifié



30 m

Maïs (CES6)

Figure IV.1 - Plans d'échantillonnage systématique et aléatoire stratifié utilisés sur le dispositif de Pierroton

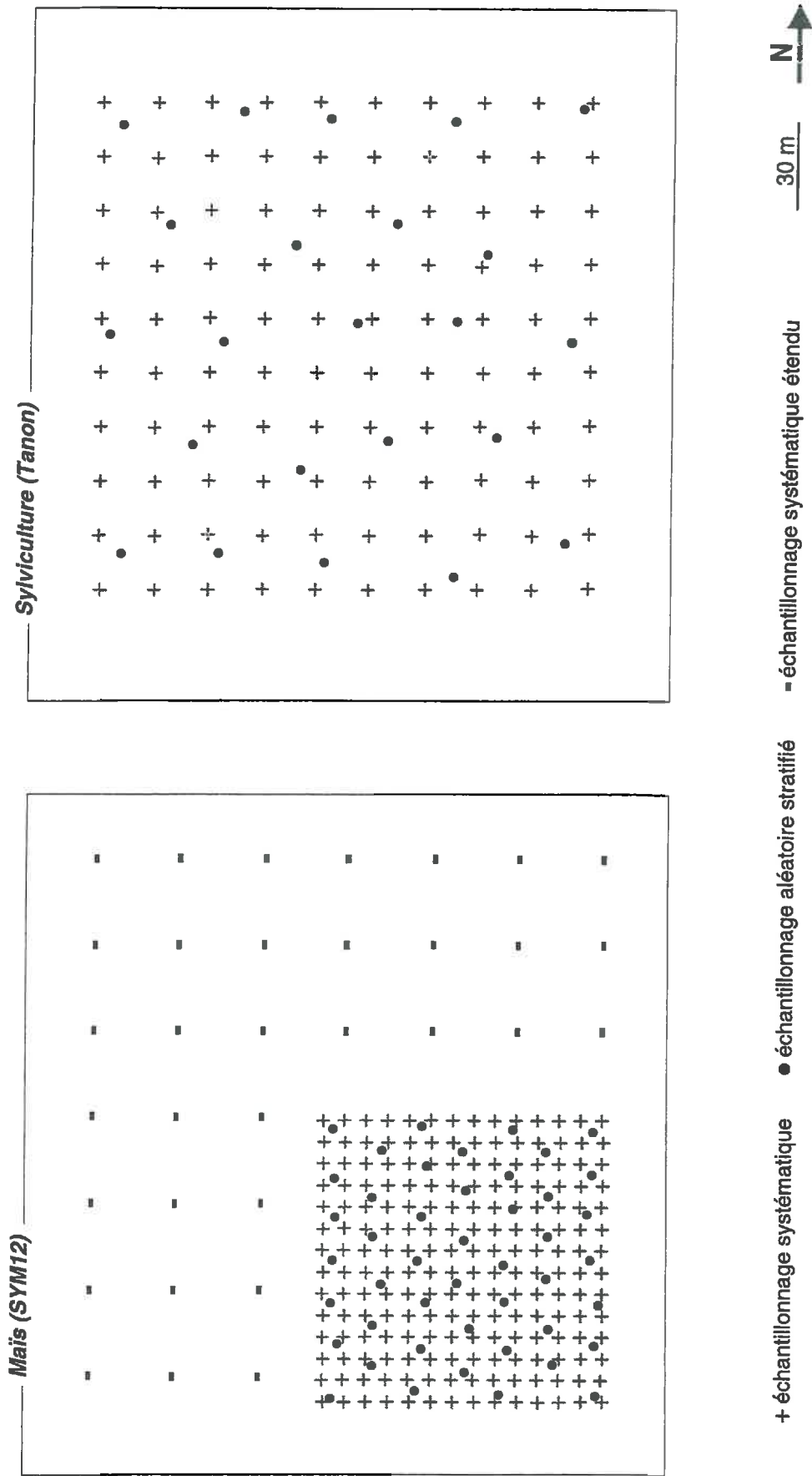


Figure IV.2 - Plans d'échantillonnage systématique, étendu et aléatoire stratifié utilisés sur le dispositif de St-Symphorien.

1.2 - Résultats

Les tableaux IV.2 et IV.3 résument les statistiques sommaires concernant les variables carbone et azote organique total, rapport C/N et pH eau pour les parcelles des dispositifs de Pierroton et de St-Symphorien. Ces statistiques ont été calculées sur l'ensemble des individus de la grille systématique et du plan aléatoire stratifié. Ces tableaux informent sur les gammes de variations des différentes variables considérées grâce à la moyenne, à l'écart type et aux coefficients d'asymétrie et d'aplatissement. D'une manière générale, les teneurs moyennes et la variance des variables étudiées sont différentes dans chaque parcelle, l'effet de la mise en culture étant particulièrement net.

1.2.1 - Relation type de sol - topographie

a) Dispositif de Pierroton : lande humide

A partir des levés topographiques, un modèle numérique d'altitude (MNA) a été réalisé sur l'ensemble du dispositif de Pierroton (Figure IV.3). D'une manière générale, les variations d'altitude au sein des différentes parcelles sont faibles, puisque l'amplitude maximale atteint environ 90 cm sur l'ensemble du dispositif et seulement 50 cm à l'intérieur d'une parcelle. Les altitudes les plus élevées sont situées dans la partie sud-ouest du dispositif, dans la parcelle cultivée. A l'opposé, les altitudes les plus basses se trouvent au nord-est du dispositif, dans la parcelle Ligniculture. Ce MNA met donc en évidence la présence d'une pente générale orientée SW-NE. Dans certaines parcelles (Forêt mixte, Maïs et dans une moindre mesure Coupe rase), on distingue également certaines formes de micro-relief, correspondant à des zones surélevées (buttes) ou à des dépressions localisées (creux).

La répartition des types de sol sur le dispositif de Pierroton est représentée sur la Figure IV.4. Dans l'ensemble des parcelles, les sols sont organisés sous forme de grandes unités associant des types de podzols relativement proches. Ainsi, les PODZOSOLS HUMO-DURIQUES sont préférentiellement associés aux PODZOSOLS DURIQUES, alors que les PODZOSOLS MEUBLES accompagnent généralement les PODZOSOLS HUMIQUES. Ces derniers sont largement majoritaires sur l'ensemble des parcelles à l'exception de la parcelle Coupe rase, dans laquelle les PODZOSOLS DURIQUES représentent une forte proportion des types de sol. Malgré cette organisation générale qui individualise des zones caractérisées par un type de sol dominant, la répartition des types de sols est très variable à l'échelle de la parcelle. Cette variabilité s'exprime par une distribution relativement hétérogène des types de sol au sein des grandes unités de sol, donnant un aspect de mosaïque à la répartition des sols sur le dispositif.

Dans le chapitre III nous avons montré, sur la base de plusieurs toposéquences, qu'il existait une relation entre le type de sol et sa situation vis à vis de la topographie. Or si l'on compare visuellement le modèle numérique d'altitude avec la carte de répartition des sols sur le dispositif, on ne perçoit pas de manière évidente de correspondance entre l'organisation des sols et les attributs du relief. D'un point de vue statistique, les variations d'altitude moyenne entre les différents types de sols de l'ensemble des parcelles du dispositif sont peu importantes. (Figure IV.5). Cependant, certaines tendances se dégagent et montrent que la répartition des types de sol en fonction de l'altitude n'est pas identique dans les quatre parcelles du dispositif. Dans les parcelles Forêt mixte et Ligniculture, l'altitude moyenne décroît régulièrement des PODZOSOLS DURIQUES aux PODZOSOLS HUMIQUES. Dans ces deux types de sol, l'altitude moyenne est statistiquement différente. Les PODZOSOLS HUMO-DURIQUES et MEUBLES se trouvent en situation intermédiaire, bien que placés différemment vis à vis de la topographie dans ces deux parcelles. Dans les parcelles Coupe rase et Maïs, les types de sol ne semblent pas être organisés par rapport à la topographie.

Tableau IV.1 – Principales caractéristiques des parcelles et des échantillons : surface en hectares et nombre d'individus des différents échantillonnages.

Localisation Parcelle	Pierroton				St-Symphorien	
	Forêt mixte	Ligniculture	Coupe rase	Maïs (CES6)	Sylviculture	Maïs (SYM12)
Surface (ha)	1,21	1,1	1,1	1,35	3,25	3,3
Grille systématique	216	196	196	204	100	196 (+33)
Aléatoire stratifié	50	46	46	48	23	46

Tableau IV.2 - Statistiques sommaires sur les quatre parcelles du dispositif de Pierroton. Ces statistiques ont été calculés sur l'ensemble des échantillons issus de la grille systématique et du plan aléatoire stratifié pour les variables carbone (C) et azote (N) organique total, rapport C/N et pH eau. Les coefficients g1 et g2 correspondent respectivement aux coefficient d'asymétrie et d'aplatissement.

Parcelle	Variable	Effectif	Minimum	Maximum	Moyenne	Ecart type	g1	g2
Forêt mixte	C	266	11,44	50,12	24,17	6,51	0,96	4,42
	N	266	0,43	2,46	0,94	0,29	1,31	6,32
	C/N	266	18,27	40,57	26,18	4,13	0,74	3,07
	pH	266	4,07	5,36	4,55	0,20	0,73	3,88
Ligniculture	C	240	7,46	56,47	23,92	8,08	1,03	4,14
	N	240	0,31	2,03	0,92	0,30	0,90	3,90
	C/N	240	20,50	42,75	26,26	3,66	1,56	6,09
	pH	240	3,85	5,11	4,36	0,20	0,28	3,29
Coupe rase	C	240	10,85	94,03	32,21	14,31	1,28	5,14
	N	240	0,35	3,51	1,09	0,47	1,76	7,92
	C/N	240	22,82	44,94	29,51	3,86	0,81	3,84
	pH	240	3,44	5,07	4,36	0,22	-0,71	5,72
Maïs (CES6)	C	251	13,15	33,60	21,81	3,90	0,53	3,40
	N	251	0,49	1,38	0,92	0,17	0,28	3,13
	C/N	251	18,70	30,97	23,92	2,15	0,45	3,46
	pH	251	4,54	7,14	5,84	0,45	0,25	3,09

Tableau IV.3 - Statistiques sommaires sur les deux parcelles du dispositif de St-Symphorien. Ces statistiques ont été calculés sur l'ensemble des échantillons issus de la grille systématique, du plan aléatoire stratifié et du plan d'échantillonnage étendu pour les variables carbone (C) et azote (N) organique total, rapport C/N et pH eau. Les coefficients g1 et g2 correspondent respectivement aux coefficient d'asymétrie et d'aplatissement.

Parcelle	Variable	Effectif	Minimum	Maximum	Moyenne	Ecart type	g1	g2
Sylviculture (Tanon)	C	122	7,06	47,40	21,71	7,60	0,70	3,76
	N	100	0,19	1,66	0,51	0,31	1,94	6,41
	C/N	100	21,60	78,43	47,68	11,56	-0,46	2,95
	pH	100	3,80	5,10	4,33	0,16	0,90	8,25
Maïs (SYM12)	C	275	12,52	65,22	27,88	8,72	1,27	5,44
	N	275	0,45	4,34	1,08	0,56	2,48	10,44
	C/N	275	14,79	35,35	27,41	4,67	-0,72	2,84
	pH	275	4,70	6,98	5,63	0,48	0,48	2,85

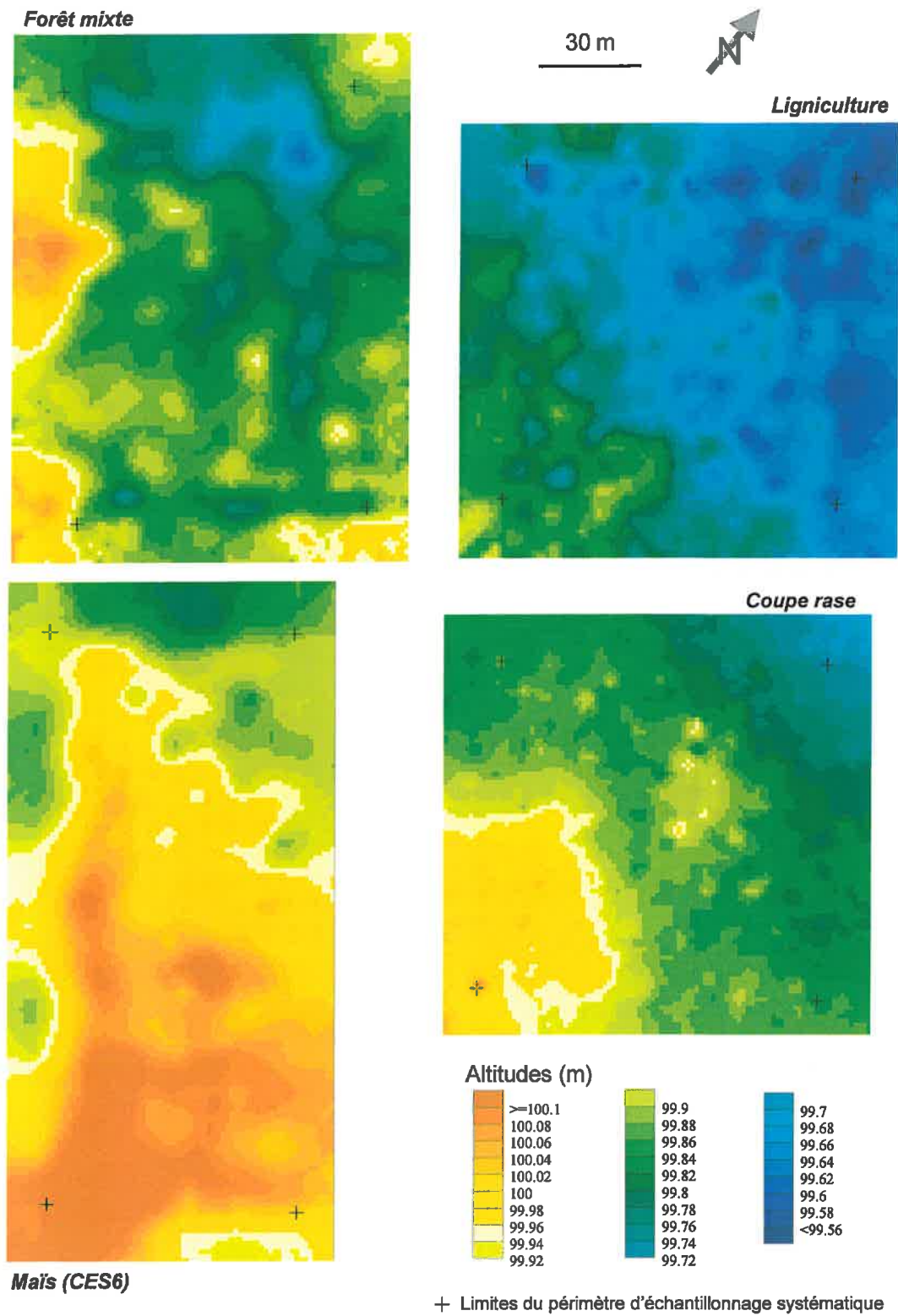


Figure IV.3 - Modèle numérique d'altitude (MNA) des parcelles du dispositif de Pierroton, estimé par krigeage ordinaire à partir d'un levé topographique.

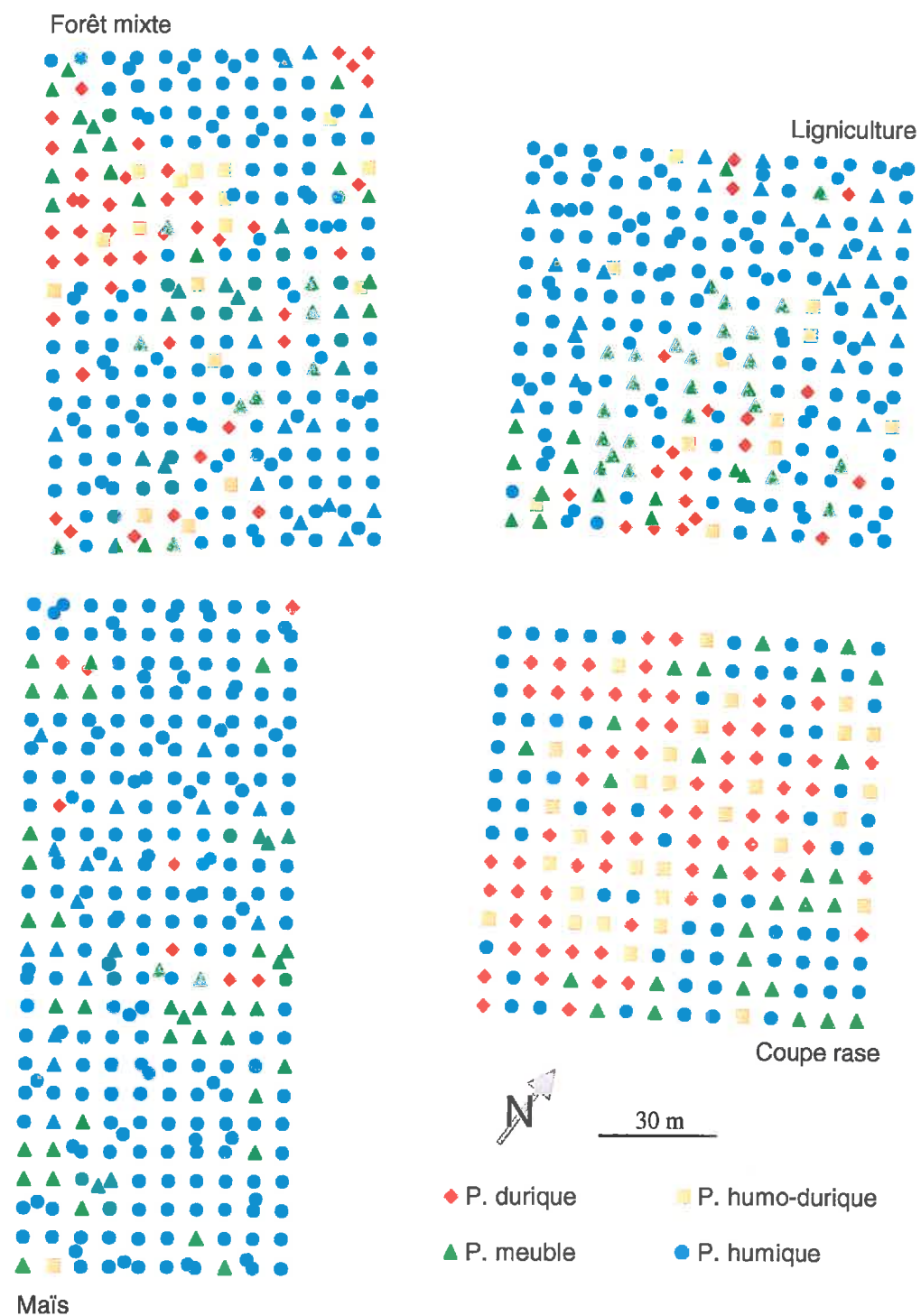


Figure IV.4 - Répartition des différents types de sol (PODZOSOLS) observés sur le dispositif de Pierroton. Dans la parcelle Coupe rase, les sondages ont été réalisés en avril 97, avant la coupe des arbres.

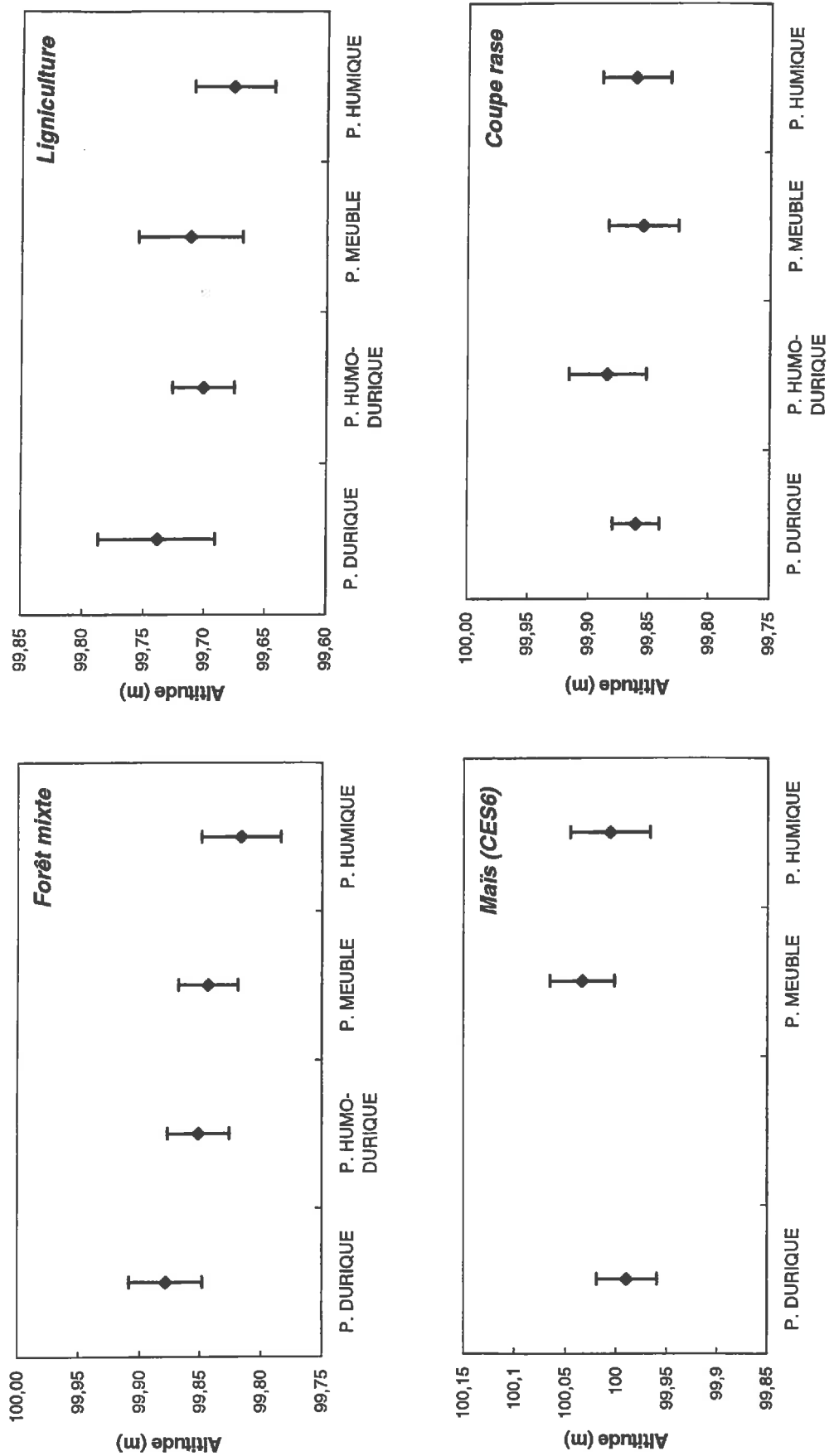


Figure IV.5 - Répartition des types de sol (PODZOSOLS) en fonction de la topographie sur les parcelles du dispositif de Pierroton. Sur la parcelle Coupe rase, les mesures ont été réalisées en avril 97 avant la coupe des arbres. Les barres verticales correspondent aux écarts types associés aux altitudes.

La pente générale SW-NE est la principale caractéristique morphologique qui ressort de l'observation du modèle numérique d'altitude établi à partir des levés topographiques sur l'ensemble du dispositif. Or nous avons vu dans le chapitre précédent, que la relation liant les types de sols aux attributs du relief fait référence à l'existence d'un micro-relief qui ne s'exprime que très faiblement au travers du modèle numérique d'altitude. Par conséquent, nous avons fait l'hypothèse que cette relation pouvait être améliorée en utilisant une altitude relative, permettant de décrire le micro-relief indépendamment de la pente générale. Pour cela, nous avons déterminé pour chaque parcelle un plan correspondant à la pente générale du dispositif, en lissant de manière itérative la surface du MNA. La différence entre la pente générale caractérisée par ce plan et l'altitude mesurée permet de calculer des altitudes relatives pour l'ensemble du dispositif (Figure IV.6). Sur la parcelle Coupe rase, les altitudes n'ayant pas été mesurées aux points de prélèvement de sol, les altitudes relatives ont été calculées à partir des altitudes issues du MNA. Dans ce nouveau modèle, les attributs morphologiques du micro-relief (buttes, creux) sont nettement plus évidents, en particulier dans les parcelles Coupe rase et Ligniculture. Dans l'ensemble des parcelles, les altitudes relatives sont organisées sous forme d'une alternance de buttes et de creux occupant des surfaces relativement importantes, bien que les variations d'altitude soient faibles d'un pôle à l'autre. Cette organisation est toutefois affectée d'une forte variabilité spatiale, particulièrement nette dans la parcelle Ligniculture, qui s'exprime par d'importantes variations d'altitude sur de faibles distances.

La comparaison de la répartition des types des sols et du modèle numérique d'altitude relative sur le dispositif de Pierroton montre que d'une manière générale, les zones occupées par les PODZOSOLS DURSIQUES correspondent aux buttes du micro-relief. Inversement, les PODZOSOLS HUMIQUES sont préférentiellement répartis dans les zones les plus basses. D'un point de vue statistique, l'utilisation des altitudes relatives permet d'améliorer la relation liant les types de sol avec la topographie (Figure IV.7). Dans les parcelles Forêt mixte et Ligniculture, l'organisation des sols en fonction du micro-relief est confirmée. Dans la parcelle Coupe rase, cette organisation masquée par la pente générale apparaît grâce à l'utilisation d'altitudes relatives. Les différences d'altitude relative moyenne entre PODZOSOLS DURSIQUES et HUMIQUES sont statistiquement significatives dans les parcelles Forêt mixte et Coupe rase. En revanche, dans la parcelle cultivée, l'utilisation des altitudes relatives ne modifie pas la relation types de sol – topographie. Dans cette parcelle, les types de sol ne semblent pas être organisés en fonction de la topographie. Globalement, les types de sols suivent, d'un point de vue spatial, le modèle d'organisation des sols établi par les travaux antérieurs (Jambu et Righi, 1973 ; Righi, 1977) et confirmé par les observations réalisées sur les toposéquences étudiées au chapitre précédent. En revanche, l'intensité de cette relation est assez faible, en raison d'une forte variabilité des types de sol sur de courtes distances.

b) Dispositif de St-Symphorien : lande mésophile à lagunes

Sur ce dispositif, seule la parcelle cultivée a fait l'objet d'une description des horizons pédologiques aux points d'échantillonnage. Par conséquent, la relation type de sol – topographie ne sera considérée que pour cette parcelle. Le modèle numérique d'altitude (MNA) réalisé à partir des levés topographiques montre que cette parcelle comporte deux zones d'altitudes très contrastées (Figure IV.8). La moitié sud de la parcelle constitue un plateau surélevé par rapport à la moitié nord qui correspond à une zone lagunaire de faible altitude. La transition entre ces deux zones s'effectue sur quelques dizaines de mètres avec une dénivellée relativement importante, atteignant près d'un mètre trente. Sur le plateau, on distingue des formes de micro-relief assez nettes, correspondant à des alternances de buttes et de dépressions. L'amplitude maximale des variations d'altitude atteint environ 50 cm dans cette partie de la parcelle.

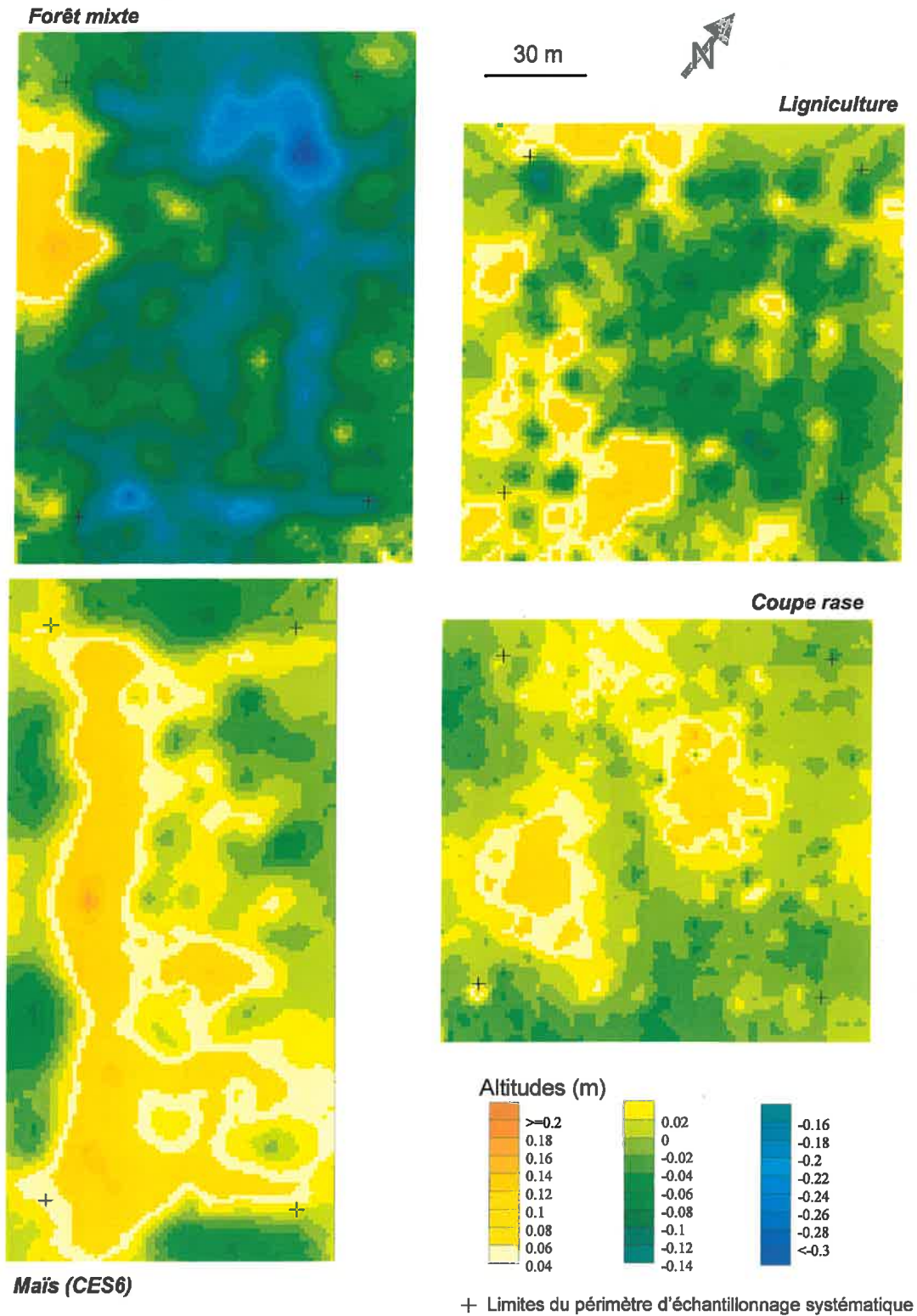


Figure IV.6 - Altitudes relatives sur le dispositif de Pierroton (différence entre la pente générale et les altitudes absolues dérivées du MNA).

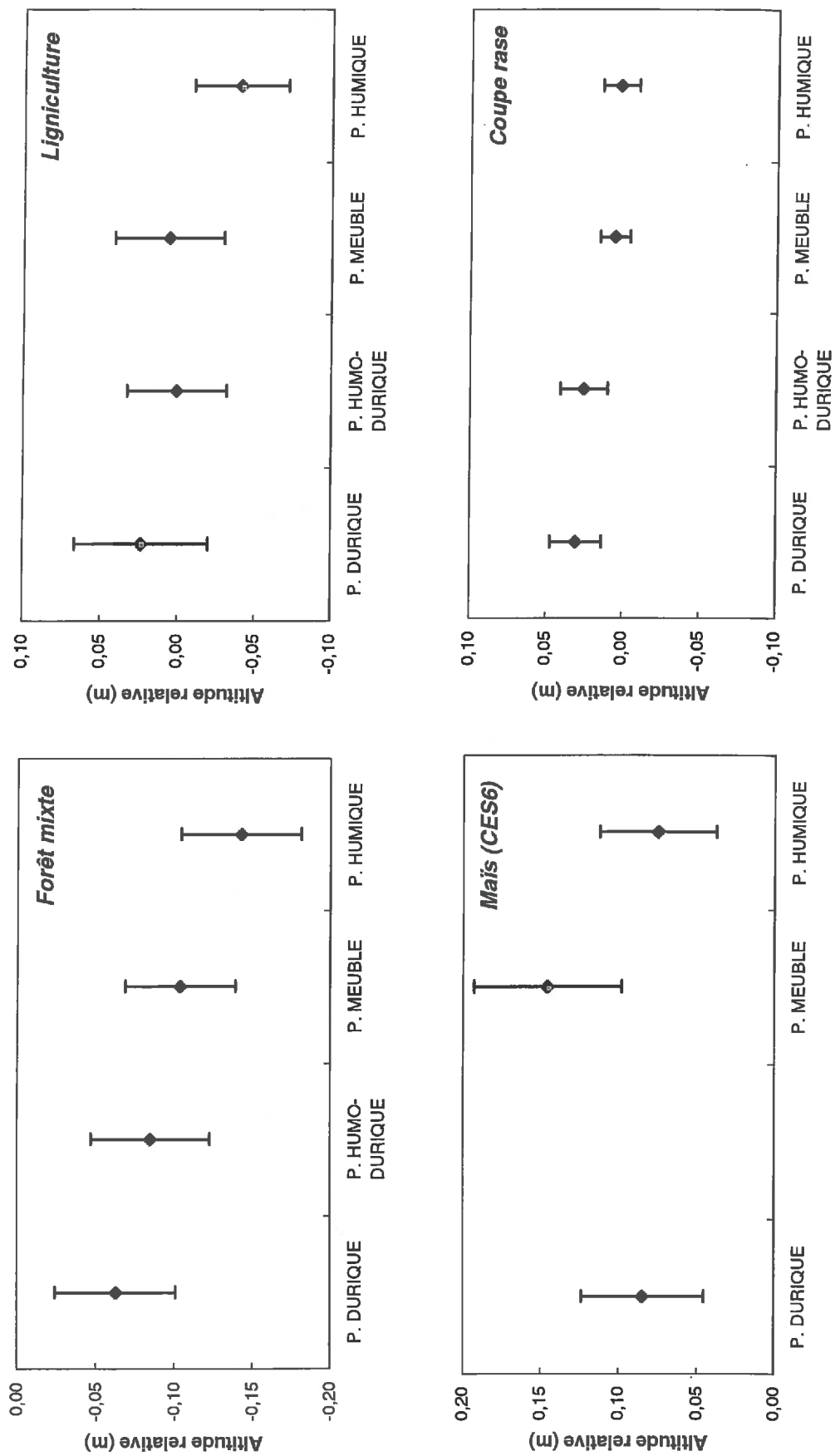
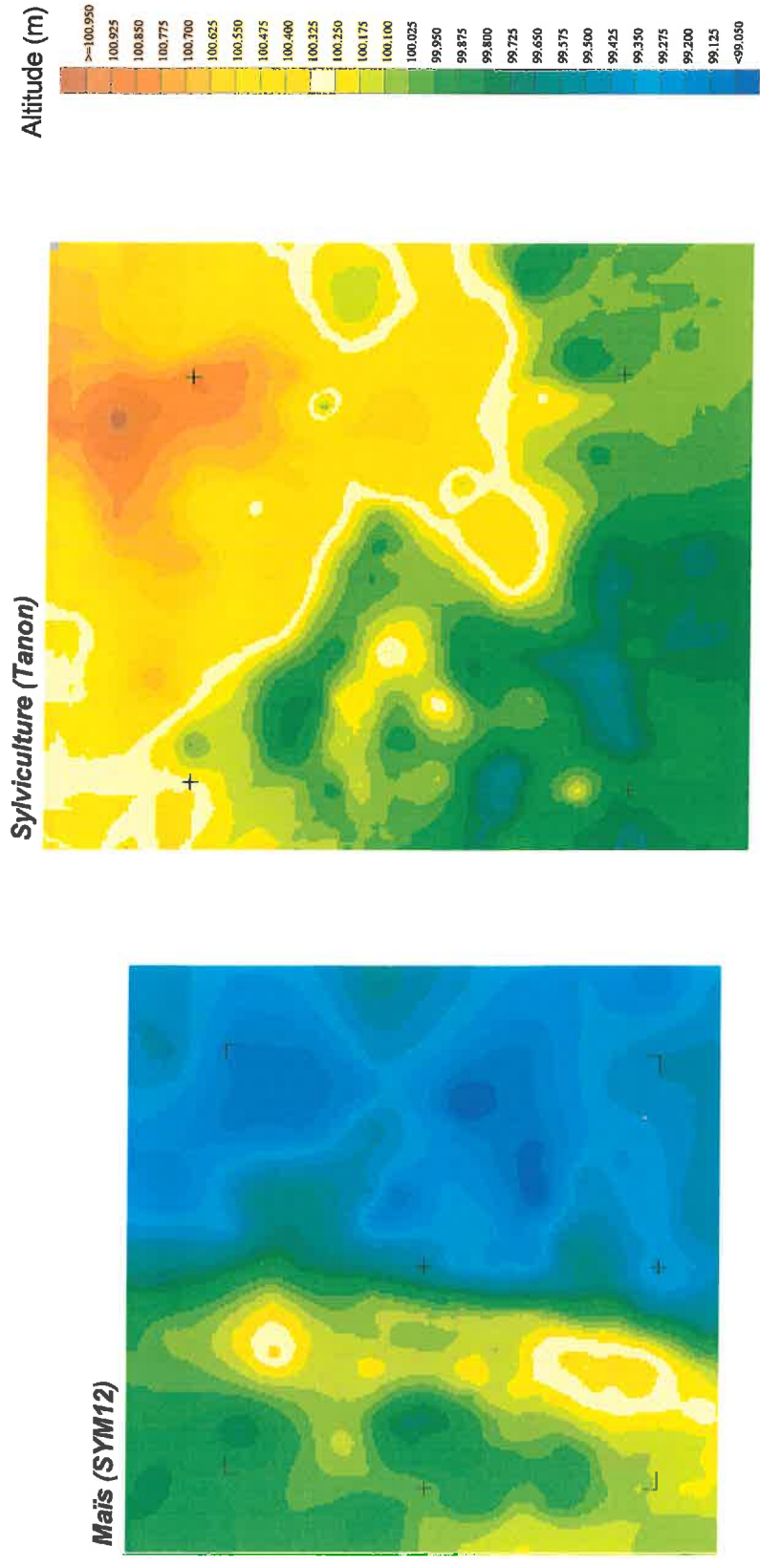


Figure IV.7 - Répartition des types de sol (PODZOSOLS) en fonction de la topographie relative sur les parcelles du dispositif de Pierroton. L'altitude relative est calculée par différence entre l'altitude mesurée et la pente générale de la parcelle. Sur la parcelle Coupe rase, les mesures ont été réalisées en avril 97 avant la coupe des arbres et les altitudes relatives sont calculées par rapport à l'altitude estimée par krigeage ordinaire. Les barres verticales correspondent aux écarts types associés aux altitudes relatives.



L Limites du périmètre d'échantillonnage étendu

+ Limites du périmètre d'échantillonnage systématique

Figure IV.8 - Modèle numérique d'altitude (MNA) des parcelles du dispositif de St-Symphorien, estimé par krigeage ordinaire à partir d'un levé topographique.

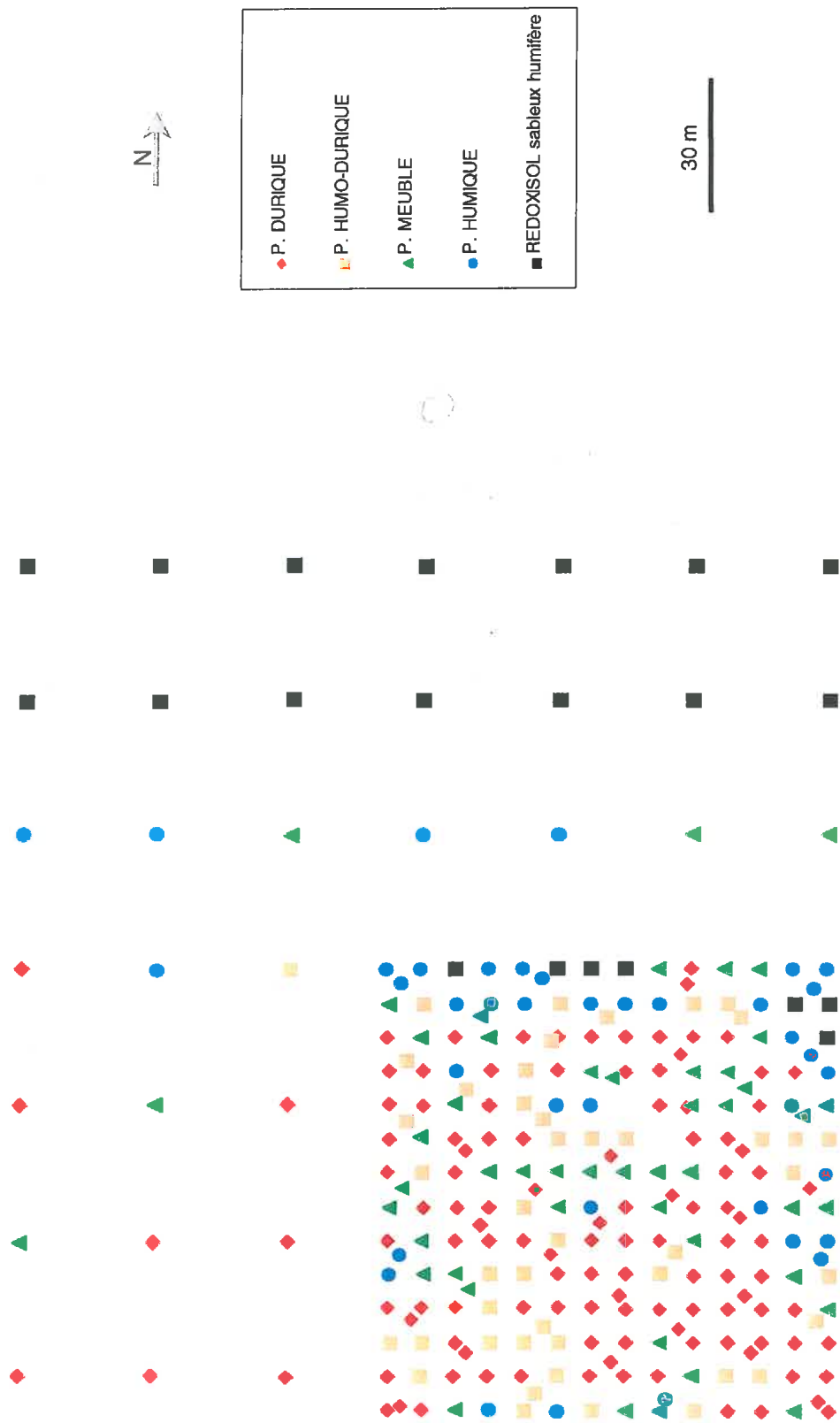


Figure IV.9 - Répartition des types de sol (PODZOSOLS et REDOXISOLS) sur la parcelle cultivée de St-Symphorien (SYM12).

Dans cette parcelle cultivée, les sols sont répartis en deux grandes zones distinctes correspondant au plateau mésophile d'une part et à la lagune d'autre part, en relation avec les variations du relief (Figure IV.9). Dans ces deux grands ensembles, les sols sont très différents : les sols hydromorphes occupent la majeure partie de la zone lagunaire alors que des podzols se sont développés dans le reste de la parcelle. Si des PODZOSOLS HUMIQUES se sont également développés à proximité de la zone lagunaire, en revanche le plateau mésophile est strictement occupé par des podzols. Dans cette partie de la parcelle, les sols sont organisés sous forme de grandes unités associant des types de sol relativement proches, comme dans les parcelles du dispositif de Pierroton. Cependant, contrairement à ces parcelles, les sols dominants sont les PODZOSOLS DURIQUES et HUMO-DURIQUES, les PODZOSOLS MEUBLES et HUMIQUES étant relativement peu représentés. Cette prédominance de podzols développés en conditions bien drainées, témoigne d'un régime hydrique différent de celui de la lande humide et contraste également avec la forte hydromorphie des sols de la lagune. Malgré cette organisation générale qui individualise des zones caractérisées par un type de sol dominant, la répartition des types de sols est caractérisée par une très forte variabilité, en particulier sur le plateau mésophile. Cette variabilité s'exprime par une distribution hétérogène des types de sol au sein des grandes unités de sol, donnant un aspect de mosaïque à la répartition des sols de cette parcelle.

La répartition des sols en fonction de l'altitude suit une loi relativement simple (Figure IV.10). Les PODZOSOLS DURIQUES, HUMO-DURIQUE et MEUBLES sont associés aux altitudes les plus élevées, sans véritable distinction entre ces trois types de sols, les RÉDOXISOLS sableux humifères correspondent aux altitudes les plus basses, en relation avec la présence de la lagune et les PODZOSOLS HUMIQUES occupent une position intermédiaire. Cette organisation des sols est largement déterminée par la morphologie particulière de cette parcelle, fortement marquée par la présence de zones lagunaires. Cette organisation, qui correspond au pédopaysage de lande mésophile à lagunes, est conforme au modèle décrit par (Righi et Wilbert, 1984) pour cette association de sols.

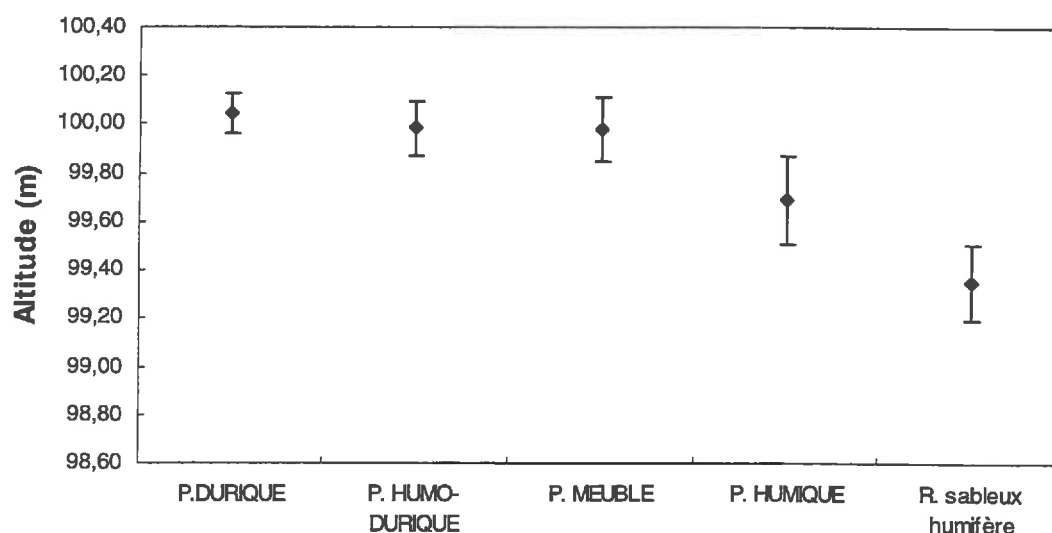


Figure IV.10 - Répartition des types de sol (PODZOSOLS et REDOXISOLS) en fonction de la topographie sur la parcelle SYM12. Les barres verticales correspondent aux écarts types associés aux altitudes.

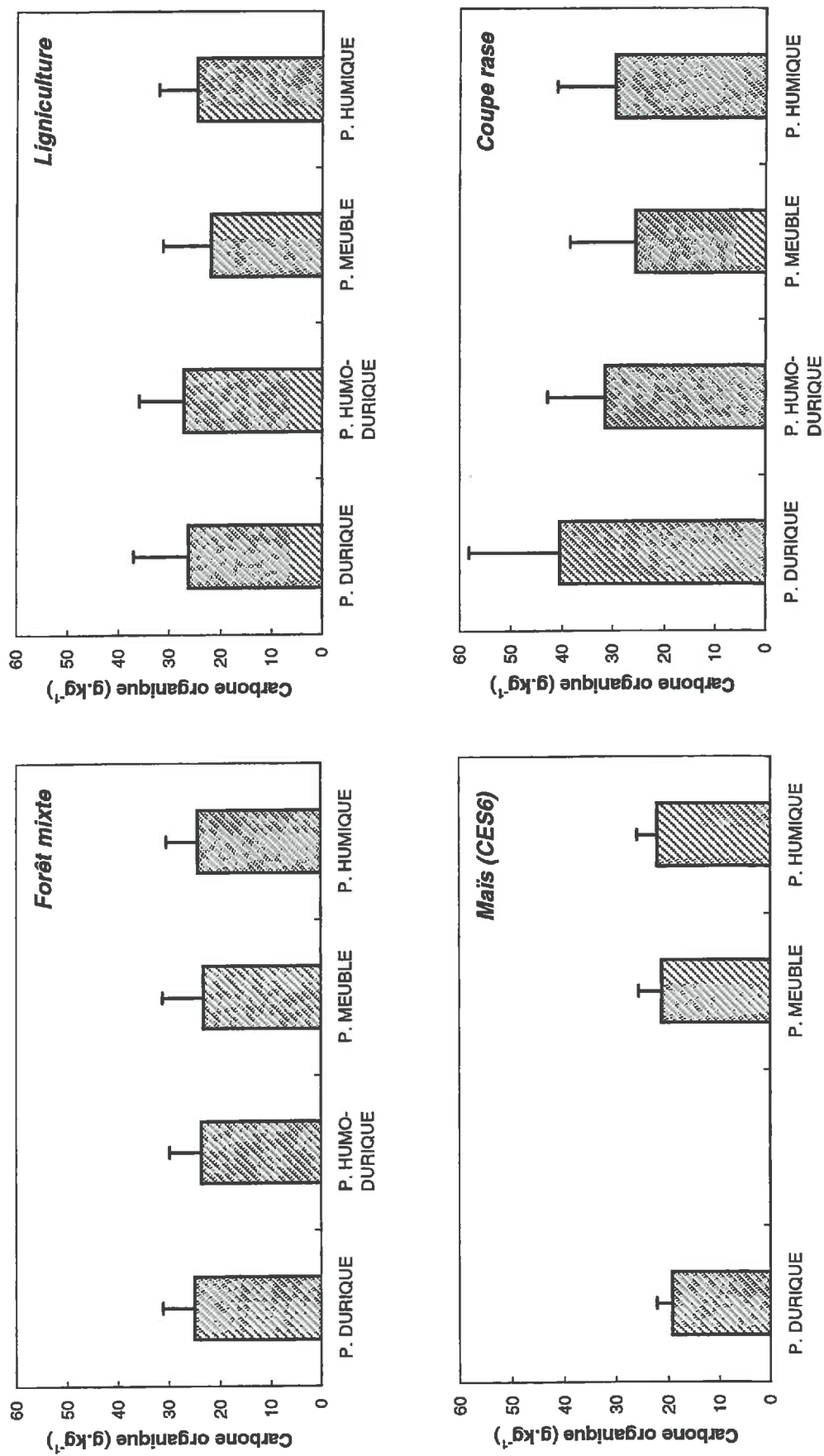


Figure IV.11 - Teneurs en carbone organique dans les différents types de sol (PODZOLS) des parcelles du dispositif de Pierroton. Sur la parcelle Coupe rase, les mesures ont été réalisées en avril 97 avant la coupe des arbres. Les barres verticales correspondent aux écarts types associés aux teneurs en carbone.

1.2.2 - Relation type de sol – teneurs en carbone

a) Dispositif de Pierroton : lande humide

Dans le Chapitre III, nous avons discuté de la relation existant entre les stocks de carbone et les types de sol à l'aide des toposéquences des parcelles de Pierroton. Nous avons vu que dans les horizons superficiels des sols de lande humide, les teneurs en carbone les plus importantes sont associées aux PODZOSOLS DURIQUES et les plus faibles aux PODZOSOLS HUMO-DURIQUE et MEUBLES, avec une forte variabilité entre sols identiques. D'un point de vue spatial, cette relation ne s'exprime pas de la même façon selon les parcelles (Figure IV.11). Dans la parcelle Coupe rase, l'organisation des teneurs en carbone en fonction des types de sol est comparable avec le modèle défini au chapitre précédent, avec cependant une forte variabilité qui se traduit par des différences statistiquement non significatives entre les différents types de sol, à l'exception des pôles extrêmes. Dans les deux autres parcelles forestières, les teneurs en carbone sont très peu différentes d'un type de sol à l'autre. Dans la parcelle cultivée, les teneurs en carbone ne sont pas significativement différentes dans les trois types de sols représentés.

Les teneurs en carbone organique de l'horizon superficiel diffèrent d'une parcelle à l'autre pour un même type de sol. Ces différences concernent essentiellement la Coupe rase qui se distingue par des teneurs moyennes plus importantes que dans les deux autres parcelles forestières. Les teneurs en carbone des sols de la Ligniculture et de la Forêt mixte ne sont pas significativement différentes. La parcelle cultivée (CES6) possède des teneurs moyennes en carbone significativement plus faibles. Ces différences peuvent être mise en relation avec des conditions particulières dans chaque parcelle ou avec les différentes occupation du sol des parcelles du dispositif. La parcelle Coupe rase possède une distribution des sols relativement différente des autres parcelles, avec notamment une proportion plus importante de PODZOSOLS DURIQUES.

b) Dispositif de St-Symphorien : lande mésophile à lagunes

Les teneurs en carbone des horizons superficiels des sols de la parcelle SYM12 sont plus élevées que celle de la parcelle CES6 (Figure IV.12). De plus, ces teneurs varient fortement en fonction du type de sol. Dans cette parcelle, les différences de stockage de carbone organique concernent essentiellement les horizons superficiels des PODZOSOLS HUMIQUES et des RÉDOXISOLS sableux humifères. Dans ces deux types de sols, les teneurs en carbone sont particulièrement importantes. Dans les autres types de sols (PODZOSOLS DURIQUE, HUMO-DURIQUE et MEUBLES), les teneurs en carbone ne sont pas significativement différentes. Cette organisation des teneurs en carbone en fonction des sols est conforme à ce que nous avons observé à partir des toposéquences. La présence d'une lagune dans cette parcelle est en grande partie responsable de cette organisation des sols et des teneurs en carbone qui leurs sont associées.

1.2.3 - Relation topographie – teneurs en carbone

a) Dispositif de Pierroton : lande humide

D'un point de vue statistique, la relation liant la topographie et les teneurs en carbone organique de la couche superficielle des sols du dispositif de Pierroton est assez médiocre (Tableau IV.4). Cette relation est toutefois significative pour les parcelles Forêt mixte, Coupe rase et Maïs. L'utilisation des altitudes relatives permet d'améliorer cette relation, qui devient de la sorte statistiquement significative dans l'ensemble des parcelles. La meilleure relation

est obtenue avec la parcelle Coupe rase, dans laquelle le coefficient de corrélation atteint 0,42. Dans cette parcelle la relation est positive, les teneurs en carbone les plus importantes sont liées aux PODZOSOLS DURIQUES qui occupent majoritairement les altitudes les plus élevées. Cependant, malgré cette tendance, la relation topographie – teneurs en carbone est affectée d'une forte variabilité. La forte dispersion des nuages de points de la Figure IV.13 illustre cette forte variabilité des teneurs en carbone pour l'ensemble des types de sol et pour l'ensemble des parcelles du dispositif. Dans ce milieu, la nature de la relation liant les teneurs en carbone à la topographie est difficile à établir d'un point de vue statistique. Les relations que nous avons observées sur les profils issus des toposéquences sont en effet affectées d'une grande variabilité locale dont l'intensité masque l'organisation générale des stocks de carbone des sols.

b) Dispositif de St-Symphorien : lande mésophile à lagunes

Le modèle numérique d'altitude réalisé à partir d'un levé topographique sur la parcelle forestière de St-Symphorien montre que cette parcelle possède un relief relativement important avec une amplitude maximale des altitudes atteignant près d'un mètre cinquante (Figure IV.8). Cette parcelle est caractérisée par la présence d'une dune continentale relativement importante, bien que peu élevée, et par l'absence de lagune, contrairement à la parcelle cultivée voisine. Les formes du micro-relief (buttes, creux) sont nettes. Dans cette parcelle, la relation topographie – teneurs en carbone est comparable à celles que nous avons obtenues pour les parcelles forestières du dispositif de Pierroton (Tableau IV.5). Le coefficient de corrélation entre ces deux variables est de 0,16, ce qui témoigne d'une forte variabilité des teneurs en carbone vis à vis de l'altitude.

Cette variabilité est illustrée par la forte dispersion du nuage de points représentant les teneurs en carbone en fonction de l'altitude (Figure IV.14). Sur cette figure, nous avons classé chaque point selon des critères d'abondance et de diversité de la végétation, qui correspondent indirectement à des classes de drainage et par conséquent à une évolution pédogénétique différente. Chaque classe de végétation peut ainsi être mise en relation avec un type de sol particulier. D'une manière générale, les classes de végétation ne semblent pas correspondre à des populations distinctes du point de vue des teneurs en carbone ou de l'altitude. Seule la classe de végétation « hygrophile » qui correspond à des conditions de mauvais drainage et que l'on pourrait attribuer aux PODZOSOLS HUMIQUES, se distingue de l'ensemble des points, avec des teneurs fortes et des altitudes faibles. Le reste du nuage est caractérisé par une grande variabilité.

Dans la parcelle cultivée (SYM12), la présence de la lagune modifie fondamentalement la relation topographie – teneurs en carbone. Le coefficient de corrélation entre ces deux variables est en effet de -0,41. Dans cette parcelle, les teneurs en carbone sont donc inversement corrélées avec l'altitude : plus les altitudes sont basses, plus les teneurs en carbone sont importantes, et inversement. En réalité, l'observation de la distribution des teneurs en carbone des horizons superficiels en fonction de l'altitude (Figure IV.15) montre que la relation liant ces deux variables n'est ni linéaire ni monotone, conformément à ce que nous avons observé sur les toposéquences (chapitre III). Les teneurs en carbone sont très élevées dans les RÉDOXISOLS sableux humifères occupant les zones les plus basses, puis diminuent progressivement dans les sols correspondant aux altitudes intermédiaires. Vers le sommet du plateau, les teneurs en carbone augmentent significativement, puis diminuent à nouveau dans les sols situés en position sommitale. Cette organisation est affectée d'une forte variabilité spatiale, particulièrement importante dans les sols du plateau mésophile.

Tableau IV.4 - Coefficients de corrélation entre la teneur en carbone organique, le rapport C/N et la topographie dans les parcelles de Pierroton (Z : altitude mesurée ; Z* : altitude estimée par krigeage ordinaire ; Z*rel : altitude relative, différence entre l'altitude mesurée et la pente générale de la parcelle ; C : carbone ; N : azote). Dans la parcelle Coupe rase, les mesures ont été réalisées en avril 97 avant la coupe des arbres et les altitudes relatives sont calculées par rapport à l'altitude estimée par krigeage ordinaire.

Parcelle	Effectif	Z - C	Z* - C	Z*rel - C
Forêt mixte	266	0,13 □	0,09	0,22 □
Ligniculture	241	0,07	0,04	0,16 □
Coupe rase	242		0,24 □	0,42 □
Mais 6 ans	258	0,33 □	0,12 □	0,39 □

Parcelle	Effectif	Z - C/N	Z* - C/N	Z*rel - C/N
Forêt mixte	266	0,43 □	0,44 □	0,47 □
Ligniculture	241	0,38	0,30 □	0,52 □
Coupe rase	242		0,31 □	0,44 □
Mais 6 ans	258	0,34 □	0,24 □	0,36 □

□ coefficients statistiquement significatifs au seuil de 5 %

Tableau IV.5 - Coefficients de corrélation entre les variables teneur en carbone organique, rapport C/N et topographie dans les parcelles du dispositif de St-Symphorien (Z : altitude mesurée ; Z* : altitude estimée par krigeage ordinaire, C : carbone, N : azote).

Parcelle	Effectif	Z - C	Z* - C	Z - C/N	Z* - C/N
Tanon	123	0,17	0,16	0,62 □	0,62 □
Mais 12 ans	275	-0,41 □	-0,41 □	0,81 □	0,80 □

□ coefficients statistiquement significatifs au seuil de 5 %

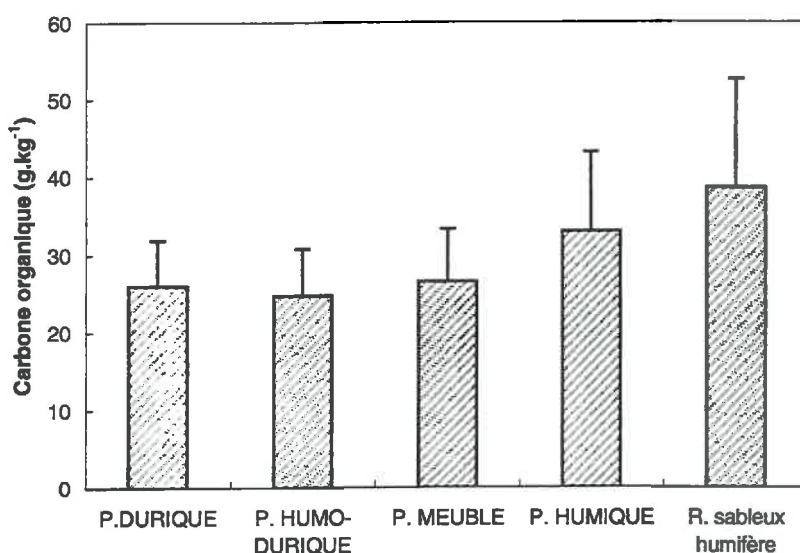


Figure IV.12 - Teneurs en carbone organique dans les différents types de sol (PODZOSOLS et REDOXISOLS) de la parcelle SYM12. Les barres verticales correspondent aux écarts types associés aux teneurs en carbone.

1.2.4 - Relation topographie – type de sol – rapport C/N

Comme le carbone organique, le rapport C/N varie en fonction du type de sol et de la topographie dans l'ensemble des parcelles du dispositif de Pierroton (Figure IV.16). Cependant les variations de ce rapport ne s'exercent pas selon la même logique que les variations des teneurs en carbone. D'une manière générale, le rapport C/N diminue régulièrement des PODZOSOLS DURIQUES aux PODZOSOLS HUMO-DURIQUES, MEUBLES et HUMIQUES. Ces différences ne sont toutefois statistiquement significatives qu'entre les PODZOSOLS HUMIQUES et les autres types de podzols, à l'exception de la parcelle cultivée qui présente de faibles variations du rapport C/N. D'une parcelle à l'autre, la valeur du rapport C/N est comparable entre sols identiques et les différences ne sont pas statistiquement significatives. Seule la parcelle CES6 se distingue des autres parcelles par de faibles rapports C/N, très homogènes d'un type de sol à l'autre comparativement aux autres parcelles. Cette diminution globale du rapport C/N et son homogénéisation traduisent l'effet de la mise en culture. La relation liant le rapport C/N à la topographie est statistiquement significative dans l'ensemble des parcelles et l'utilisation des altitudes relatives permet d'améliorer notablement cette corrélation. Les meilleures corrélations sont obtenues pour les parcelles forestières.

Dans la parcelle cultivée de St-Symphorien, le rapport C/N diminue depuis le pôle DURIQUE vers le pôle HUMIQUE des PODZOSOLS (Figure IV.17). Dans les RÉDOXISOLS sableux humifères ce rapport est encore plus faible puisqu'il atteint en moyenne une valeur de 17 contre 22 pour les PODZOSOLS HUMIQUES et environ 28 pour les autres types de podzols. Contrairement aux parcelles forestières de Pierroton, cette variation du rapport C/N semble essentiellement liée à la présence de la lagune, dans laquelle le rapport C/N est particulièrement bas. Au contraire, sur le plateau mésophile, le rapport C/N est relativement constant quel que soit le type de sol, ce qui témoigne de l'influence de la mise en culture. Cependant, à la différence de la parcelle cultivée de Pierroton, les rapports C/N sont élevés dans les sols du plateau de la parcelle SYM12, en relation avec des conditions initiales différentes d'évolution des matières organiques en lande mésophile par rapport à la lande humide. L'influence de la topographie est encore plus nette que dans les parcelles de Pierroton. Cela se traduit par de fortes corrélations entre le rapport C/N et les données d'altitude de la parcelle forestière (0,62) et de la parcelle cultivée (0,80). Contrairement à la parcelle cultivée de Pierroton, la mise en culture dans ce dispositif ne se traduit pas par une diminution du rapport C/N. Toutefois, cette forte corrélation du rapport C/N avec la topographie dans la parcelle agricole de St-Symphorien peut être essentiellement attribuée à la présence de la lagune qui est à l'origine de sols très contrastés du point de vue de la qualité des matières organiques.

1.3 – Discussion

1.3.1 – Variabilité des relations topographie – type de sol – carbone

Dans le chapitre précédent, nous avons montré à l'aide de plusieurs toposéquences réparties dans l'ensemble des parcelles des dispositifs de Pierroton que l'organisation des sols et des stocks de carbone qui leur sont associés dépendait en grande partie du micro-relief qui caractérise les pédopaysages de lande humide. Les sols sont organisés sous forme de toposéquences, les plus différenciés étant associés aux buttes du micro-relief et les moins évolués se trouvant au contraire dans les zones de dépressions. L'organisation des teneurs en carbone organique des horizons superficiels est par contre plus complexe, puisque les stocks les plus importants sont associés aux PODZOSOLS DURIQUES des buttes mésophiles et secondairement aux PODZOSOLS HUMIQUES des creux hydromorphes. La relation teneur en carbone – type de sol ou topographie n'est donc ni linéaire ni monotone.

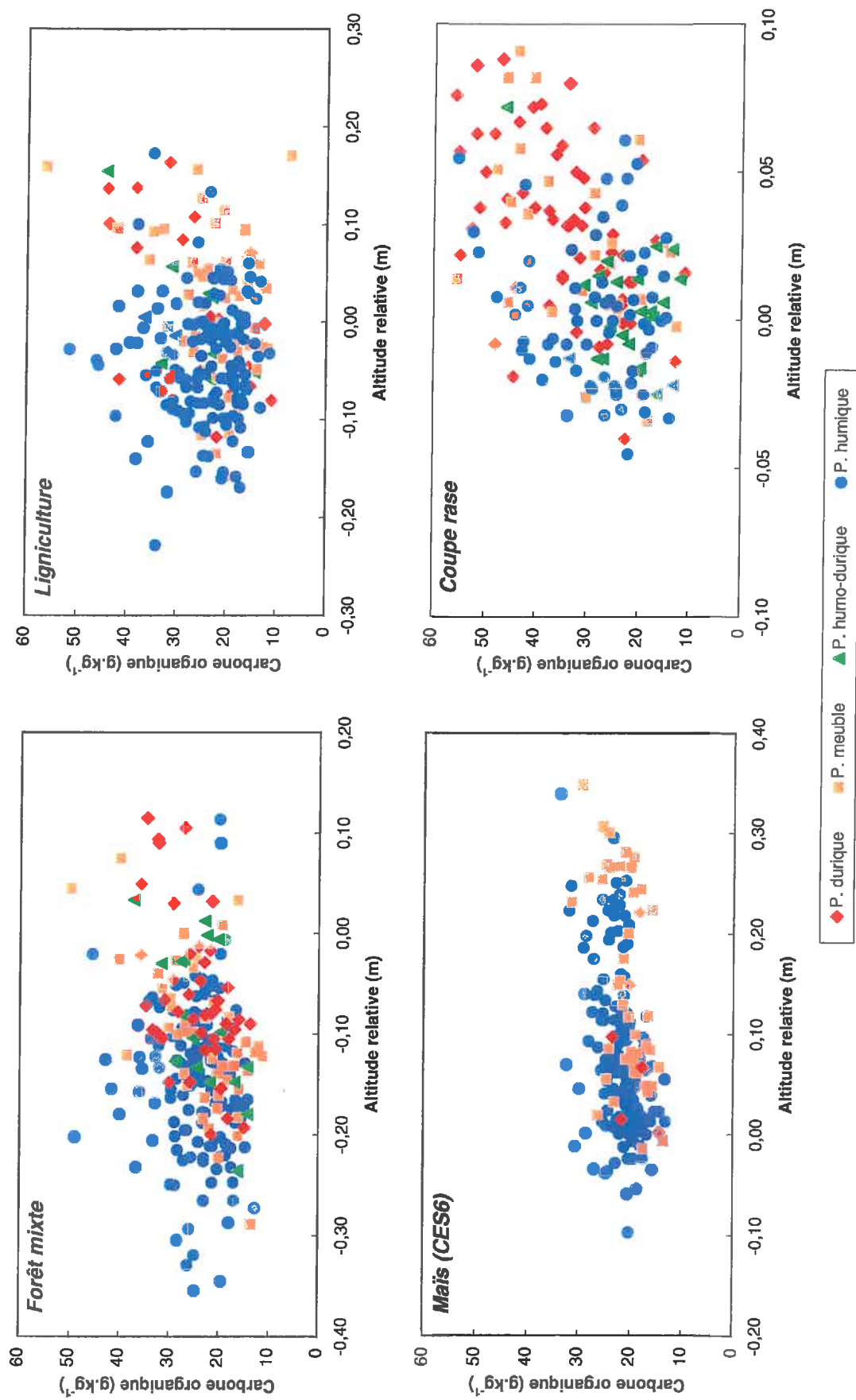


Figure IV.13 - Relation entre les teneurs en carbone organique et l'altitude relative pour les différents types de sol (PODZOSOLS) des parcelles du dispositif de Pierroton. L'altitude relative est calculée par différence entre l'altitude mesurée et la pente générale de la parcelle. Sur la parcelle Coupe rase, les mesures ont été réalisées en avril 97 avant la coupe des arbres et les altitudes relatives sont calculées par rapport à l'altitude estimée par krigeage ordinaire.

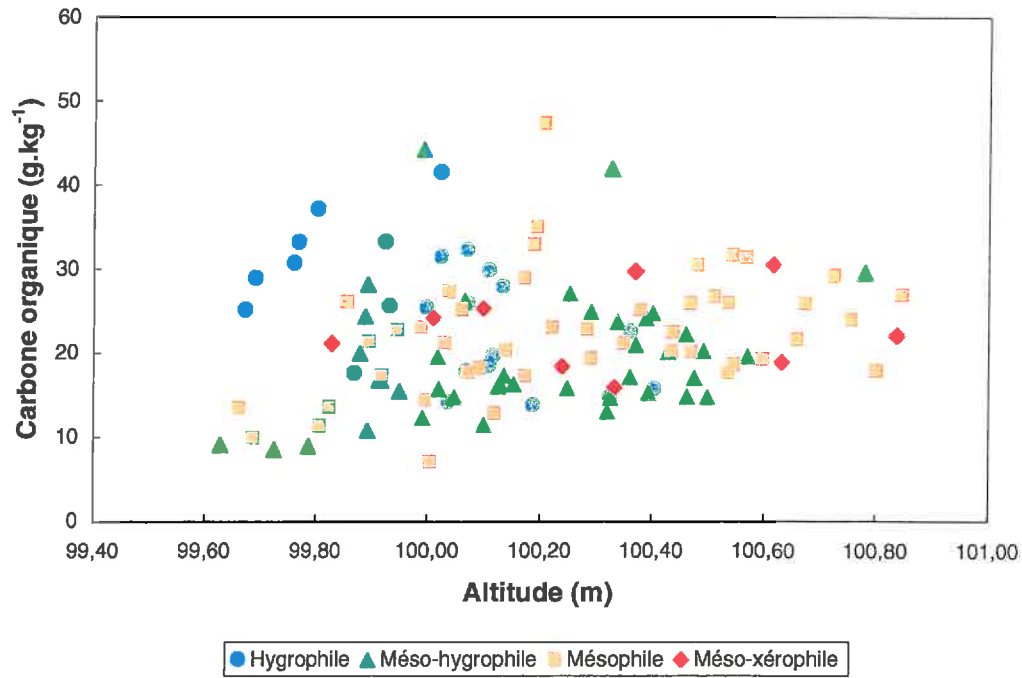


Figure IV.14 - Relation entre les teneurs en carbone organique et l'altitude pour les différentes classes de végétation de la parcelle forestière de St-Symphorien (Tanon).

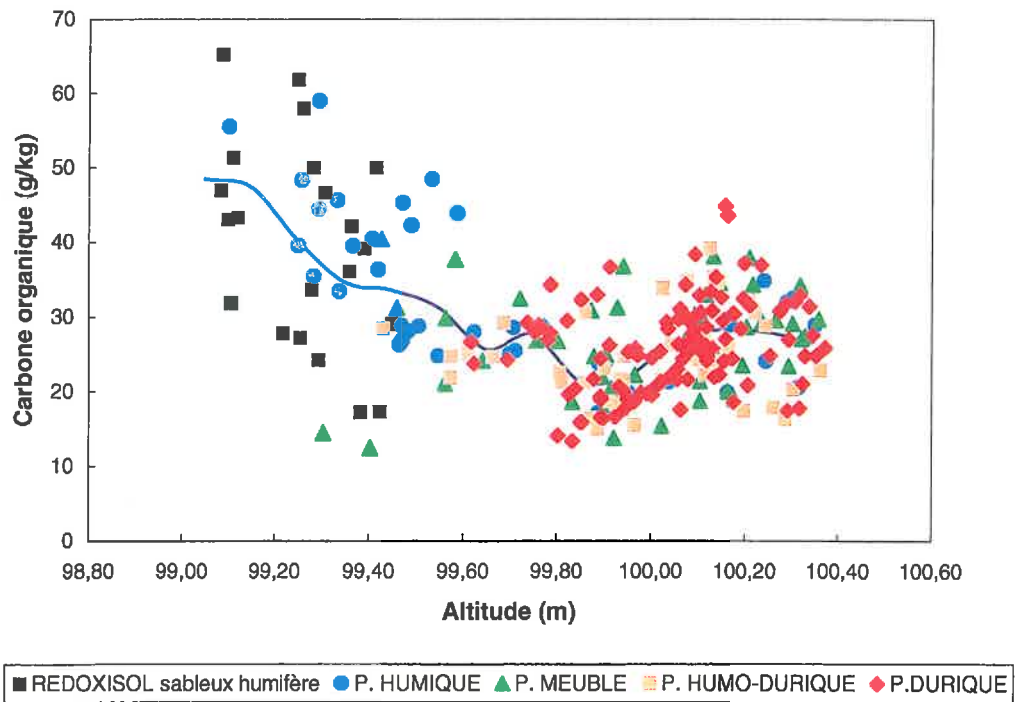


Figure IV.15 - Relation entre les teneurs en carbone organique et l'altitude pour les différents types de sols (PODZOSOLS et REDOXISOLS) de la parcelle cultivée de St-Symphorien (SYM12). La courbe représente la moyenne des teneurs en carbone par classe de 10 cm d'altitude.

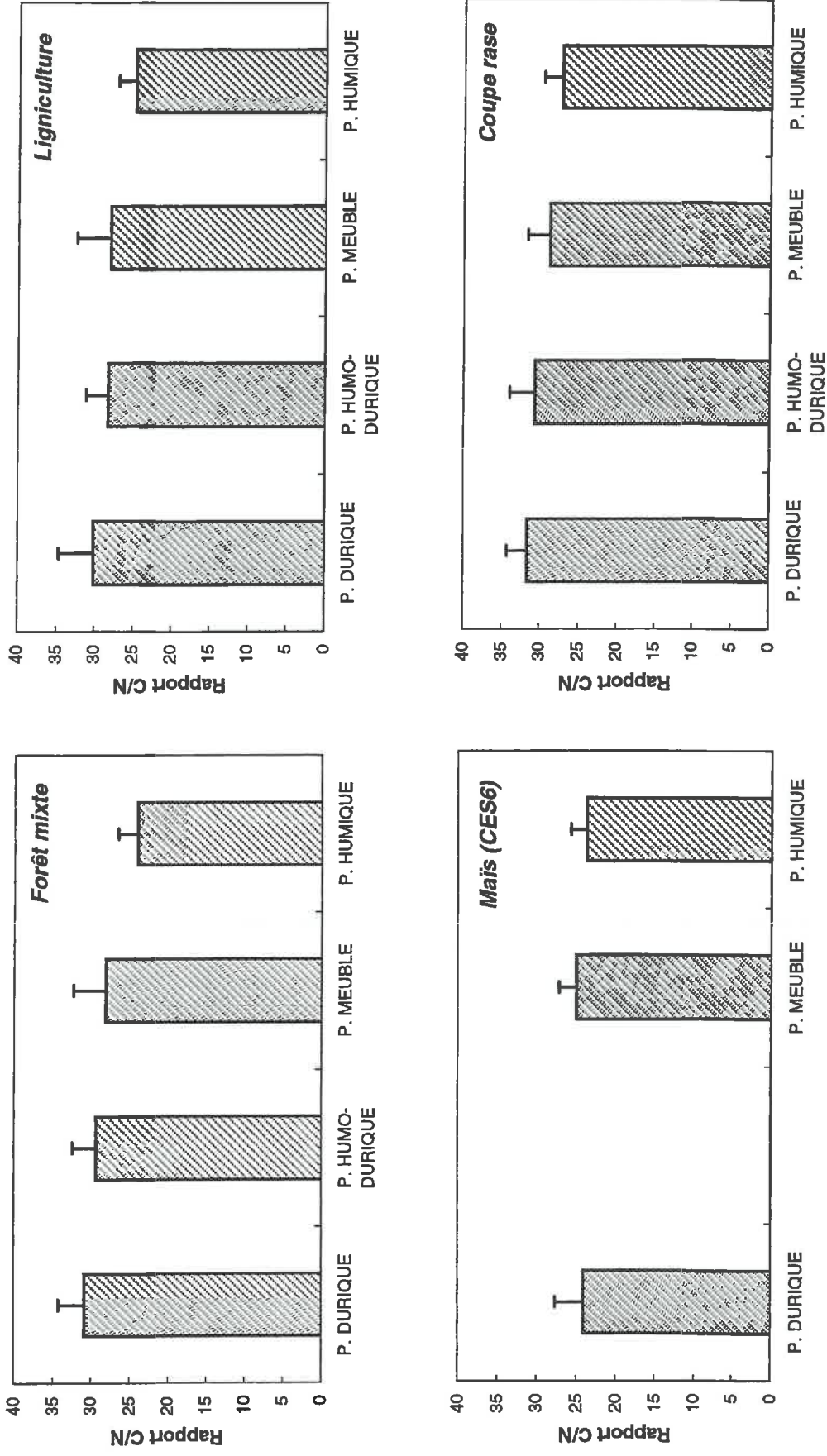


Figure IV.16 - Rapport C/N dans les différents types de sol (PODZOSOLS) des parcelles du dispositif de Pierroton. Sur la parcelle Coupe rase, les mesures ont été réalisées en avril 97 avant la coupe des arbres. Les barres verticales correspondent aux écarts types associés au rapport C/N.

L'observation des toposéquences situées en lande mésophile à lagunes a confirmé la nature complexe de cette relation et introduit une catégorie supplémentaire de sols (RÉDOXISOLS), liée à la présence de lagunes. L'une des conclusions majeures qui ressortait de l'étude de ces toposéquences est la forte variabilité qui affecte les teneurs en carbone, les types de sol et les données topographiques.

L'analyse statistique des relations entre la topographie, absolue ou relative, le type de sol et la teneur en carbone des horizons superficiels des sols de l'ensemble des parcelles des dispositifs de Pierroton et de St-Symphorien a largement confirmé les conclusions avancées au chapitre précédent. La variabilité qui affecte les teneurs en carbone est très importante à l'échelle parcellaire, pour un même type de sol ou pour une situation topographique comparable. Sur le dispositif de Pierroton, cette variabilité est à l'origine d'une forte dispersion des teneurs en carbone en fonction de l'altitude qui, bien qu'améliorée par l'utilisation d'altitudes relatives, ne permet pas d'identifier de loi générale entre ces deux variables, quelle que soit la parcelle considérée. En revanche, sur le dispositif de St-Symphorien, la présence de conditions topographiques plus contrastées permet de retrouver d'un point de vue statistique l'organisation théorique des teneurs en carbone en fonction de l'altitude. Cette organisation est régie selon une loi ni linéaire ni monotone, qui associe les stocks de carbone les plus importants aux RÉDOXISOLS de lagunes et aux PODZOSOLS DURIQUES des buttes mésophiles et les stocks les plus faibles aux podzols de type intermédiaire, du point de vue de l'évolution pédogénétique et de la position topographique. Cependant, si l'on examine cette relation dans la parcelle forestière ou en se limitant au plateau mésophile de la parcelle cultivée, la forte variabilité constatée dans les parcelles du dispositif de Pierroton, affecte également les sols des parcelles de St-Symphorien.

1.3.2 – Conséquences des variations pédopaysagiques

Les pédopaysages de lande humide et de lande mésophile à lagunes sont caractérisés par des organisations des sols différentes, en raison des conditions topographiques plus contrastées en lande mésophile. La présence de zones lagunaires et de dunes continentales au sein du pédopaysage de lande mésophile à lagune détermine la présence de sols particuliers (RÉDOXISOLS sableux humifères), auxquels correspondent des teneurs en carbone spécifiques (Righi et Wilbert, 1984). La présence de lagunes détermine une évolution particulière des sols dans lesquels la forte hydromorphie limite la minéralisation et favorise l'accumulation de matières organiques.

A l'opposé, les teneurs en carbone des sols situés au sommet des dunes continentales sont relativement faibles, en raison de conditions de productivité végétale limitées. En effet, les landes sèches sont sujettes à des déficits hydriques sensibles en période estivale et la végétation xérophile adaptée (*Erica cinerea*, *Helianthemum alyssoides*) présente une faible productivité générant une matière organique peu abondante. Les propriétés organiques de ces sols semblent incohérentes avec le modèle d'organisation que nous avons établi sur la base des observations réalisées à partir des toposéquences. Sur une toposéquence de transition lande sèche – lande humide, Righi et Wilbert (1984) ont observé une situation comparable. Ces auteurs ont montré que les teneurs en carbone de l'horizon superficiel d'un podzol situé au sommet d'une petite dune continentale sont relativement faibles, comparativement aux sols développés au sommet des buttes mésophiles du micro-relief. Les sols situés au sommet de la dune continentale de la parcelle forestière de St-Symphorien possèdent de faibles teneurs en carbone, comparables aux observations de Righi et Wilbert. Cette particularité est également présente dans certains sols du plateau mésophile de la parcelle cultivée. Dans cette parcelle, de petites dunes continentales ont été observées. Ces dunes sont associées aux altitudes les plus élevées et correspondent à des teneurs en carbone relativement faibles. Dans la première toposéquence étudiée dans cette parcelle (SYM1 à SYM2.4), située le long de la tranchée, nous avons observé des teneurs en carbone relativement faibles dans

les horizons superficiels des PODZOSOLS DURIQUES. Ces teneurs contrastaient fortement avec les teneurs en carbone élevées des PODZOSOLS DURIQUES de la seconde toposéquence ou des toposéquences situées dans les autres parcelles.

Afin de s'assurer du caractère général de ces observations, nous avons comparé les teneurs en carbone des horizons superficiels de 137 profils de sols forestiers extraits de la base de données des sols des départements de la Gironde et des Landes. Ces sols ont été classés en six catégories correspondant aux principaux types de sols rencontrés dans le massif landais (Figure IV.18). Parmi ces types de sol, figure une catégorie correspondant aux podzols de lande sèche. La comparaison de cet ensemble de profils confirme le modèle théorique d'organisation des sols et des stocks de carbone en fonction de la topographie que nous avons établi au chapitre précédent. De plus, cette comparaison montre que les podzols de lande sèche possèdent de faibles teneurs en carbone, ce qui confirme la tendance mise en évidence dans les parcelles de St-Symphorien.

1.3.3 – Influence de l'occupation du sol

Les relations topographie – type de sol – teneurs en carbone varient de manière significative en fonction de l'occupation du sol. La parcelle Coupe rase possède des stocks de carbone initiaux globalement plus importants que les autres parcelles forestières, quel que soit le type de sol. Les sols de cette parcelle sont essentiellement des PODZOSOLS DURIQUES, ce qui témoigne de conditions pédogénétiques particulières et différentes des autres parcelles. Dans ces profils, les stocks de carbone sont relativement importants. Cependant, cette distribution différente ne permet pas d'expliquer les teneurs globalement plus fortes dans cette parcelle, puisque l'ensemble des types de sol sont concernés. Il est possible que l'historique sylvicole de cette parcelle puisse expliquer en partie ces différences. La dernière éclaircie (élimination d'une ligne d'arbre sur deux) a pu contribuer de manière importante à cette augmentation des teneurs en carbone, par un apport massif de matières organiques avec l'incorporation au sol des résidus d'éclaircie.

En ce qui concerne la parcelle agricole, les teneurs moyennes en carbone sont significativement plus faibles que dans les parcelles forestières, ce qui traduit l'effet de la mise en culture. De la même façon, les variances associées aux teneurs moyennes sont également plus faibles en sol cultivé qu'en sol forestier. Dans cette parcelle, les teneurs en carbone ne sont pas significativement différentes d'un type de sol à l'autre et ne varient pas avec la topographie. Deux raisons permettent d'expliquer cette absence de relation. Cette parcelle a subi une sous-solage avant la mise en culture, par conséquent les horizons spodiques, sur lesquels le système de classification des sols que nous avons utilisé est en grande partie fondé, sont fortement perturbés. L'absence de profils possédant des horizons indurés dans cette parcelle (PODZOSOLS DURIQUES et HUMO-DURIQUES) s'explique certainement en partie par la désorganisation des horizons indurés sous l'effet du sous-solage. Par ailleurs, la mise en culture provoque une forte homogénéisation des horizons superficiels à cause du travail du sol et des pratiques culturales. En plus de cette homogénéisation, la modification des propriétés physico-chimiques du sol liée au chaulage, à l'apport de fertilisants et à l'irrigation est susceptible d'avoir des conséquences différentes sur l'évolution des matières organiques des différents types de sols. Par conséquent, il est possible que dans les sols cultivés, les stocks de carbone des horizons travaillés ne correspondent plus directement au type de sol auquel ils étaient initialement associés.

Sur le dispositif de St-Symphorien, la comparaison de la parcelle cultivée avec la parcelle forestière est difficile, compte tenu de l'absence de lagune en forêt. Cependant, si l'on compare la variance des teneurs en carbone du plateau mésophile de la parcelle cultivée avec celle de la parcelle forestière, l'effet de la mise en culture devient évident. Sur le plateau, la variance des teneurs en carbone est en effet de $41,44 \text{ g}^2.\text{kg}^{-2}$, contre $57,76 \text{ g}^2.\text{kg}^{-2}$ en sol forestier.

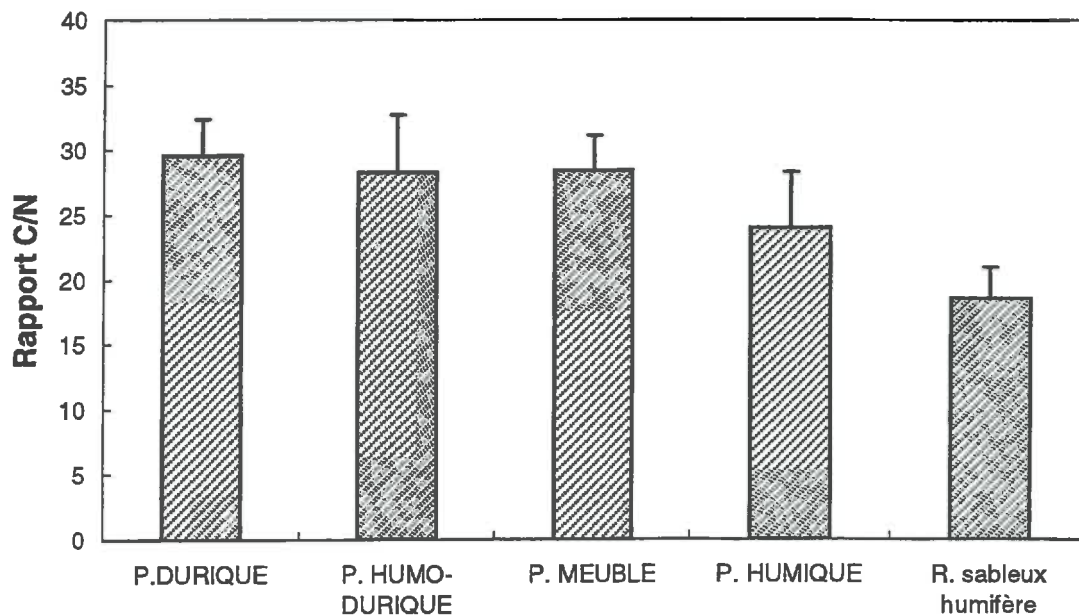


Figure IV.17 - Rapport C/N de la couche superficielle (0-30 cm) des sols (PODZOSOLS et REDOXISOLS) de la parcelle SYM12 (maïs 12 ans). Les barres verticales correspondent aux écarts types associés aux teneurs en carbone.

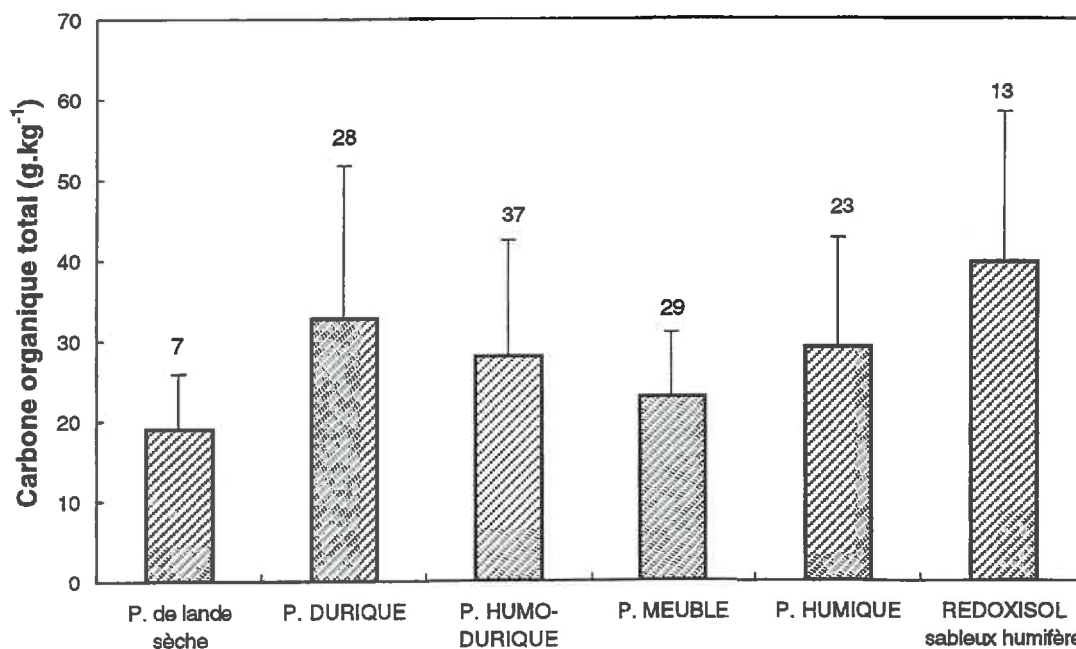


Figure IV.18 - Teneurs moyennes en carbone organique dans différents types de sol (PODZOSOLS et REDOXISOLS) des Landes de Gascogne. Les barres verticales correspondent aux écarts types associés aux teneurs en carbone. Les chiffres correspondent aux individus utilisés pour calculer les valeurs moyennes.

Comparativement au dispositif de Pierroton, la mise en culture a un effet plus modéré en lande mésophile à lagunes, puisque la parcelle SYM12 est cultivée depuis plus longtemps que la parcelle CES6. Toutefois, il faut également considérer que la variabilité initiale des teneurs en carbone étant plus importante, compte tenu d'un relief plus contrasté, l'homogénéisation liée à la culture peut être plus lente qu'en lande humide. Par ailleurs, la qualité différente des matières organiques de ces deux pédopaysages peut également expliquer cette évolution différente. En sol forestier, les matières organiques ont un rapport C/N de 26 à 30 en lande humide (Pierroton), contre 48 en lande mésophile (St-Symphorien). De même en sol cultivé, les matières organiques des sols du plateau de lande mésophile de la parcelle SYM12 ont un rapport C/N de l'ordre de 30, contre moins de 25 en lande humide, pour un type de sol équivalent.

1.4 – Conclusion partielle

L'analyse statistique des relations entre la topographie, le type de sol et la teneur en carbone des horizons superficiels des sols des parcelles de Pierroton et de St-Symphorien a largement confirmé les conclusions avancées après l'étude des toposéquences. A l'échelle parcellaire, il existe une relation générale entre la topographie et le type de sol qui correspond au modèle d'organisation des sols établi par les travaux antérieurs mais cette relation est entachée d'une forte variabilité spatiale. De même, il existe des différences intraparcellaires de teneurs en carbone entre les différents types de sol. Ces différences ne sont pas constantes d'une parcelle à l'autre et sont affectées d'une forte variabilité spatiale. L'historique de chaque parcelle a de nettes conséquences sur les teneurs en carbone et peut expliquer une part de cette variabilité. L'influence de la mise en culture se traduit par une homogénéisation des teneurs en carbone qui peut provoquer la disparition de cette relation dans les parcelles cultivées.

L'organisation des stocks de carbone organique de la couche superficielle du sol est régie selon une loi qui n'est ni linéaire ni monotone et dont le principal déterminant est le micro-relief. Les stocks de carbone les plus importants sont associés aux RÉDOXISOLS sableux humifères des lagunes et aux PODZOSOLS DURIQUES des buttes mésophiles. A l'inverse, les stocks les plus faibles correspondent aux PODZOSOLS MEUBLES et HUMO-DURIQUES, ainsi qu'aux podzols de lande sèche. Toutefois, la variabilité qui affecte les teneurs en carbone est très importante, pour un même type de sol ou pour une situation topographique comparable. De plus, l'amplitude du micro-relief influence fortement l'intensité de la relation entre les teneurs en carbone et la topographie. Ainsi en lande humide, cette variabilité génère une forte dispersion des teneurs en carbone en fonction de l'altitude qui, bien que réduite par l'utilisation d'altitudes relatives, montre que l'utilisation du micro-relief seul ne permet pas une prédiction satisfaisante des teneurs en carbone. A l'inverse, en lande mésophile à lagunes, les forts contrastes associés aux teneurs en carbone et aux données d'altitude font que la relation statistique entre ces deux variables s'exprime d'avantage qu'en situation de lande humide où les contrastes sont faibles.

A l'échelle parcellaire, l'organisation des stocks de carbone organique de la couche superficielle du sol est régie selon une loi dont le principal déterminant est le micro-relief. Toutefois, ces deux variables sont associées à une forte variabilité spatiale qui altère l'expression de cette relation. Quelle est l'origine de la variabilité des données d'altitude et des teneurs en carbone organique et comment ces deux variables s'organisent-elles à l'échelle parcellaire ? Existe-t-il une variabilité systématique des teneurs en carbone, liée aux variations du micro-relief ou a-t-on affaire à une répartition essentiellement aléatoire ? Quelle est l'influence des pratiques de gestion sylvicole et de l'occupation du sol sur l'organisation des stocks de carbone ? Dans la partie suivante, nous analyserons la distribution spatiale des teneurs en carbone et des données d'altitude, à l'aide d'outils géostatistiques, afin de caractériser la variabilité et l'organisation spatiale de ces deux variables à l'échelle de la parcelle.

2 – Analyse spatiale des teneurs en carbone organique et de leurs déterminants

2.1 – Matériels et méthodes

2.1.1 – Dispositif et échantillonnage

Les quatre parcelles du dispositif de Pierroton et la parcelle cultivée de St-Symphorien ont été retenues pour réaliser cette analyse spatiale. Les teneurs en carbone issus des échantillons systématiques et aléatoires stratifiés ainsi que les données d'altitude absolue ou relative ont été utilisées pour chaque parcelle. L'analyse de la variabilité spatiale consiste en une analyse géostatistique, dont les principes et les méthodes sont présentées ci-après.

2.1.2 – Méthodes géostatistiques

Les techniques de géostatistique sont une application de la Théorie des Fonctions Aléatoires à des données spatiales ou temporelles. La géostatistique comporte deux étapes : (i) l'analyse variographique, grâce au variogramme qui est une description de la variabilité moyenne d'un phénomène en fonction d'une échelle spatiale ou temporelle ; (ii) le krigeage, qui désigne plusieurs méthodes de régression utilisées pour estimer les valeurs d'un phénomène en tout point d'une région donnée.

La présentation succincte des méthodes géostatistiques stationnaires abordées dans ce chapitre est tirée du travail de Bourennane (1997) et s'appuie sur l'ouvrage « *Multivariate Geostatistics* » (Wackernagel, 1995). Les traitements géostatistiques ont été réalisés grâce au logiciel « *Isatis* » (École des Mines de Paris, Géovariances).

a) L'analyse variographique

Pour mesurer la variabilité à différentes échelles d'une variable régionalisée $Z(\mathbf{x})$, on réalise une mesure de dissemblance entre deux données Z_1 et Z_2 situées en deux points \mathbf{x}_1 et \mathbf{x}_2 d'un domaine spatial (D). Cette dissemblance entre deux valeurs, désignée par γ^* , vaut

$$\gamma^* = \frac{(z_2 - z_1)^2}{2},$$

c'est-à-dire la moitié du carré de la différence entre les deux valeurs. Si l'on fait dépendre la dissemblance γ^* de la distance \mathbf{h} et de l'orientation d'une paire de points, décrits par le vecteur $\mathbf{x}_2 - \mathbf{x}_1$, indifféremment de la position de la paire dans le domaine étudié :

$$\gamma^*(\mathbf{h}) = \frac{1}{2} [z(\mathbf{x}_1 + \mathbf{h}) - z(\mathbf{x}_1)]^2.$$

En formant la moyenne des dissemblances γ^* entre les valeurs, pour les n_h paires de points reliées par un vecteur \mathbf{h} donné et pour une maille donnée (avec une certaine tolérance sur la longueur et l'angle du vecteur), on obtient le variogramme expérimental :

$$\gamma^*(\mathbf{h}) = \frac{1}{2n_h} \sum_{\alpha=1}^{n_h} [z(\mathbf{x} + \mathbf{h}) - z(\mathbf{x})]^2.$$

L'analyse du variogramme expérimental fait appel à trois caractéristiques principales :

i) Le comportement aux faibles distances, près de l'origine du variogramme. Ce comportement est d'une importance capitale, car il indique le degré de continuité de la variable régionalisée, qui peut être différentiable, continue mais non différentiable, ou discontinue. Dans ce dernier cas on aura affaire à une variable régionalisée donnant lieu à un **effet de pépité**, symptôme de valeurs changeant abruptement à courte distance par rapport à la maille (comme les teneurs en or lorsqu'il y a des pépites). L'effet de pépité (c_0) est généralement interprété comme le témoin d'une variabilité s'exprimant à une distance inférieure au pas d'échantillonnage ou comme le résultat d'erreurs de mesures (Burgess et Webster, 1980).

ii) Le comportement à l'infini, borné ou non autour d'une valeur appelée palier (c_0+c). Habituellement, on observe que la dissemblance des valeurs augmente, en moyenne, en fonction de l'éloignement spatial des points de mesure et atteint fréquemment un **palier** de variation aux grandes distances. Lorsque la pente du variogramme change abruptement, on peut penser à des paliers intermédiaires.

iii) L'existence d'une **portée** (a), distance (h) à partir de laquelle le palier est atteint. La portée marque la distance d'autocorrélation entre deux points. Au-delà de la portée, les valeurs de la variable entre deux points sont indépendantes au sens statistique.

Lorsque la dissemblance moyenne des valeurs est constante pour toutes les distances (h), le variogramme est « plat » ou purement aléatoire, ce qui témoigne d'une absence complète de structure spatiale. Au contraire, une pente non nulle du variogramme près de l'origine indique une structuration des données. Un changement soudain de la pente du variogramme indique le passage à une structure spatiale de nature différente.

La suite de l'analyse variographique consiste en l'ajustement d'un modèle théorique au variogramme expérimental obtenu. Un grand nombre de modèles peuvent être utilisés pour ajuster au mieux la structure du variogramme. Cependant, le choix du modèle retenu doit tenir compte de la signification de la fonction utilisée vis à vis de la structure spatiale de la variable étudiée. Les principaux modèles d'ajustement utilisés en science du sol, décrits notamment par McBratney et Webster (1986), sont les modèles linéaire, sphérique, exponentiel, puissance et gaussien. Lorsqu'il existe des transitions dans la structure du variogramme expérimental, celles-ci peuvent être modélisées par un variogramme gigogne qui est modèle complexe composé de plusieurs modèles simples emboîtés.

b) L'estimation par krigeage

Le krigeage est une méthode d'estimation qui possède les avantages suivants :

- le krigeage intègre la connaissance émanant de l'analyse de la structure spatiale (le variogramme),
- le krigeage est un interpolateur exact : si un point d'échantillonnage coïncide avec un nœud de grille, la solution du krigeage est égale à la valeur de l'échantillon,
- le krigeage livre une interpolation sur l'erreur d'estimation : la variance de krigeage.

Lors du krigeage, si toutes les valeurs sont utilisées pour réaliser une estimation ponctuelle, on parle de voisinage unique. Si un sous-ensemble constitué des données les plus proches est utilisé, on parle de voisinage glissant.

Cette méthode d'estimation peut notamment être utilisée pour estimer une moyenne locale (krigeage de la moyenne) ou pour estimer une valeur inconnue en un point du domaine étudié (krigeage ordinaire)(Burgess et Webster, 1980).

- *Krigeage de la moyenne* : cette méthode permet d'estimer une moyenne locale m^* dans le cadre d'un modèle de fonction aléatoire localement stationnaire. L'estimateur est basé sur une combinaison linéaire de variables aléatoires Z_α implantées en n points de données \mathbf{x}_α à proximité d'un point arbitraire \mathbf{x}_0 . Soit n_α le nombre de points échantillonnés dans un domaine D . Si les données sont autocorrélées, la moyenne arithmétique,

$$m^* = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n z(\mathbf{x}_\alpha),$$

ne semble pas adaptée. Par conséquent, il est préférable d'affecter des poids w_α différents aux points $Z(\mathbf{x}_\alpha)$, tels que

$$m^* = \sum_{i=1}^n w_\alpha z(\mathbf{x}_\alpha).$$

Les pondérateurs w_α sont choisis sur la base du variogramme. Ils devront assurer que l'estimation soit sans biais et que la variance d'estimation soit minimale. Sous ces conditions, l'estimateur Z^* est dit optimal. Sous la contrainte de non biais, la somme des pondérateurs w_α est égale à 1 et par conséquent, la variance de krigeage σ_{km}^2 , c'est-à-dire la variance d'estimation à l'optimum, est égale à :

$$\sigma_{km}^2 = \sum_{\alpha=1}^n w_\alpha \underbrace{\sum_{\beta=1}^n w_\beta C(\mathbf{x}_\alpha - \mathbf{x}_\beta)}_{\mu_{km}} = \mu_{km},$$

μ_{km} étant le multiplicateur de Lagrange et C la fonction de covariance $C(\mathbf{h})$ qui décrit la corrélation entre un couple de points \mathbf{x}_α et \mathbf{x}_β quelconque séparé par une distance \mathbf{h} .

- *Krigeage ordinaire* : cette méthode permet d'estimer une valeur inconnue en un point arbitraire du domaine étudié. Elle consiste à répéter une opération en chaque nœud \mathbf{x}_0 d'une grille régulière couvrant l'ensemble du domaine. Soit n_α le nombre de points échantillonnés dans un domaine D . On désire estimer une valeur Z^* en un point \mathbf{x}_0 . La nouvelle valeur Z^* est estimée par une moyenne pondérée de données $Z(\mathbf{x}_\alpha)$,

$$z^*(\mathbf{x}_0) = \sum_{\alpha=1}^n w_\alpha z(\mathbf{x}_\alpha),$$

dans laquelle les pondérateurs w_α sont calculés de façon à assurer que l'estimation $Z^*(\mathbf{x}_0)$ soit sans biais et que la variance de l'erreur d'estimation soit minimale.

2.2 – Résultats

2.2.1 – Analyse spatiale des teneurs en carbone

a) Dispositif de Pierroton : lande humide

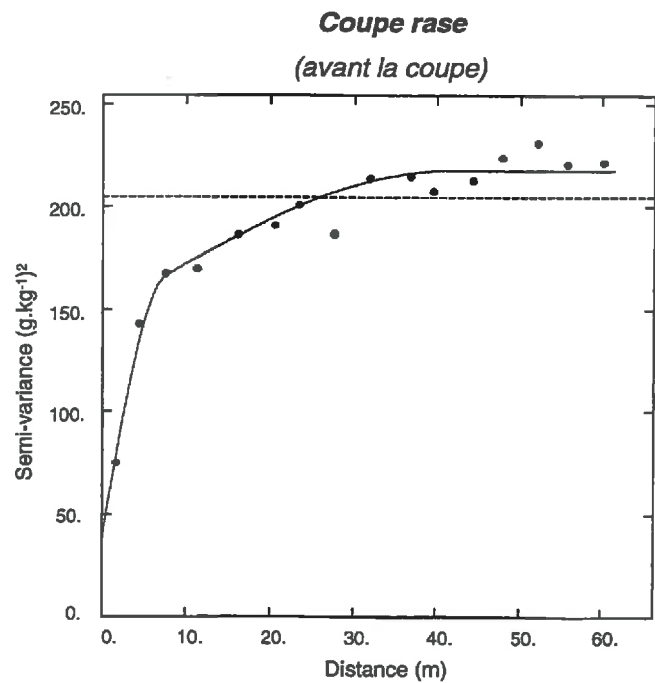
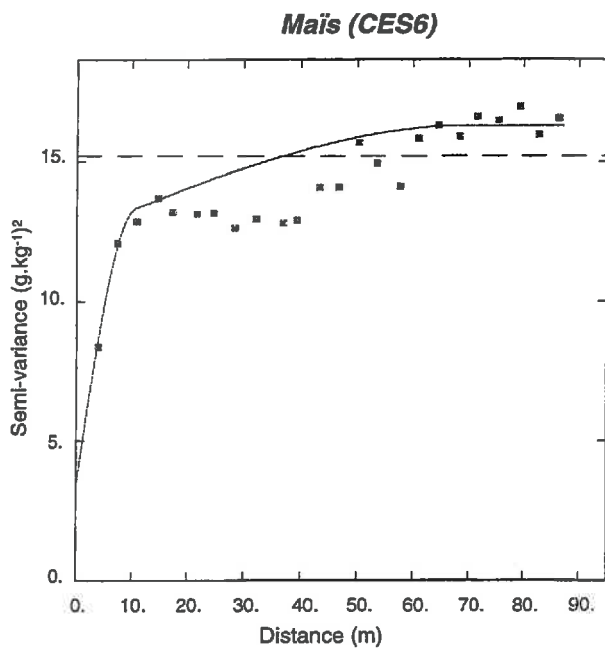
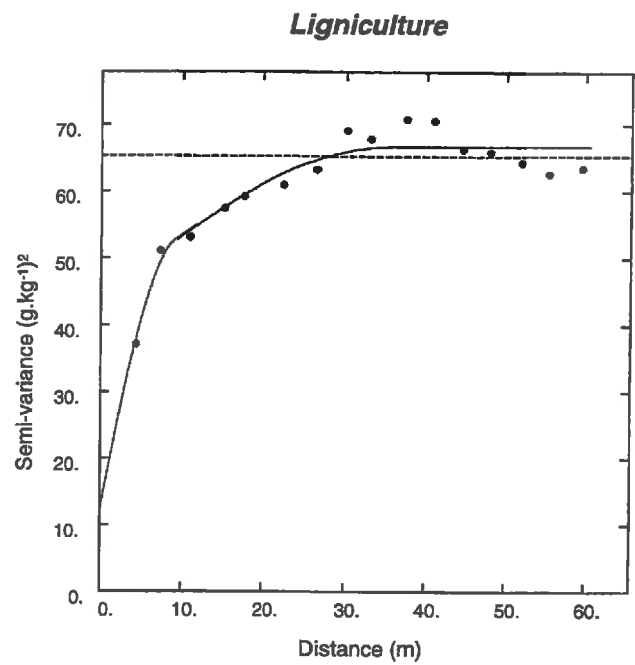
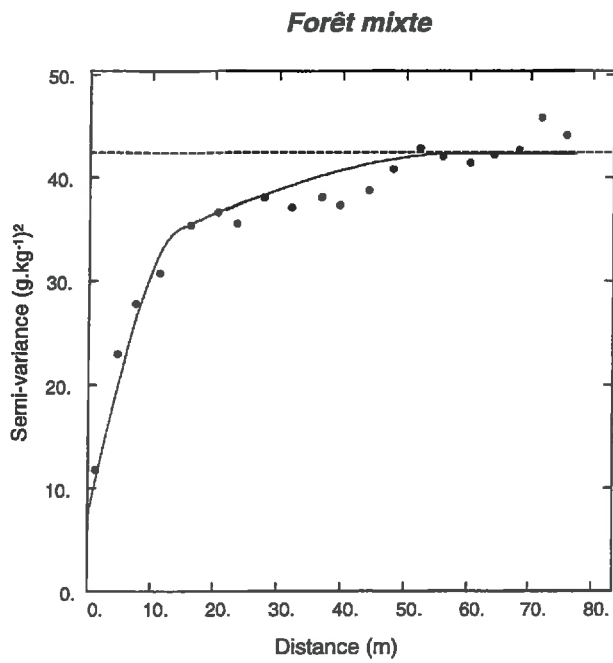
Sur le dispositif de Pierroton, la variance de l'échantillon augmente progressivement de la parcelle Forêt mixte à la parcelle Coupe rase, alors qu'elle est au contraire beaucoup plus faible dans la parcelle cultivée. Les variogrammes expérimentaux des teneurs en carbone organique de l'horizon superficiel du sol (Figure IV.19) montrent que la structure spatiale de cette variable est comparable dans les trois parcelles forestières (Forêt mixte, Ligniculture et Coupe rase).

Dans chaque parcelle, le variogramme expérimental possède une ordonnée à l'origine qui représente environ 18 % de la variance de l'échantillon. Il est croissant sur plusieurs dizaines de mètres avec une transition vers 10 mètres puis atteint un palier correspondant approximativement à la variance de l'échantillon. Le variogramme expérimental a été modélisé à l'aide d'un modèle gigogne de manière à prendre en compte les transitions de la structure spatiale de la variable. Ce modèle comprend : un effet de pépité (respectivement 7,30 ; 12,19 et 38,62 g².kg⁻²), un premier modèle sphérique dont la portée est de l'ordre d'une dizaine de mètres (14,5 ; 9,2 et 7,7 m) et un second modèle sphérique de portée supérieure à 30 mètres (59,3 ; 35,6 et 41,6 m). La portée du deuxième modèle sphérique ajusté correspond également au palier du variogramme (42,36 ; 66,75 et 217,78 g².kg⁻²). En sol cultivé, la structure spatiale des teneurs en carbone est peu différente de celle des sols forestiers. L'ordonnée à l'origine représente 23 % de la variance de l'échantillon. Le variogramme expérimental est croissant jusqu'à 10 m environ qui correspond à un premier palier, puis il est à nouveau croissant à partir de 40 m et atteint un nouveau palier vers 70 m, proche de la variance totale. Ces transitions dans la structure du variogramme expérimental ont été modélisées par un modèle gigogne qui comporte : un effet de pépité (3,46 g².kg⁻²) et deux modèles sphériques de portée égale à 10,6 et 70,5 m.

Les modèles théoriques ajustés aux variogrammes expérimentaux ont été utilisés pour estimer, par krigeage ordinaire en voisinage glissant, les teneurs en carbone organique au nœuds d'une grille de 2,5 m de maille, couvrant la totalité de la surface des parcelles. Au préalable, la validité de ces variogrammes théoriques a été vérifiée selon une procédure de validation croisée. La Figure IV.20 montre les résultats de cette estimation. Cette carte met en évidence la forte variabilité spatiale des teneurs en carbone organique au sein de chaque parcelle, particulièrement importante dans les parcelles forestières, ainsi que les différences très nettes en terme de distribution spatiale et de variabilité de ces teneurs entre les parcelles. Ces différences sont particulièrement nettes lorsqu'on compare les histogrammes des teneurs en carbone de chaque parcelle (Figure IV.21). Ces histogrammes montrent qu'en sol forestier la distribution des teneurs en carbone se rapproche d'une loi log-normale. De plus, l'étendue des valeurs et la dissymétrie en faveur des valeurs élevées tend à augmenter avec l'intensification des pratiques de gestion sylvicole. Au contraire, la disparition des valeurs extrêmes avec la mise en culture fait que la distribution des teneurs en carbone tend vers une loi normale.

b) Dispositif de St-Symphorien : lande mésophile à lagunes

Le variogramme expérimental des teneurs en carbone de l'horizon superficiel du sol de la parcelle forestière montre que la structure spatiale de cette variable est comparable à celle des teneurs en carbone des sols forestiers du dispositif de Pierroton (Figure IV.22). La variance de l'échantillon atteint une valeur proche de celle de la Forêt mixte et de la Ligniculture.



- Variogramme expérimental
- Variogramme théorique
- Variance de l'échantillon

Figure IV.19 - Variogrammes expérimentaux et théoriques de la variable teneur en carbone organique total sur les quatre parcelles du dispositif de Pierroton.

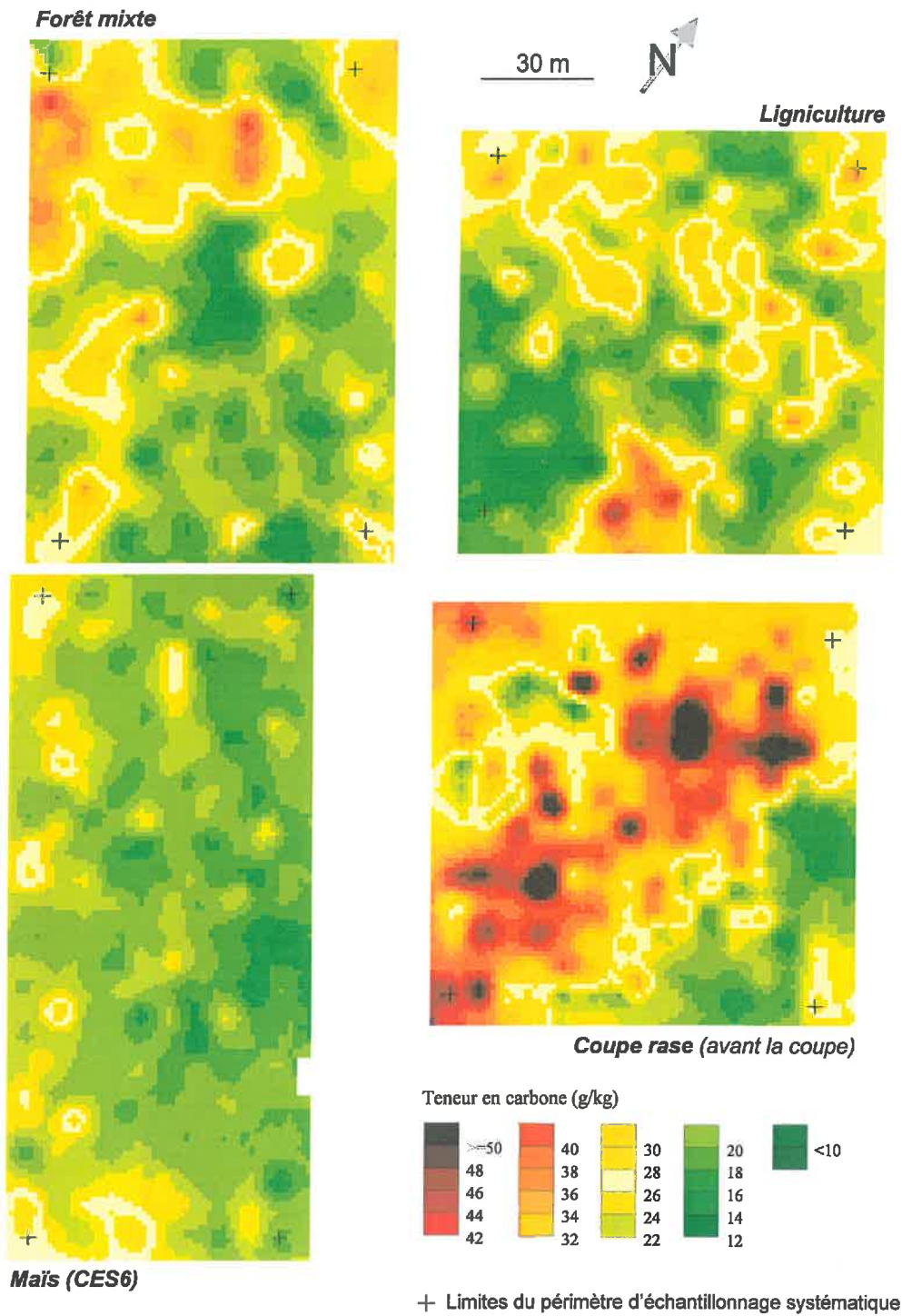


Figure IV.21 - Teneurs en carbone organique total estimées par krigeage ordinaire sur les parcelles du dispositif de Pierroton.

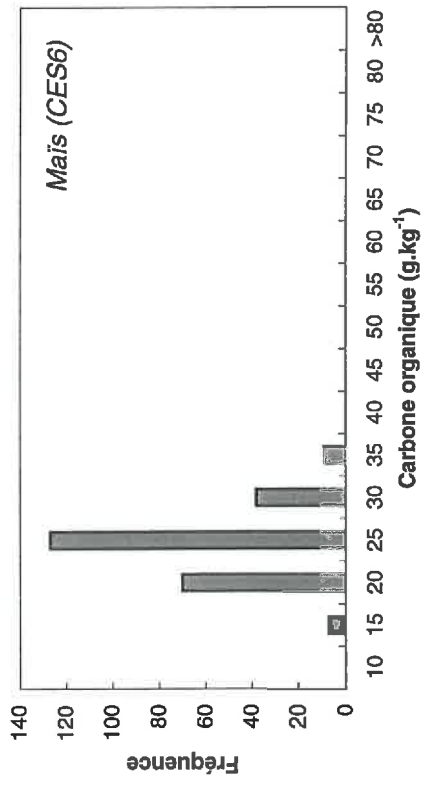
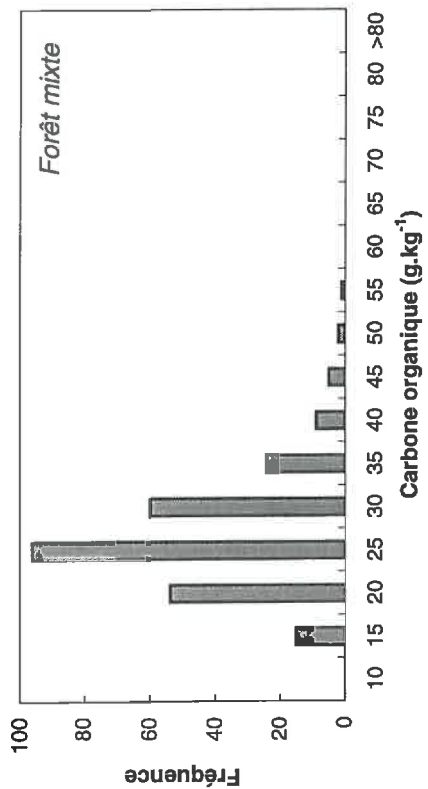
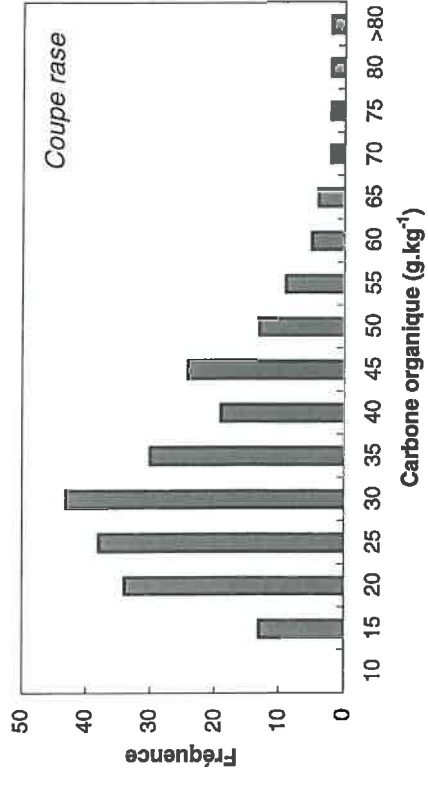
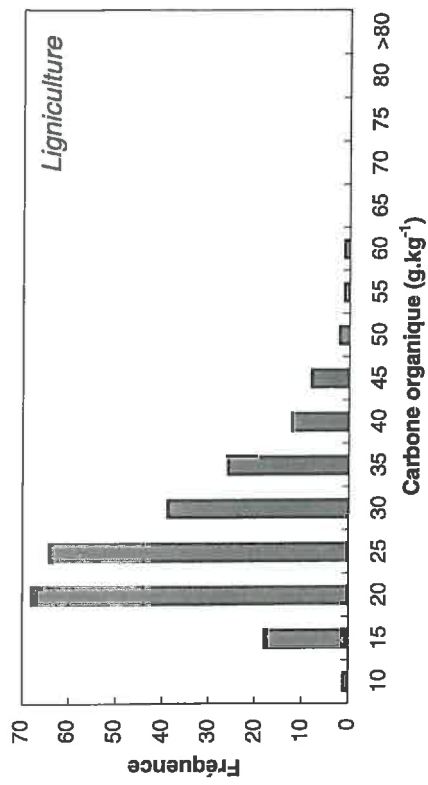


Figure IV.21 - Histogrammes des teneurs en carbone organique total dans les quatre parcelles du dispositif de Pierroton. Ces histogrammes ont été calculés à partir de l'ensemble des prélèvements issus de la grille systématique et du plan aléatoire stratifié.

Le variogramme possède une ordonnée à l'origine qui représente près de 40 % de la variance de l'échantillon. Il est croissant jusqu'à environ 50 m, distance à laquelle il atteint un palier. Un modèle *gigogne* a été modélisé au variogramme expérimental. Ce modèle comporte en effet trois fonctions emboîtées : un effet de *pépite* ($23,14 \text{ g}^2.\text{kg}^{-2}$) et deux modèles sphériques dont les portées respectives sont de 22,3 et 56,4 m. Cette dernière portée correspond au palier du variogramme qui atteint la variance globale de l'échantillon. En sol cultivé, la structure spatiale des teneurs en carbone est significativement différente. La variance de l'échantillon est plus élevée qu'en sol forestier. L'ordonnée à l'origine est très faible puisqu'elle ne représente que 2 % de la variance de l'échantillon. Le variogramme est croissant sur le domaine étudié avec deux structures spatiales successives très nettes. Un modèle *gigogne* a été utilisé pour modéliser ces structures. Ce modèle comporte un faible effet de *pépite* ($1,70 \text{ g}^2.\text{kg}^{-2}$) et deux modèles sphériques dont les portées (24,4 et 120,4 m) correspondent à des paliers successifs.

Comme pour les parcelles de Pierroton, les variogrammes théoriques ont été utilisés pour estimer par krigeage ordinaire les teneurs en carbone dans les parcelles de St-Symphorien. Dans la parcelle forestière, les teneurs en carbone ont été estimées au nœuds d'une grille de 5 m de maille. Les teneurs en carbone sont relativement variables dans ces deux parcelles (Figure IV.23). Dans la parcelle forestière les teneurs en carbone sont faibles par rapport à la parcelle cultivée voisine. La comparaison de ces deux parcelles permet de mettre en évidence l'influence prépondérante de la lagune dans la parcelle cultivée, qui se manifeste par des teneurs en carbone particulièrement fortes et qui expliquent la valeur élevée de la variance de l'échantillon. Si l'on considère le niveau des teneurs en carbone et leur variabilité uniquement à la surface du plateau mésophile (moitié sud de la parcelle maïs), la variance est significativement plus faible ($41,44 \text{ g}^2.\text{kg}^{-2}$) et demeure inférieure à celle des teneurs en carbone de la parcelle forestière.

2.2.2 – Analyse spatiale des données d'altitude

a) Dispositif de Pierroton : lande humide

Les variogrammes expérimentaux des données d'altitude montrent que cette variable possède une structure spatiale similaire dans les quatre parcelles du dispositif de Pierroton (Figure IV.24). Les variogrammes possèdent une ordonnée à l'origine qui représente respectivement 20, 16, 32 et 18 % de la variance de l'échantillon, dans les parcelles Forêt mixte, Ligniculture, Coupe rase et Maïs. Les variogrammes sont croissants sur le domaine étudié, avec une transition vers 10 m environ. Dans ces quatre parcelles, les variogrammes ont été modélisés à l'aide d'un modèle *gigogne*, composé d'un effet de *pépite* ($0,0016 ; 0,0016 ; 0,0029$ et $0,0016 \text{ m}^{-2}$), d'un modèle sphérique dont la portée est relativement faible (12,6 ; 9,1 ; 5,2 et 19,4 m) et d'un modèle puissance. Le fait que les variogrammes n'atteignent pas de palier sur le domaine considéré et l'examen des cartes d'estimation de la variable altitude réalisées sur l'ensemble du dispositif de Pierroton (Figure IV.3) montrent que ces données reflètent essentiellement la présence d'une pente générale. Or nous avons vu que la distribution spatiale des teneurs en carbone dépendait essentiellement, dans cette unité pédopaysagique, des attributs morphologiques du micro-relief. Par conséquent, nous avons calculé des altitudes relatives en éliminant la valeur de cette pente générale des données d'altitude mesurées (cf. § 1.2.1).

L'analyse variographique des données d'altitude relative montre que les variogrammes expérimentaux sont croissants sur une distance de l'ordre de 30 m pour les parcelles Ligniculture et Coupe rase et de 80 m pour les parcelles Forêt mixte et Maïs, puis atteignent un palier correspondant à la variance de l'échantillon (Figure IV.25). Le variogramme des altitudes relatives des parcelles Ligniculture et Coupe rase possède une ordonnée à l'origine plus importante que celle des altitudes mesurées.

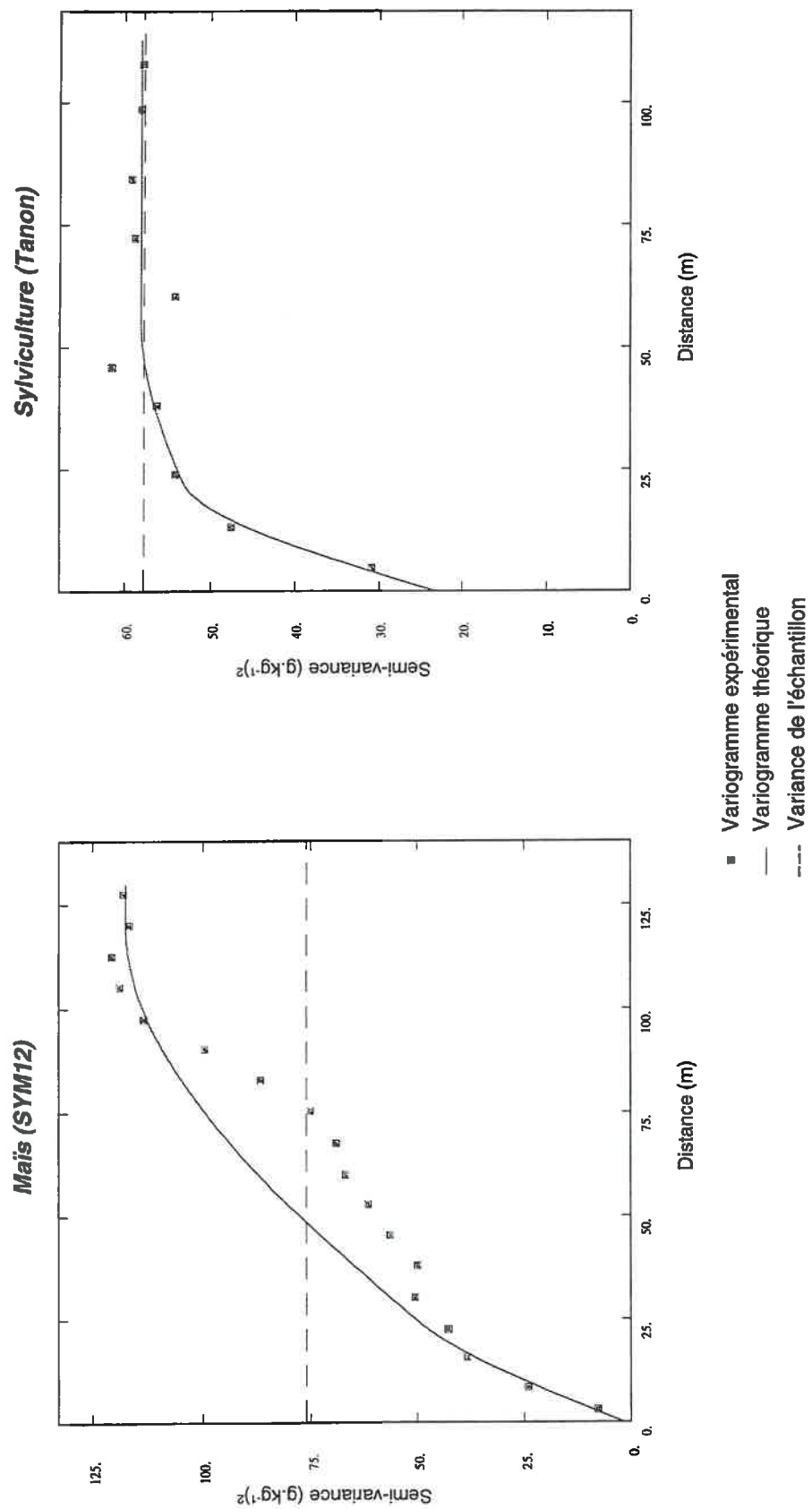


Figure IV.22 - Variogrammes expérimentaux et théoriques de la variable teneur en carbone organique total sur les deux parcelles du dispositif de St-Symphorien.

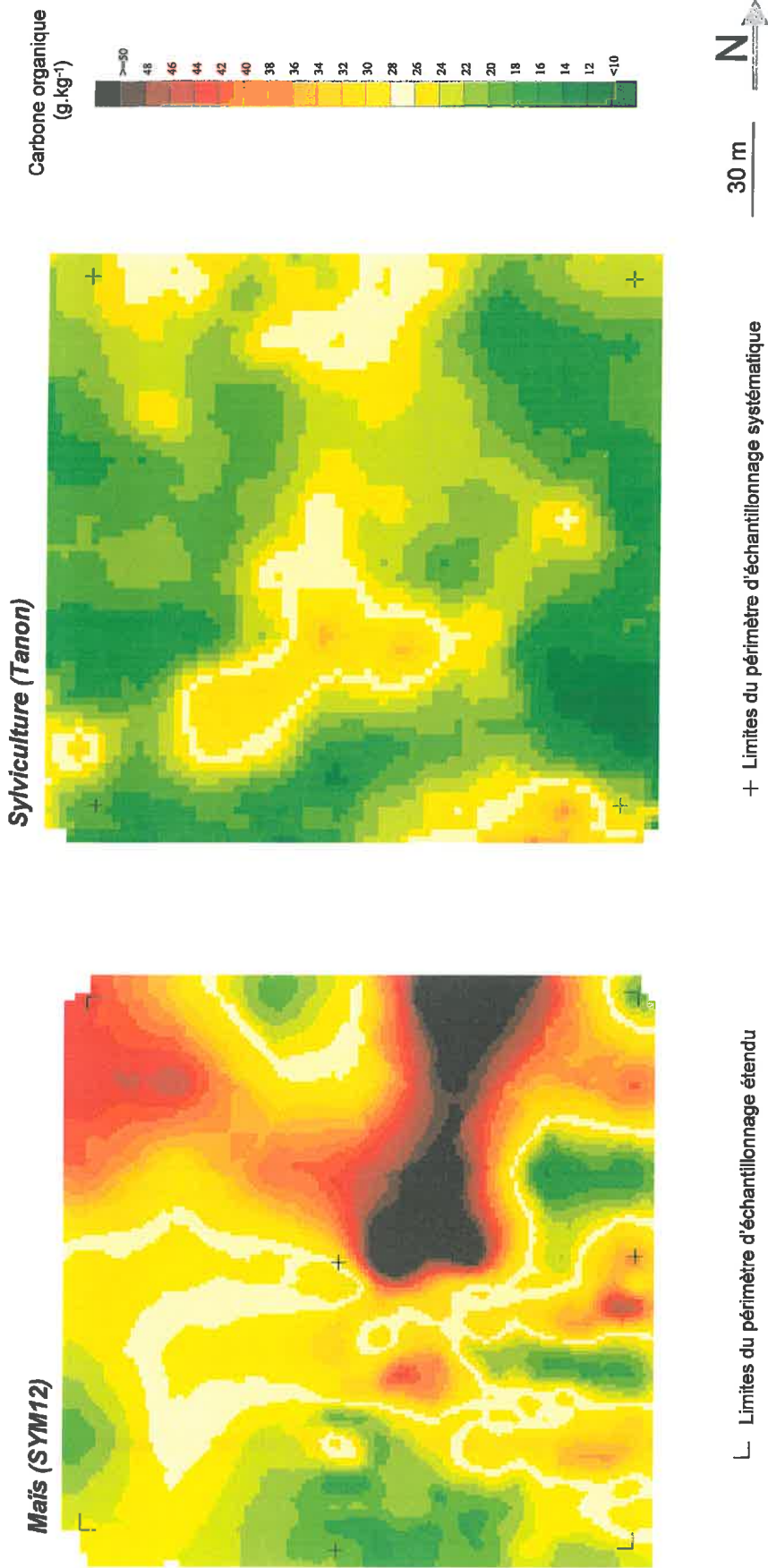


Figure IV.23 - Teneurs en carbone organique total estimées par krigeage ordinaire sur les parcelles du dispositif de St-Symphorien.

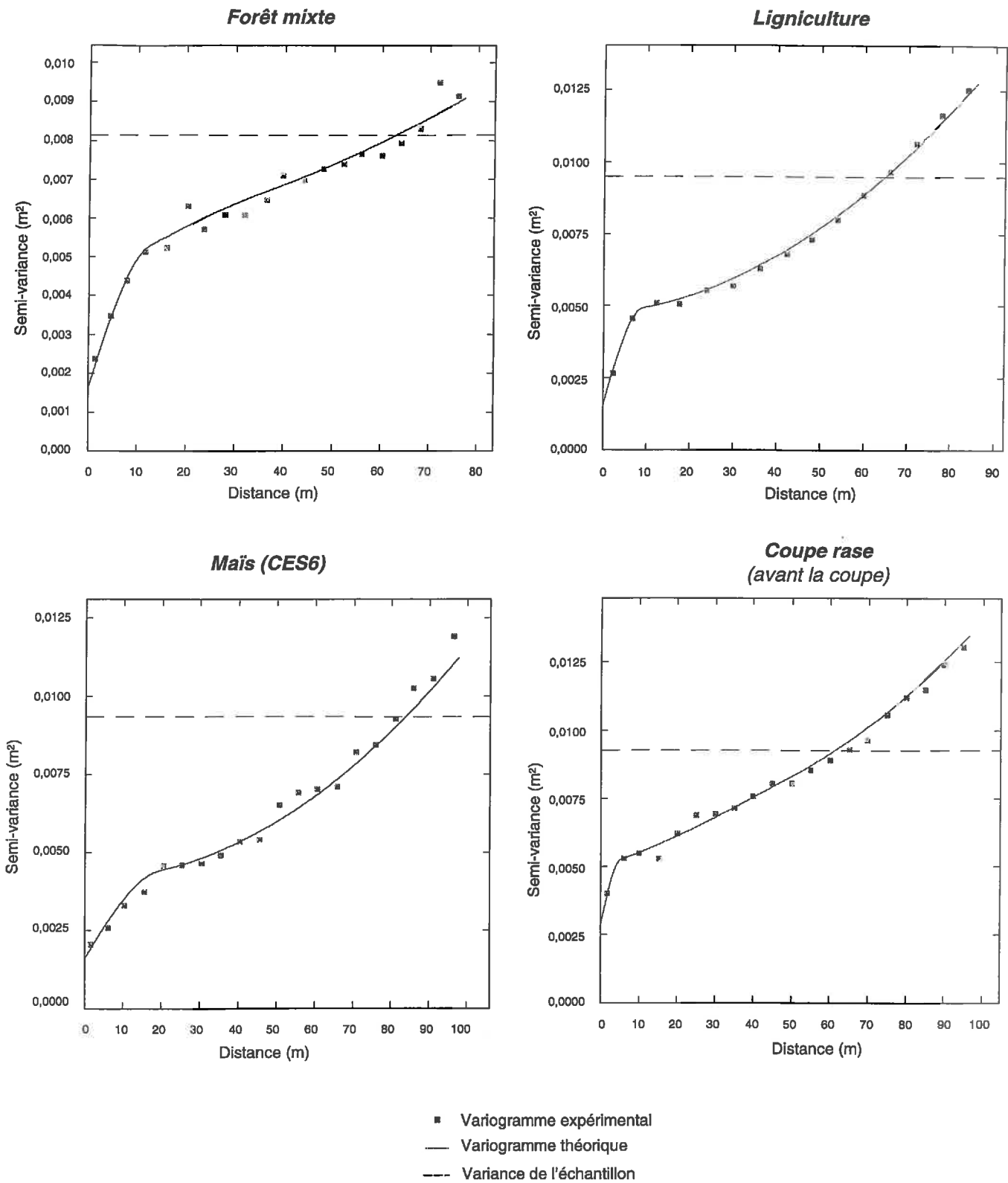
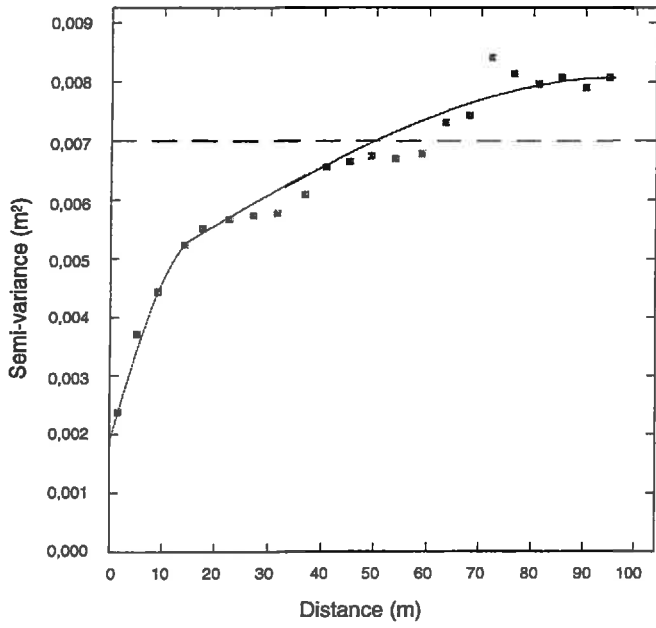
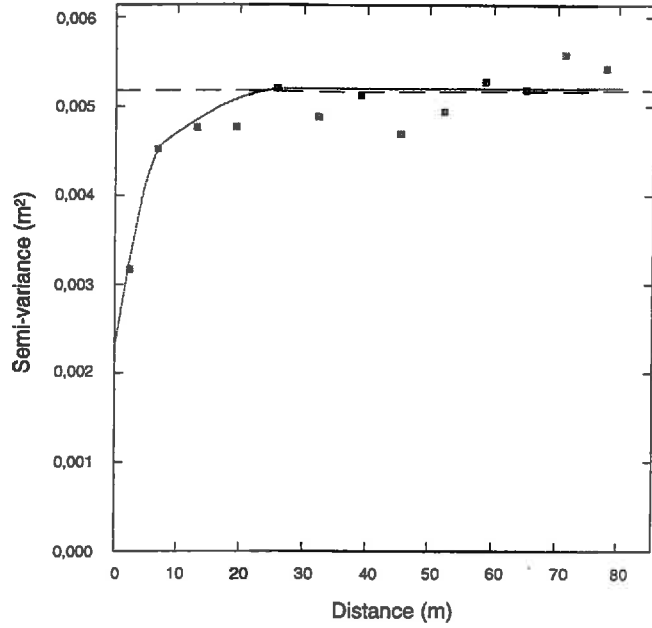


Figure IV.24 - Variogrammes expérimentaux et théoriques de la variable altitude sur les quatre parcelles du dispositif de Pierroton.

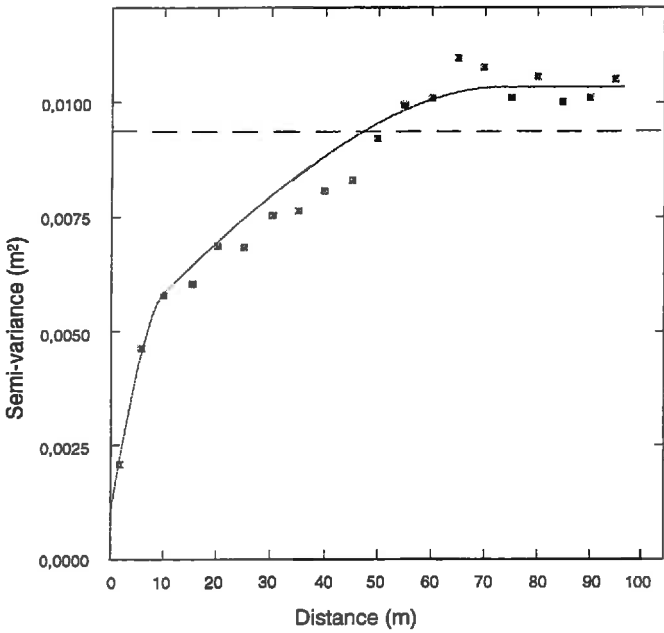
Forêt mixte



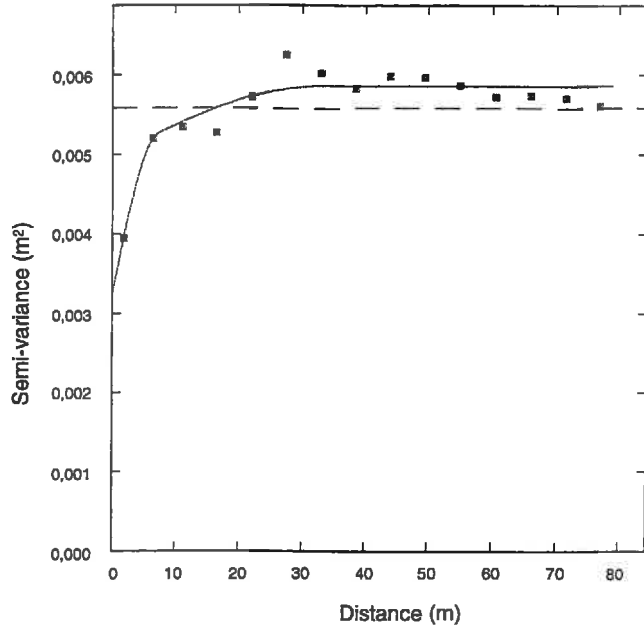
Ligniculture



Maïs (CES6)



**Coupe rase
(avant la coupe)**



- Variogramme expérimental
- Variogramme théorique
- Variance de l'échantillon

Figure IV.25 - Variogrammes expérimentaux et théoriques de la variable altitude relative sur les quatre parcelles du dispositif de Pierroton.

Des modèles gigognes ont été utilisés pour modéliser les variogrammes expérimentaux. Dans la Forêt mixte, l'effet de pépité atteint $0,0019 \text{ m}^2$ et représente 27 % de la variance totale. On observe ensuite plusieurs paliers successifs correspondant à des portées de 15,5 ; 40,2 et 96,6 m, et ajustés par des modèles sphériques. Dans la ligniculture, l'effet de pépité est de $0,0023 \text{ m}^2$, soit 45 % de la variance de l'échantillon. Deux modèles sphériques ayant des portées de 7,8 et 27,9 m ont été utilisés. Le variogramme des altitudes relatives de la parcelle Coupe rase est similaire à celui de la Ligniculture. L'effet de pépité atteint $0,0032 \text{ m}^2$, ce qui représente 57 % de la variance totale. Le variogramme a été ajusté par deux modèles sphériques qui correspondent respectivement à des portées de 7,3 et 33,2 m. Enfin, dans la parcelle cultivée, qui possède un variogramme comparable à celui de la Forêt mixte, l'effet de pépité ($0,0011 \text{ m}^2$) ne représente que 12 % de la variance de l'échantillon. Deux modèles sphériques ont également été utilisés pour modéliser le variogramme, dont les portées respectives atteignent 10,1 et 73,8 m.

b) Dispositif de St-Symphorien : lande mésophile à lagunes

La structure spatiale de l'altitude des parcelles de St-Symphorien présente certaines similitudes avec celle des parcelles de Pierroton, mais les variogrammes expérimentaux montrent également plusieurs différences notables (Figure IV.26). Dans les parcelles forestière et cultivée les variogrammes sont croissants sur la domaine considéré. Ils possèdent une très faible ordonnée à l'origine, contrairement aux parcelles de Pierroton et montrent une transition dans la structure spatiale vers 50 m. Un modèle gigogne a été utilisé pour modéliser la structure de ces variogrammes. Ce modèle comporte un modèle sphérique dont la portée est respectivement de 48,4 et 53,6 m pour la parcelle forestière et la parcelle cultivée. Cette portée correspond à un palier. Un modèle puissance a ensuite été utilisé pour modéliser le comportement croissant du variogramme à partir de cinquante mètres. A partir des données topographiques, un modèle numérique d'altitude a été réalisé dans chaque parcelle par krigeage ordinaire (Figure IV.8). Contrairement au MNA réalisé sur le dispositif de Pierroton, le fait que les variogrammes demeurent croissants à l'échelle de la parcelle est lié à l'amplitude du relief qui est importante à St-Symphorien, en raison de la présence de lagunes et de dunes continentales.

2.3 – Discussion

2.3.1 – Variabilité spatiale du relief et des teneurs en carbone

Sur les parcelles du dispositif de Pierroton, l'analyse spatiale des données d'altitude absolue et d'altitude relative met en évidence l'existence de trois niveaux d'organisation emboîtés. Le premier niveau est perceptible par l'allure croissante des variogrammes d'altitude absolue au sein de chaque parcelle. Le second niveau s'exprime essentiellement à travers les altitudes relatives, obtenues après avoir éliminé l'effet de la pente générale. Ce niveau d'organisation correspond à la grande portée des variogrammes, dont la distance est de l'ordre de 30 à 40 m. Enfin, le troisième niveau, correspond à la petite portée des variogrammes, qui s'exprime au travers des données d'altitudes absolues et relatives. Pour des distances inférieures à cette dernière structure spatiale, les altitudes sont très fortement autocorrélées. En terme de relief, le premier niveau d'organisation correspond à la pente générale du dispositif, qui est orientée selon un axe SW-NE. Cette pente générale est très faible et il est peu probable qu'elle soit un facteur déterminant de la distribution spatiale des teneurs en carbone à l'échelle de la parcelle. Le second niveau d'organisation semble correspondre au micro-relief de la lande humide (buttes et creux), tel que l'ont décrit les travaux antérieurs sur les Landes de Gascogne (Juste, 1965 ; Jambu et Righi, 1973 ; Righi, 1977) et dont la période est effectivement pluri-décamétrique. Cette organisation correspond également aux grandes unités de sols que nous avons mises en évidence sur le dispositif de Pierroton.

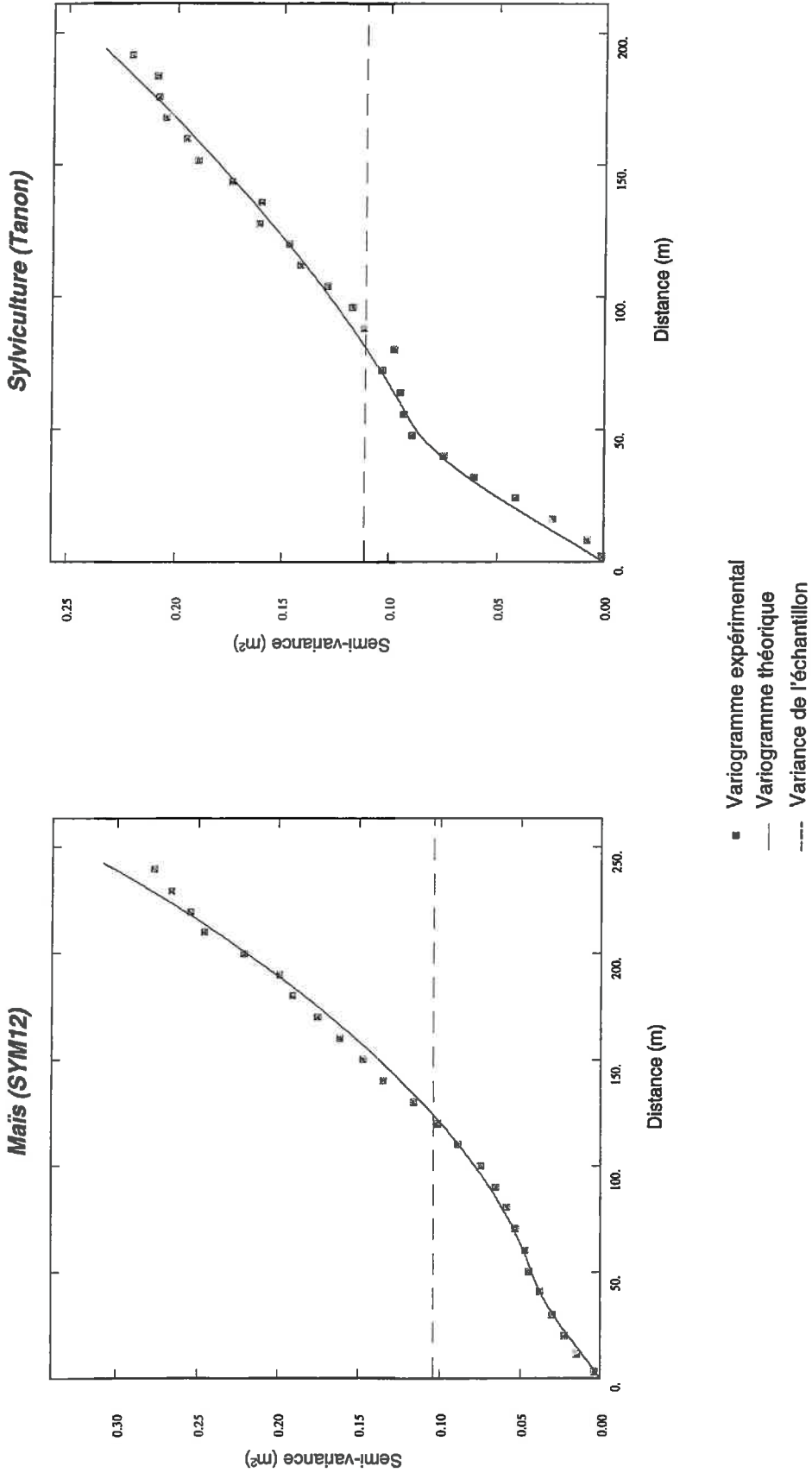


Figure IV.26 - Variogrammes expérimentaux et théoriques de la variable altitude sur les deux parcelles du dispositif de St-Symphorien.

Le troisième niveau peut être attribué à l'existence d'une gamme de variabilité s'exprimant sur des surfaces plus restreintes et dont l'origine pourrait être liée à des formes de relief naturelles, mises en place lors de l'épandage du Sable des landes. En définitive, le micro-relief peut être divisé en deux composantes dont l'une formerait un « méso-relief », correspondant aux toposéquences pluri-décamétriques de lande humide décrites par ailleurs, et l'autre formerait un « micro-relief » de période plus courte, constituant une source importante de variabilité.

Sur le dispositif de St-Symphorien, en lande mésophile à lagunes, la présence de formes de relief beaucoup plus contrastées est à l'origine d'une organisation très différente de celle de lande humide. L'amplitude des altitudes est plus importante, du fait de la présence de zones lagunaires et de dunes continentales. Cela se traduit par une structure spatiale différente. Seuls deux niveaux d'organisation sont perceptibles à travers les variogrammes de la variable altitude. Le « méso-relief » correspondrait à la première structure spatiale dont la portée atteint environ 50 m. La pente générale se manifeste quant à elle par l'allure croissante du variogramme au delà de cette portée. Le « micro-relief » n'est pas présent ou n'est pas perceptible dans cette unité pédopaysagique.

Dans l'ensemble des parcelles étudiées, les teneurs en carbone sont fortement autocorrélées à courte distance. A partir d'une dizaine de mètres, la structure spatiale des teneurs en carbone diffère selon les parcelles. Dans les sols forestiers de lande humide (Ligniculture et Coupe rase), les teneurs en carbone présentent deux structures spatiales nettes : une petite portée de l'ordre de 10-15 m et une grande portée vers 30-40 m. D'une manière générale, la structure spatiale des teneurs en carbone organique est donc comparable à celle des altitudes relatives. Pour ces deux variables, on retrouve en effet la forte autocorrélation à courte distance ainsi que les deux portées successives dont les distances sont similaires. Par conséquent, l'organisation du relief sous forme de « méso-relief » et de « micro-relief » semble d'un point de vue spatial, avoir des conséquences sur les teneurs en carbone organique des sols. Dans la parcelle cultivée, la même comparaison peut être effectuée. Cependant, la seconde portée des variogrammes est plus importante qu'en sol forestier. Cette portée atteint en effet 70 m, pour les teneurs en carbone et les altitudes relatives.

En ce qui concerne les altitudes, il est possible que la mise en culture ait provoqué une modification de la surface du sol, en éliminant certaines formes de relief – les moins prononcées – du fait de la préparation du sol après la coupe et des travaux culturaux. Toutefois, une portée de cet ordre de grandeur (80 m) existe également dans la parcelle Forêt mixte pour la variable altitude relative. Par conséquent, il semble plus probable que cette organisation particulière soit liée à une forme naturelle du relief présente dans ces deux parcelles. Les formes de relief allongées, visibles sur la carte des altitudes relatives et qui ne sont pas présentes dans les deux autres parcelles, pourraient être à l'origine de cette structure spatiale. Dans la parcelle Forêt mixte, la seconde portée du variogramme des teneurs en carbone est également plus importante que dans les autres parcelles forestières puisqu'elle atteint 60 m. La répartition des espèces végétales – dominante feuillue dans la moitié nord et dominante conifère dans la moitié sud – sépare nettement la parcelle en deux zones de dimension équivalente, qui se répercute de manière évidente dans les teneurs en carbone du sol, les teneurs les plus fortes étant associées à la zone feuillue. Par conséquent, la portée de 60 m qui caractérise la structure spatiale des teneurs en carbone dans cette parcelle semble être une conséquence de cette stratification de la végétation.

Sur les parcelles du dispositif de St-Symphorien, la structure spatiale des teneurs en carbone est différente de celle des parcelles de Pierroton. Ces différences concernent essentiellement les portées des variogrammes qui sont relativement plus grandes puisqu'elles atteignent 20 et 50 m dans ces deux parcelles. En ce qui concerne le relief, on ne retrouve cependant qu'une seule structure spatiale, correspondant à une portée de 50 m et qui pourrait correspondre au « méso-relief » mis en évidence sur le dispositif de Pierroton. La portée de 25 m des teneurs en carbone ne semble pas

trouver de correspondance dans l'organisation du relief, tel qu'il apparaît à travers le variogramme. Dans la parcelle cultivée, on observe également une structure spatiale supplémentaire, qui se traduit par une portée de 120 m et que l'on peut certainement attribuer à la présence de la lagune. L'allure croissante du variogramme des altitudes à partir de 50 m peut également être attribuée aux zones lagunaires. Dans la parcelle forestière, c'est plutôt à la présence de dunes continentales qu'il faut attribuer le comportement croissant du variogramme.

2.3.2 – Influence de l'occupation du sol et des pratiques de gestion

La variabilité des teneurs en carbone de l'horizon superficiel des sols forestiers est importante dans l'ensemble des parcelles. Cette variabilité est fortement influencée par l'occupation du sol. D'une manière générale, si l'on classait les parcelles forestières selon un critère d'intensité des pratiques sylvicoles, on obtiendrait par ordre croissant d'intensité les parcelles Forêt mixte, Sylviculture (Tanon), Ligniculture et Coupe rase. En effet, la parcelle Forêt mixte est caractérisée par une absence d'interventions sylvicoles, la parcelle Tanon est conduite en sylviculture traditionnelle (semis naturel, mécanisation réduite), la parcelle Ligniculture est gérée de manière intensive (plantation d'une variété améliorée, mécanisation importante, fertilisation) et la parcelle Coupe rase constitue une situation extrême puisqu'elle est conduite en sylviculture intensive comme la parcelle Ligniculture mais avec des interventions plus importantes, en particulier la dernière éclaircie qui a consisté en l'élimination d'une ligne d'arbre sur deux.

L'intensification progressive des pratiques sylvicoles se traduit dans ces quatre parcelles par une augmentation de la variance totale des teneurs en carbone organique et de l'effet de pépite. Cette augmentation peut être mise en relation avec la dissymétrie de la distribution des teneurs en carbone en sol forestier. Wagenet et Jurinak (1978) et Wilding et Drees (1983) rapportent que la matière organique est souvent distribuée ainsi dans les sols, en raison de l'influence de facteurs environnementaux. En sol forestier, la présence d'erreurs opératoires pourrait également expliquer une part de ce phénomène. Si une attention soutenue n'est pas observée lors de l'élimination de la litière avant d'effectuer le prélèvement, une surestimation de la teneur en carbone peut apparaître dans les résultats (Federer, 1982). La présence d'échantillons contaminés par des fragments de litière très riches en matière organique, pourrait fournir une explication aux teneurs particulièrement élevées dans la parcelle Coupe rase. Cependant, la dissymétrie de la distribution des teneurs en carbone dans les parcelles forestières augmente avec l'intensification des pratiques de gestion. Par conséquent, il semble plus probable que la présence de teneurs en carbone très élevées dans les parcelles conduites en sylviculture intensive soit liée à leurs modes de gestion. La réalisation des éclaircies et le débroussaillage régulier représentent des apports importants de matières organiques grossières au sol dont la décomposition est relativement lente et dont la répartition ne dépend pas des déterminants naturels de l'organisation des teneurs en carbone. Dans la Coupe rase, la dissymétrie est particulièrement importante, certainement du fait de la dernière éclaircie, au cours de laquelle une grande quantité de résidus ligneux ont été incorporés au sol. La mise en culture provoque au contraire une forte homogénéisation des teneurs en carbone dans la couche superficielle de sol travaillée, se traduit par une réduction importante de la variance totale, de l'effet de pépite et de la dissymétrie de la distribution.

Sur le dispositif de Pierroton, la variabilité qui affecte les données d'altitude est très importante, puisqu'elle peut représenter jusqu'à 50 % de la variance totale dans les parcelles conduites en sylviculture intensive. Cette variabilité, qui se traduit sur les variogrammes par un important effet de pépite, peut avoir plusieurs origines. D'une manière générale, les variations d'altitude au sein des différentes parcelles sont faibles, puisque l'amplitude maximale atteint environ 90 cm sur l'ensemble du dispositif et seulement 50 cm à l'intérieur d'une parcelle. En sol forestier, les faibles amplitudes du relief naturel, la présence d'une couche d'humus d'épaisseur irrégulière, la végétation herbacée du

sous-bois et la présence des arbres font que l'on atteint parfois les limites de précision des mesures. Par ailleurs, dans les parcelles forestières soumises à des pratiques de gestion intensives, la perturbation du sol lors de la coupe rase et la préparation du sol lors de l'installation du nouveau peuplement sont des sources importantes de modification du relief naturel. De plus, les variations d'altitude liées à la structure en ligne des peuplements (relèvement du sol à proximité des arbres, tassement dans les interlignes avec le passage régulier des engins d'entretien) peuvent atteindre des amplitudes d'un ordre de grandeur comparable au « méso-relief » naturel. Au contraire, dans les sols cultivés, l'effet de pépité est faible, en raison de l'homogénéisation des horizons superficiels, mais la morphologie du relief a pu être modifiée par les opérations précédant la mise en culture (coupe rase, dessouchage, préparation du sol) et par le travail du sol.

La forte variabilité qui affecte les teneurs en carbone organique et les données d'altitude dans les sols forestiers se traduit par de forts effets de pépité et par de fortes variances qui se répercutent à travers l'aspect ponctué des cartes d'estimation des teneurs en carbone organique et des altitudes relatives de ces parcelles. Ceci est particulièrement net dans la parcelle Coupe rase, dans laquelle les teneurs en carbone varient d'un facteur cinq sur une surface relativement restreinte. De même, la structure alignée des peuplements forestiers et l'impact des pratiques de gestion des parcelles conduites en sylviculture intensive génère une forte variabilité locale des altitudes relatives qui donnent également un aspect particulièrement ponctué à la carte d'estimation des altitudes relatives de la parcelle Ligniculture. Au contraire, l'homogénéisation provoquée par le travail régulier du sol de la parcelle cultivée correspond à une variabilité plus faible qui se traduit par un aspect plus « lisse » de la carte des teneurs en carbone. Cette forte variabilité qui caractérise les teneurs en carbone et les données d'altitude explique pourquoi les relations statistiques obtenues entre ces deux variables ne sont pas satisfaisantes.

2.3.3 – Conséquences pour le suivi temporel

L'un des objectifs majeurs de ce travail est de réaliser un suivi temporel du compartiment organique du sol afin d'évaluer l'impact d'un changement d'occupation ou d'une intensification des pratiques de gestion sylvicole (e.g. la coupe rase) sur les stocks et la qualité des matières organiques des sols dans les Landes de Gascogne. En fonction des résultats attendus, cette évaluation peut être réalisée à court, moyen ou long terme. En effet, la mise en culture entraîne des modifications de certaines propriétés du sol dont les effets peuvent se poursuivre durant plusieurs décennies. La coupe rase, constitue au contraire une opération brutale dont l'impact peut avoir des conséquences majeures sur certaines propriétés du sol dans les semaines ou les mois suivant cette opération. Par ailleurs, la sensibilité des nombreuses propriétés des sols susceptibles d'être affectées par des changements de pratiques de gestion (matières organiques, teneurs en éléments minéraux, en pesticides, en éléments traces, humidité, agrégation, compacité...) varie énormément d'un paramètre à l'autre et leur temps de réaction doit nécessairement être pris en compte dans l'établissement des modalités de suivi (Karlen *et al.*, 1997). Les matières organiques du sol sont elles-mêmes constituées de multiples compartiments dotés de propriétés très différentes (Andreux *et al.*, 1984). Le carbone du sol représente à la fois l'une des composantes de l'écosystème les plus stables et les plus dynamiques (Balesdent, 1997). La biomasse microbienne du sol et les métabolites qui y sont associés se renouvellent très rapidement (Chaussod, 1996), alors que les matières organiques humifiées ou carbonisées ont des turn-over de plusieurs siècles, voire de plusieurs millénaires (Feller, 1997 ; Batjes, 1999). Par conséquent, l'intégration des échelles de temps nécessaires à la compréhension des relations fonctionnelles entre compartiments ayant des cinétiques différentes représente un défi majeur (Balesdent, 1997).

Un autre défi majeur est d'intégrer la variabilité spatiale qui caractérise les sols et leurs propriétés. La plupart des travaux en science du sol sont confrontés à cette variabilité qui s'exprime à toutes les échelles spatiales, du constituant élémentaire au paysage et qui concerne la quasi totalité des propriétés des sols (Beckett et Webster, 1971 ; Wilding et Drees, 1983). Parmi ces propriétés, les matières organiques des sols représentent un paramètre dont la variabilité spatiale est généralement forte. Ainsi Wilding et Drees (1983) classent la matière organique parmi les paramètres hautement variables avec un coefficient de variation supérieur à 35 %. Dans les sols des Landes de Gascogne, les observations et les mesures que nous avons réalisées à différentes échelles spatiales, de la toposéquence à la parcelle et au pédopaysage, ont montré que les matières organiques étaient affectées dans ce milieu d'une variabilité spatiale particulièrement élevée. Cette variabilité peut cependant être décomposée en deux composantes distinctes : une composante systématique dont l'origine est liée à l'organisation des sols et du micro-relief (*i.e.* les relations topographie – type de sol – teneurs en carbone) et une composante aléatoire qui s'exprime en grande partie à travers les forts effets de pépite et qui explique les relations peu satisfaisantes que nous avons obtenues.

La réalisation d'un suivi temporel de l'évolution des matières organiques dans les sols landais suppose donc que l'on connaisse la distribution et la variabilité spatiale de ce paramètre et que l'on soit capable de concevoir un dispositif permettant la séparation des variabilités spatiales et temporelles (Cochran, 1977 et Yates, 1981, cités par Papritz et Webster (1995)). Compte tenu de l'investissement que représente la caractérisation de la variabilité spatiale du carbone organique à l'échelle parcellaire, eu égard à sa forte variabilité, il s'avère nécessaire de pouvoir établir une stratégie d'échantillonnage optimisée vis à vis de l'organisation des stocks de carbone et à leur variabilité. Cette stratégie devrait permettre d'acquérir une valeur représentative des stocks de carbone à l'échelle parcellaire, compatible avec un suivi temporel ou avec une approche chronoséquentielle. En effet, en fonction des objectifs recherchés, l'évaluation de l'évolution temporelle des matières organiques peut faire appel à une stratégie d'échantillonnage fondée sur une approche de type « monitoring » ou de type chronoséquentielle.

Les approches de type « monitoring » sont fondées sur un suivi temporel à plus ou moins long terme des propriétés du sol, à partir d'essais ou de parcelles pérennes. De nombreux essais agronomiques de longue durée, tels que *Rothamsted* (GB), *The Morrow plots* ou *Sanborn Field* (EU) font partie de cette catégorie (Reeves, 1997). Dans la même catégorie, mais concernant les écosystèmes forestiers, le dispositif d'*Hubbard Brooks Experimental Forest* a notamment permis d'étudier l'influence de coupes rases forestières sur les propriétés organiques et minérales des sols depuis plusieurs décennies (Johnson *et al.*, 1995). Ces approches sont remarquables en ce sens qu'elles permettent de connaître avec précision l'état initial du phénomène que l'on souhaite étudier et d'évaluer l'impact des pratiques de gestion en situation réelle. Cependant, dans la mesure où les paramètres dont on souhaite suivre l'évolution sont relativement stables et peu sensibles, il faut parfois attendre des années avant d'obtenir les résultats attendus. Les approches chronoséquentielles permettent de s'affranchir de ces contraintes. Elles reposent sur une comparaison de parcelles sélectionnées d'après leur différence d'ancienneté vis à vis du phénomène étudié. De nombreux travaux ont utilisé ce type d'approche pour évaluer l'impact de la mise en culture sur les propriétés des sols et notamment des matières organiques du sol (Nye et Greenland, 1964 ; Mann, 1986 ; Liang et Mackenzie, 1992 ; Tiessen *et al.*, 1992 ; Monreal et Janzen, 1993 ; Arrouays et Pelissier, 1994 ; Ellert et Gregorich, 1996 ; Pennock et Van Kessel, 1997b). Cependant, l'une des contraintes majeures de ce type d'approche est de s'assurer que les différences interparcelles sont effectivement liées à une évolution temporelle du phénomène étudié et non à des différences initiales liées à la variabilité spatiale du phénomène ou à l'historique des parcelles sélectionnées (Batjes, 1999).

Dans le cas des sols landais, deux objectifs sont recherchés. Pour étudier l'influence des pratiques sylvicoles et en particulier de la coupe rase sur les matières organiques du sol, nous disposons d'un dispositif (Pierroton) dans lequel nous avons pu caractériser la distribution et la variabilité initiale du carbone organique. Par conséquent, ce dispositif se prête à l'établissement d'un suivi de type « *monitoring* ». Cette approche devrait permettre de réaliser un suivi temporel des teneurs en carbone et de leur variabilité spatiale durant les différentes opérations sylvicoles qui suivent la coupe des arbres. Compte tenu des objectifs, de la taille limitée du domaine d'étude (1 ha) et de la fréquence des prélèvements (6 à 8 mois), le plan d'échantillonnage retenu devra posséder une maille inférieure à la distance d'autocorrélation du paramètre étudié et de ses déterminants. Il devra être conçu de manière à restreindre la surface d'échantillonnage afin de limiter la variabilité des teneurs entre deux dates de prélèvements, tout en conservant une dimension suffisante pour assurer un suivi de longue durée. Le plan aléatoire stratifié semble correspondre à ces critères.

Afin de vérifier la validité de ce plan, nous avons comparé sur la parcelle Coupe rase les résultats obtenus en terme de moyenne et d'intervalle de confiance des teneurs en carbone, en utilisant séparément : (i) les individus issus de la grille systématique, (ii) les individus issus du plan aléatoire stratifié, (iii) l'ensemble de ces deux séries (Tableau IV.6). Cette comparaison montre d'une part que l'augmentation du nombre d'individus permet d'améliorer la précision de l'estimation et que d'autre part l'utilisation des 46 individus issus du plan aléatoire stratifié permet d'estimer la valeur moyenne des teneurs en carbone avec une faible différence comparativement à la valeur obtenue à partir des 240 points et avec une précision acceptable. Compte tenu de l'autocorrélation qui caractérise les teneurs en carbone dans cette parcelle, il est toutefois préférable d'utiliser le krigeage de la moyenne pour estimer les teneurs en carbone au lieu de la moyenne arithmétique. Ceci étant, les résultats du krigeage de la moyenne appliqué aux différents échantillons sont très peu différents des résultats obtenus en utilisant la moyenne arithmétique et mènent aux mêmes conclusions quant à l'utilisation des 46 individus issus du plan aléatoire stratifié.

Tableau IV.6 - Variations des teneurs en carbone organique total de la couche superficielle (0-30 cm) du sol de la parcelle Coupe rase en fonction de la taille de l'échantillon. Pour chaque échantillon, la teneur moyenne en carbone est estimée par moyenne arithmétique (M) et par krigeage de la moyenne (KM). La précision de l'estimation est donnée par l'intervalle de confiance à 95 % (IC95) pour la moyenne arithmétique et par 2 fois l'écart type d'estimation (σ_{KM}) pour le krigeage de la moyenne.

Série	Effectif	M	IC95	KM	2 σ_{KM}
Grille systématique (S)	196	33,31	2,41	31,95	4,84
Aléatoire stratifié (AS)	46	31,47	3,79	30,51	5,28
S + AS	242	32,17	1,81	31,18	4,82

Le second objectif concerne l'évaluation à plus long terme de l'évolution des teneurs en carbone dans le cadre de la mise en culture. Dans ce cas, le problème est différent puisque d'une part on s'intéresse à la valeur moyenne d'un phénomène dont la dynamique est susceptible de s'exprimer sur plusieurs années. De plus, on ne se trouve pas a priori limité par la taille de la parcelle (les parcelles cultivées dans les Landes de Gascogne font couramment plusieurs dizaines d'hectares). Cependant, étant donné que l'on doit échantillonner un nombre de parcelles relativement important, on se trouve limité par le nombre d'échantillons à prélever. Par conséquent, une approche de type chronoséquentielle semble plus adaptée pour réaliser cet objectif. Compte tenu des connaissances apportées par l'analyse spatiale des teneurs en carbone des parcelles cultivées des dispositifs de Pierroton et de St-Symphorien, vis à

vis de la variabilité de ce paramètre, on considérera, en première approximation, que ce niveau de variabilité est valable pour l'ensemble des parcelles régulièrement cultivées au sein d'un pédopaysage. En effet, la comparaison de la variabilité spatiale des teneurs en carbone des parcelles situées en lande humide et en lande mésophile à lagunes a montré que l'amplitude du micro-relief dans ces deux unités est à l'origine d'une organisation des sols et d'une distribution spatiale différentes et caractéristiques de chaque pédopaysage. En définitive, compte tenu de la variabilité du carbone organique dans les Landes de Gascogne et des contraintes d'échantillonnage auxquelles on se trouve confronté, la meilleure stratégie consiste donc à établir un plan d'échantillonnage de maille supérieure à la distance d'autocorrélation du paramètre étudié et de ses déterminants, afin de limiter le nombre d'échantillons en se plaçant dans des conditions d'indépendance statistique tout en augmentant la surface d'échantillonnage. Afin de tenir compte de l'organisation des différents pédopaysages, on raisonnera en étudiant plusieurs chronoséquences établies au sein de chaque unité pédopaysagique.

2.4 – Conclusion partielle

L'analyse spatiale des teneurs en carbone organique et de leurs déterminants confirme le rôle exercé par le micro-relief dans la répartition du carbone organique. Toutefois, cette répartition est affectée d'une forte variabilité aléatoire sur de courtes distances. L'intensification des pratiques sylvicoles génère une variabilité supplémentaire dans la répartition des stocks de carbone. Au contraire, l'homogénéisation par les labours répétés conduit à une réduction de l'effet de pépîte. La très forte variabilité spatiale des stocks de carbone à l'échelle de l'hectare nous a conduit à nous interroger sur les stratégies à mettre en place pour le suivi temporel de ce paramètre. Nous proposons deux stratégies différentes selon que l'on s'intéresse à un suivi à pas de temps court sur des surfaces restreintes (« monitoring ») ou que l'on cherche à évaluer a posteriori l'impact à long terme de la monoculture sur les stocks de carbone organique des sols (chronoséquence). Ces stratégies seront utilisées dans les chapitres V et VI.

3 – Conclusion

Dans les Landes de Gascogne les sols sont organisés sous forme de toposéquences dirigées par le micro-relief. Ce dernier crée en effet des conditions d'hydromorphie variables, en relation avec la présence d'une nappe phréatique superficielle. Cette interaction entre le micro-relief et la nappe phréatique détermine le régime hydrique des sols et conditionne leur évolution pédogénétique et la dynamique des matières organiques. A l'échelle de la toposéquence, l'organisation des stocks de carbone des horizons superficiels des sols suit un certain nombre de lois – ni linéaires, ni monotones – qui correspondent à des conditions particulières d'hydromorphie, de productivité végétale ou de minéralisation, en relation avec l'organisation du relief, spécifique à chaque pédopaysage. Cette organisation se retrouve d'un point de vue spatial à l'échelle de la parcelle. L'analyse spatiale des données d'altitude et des teneurs en carbone a montré que ces deux variables sont corrélées. En lande humide, le relief peut être décomposé en trois niveaux d'organisation emboîtés. Hormis la pente générale de faible intensité à l'échelle parcellaire, l'existence d'un méso-relief et d'un micro-relief permet d'expliquer une grande partie de la variabilité spatiale des stocks de carbone. Le méso-relief correspond aux toposéquences pluri-décamétriques décrites par les travaux antérieurs et détermine l'essentiel de la variabilité systématique des stocks de carbone. Le micro-relief correspond à une organisation de période plus courte constituant également une source importante de variabilité. En lande mésophile, l'influence de la pente générale prend de l'importance en raison de la présence de lagunes et de dunes continentales qui représentent des déterminants majeurs de la répartition des stocks de carbone au sein de ce pédopaysage.

D'une manière générale, la distribution des stocks de carbone est affectée d'une forte variabilité spatiale aléatoire (l'effet de pépite) qui se manifeste sur de faibles distances, pour une même occupation du sol et un même type de sol et qui peut être accentuée ou modifiée par un changement d'occupation du sol ou par une intensification des pratiques sylvicoles. Cette variabilité qui concerne également les données d'altitude, est à l'origine de la faible intensité des relations statistiques existant entre ces deux variables d'un point de vue spatial. Cependant, ces relations sont bien réelles puisqu'en dépit de cette variabilité, elles persistent au sein de parcelles fortement anthropisées telle que la Coupe rase et résistent même à la mise en culture. L'intensification des pratiques sylvicoles (augmentation de la fréquence des éclaircies et des débroussailllements) se traduit en effet par une augmentation importante de la variabilité aléatoire des teneurs en carbone organique total. Au contraire, la mise en culture provoque une forte homogénéisation de la couche de sol travaillée qui se traduit par une importante réduction de la variabilité spatiale des teneurs en carbone.

L'une des conséquences majeures de la forte variabilité spatiale systématique et aléatoire qui caractérise les teneurs en carbone organique des sols landais est relative au suivi temporel de l'évolution de ce paramètre. En effet, l'évaluation de l'impact d'un changement d'occupation ou de certaines pratiques de gestion sylvicole telle que la coupe rase suppose que l'on soit capable de concevoir un dispositif permettant la séparation des variabilité spatiales et temporelles. Compte tenu des connaissances acquises dans ce chapitre vis à vis de l'organisation des teneurs en carbone et de l'origine de la variabilité spatiale de ce paramètre nous avons défini deux stratégies d'échantillonnage adaptées à cette variabilité, que nous allons appliquer dans les chapitres suivants pour évaluer l'impact de la coupe rase et de la mise en culture sur les stocks et la qualité des matières organiques des sols.

Pour la problématique de l'évolution temporelle à long terme des stocks de carbone organique sous l'effet de la mise en culture, nous utiliserons une approche de type « chronoséquence ». Des jeux de parcelles présentant des micro-relief comparables seront échantillonnés selon des plans systématiques, de maille supérieure à la distance d'autocorrélation. Trois types de micro-relief, correspondant respectivement aux pédopaysages de lande humide, de lande mésophile à lagune et de lande humide à mésophile seront étudiées. Ce dernier type correspond à une organisation des sols intermédiaire entre la lande humide et la lande mésophile. Pour l'étude de l'impact à court terme de la coupe rase, nous utiliserons une approche de type « monitoring » sur le dispositif de Pierroton. Un plan d'échantillonnage aléatoire stratifié sera appliqué, en restreignant les surfaces échantillonnées de façon à limiter l'influence de la variabilité spatiale dans les comparaisons temporelles. Nous utiliserons également un indicateur précoce d'évolution des matières organiques (biomasse microbienne du sol) pour lequel il conviendra de vérifier la pertinence de cette stratégie. L'étude de ces évolutions saisonnières et de l'impact de la coupe rase est présentée dans le chapitre suivant.

Troisième partie :
Évolution des matières organiques

Chapitre V : Évolution saisonnière des matières organiques du sol

La question du maintien de la qualité des sols landais, face à une intensification croissante des pratiques de gestion sylvicole ou agricole, revêt une importance capitale pour assurer la pérennité des multiples fonctions du sol. Parmi les composantes des sols susceptibles d'être affectées par une intensification des pratiques de gestion dans ce milieu, la matière organique est certainement la plus sensible et la première concernée. Elle représente en effet dans ces sols sableux, l'un des principaux facteurs de fertilité et de qualité du sol. L'accélération des rotations sylvicoles et de la fréquence des coupes rases est susceptible de modifier sensiblement les stocks totaux et la distribution des matières organiques, présentes en quantité relativement importante dans les sols forestiers (Bormann et Likens, 1979 ; Covington, 1981 ; Johnson, 1992 ; Pennock et Van Kessel, 1997a). De même, la déforestation et l'introduction de la monoculture de maïs et de ses corollaires (travail du sol, fertilisation, irrigation) sont synonymes de bouleversements importants des équilibres biogéochimiques et d'une évolution rapide du compartiment organique des sols (Nye et Greenland, 1964 ; Mann, 1986 ; Collins *et al.*, 1992 ; Arrouays et Pelissier, 1994 ; Acton et Gregorich, 1995 ; Ellert et Gregorich, 1996 ; Reeves, 1997 ; Batjes, 1999).

La mesure des teneurs en carbone et azote est essentielle pour estimer l'évolution des stocks de carbone sous l'effet de changements de gestion mais cette mesure ne donne que peu d'indications sur l'impact de ces pratiques vis à vis de la qualité des matières organiques du sol. De nombreux indicateurs biologiques sont utilisés pour évaluer la qualité des matières organiques des sols. Ces indicateurs, plus ou moins directement reliés à la matière organique, font référence aux différents compartiments biologiques constitués par les organismes macroscopiques (graines, lombriciens, mollusques, arthropodes, etc.) et microscopiques (bactéries, champignons, algues, protozoaires) (Chaussod, 1996). Les micro-organismes du sol représentent un compartiment très actif et très dynamique et directement impliqué dans les processus de recyclage des éléments nutritifs et d'humification (Gregorich *et al.*, 1993). Bien que les fractions biologiques ne représentent qu'une petite partie des matières organiques des sols, elles sont particulièrement sensibles aux systèmes de gestion des sols et réagissent rapidement aux modifications des équilibres naturels et aux perturbations du sol (Chaussod *et al.*, 1988 ; Gregorich *et al.*, 1994). Le compartiment microbien ayant un taux de renouvellement beaucoup plus rapide que le carbone total, les effets de changements d'occupation du sol ou de différents modes de gestion sont susceptibles de s'exercer beaucoup plus vite au niveau de ce compartiment qu'au niveau du carbone total du sol (Powlson *et al.*, 1987).

En conditions naturelles, l'abondance et l'activité des micro-organismes est contrôlée par des propriétés environnementales telles que la température, l'humidité, la végétation, la texture ou les matières organiques des sols (Chaussod, 1987 ; Insam et Parkinson, 1989 ; Skopp *et al.*, 1990 ; Davet, 1996 ; Kennedy et Gewin, 1997). Les variations spatiales de ces paramètres et leur interactions sont à l'origine de la distribution spatiale de la biomasse microbienne du sol (Parkin, 1993 ; Smith *et al.*, 1994 ; Görres *et al.*, 1998 ; Tessier *et al.*, 1998 ; Saetre, 1999). De plus, les variations temporelles des processus microbiens sont déterminés par les fluctuations de certaines de ces propriétés (température, humidité, flux d'éléments minéraux ou organiques, etc.) ainsi que par les modes de gestions ou d'occupation des sols. Ainsi, plusieurs travaux réalisés sur des sols forestiers ont mis en évidence des modifications de la biomasse microbienne et de son activité, provoquées par les coupes rases (Dick *et al.*, 1988 ; Hughes et Reynolds, 1991 ; Startsev *et al.*, 1998) ou les différentes interventions sylviculturales (Zelles *et al.*, 1987b ; Ohtonen *et al.*, 1992). Dans les sols cultivés, les résultats obtenus lors de comparaisons de pratiques culturales montrent généralement une diminution du carbone microbien, d'autant plus importante que les travaux sont intensifs (Doran, 1980 ; Holland et Coleman, 1987 ; Follett et Schimel, 1989 ; Collins *et al.*, 1992 ; Rosek *et al.*, 1995), avec toutefois une très forte influence du climat et du type de sol (Franzluebbers *et al.*, 1995). Dans les Landes de Gascogne, les travaux de Mignot-Delprat (1997) ont suggéré l'existence d'une forte variabilité spatiale de la biomasse microbienne en sol forestier et d'une évolution de ce compartiment biologique avec la mise en culture. A l'échelle parcellaire comment se manifeste la variabilité spatiale de ce paramètre ? Quelle est son amplitude et quel en sont les déterminants ? Quel est l'influence de l'occupation du sol et quelles sont les conséquences de la coupe rase et de la mise en culture ?

L'objectif de ce chapitre est d'évaluer l'impact d'une opération sylvicole majeure de la vie des peuplements forestiers (la coupe rase) et d'un changement d'occupation du sol (la mise en culture) sur les stocks et la qualité des matières organiques des sols landais. Pour cela, nous utiliserons le dosage du carbone extractible microbien et la mesure de l'activité respiratoire afin de savoir dans quelle mesure une telle artificialisation du milieu peut affecter la dynamique spatio-temporelle des populations microbiennes du sol. Compte tenu de la variabilité spatiale qui est associée aux teneurs en carbone organique à l'échelle parcellaire, nous étudierons dans un premier temps, l'évolution spatio-temporelle du carbone organique total et du carbone extractible microbien, afin de caractériser l'impact de ces opérations vis à vis de la dynamique spatiale et temporelle des matières organiques, des populations microbiennes du sol et de leurs déterminants. Par la suite, nous nous proposons d'analyser l'évolution temporelle de la biomasse microbienne et de son activité sur un pas de temps saisonnier afin de déterminer à court terme l'influence de la coupe rase et de la mise en culture sur ce compartiment biologique du sol.

1 – Évolution du carbone organique total sous l'effet d'une coupe rase

1.1 – Matériels et méthodes

1.1.1 – Dispositif

Deux parcelles forestières du dispositif de Pierroton ont été retenues dans le cadre de ce travail : une forêt de Pin maritime conduite en sylviculture intensive (Ligniculture) et une forêt de Pin maritime conduite en sylviculture intensive récemment défrichée (Coupe rase). L'historique, le couvert végétal actuel et les pratiques sylvicoles appliquées dans ces deux parcelles sont détaillés au chapitre III (§ 1.1). Sur ce dispositif, situé en lande humide, les sols varient du PODZOSOL DURIQUE dans les zones les plus sèches, au PODZOSOL HUMIQUE dans les zones les moins drainées.

1.1.2 – Échantillonnage

Un plan d'échantillonnage aléatoire stratifié, établi sur la base d'une grille systématique de 7,50 m de maille, a été utilisé dans chaque parcelle pour réaliser le suivi spatio-temporel du carbone organique (Figure V.1), conformément aux résultats acquis au chapitre précédent. Les prélèvements ont été réalisés à la tarière dans la couche superficielle (0-30 cm) du sol. Les échantillons ont été prélevés dans l'horizon organo-minéral (A), après avoir retiré la couche organique d'humus (O). Ces prélèvements représentent un total de 46 échantillons. Les échantillons ont été prélevés tous les six à huit mois (octobre 97, avril 98, février 99 et octobre 99). Ils seront comparés aux mesures réalisées en avril 97 (242 échantillons prélevés suivant une grille systématique et un plan aléatoire stratifié, cf. chapitre IV). Le plan d'échantillonnage aléatoire stratifié a été complété par deux séries de prélèvements supplémentaires constituées de 16 points disposés à 3,75 et 7,50 m autour d'un point aléatoire, formant ainsi une étoile à huit branches. Ces dispositifs complémentaires ont été utilisés afin de caractériser la structure spatiale du carbone à courte distance.

La couche organique d'humus (OF + OH) a également été échantillonnée, selon un plan aléatoire stratifié allégé qui représente un total de 26 points de mesure. Des cylindres métalliques de volume connu ont été prélevés dans chaque parcelle selon le même plan, pour la détermination de la densité apparente de l'horizon A, avec 2 répétitions par point de prélèvement.

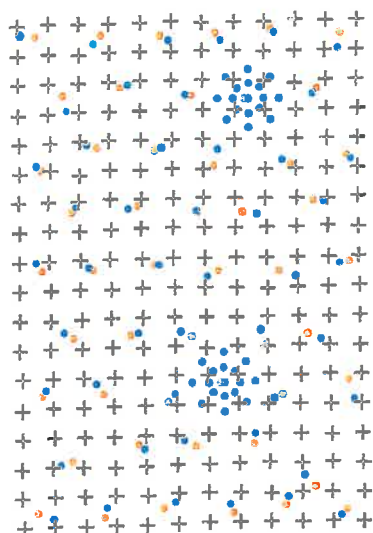
Dans la parcelle Coupe rase, une évaluation des exportations et des intrants de biomasse végétale liés à la coupe rase (houppiers, végétation du sous-bois) a été réalisée grâce à des mesures directes (prélèvements et cartographie des résidus de coupes et de la végétation). De plus une estimation de l'évolution de la biomasse végétale et du volume des rémanents a été réalisée sur cette parcelle au cours des mois qui ont suivi la coupe. Ces mesures ont été réalisées par le Laboratoire d'Écophysiologie et Nutrition et par le Laboratoire de Croissance de l'INRA de Cestas-Pierroton. Immédiatement avant et après le labour, 26 échantillons disposés selon un plan aléatoire stratifié allégé ont été prélevés dans les couches 0-30 et 30-50 cm de sol afin d'évaluer l'impact du labour. Plusieurs volumes de sol (50×50×40 cm) ont également été prélevés après le labour sur des profils de sols afin de quantifier la masse minérale de sol mise en jeu lors du labour et l'importance relative des intrants carbonés d'origine forestière (résidus de branches, racines, végétation du sous-bois et humus enfouis par le labour).

1.1.3 – Mesures et analyses

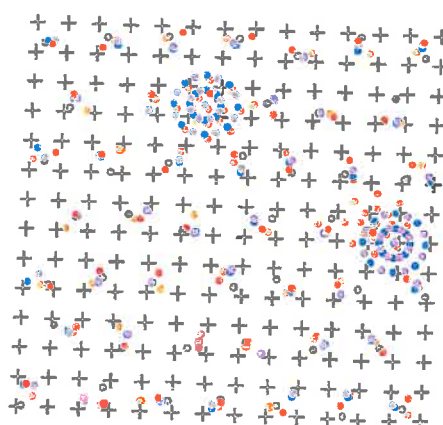
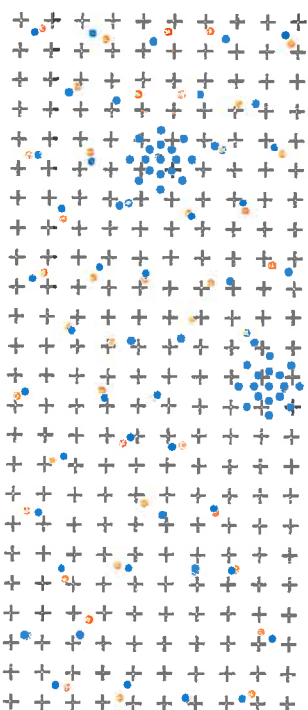
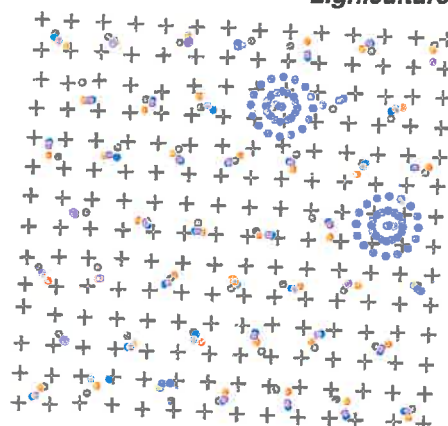
a) Analyses chimiques

Les échantillons de sol ont été séchés à l'air puis tamisés à 2 mm. Le carbone et l'azote organique total ont été déterminés par analyse élémentaire (combustion sèche), après broyage puis séchage des échantillons à 105°C. Ces analyses ont été effectuées par le Laboratoire d'analyses de sol de l'INRA d'Arras, selon des procédures expérimentales standard ou normalisées (AFNOR, 1996). Pour la détermination de la densité apparente, les échantillons de volume connu ont été séchés à 105°C jusqu'à poids constant puis pesés. Le carbone et l'azote organique des échantillons d'humus (horizon O) ont également été dosés par analyse élémentaire.

Forêt mixte



Ligniculture



Coupe rase

- 0497
- 1097
- 0498
- 0299
- 1099



30 m

+ grille systématique

Figure V.1 - Plan d'échantillonnage aléatoire stratifié utilisé sur le dispositif de Pierroton entre avril 1997 et octobre 1999 pour le suivi temporel saisonnier des teneurs en carbone organique total et du carbone extractible microbien.

b) Traitement et expression des résultats

Les teneurs pondérales en carbone organique (g.kg^{-1}), obtenues par analyse élémentaire, ont été transformées en stocks, exprimés en kg.m^{-2} , afin de réaliser un bilan organique dans la parcelle Coupe rase. Les stocks sont calculés en faisant le produit des teneurs, de la densité apparente et de l'épaisseur de la couche de sol considérée. Le calcul des stocks a été réalisé en raisonnant sur une masse de sol constante plutôt que sur une profondeur constante, afin d'éviter d'introduire un biais dans le calcul, du fait des variations de la densité apparente (Ellert et Bettany, 1995). Par conséquent, en choisissant une masse moyenne de sol de 350 kg.m^{-2} , l'épaisseur de la couche superficielle de sol considérée dans le calcul des stocks varie selon la date de prélèvement entre 27 et 30 cm, en fonction de leur densité apparente. De même l'épaisseur de la couche de sol inférieure varie entre 17 et 20 cm.

c) Analyses statistiques

L'analyse de la variabilité spatiale des teneurs en carbone organique total fait appel à la théorie des variables régionalisées ou géostatistique, dont les principes généraux ont été présentés au chapitre IV (§ 2.1.2).

1.2 – Résultats

Le tableau V.1 résume les statistiques sommaires sur les teneurs en carbone organique total pour les parcelles Ligniculture et Coupe rase entre avril 1997 et octobre 1999. Ce tableau montre l'amplitude des variations des teneurs en carbone sur la période considérée. D'une manière générale, la teneur moyenne et la variance du carbone varient peu dans la parcelle Ligniculture, alors que des changements significatifs sont observés dans la parcelle Coupe rase.

Tableau V.1 - Statistiques sommaires sur les teneurs en carbone organique total mesurées dans les parcelles Ligniculture et Coupe rase entre avril 1997 et octobre 1999.

<i>Parcelle</i>	<i>Date de prélèvement</i>	<i>Effectif</i>	<i>Minimum</i>	<i>Maximum</i>	<i>Moyenne</i>	<i>Ecart type</i>
<i>Ligniculture</i>	<i>avril 97</i>	240	7,46	56,47	23,92	8,08
	<i>octobre 97</i>	46	13,94	48,57	25,97	8,43
	<i>avril 98</i>	78	14,10	44,85	26,91	7,62
	<i>février 99</i>	78	13,30	47,80	24,06	6,27
	<i>octobre 99</i>	46	10,39	46,00	23,71	7,78
<i>Coupe rase</i>	<i>avril 97</i>	240	10,85	133,23	32,96	16,48
	<i>octobre 97</i>	78	13,50	46,04	27,06	8,22
	<i>avril 98</i>	99	7,22	46,16	21,63	8,21
	<i>février 99</i>	78	7,19	49,68	19,41	8,92
	<i>octobre 99</i>	46	7,08	44,35	21,56	8,08

1.2.1 – Parcelle ligniculture

Dans la parcelle Ligniculture, la variance totale est stable (proche de $60 \text{ g}^2.\text{kg}^{-2}$) quelle que soit la date d'échantillonnage, à l'exception de février 1999. Les variogrammes expérimentaux des teneurs en carbone organique total de la couche superficielle du sol montrent que la structure spatiale de cette variable n'a pas changé entre avril 1997

et février 1999 (Figure V.2). Ces variogrammes ont été ajustés par des modèles théoriques possédant une structure gignone : un effet de pépite qui représente entre 6 et 29 % de la variance totale et deux modèles sphériques dont les portées sont de l'ordre de 10 m et 30 m. Le variogramme calculé à partir des données d'octobre 1997 présente une structure spatiale légèrement différente, notamment en ce qui concerne les portées du variogramme (20 et 40 m). Toutefois, contrairement aux autres séries, ce variogramme a été calculé à partir de 46 points de mesure correspondant au plan aléatoire stratifié, sans utiliser de dispositif en étoile. Par conséquent, l'absence de couple de points pour les distances inférieures à 10 m et, d'une manière générale, le faible nombre de couples de points à l'intérieur de chaque classe de distance rendent délicat l'ajustement du variogramme.

Au cours de la période considérée (avril 97 à octobre 99), les teneurs moyennes en carbone organique total estimées par krigeage de la moyenne restent stables dans la parcelle Ligniculture (Tableau V.2). L'analyse géostatistique réalisée dans cette parcelle a montré que la variance et la structure spatiale du carbone ne changent pas significativement durant cette période. Compte tenu de la stabilité des teneurs moyennes, de la variance et de la structure spatiale des teneurs en carbone organique au cours du temps, un variogramme a été calculé puis modélisé en utilisant la totalité des points échantillonnés aux différentes dates. L'effet de pépite représente dans ce cas 33 % de la variance totale. Les deux structures spatiales correspondant à des portées de 10 m et 30 m sont particulièrement nettes. A partir des variogrammes théoriques, les teneurs en carbone ont été estimées sur l'ensemble de la parcelle par krigeage ordinaire en voisinage glissant, aux nœuds d'une grille régulière de 2,5 m (Figure V.3). Au préalable, la validité de ces variogrammes théoriques a été vérifiée selon une procédure de validation croisée. Les cartes d'estimation illustrent la distribution spatiale des teneurs en carbone dans la parcelle Ligniculture. D'une manière générale, les teneurs en carbone sont affectées d'une forte variabilité spatiale dans cette parcelle. La mise en commun de tous les points de mesure correspondant aux différentes séries génère une augmentation de la variabilité à courte distance (effet de pépite) qui se répercute à travers l'aspect « ponctué » de la carte des teneurs en carbone, alors que les cartes réalisées avec un faible nombre d'individus paraissent beaucoup plus « lisses ». Cependant, en dépit de variations liées à cette variabilité et aux différentes densités d'échantillonnage, les structures spatiales sont conservées d'une date à l'autre.

Tableau V.2 - Variations des teneurs en carbone organique total de la couche superficielle (0-30 cm) du sol des parcelles Ligniculture et Coupe rase entre avril 1997 et octobre 1999. Pour chaque échantillon, la teneur moyenne en carbone est estimée par krigeage de la moyenne (KM). La précision de l'estimation est égale à 2 fois l'écart type d'estimation (σ_{KM}).

<i>Parcelle</i>	<i>Date de prélèvement</i>	<i>Effectif</i>	<i>KM</i>	<i>2σ_{KM}</i>
<i>Ligniculture</i>	<i>avril 97</i>	240	24,04	2,46
	<i>octobre 97</i>	46	26,09	3,26
	<i>avril 98</i>	78	25,82	3,48
	<i>février 99</i>	78	25,93	1,96
	<i>octobre 99</i>	46	24,50	2,60
<i>Coupe rase</i>	<i>avril 97</i>	240	31,18	4,82
	<i>octobre 97</i>	78	28,16	3,38
	<i>avril 98</i>	99	22,39	2,70
	<i>février 99</i>	78	20,18	3,76
	<i>octobre 99</i>	46	21,39	2,76

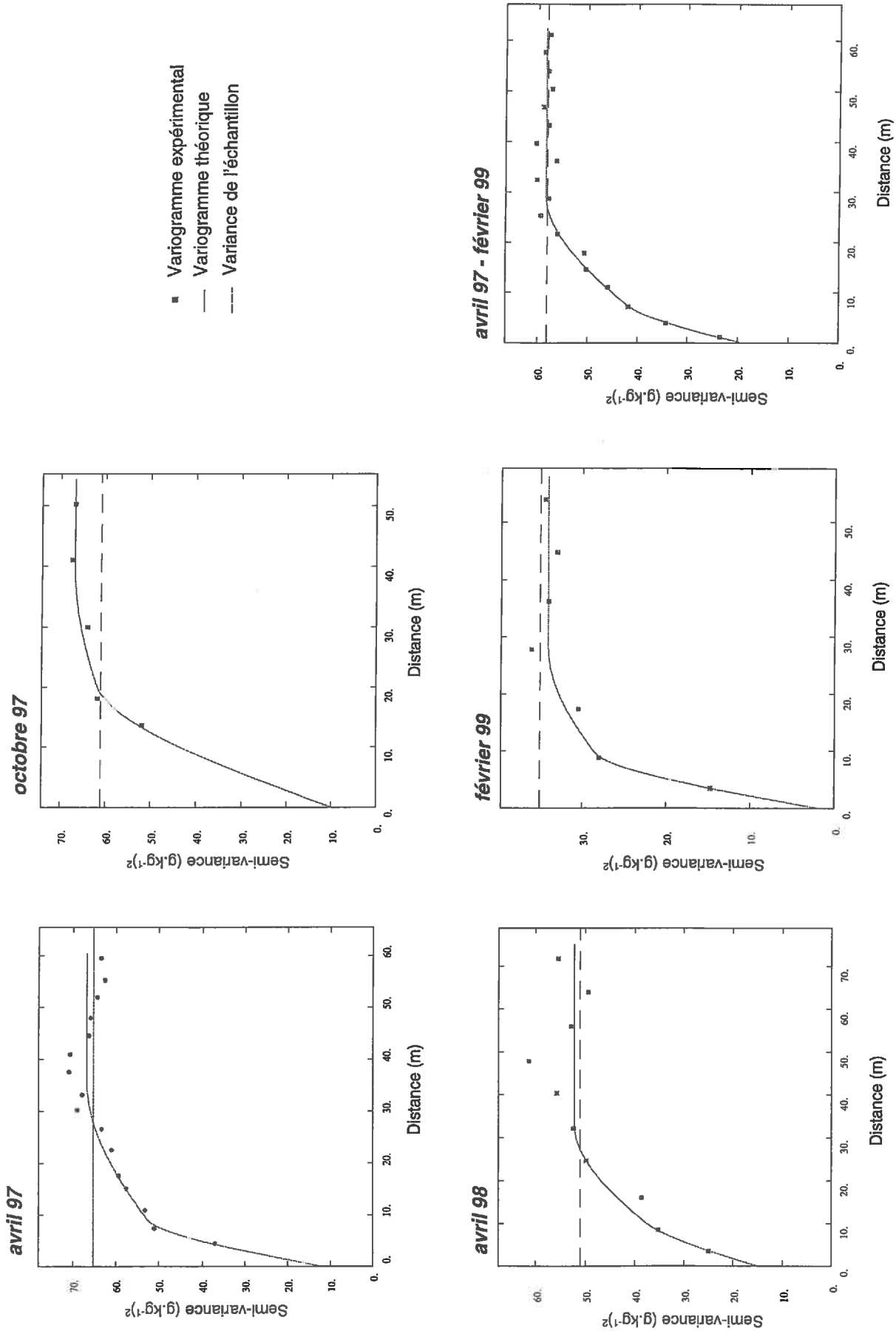


Figure V.2 - Variogrammes expérimentaux et théoriques de la variable teneur en carbone organique total sur la parcelle Ligniculture entre avril 1997 et février 1999. Le dernier variogramme a été obtenu en utilisant la totalité des points échantillonnés entre avril 1997 et février 1999.

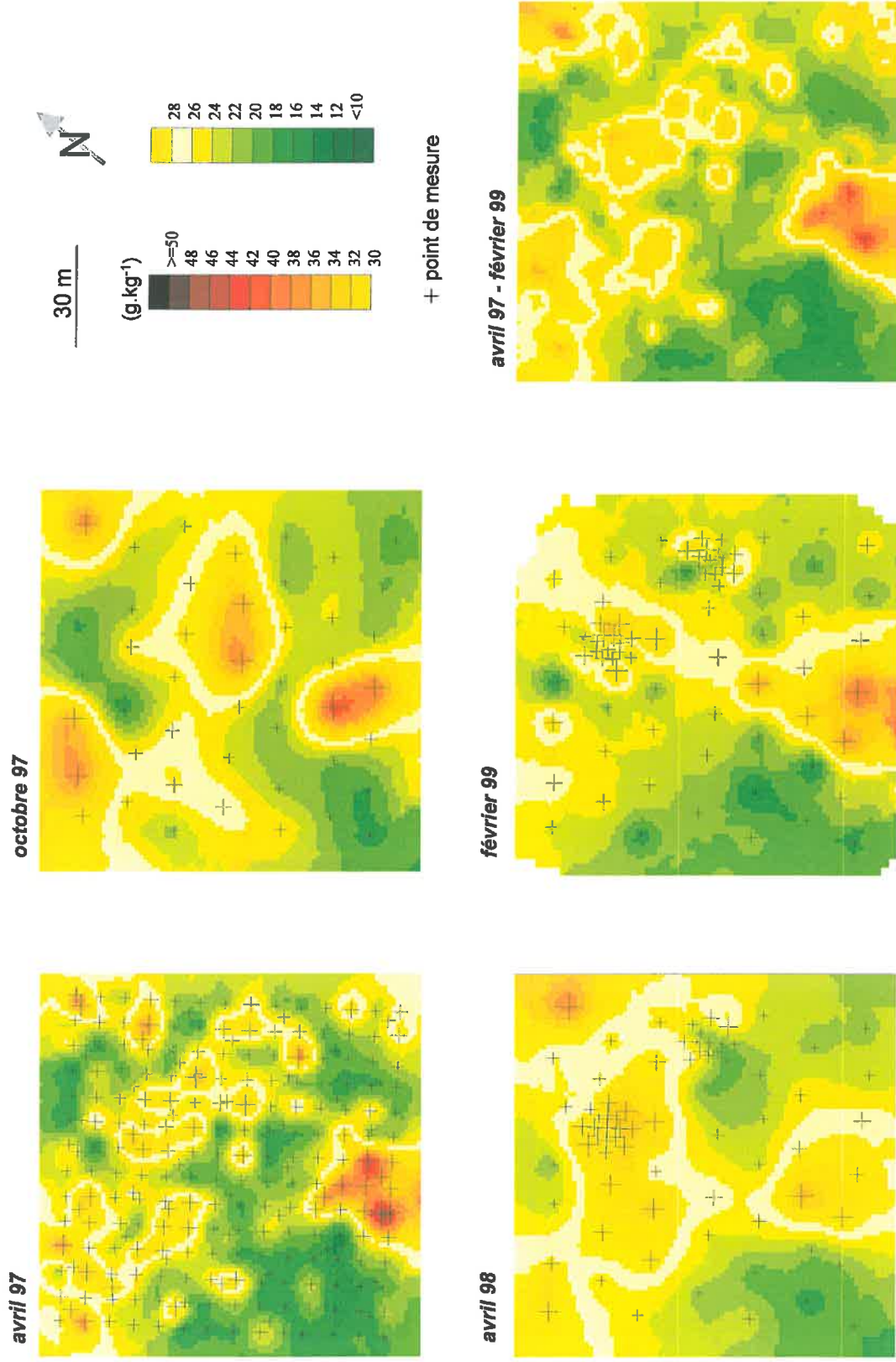


Figure V.3 - Evolution des teneurs en carbone organique total estimées par krigeage ordinaire sur la parcelle Ligniculture entre avril 1997 et février 1999. La dernière carte a été réalisée en utilisant la totalité des points échantillonnés entre avril 1997 et février 1999. La taille des points de mesure est proportionnelle à la teneur en carbone.

1.2.2 - Parcelle Coupe rase

Contrairement à la parcelle Ligniculture, les opérations sylviculturales réalisées dans la parcelle Coupe rase provoquent une diminution significative des teneurs moyennes en carbone organique de la couche superficielle du sol (Tableau V.2) et de profondes modifications de leur structure spatiale (Figure V.4). Bien que les premières opérations sylvicoles (débardage et rouleau landais) provoquent une diminution sensible des teneurs en carbone, la plus forte diminution intervient après le dessouchage et le labour. La variance totale diminue fortement entre avril 97 (état initial, $200 \text{ g}^2.\text{kg}^{-2}$) et octobre 97, après la coupe des arbres, le débardage et le passage du rouleau landais. Le dessouchage et le labour provoquent une augmentation temporaire de la variance, qui se stabilise par la suite autour de $70 \text{ g}^2.\text{kg}^{-2}$. Avant l'exploitation, la structure spatiale des teneurs en carbone est comparable à celle de la parcelle Ligniculture. En avril 1997, l'effet de pépité représente 20 % de la variance totale, puis il augmente fortement sous l'influence des interventions sylvicoles et se maintient ensuite entre 45 et 50 % de la variance. Les deux structures spatiales correspondant à des portées de 10 et 40 m disparaissent rapidement dès les premières interventions et une structure spatiale intermédiaire apparaît avec une portée de l'ordre de 20 m. Les cartes d'estimation des teneurs en carbone réalisées par krigeage ordinaire illustrent cette modification de la structure spatiale du carbone (Figure V.5). La moyenne et la variance des teneurs en carbone ont fortement diminué après les opérations sylvicoles, alors que la variabilité à courte distance (effet de pépité) a augmenté. Seuls les motifs principaux restent perceptibles après la coupe rase, en particulier la présence d'une zone de fortes teneurs placée selon une diagonale nord – sud.

1.3 – Discussion

1.3.1 – Influence de la coupe rase sur la variabilité spatiale du carbone

En sol forestier, en l'absence d'interventions sylvicoles majeures, les teneurs et la distribution spatiale du carbone organique de la couche superficielle (0-30 cm) n'ont pas changé au cours des deux saisons de végétation qui ont été suivies. Dans la parcelle Ligniculture, la structure spatiale du carbone est en effet conservée tout au long de cette période. Cette variable est caractérisée par l'existence de deux structures spatiales distinctes, représentées par les portées à 10 et 30 m des variogrammes et que l'on peut mettre en relation avec l'organisation particulière du relief de l'unité pédopaysagique de lande humide (cf. chapitre IV). La coupe rase et les opérations sylvicoles qui lui sont associées provoquent au contraire de fortes perturbations qui concernent plusieurs caractéristiques du sol.

L'analyse de l'évolution spatio-temporelle des teneurs en carbone de la parcelle Coupe rase a confirmé d'un point de vue spatial les conclusions du chapitre III. Les différentes opérations sylvicoles qui suivent la coupe des arbres entraînent une importante modification de l'organisation et de la variabilité spatiale des teneurs en carbone dans la couche superficielle du sol. Cela se traduit par une augmentation significative de l'effet de pépité et par un changement de la structure spatiale de ce paramètre. La structure spatiale correspondant à la première portée des variogrammes (de l'ordre de 10 m) disparaît et seule la seconde portée (> 20 m) se maintient après ces opérations. Cela se traduit par la persistance des zones les plus contrastées en terme d'amplitude des teneurs en carbone (diagonale nord-sud de fortes teneurs en carbone) et par la disparition des structures de portée inférieure. En terme d'organisation des sols, les structures spatiales liées au « méso-relief » semblent se maintenir dans la parcelle alors que les structures liées au « micro-relief » semblent avoir été « gommées » par le dessouchage et le labour. Une grande partie de la variabilité systématique liée à l'organisation des sols, aux attributs du relief ou à la répartition de la végétation a disparu au profit d'une variabilité aléatoire qui se manifeste dans la forte augmentation de l'effet de pépité.

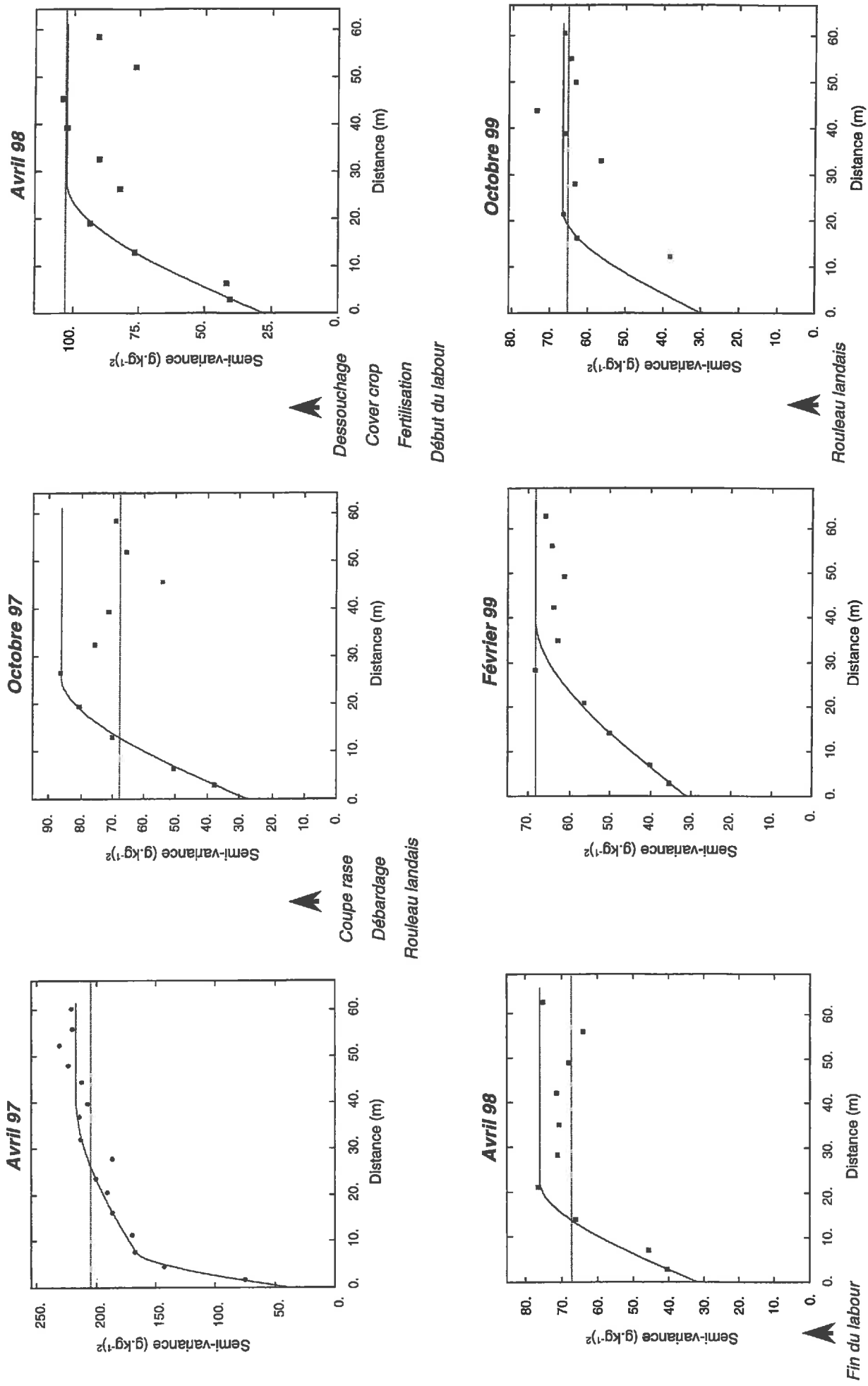


Figure V.4 - Variogrammes expérimentaux (●) et théoriques (—) de la variable carbone organique total sur la parcelle Coupe rase entre avril 1997 et octobre 1999. La ligne pointillée représente la variance de l'échantillon.

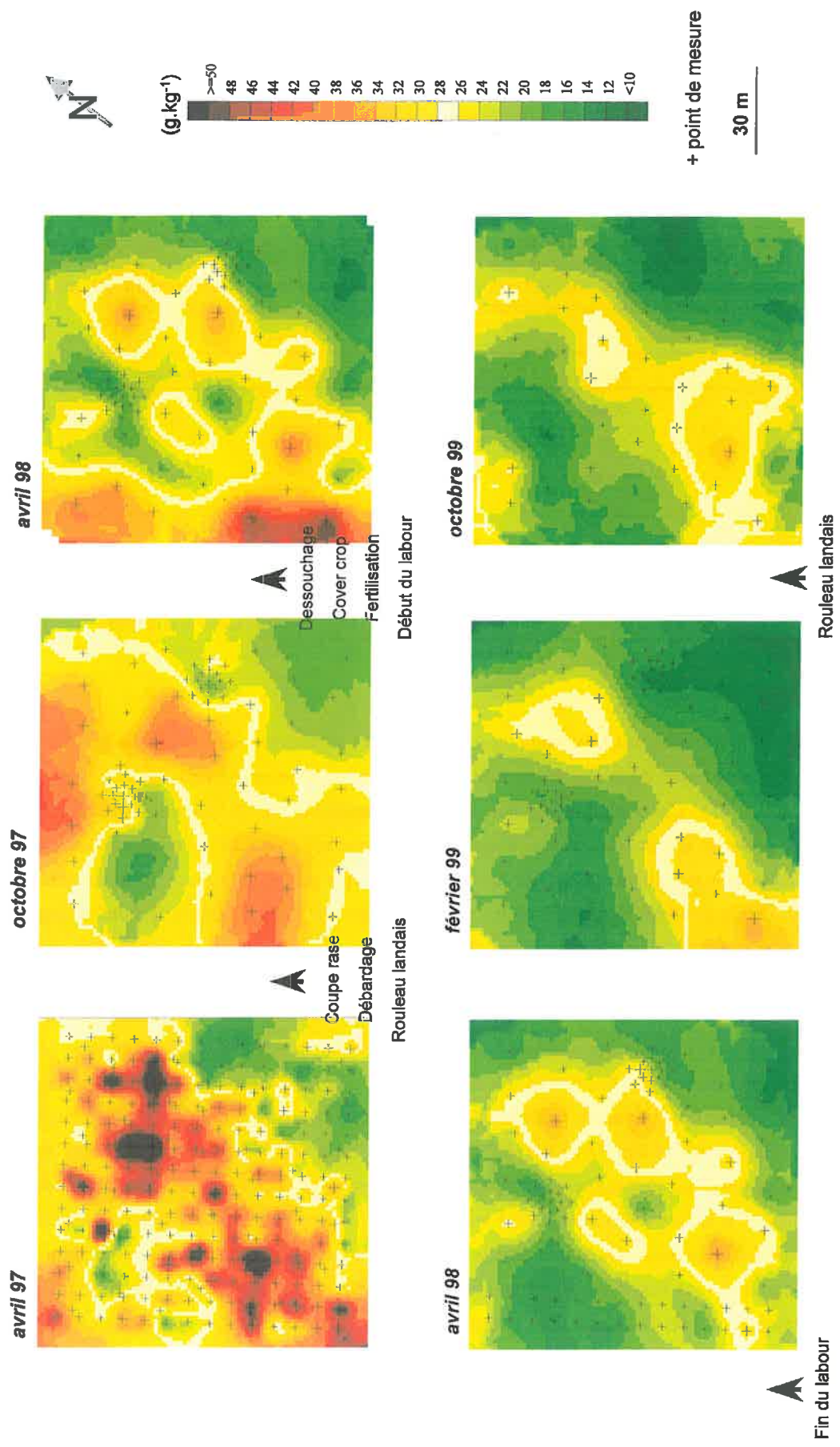


Figure V.5 - Evolution des teneurs en carbone organique total estimées par krigeage ordinaire sur la parcelle Coupe rase entre avril 1997 et octobre 1999. Les différentes opérations sylviculturales sont représentées par des flèches.

1.3.2 – Bilan de carbone à l'échelle parcellaire : impact d'une coupe rase

A l'échelle parcellaire, la coupe rase a des conséquences majeures sur les stocks de carbone organique du sol. Grâce à l'ensemble des données récoltées sur la parcelle Coupe rase entre avril 97 et octobre 99 (estimation des exportations et des intrants de biomasse végétale, analyse de l'évolution des profils de carbone à l'échelle de la toposéquence et de l'évolution spatio-temporelle des teneurs en carbone à l'échelle de la parcelle), il est possible de dresser un bilan de l'impact de cette opération sylvicole sur les stocks de carbone du sol (Tableau V.3).

Tableau V.3 - Estimation de l'évolution des stocks de carbone organique total (kg.m⁻²) dans la parcelle Coupe rase entre avril 1997 et octobre 1999. Les estimations des stocks de carbone du sol sont réalisées sur la base d'une masse de sol équivalente afin de tenir compte des variations de densité apparente. Par conséquent ces stocks sont calculés sur des profondeurs de 27 et 44 cm en avril et octobre 97 et de 30 et 50 cm dans les autres cas.

	avril 97	octobre 97	avril 98	février 99	octobre 99
Végétation	0,85*	0,07	0,37**		0,07
Rémanents		1,19	0,15**		0,18
Humus	1,91	0,74	0,00	0,00	0,00
Sol 0-30 cm (< 2 mm)	11,11	10,04	8,06	7,34	7,70
Sol 30-50 cm (< 2 mm)	5,61	5,60	6,22		
Éléments grossiers incorporés au sol		1,24	3,07		

* estimation réalisée sur un sous bois de molinie dans une parcelle similaire (site du Bray), d'après Trichet et al. (1996)

** inventaire réalisé en août 1998

La coupe des arbres, le débardage et le passage du rouleau landais provoquent une importante diminution des stocks de carbone de la végétation basse, de la couche organique d'humus et de la couche superficielle (0-30 cm) du sol évaluée à 1 kg.m⁻² (octobre 97). Cette diminution qui concerne l'ensemble de la parcelle mais affecte plus particulièrement les zones de fortes teneurs en carbone, s'accompagne d'une réduction de la variabilité des teneurs en carbone. Ces opérations entraînent par ailleurs un apport de carbone organique par le biais des rémanents laissés au sol après l'exploitation et des débris grossiers incorporés au sol lors du passage du rouleau landais. Le dessouchage et le labour provoquent à court terme (avril 98) une redistribution des profils de carbone qui entraîne une dilution des stocks de carbone dans les trente premiers centimètres du sol. Un bilan réalisé sur l'ensemble de la masse minérale de sol concernée par le labour montre que cette dilution correspond à une redistribution verticale de carbone vers la couche 30-50 cm. L'analyse des stocks de carbone des couches 0-30 et 30-50 cm de sol réalisée à l'échelle de la parcelle a confirmé les observations obtenues à partir des profils. Le dessouchage et le labour se traduisent par une importante diminution des stocks de carbone de la couche superficielle du sol essentiellement par dilution ainsi que par une augmentation significative de ces stocks dans la couche inférieure de sol. En terme de bilan, les différentes opérations de la coupe rase s'accompagnent d'une perte nette de carbone évaluée à environ 2 kg.m⁻² à l'échelle de la parcelle. Dans le même temps, le disquage et le labour s'accompagnent d'une incorporation importante de carbone organique (près de 2 kg.m⁻²) par le biais des résidus de coupe non encore incorporés lors du passage du rouleau landais en octobre 97. Ces matières organiques incorporées sous forme de débris grossiers, pourraient à plus long terme libérer du carbone afin d'alimenter la fraction organo-minérale du sol. La décroissance des stocks de carbone dans la couche superficielle (0-30 cm) du sol se poursuit jusqu'en février 99, puis semble rester relativement stable par la suite.

Le mélange des horizons superficiels peut se traduire de différentes façons vis à vis des stocks de carbone du sol. L'incorporation au sol des résidus d'exploitation, de la végétation, de la litière et de la couche d'humus provoque un apport massif de matière organique fraîche, facilement décomposable, qui vient alimenter le pool de carbone des horizons superficiels. Cet apport de matières organiques peut parfois se traduire par une augmentation des stocks de carbone des horizons superficiels (Mattson et Swank, 1989 ; Johnson, 1992). Toutefois, la plupart des travaux ont montré que cette augmentation n'est que momentanée et que les coupes rases entraînent généralement une diminution des stocks de carbone, 5 à 20 ans après la coupe (Covington, 1981 ; Smethurst et Nambiar, 1990a ; Johnson *et al.*, 1991a ; Pennock et Van Kessel, 1997a). Pour ces auteurs, plusieurs processus sont à l'origine de cette chute des stocks de carbone : (i) activation de la décomposition et de la minéralisation des matières organiques liée à la modification du microclimat (augmentation de l'amplitude des températures et de l'intensité des radiations) et du régime hydrique du sol, provoquée par l'élimination de la végétation, (ii) dilution des matières organiques des horizons O et A humifères, liée au mélange des horizons supérieurs avec les horizons sous-jacents, (iii) augmentation des pertes de carbone sous forme particulaire ou dissoute par lessivage vers les nappes phréatiques.

Dans le cas des sols landais, la perturbation des horizons superficiels principalement occasionnée par le labour se traduit par une chute importante des stocks de carbone que l'on peut en partie attribuer à une dilution des matières organiques de la couche humifère superficielle (0-30 cm) du sol avec la couche inférieure (30-50 cm) généralement moins riche en matières organiques et remontée en surface par le travail du sol. Cependant, le bilan organique établi sur la totalité de la couche de sol travaillée (0-50 cm) met en évidence une perte nette de carbone organique. Cette perte peut être attribuée à une activation de la décomposition et de la minéralisation des matières organiques qui peut intervenir aussitôt après la coupe des arbres avec la modification du microclimat du sol. En effet, au moment de la coupe rase, le sol de la parcelle forestière est fortement perturbé par l'abattage des arbres, le débardage, le broyage et l'enfouissement des résidus d'exploitation, de l'humus et de la végétation du sous-bois, le dessouchage et le labour. Ces multiples opérations entraînent un profond remaniement des caractéristiques physico-chimiques du sol et du fonctionnement des cycles biogéochimiques (Johnson *et al.*, 1991b), susceptible de provoquer une activation brutale de la minéralisation des stocks de matières organiques accumulées tout au long de la révolution. La perte de carbone organique sous forme particulaire ou dissoute par migration vers la nappe phréatique est également fortement probable. Des migrations de composés organiques solubles ont en effet été mises en évidence par Mignot-Delprat (1997) dans des sols forestiers ou cultivés des Landes de Gascogne.

1.4 – Conclusion partielle

En l'absence d'interventions sylvicoles, la distribution spatiale et les teneurs moyennes en carbone organique total des sols forestiers restent stables sur un pas de temps saisonnier. La répartition du carbone organique est étroitement liée à l'organisation du micro-relief qui est le principal déterminant de la variabilité spatiale des teneurs en carbone à l'échelle parcellaire, au sein du pédopaysage de lande humide. La coupe rase et les différentes opérations sylvicoles qui lui sont associées (débardage, rouleau landais, dessouchage, cover-crop, labour) provoquent une importante perturbation des horizons superficiels, jusqu'à environ cinquante centimètres de profondeur, qui correspond à la profondeur de labour. Cette perturbation se répercute dans la distribution spatiale des teneurs en carbone qui se trouve fortement modifiée par ces opérations. Cela se traduit par une réduction de la variabilité systématique, liée à l'organisation des sols, au micro-relief et à la répartition de la végétation, au profit d'une augmentation de la variabilité aléatoire, qui correspond à un accroissement de l'effet de pépîte. Parmi les différentes opérations réalisées lors de la coupe rase, le dessouchage et le labour ont un impact particulièrement

important, puisqu'après ces travaux, seules les zones contrastées en terme d'amplitude des teneurs en carbone se maintiennent dans la parcelle labourée. La coupe rase affecte également les stocks de carbone organique dont le niveau diminue de manière significative après les différentes opérations. Près de la moitié des pertes totale en carbone provoquées par la coupe rase se produisent immédiatement après la coupe des arbres et l'incorporation au sol des résidus de coupe. Le dessouchage et le labour provoquent une dilution des matières organiques au sein de la couche de sol labourée et une réduction supplémentaire des stocks de carbone. L'ensemble des opérations réalisées conduit à une perte nette en carbone organique, évaluée à près de 2 kg.m^{-2} , à l'échelle de la parcelle. Au cours de ces travaux, près de 2 kg.m^{-2} de carbone sont également incorporés sous forme de débris grossiers qui, à plus long terme, pourraient alimenter la fraction organo-minérale du sol.

La diminution rapide des stocks de carbone organique des sols après la coupe rase est certainement liée en grande partie à une activation de la minéralisation des matières organiques du fait de changements majeurs des conditions pédoclimatiques et du fonctionnement des cycles biogéochimiques au cours des semaines et des mois qui ont suivi l'exploitation. Or dans les sols, les processus de minéralisation des matières organiques sont essentiellement gouvernés par les micro-organismes qui participent ainsi de manière active au recyclage des éléments nutritifs. Ce compartiment vivant de la matière organique des sols, que l'on peut évaluer grâce à la mesure du carbone extractible microbien, représente un indicateur particulièrement sensible aux changements de pratiques ou d'occupation du sol. Il permet de plus d'évaluer l'impact de ces changements sur la qualité des matières organiques du sol. Dans la partie suivante, nous utiliserons cet indicateur sur l'ensemble des parcelles du dispositif de Pierroton afin d'évaluer l'influence des pratiques de gestion sylvicole et agricole vis à vis de la dynamique spatiale et temporelle des populations microbiennes du sol et de leurs déterminants.

2 – Évolution spatio-temporelle du carbone extractible microbien

2.1 – Matériels et méthodes

2.1.1 – Dispositif et échantillonnage

Le plan d'échantillonnage aléatoire stratifié, utilisé pour le suivi du carbone organique total a été retenu pour réaliser le suivi spatio-temporel du carbone extractible microbien (Figure V.1). Les prélèvements ont été réalisés à la tarière dans la couche superficielle (0-30 cm) du sol. Les échantillons ont été prélevés dans l'horizon organo-minéral (A), après avoir retiré la couche organique d'humus (O) dans le cas des sols des parcelles forestières. Ces prélèvements qui représentent selon les parcelles entre 46 et 50 échantillons, ont été effectués en avril 98 sur l'ensemble des parcelles du dispositif de Pierroton et en octobre 97 et février 99 sur la parcelle Coupe rase. Pour les différentes parcelles, une aliquote de chaque prélèvement individuel a été mélangée à part égale afin de constituer un échantillon composite. L'échantillonnage aléatoire stratifié a été complété par deux séries de prélèvements constituées de 16 points disposés à 3,75 et 7,50 m autour d'un point aléatoire, formant une étoile à huit branches, afin de caractériser la structure spatiale de cette variable à courte distance. Immédiatement après le prélèvement, les échantillons ont été stockés à + 4°C.

2.1.2 – Préparation des échantillons

Les échantillons ont été tamisés à l'état frais à 4 mm et conservés à + 4°C avant analyse. Cette température de stockage de + 4°C est recommandée pour la conservation des échantillons destinés à la détermination de la biomasse

microbienne (Insam et Parkinson, 1989 ; Franzluebbers *et al.*, 1994 ; Garcia et Rice, 1994) et notamment pour l'utilisation de la méthode fumigation-extraction (Ross, 1991), contrairement à la congélation qui provoque un flush d'activité lors de la décongélation (Winter *et al.*, 1994). A cette température, l'activité des micro-organismes est ralentie. Une partie des échantillons est séchée à l'air puis tamisée à 2 mm pour les analyses chimiques.

2.1.3 - Mesures et analyses

a) Carbone extractible microbien (EC) par la méthode fumigation-extraction (FE)

Le carbone extractible microbien (EC) est mesuré par la méthode fumigation-extraction développée au laboratoire de Microbiologie des sols de l'INRA de Dijon (Chaussod *et al.*, 1986a ; Wu *et al.*, 1990). Les diverses étapes du protocole d'analyse ont été testées afin d'optimiser la mesure sur ces sols particuliers (riches en matière organique et très pauvres en argile) et ainsi gagner du temps en routine (Richer de Forges, 1999). Nous avons testé : (i) la taille de la prise d'essai (de 5 à 40 g), (ii) la représentativité et l'homogénéité de la prise d'essai choisie, (iii) la concentration en K_2SO_4 (de 0 à 1 N), (iv) le temps d'agitation (de 15 à 60 mn) et la nécessité de la centrifugation, (v) le nombre de répétitions nécessaires en fonction de la précision désirée sur la moyenne. Les résultats obtenus ont conduit à réaliser les mesures du EC selon le protocole suivant.

Deux séries d'échantillons de sol frais de 22 g sont constituées. La première série d'échantillons est fumigée au chloroforme pendant 16 h. Les deux séries (témoins et fumigés) sont ensuite mises en agitation dans 100 ml de K_2SO_4 à 0,05 N pendant 30 min. Après filtration d'une aliquote de 30 ml d'extrait sur un filtre en fibre de verre (Watmann), la concentration en carbone du filtrat est mesurée à l'aide d'un analyseur infrarouge Dohrmann DC80 après oxydation du carbone par du persulfate de potassium sous rayonnement ultraviolet. Le carbone extractible microbien (EC) est obtenu par différence des teneurs entre le carbone extrait des échantillons fumigés et celui des échantillons témoins. Quatre répétitions ont été réalisées pour chaque échantillon. Les teneurs en carbone en $mg.l^{-1}$ fournies par le DC80 ont été converties en $mg.kg^{-1}$ de sol. Simultanément, la teneur en eau pondérale des échantillons composites a été déterminée par perte de poids, après séchage à 105°C, sur la base d'une aliquote de 20 g de sol frais, avec deux répétitions.

b) Analyses statistiques

L'analyse de la variabilité spatiale fait appel à la théorie des variables régionalisées ou géostatistique, dont les principes généraux ont été présentés au chapitre IV (§ 2.1.2). D'après Grundmann (1990) elle est particulièrement bien adaptée à l'étude du fonctionnement et de la répartition des activités microbiennes. L'examen des relations entre les variables carbone extractible microbien, teneur en eau du sol et en carbone et azote organique est réalisé par l'étude des corrélations simples et partielles. L'analyse des corrélations partielles permet de connaître l'intensité de la relation entre deux variables, abstraction faite de l'influence éventuelle d'une relation linéaire avec d'autres variables.

2.2 – Résultats

Le tableau V.4 résume les statistiques sommaires sur les teneurs en carbone extractible microbien, en eau du sol, en carbone et en azote organique total pour l'ensemble des parcelles du dispositif de Pierroton, entre octobre 1997 et février 1999. Ce tableau met en évidence les gammes de variations des différentes variables sur la période considérée et donne un premier aperçu de l'influence de la coupe rase et de la mise en culture.

Tableau V.4 - Statistiques sommaires sur les teneurs en carbone extractible microbien (EC), en eau du sol (H), en carbone (C) et azote (N) organique total, mesurées dans les quatre parcelles du dispositif de Pierroton entre octobre 1997 et février 1999.

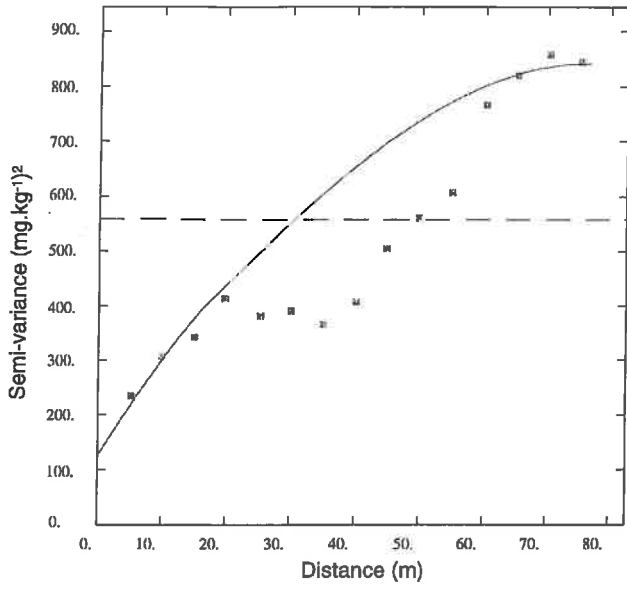
Parcelle	Date de prélèvement	Effectif	Variable	Minimum	Maximum	Moyenne	Ecart type
Forêt mixte	avril 98	82	EC	26,76	134,40	67,96	23,64
			H	7,77	23,03	13,77	3,34
			C	13,00	45,30	25,65	7,88
			N	0,53	2,13	1,09	0,39
Ligniculture	avril 98	78	EC	32,35	152,42	76,49	25,25
			H	9,58	27,24	16,69	3,97
			C	14,10	44,85	26,91	7,62
			N	0,49	1,92	1,04	0,33
Coupe rase	octobre 97	78	EC	18,89	144,34	69,33	23,75
			H	4,88	18,98	10,75	3,24
			C	13,50	46,04	27,06	8,22
			N	0,54	2,07	0,97	0,29
	avril 98	71	EC	2,84	114,58	49,03	24,06
			H	8,42	32,96	16,31	4,88
			C	8,91	46,16	22,05	8,43
			N	0,29	1,44	0,76	0,28
	février 99	76	EC	7,45	77,38	37,72	16,40
			H	8,71	30,25	14,42	3,90
			C	7,19	49,50	18,94	8,30
			N	0,23	1,64	0,60	0,27
Maïs (CES6)	avril 98	80	EC	14,12	73,08	42,48	10,56
			H	11,11	23,81	17,69	2,60
			C	14,07	34,40	23,33	4,24
			N	0,62	1,45	0,99	0,17

2.2.1 – Variabilité spatio-temporelle du carbone extractible microbien

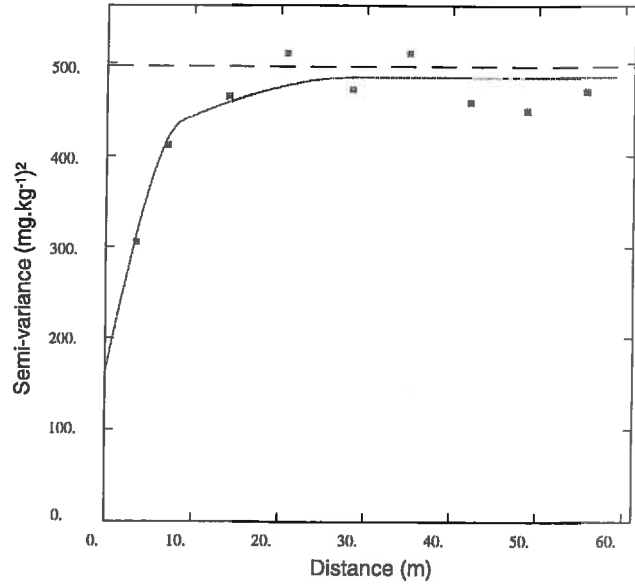
a) Dispositif de Pierroton

Le carbone extractible microbien a été mesuré sur l'ensemble des parcelles du dispositif de Pierroton en avril 1998. Les teneurs moyennes et la variabilité spatiale de ce paramètre diffèrent selon les parcelles (Figure V.6). D'une manière générale, les teneurs moyennes et la variance de EC sont élevées en sol forestier et diminuent de manière importante dans la parcelle cultivée. Dans la parcelle Coupe rase, les teneurs moyennes en EC sont également plus faibles que dans les autres parcelles forestières alors que la variance se maintient à un niveau élevé. La structure spatiale du carbone extractible microbien est différente dans les quatre parcelles du dispositif. Dans les parcelles Forêt mixte, Ligniculture, Coupe rase et Maïs, l'effet de pépite représente respectivement 22, 32, 50 et 21 % de la variance totale. Dans les parcelles Forêt mixte et Maïs, le variogramme expérimental présente deux paliers successifs, ajustés par des modèles sphériques et correspondant à des portées de l'ordre de 18 et 70 m. Le variogramme de EC de la parcelle Ligniculture, possède également deux paliers dont les portées sont de 10 et 28 m. Dans la parcelle Coupe rase, le variogramme ne possède qu'une seule structure spatiale ajustée par un modèle sphérique dont la portée est de 19 m.

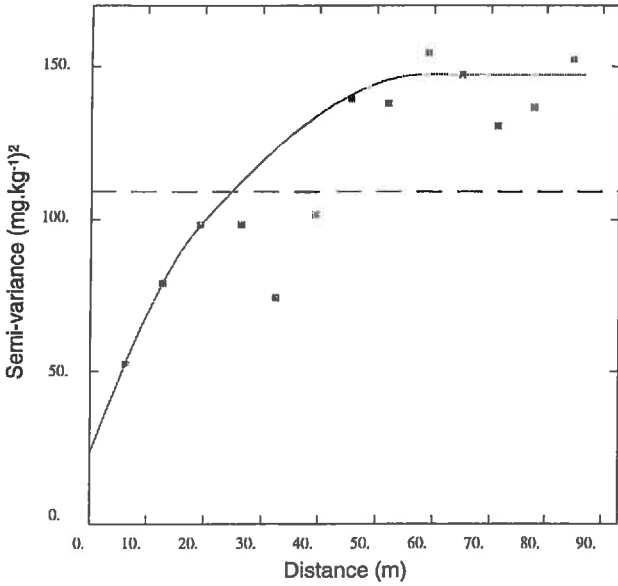
Forêt mixte



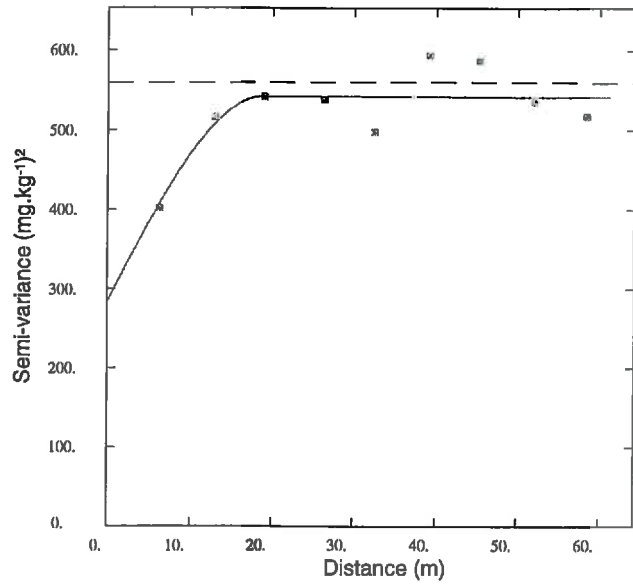
Ligniculture



Maïs (CES6)



**Coupe rase
(après le labour)**



- Variogramme expérimental
- Variogramme théorique
- Variance de l'échantillon

Figure V.6 - Variogrammes expérimentaux et théoriques de la variable carbone extractible microbien sur les quatre parcelles du dispositif de Pierroton.

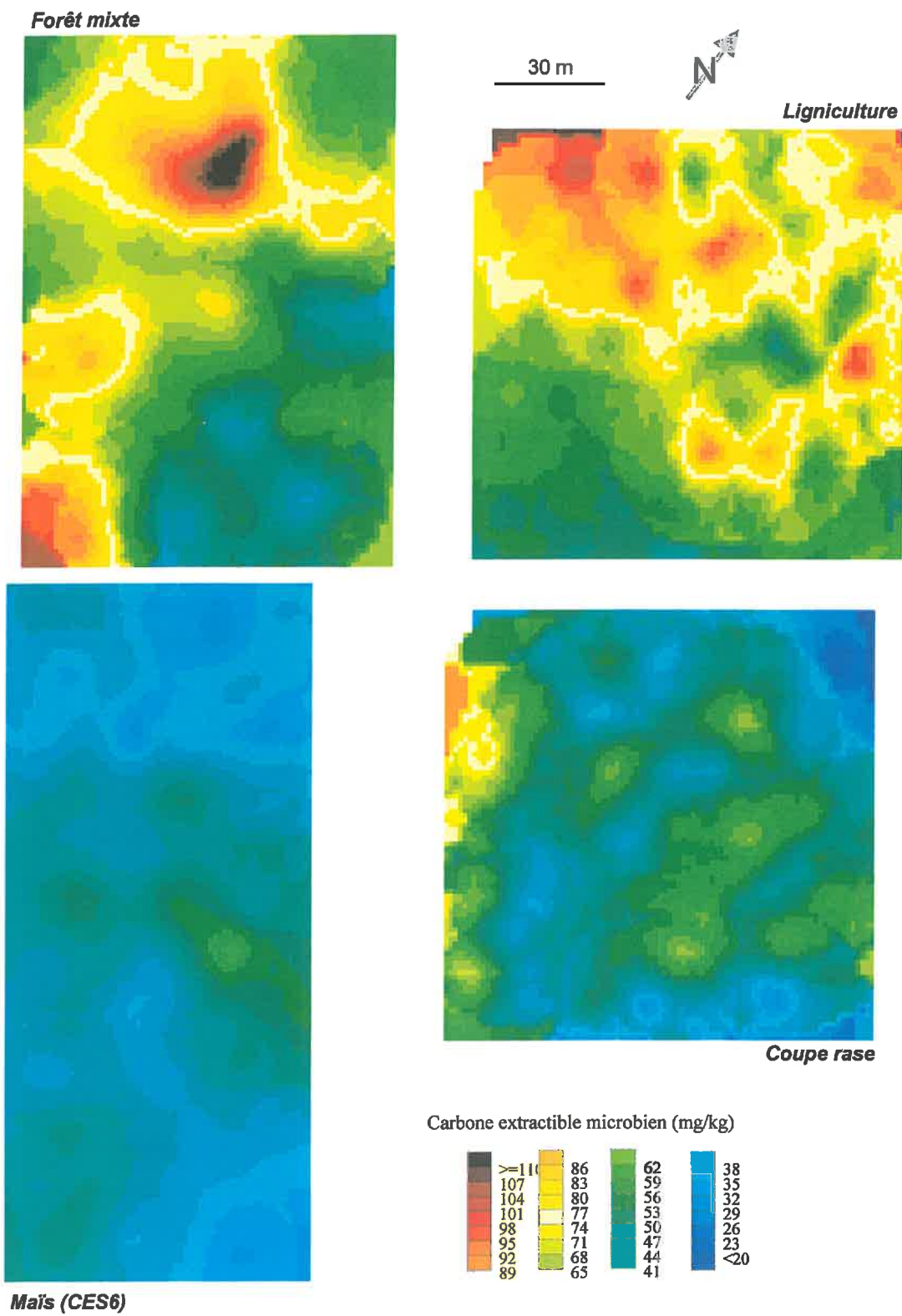


Figure V.7 - Teneurs en carbone extractible microbien estimées par krigeage ordinaire sur les quatre parcelles du dispositif de Pierroton en avril 1998.

A partir des variogrammes théoriques, les teneurs en carbone extractible microbien ont été estimées dans chaque parcelle par krigeage ordinaire en voisinage glissant, aux nœuds d'une grille régulière de 2,5 m (Figure V.7). Au préalable, la validité de ces variogrammes théoriques a été vérifiée selon une procédure de validation croisée. Les cartes d'estimation illustrent la forte variabilité spatiale qui caractérise le carbone extractible microbien dans les sols des parcelles forestières. Au contraire, en sol cultivé, cette variabilité est fortement atténuée, du fait de l'homogénéisation du sol avec la mise en culture.

b) Parcelle Coupe rase

Entre octobre 1997 et février 1999, l'effet de la coupe rase se manifeste par une importante modification de la distribution des teneurs en carbone extractible microbien. Dans la parcelle Coupe rase, le dessouchage et le labour provoquent en effet une forte diminution des teneurs en EC. Ces opérations ne modifient toutefois pas la variance totale de cette variable. En raison de contraintes météorologiques, les prélèvements d'avril 98 ont été réalisés alors qu'une partie de la parcelle (environ 20 % dans la partie gauche de la parcelle) n'avait pu être labourée. L'absence de labour dans cette partie de la parcelle se traduit par des valeurs de EC particulièrement fortes et par une augmentation artificielle de la variance totale. En effet, si l'on ne considère que les points de mesure situés dans la zone labourée, la variance atteint $482 \text{ mg}^2.\text{kg}^{-2}$, soit une valeur équivalente à celle mesurée avant cette opération en octobre 1997. En revanche, les mesures réalisées en février 1999, c'est-à-dire dix mois après le labour, montrent une forte diminution des teneurs moyennes en EC et de leur variabilité spatiale, puisque la variance totale n'atteint que $269 \text{ mg}^2.\text{kg}^{-2}$.

La coupe rase se traduit également par une profonde modification de la structure spatiale du carbone extractible microbien (Figure V.8). L'effet de pépité augmente de manière importante après le dessouchage et le labour. La variabilité à courte distance qui représente 15 % de la variance totale en octobre 97, passe ainsi respectivement à 50 % en avril 98. De même, le variogramme expérimental des teneurs en EC qui présentait deux paliers à 10 et 20 m en octobre 1997, ne possède plus qu'une structure en avril 98, correspondant à un palier dont la portée est de 20 m. On observe également sur les cartes d'estimation de EC réalisées par krigeage ordinaire une importante diminution des teneurs en carbone extractible microbien. Contrairement à la variance totale, l'élimination des points échantillonnés dans la zone non labourée ne change pas fondamentalement les résultats concernant la structure spatiale de EC en avril 98. Dans ce cas, l'effet de pépité atteint $286 \text{ mg}^2.\text{kg}^{-2}$, ce qui représente environ 60 % de la variance totale et la portée du variogramme atteint 15 m. En février 1999, la structure spatiale du carbone microbien retrouve une structure proche de celle qu'il possédait en octobre 1997. Le variogramme présente en effet deux paliers successifs, correspondant à des portées de 10 et 30 m. L'effet de pépité est également réduit par rapport à avril 1998, puisqu'il représente plus que 38 % de la variance totale. La carte d'estimation des teneurs en EC réalisée par krigeage ordinaire montre qu'après avoir été profondément altérée par le dessouchage et le labour, la répartition de la biomasse microbienne du sol présente les mêmes motifs spatiaux qu'en octobre 1997 (Figure V.9). On observe en effet, bien qu'à un niveau beaucoup plus faible, que les teneurs en EC les plus fortes se trouvent globalement selon une diagonale nord-sud, alors que les teneurs les plus faibles sont situées à l'ouest et à l'est de la parcelle, ce qui était le cas en octobre 1997.

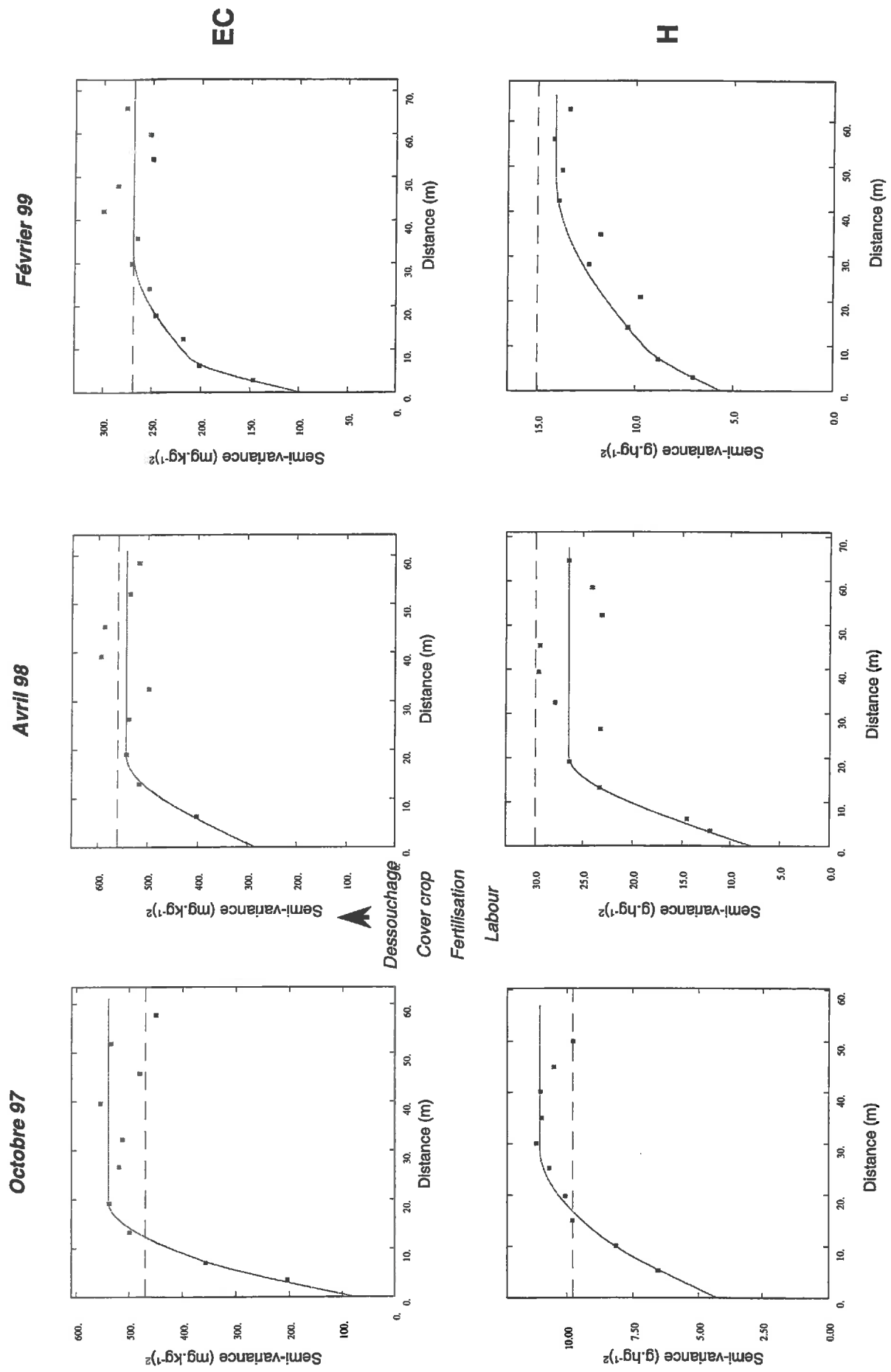


Figure V.8 - Variogrammes expérimentaux (■) et théoriques (—) des variables carbone extractible microbien (EC) et teneur en eau du sol (H) sur la parcelle Coupe rase entre octobre 1997 et février 1999. La ligne tiretée représente la variance de l'échantillon.

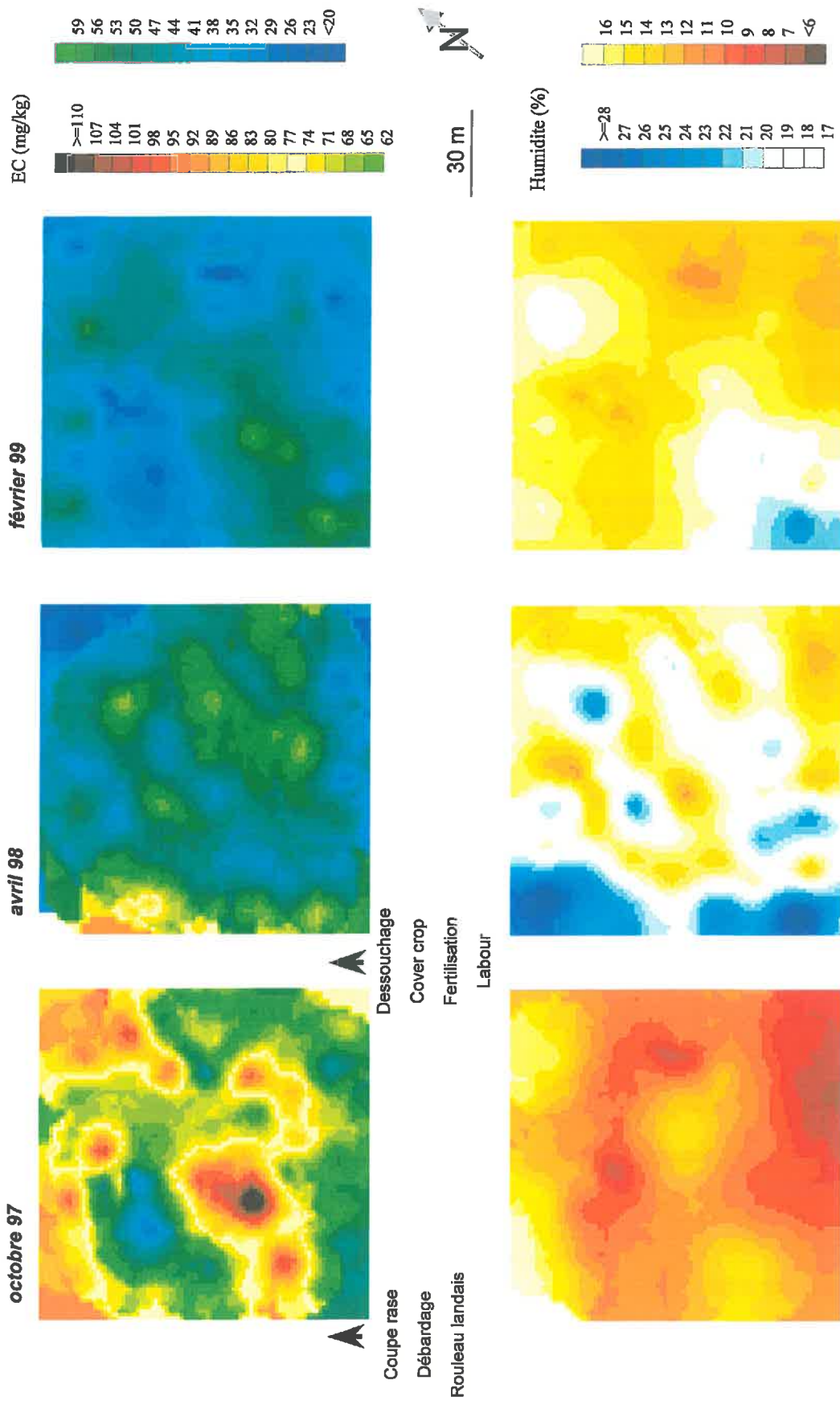


Figure V.9 - Evolution des teneurs en carbone extractible microbien (EC) et des teneurs en eau du sol (Humidité) estimées par krigeage ordinaire sur la parcelle Coupe rase entre octobre 1997 et février 1999. Les différentes opérations sylviculturales sont représentées par des flèches.

2.2.2 – Déterminants de la variabilité du carbone extractible microbien

L'examen des corrélations simples et partielles entre le carbone extractible microbien et les variables carbone et azote organique total et teneur en eau du sol, désigne cette dernière comme principal facteur de la variabilité du carbone extractible microbien dans l'ensemble des parcelles du dispositif de Pierroton en avril 1998 (Tableau V.5). Selon les parcelles, le carbone ou l'azote organique total constituent également un déterminant secondaire de la distribution du carbone microbien. Dans la parcelle cultivée, l'influence de la mise en culture se traduit par des relations moins prononcées et par un déterminisme partagé de l'humidité du sol et de la teneur en azote organique vis à vis de la distribution de EC. Cela traduit la forte homogénéisation constatée à travers le variogramme et la carte du carbone extractible microbien réalisée en avril 1998. Sur la parcelle Coupe rase le déterminant principal de EC est différent selon la période considérée. En octobre 97 et février 99, le principal déterminant de la répartition de EC est la teneur en azote, alors qu'en avril 98 c'est la teneur en eau du sol. Dans la Forêt mixte, la présence de deux zones de végétation contrastées est également à l'origine de différences de teneurs en carbone extractible microbien, les teneurs les plus fortes étant associées à la partie nord de la parcelle dans laquelle dominent les feuillus et les teneurs les plus faibles étant situées sous conifères, au sud de la parcelle.

Tableau V.6 - Coefficients des corrélations simples et partielles entre les teneurs en carbone extractible microbien et les teneurs en eau du sol (H), en carbone (C) et azote (N) organique total, mesurées dans les quatres parcelles du dispositif de Pierroton entre octobre 1997 et février 1999.

<i>Parcelle</i>	<i>Date de prélèvement</i>	<i>Effectif</i>	<i>Variable</i>	<i>Corrélation simple</i>	<i>Corrélation partielle</i>
<i>Forêt mixte</i>	<i>avril 98</i>	82	H	0,82 *	0,33 *
			C	0,80 *	0,22 *
			N	0,80 *	-0,01
<i>Ligniculture</i>	<i>avril 98</i>	78	H	0,80 *	0,49 *
			C	0,63 *	-0,23 *
			N	0,73 *	0,30 *
<i>Coupe rase</i>	<i>octobre 97</i>	78	H	0,47 *	0,01
			C	0,44 *	-0,27 *
			N	0,63 *	0,52 *
	<i>avril 98</i>	71	H	0,83 *	0,53 *
			C	0,73 *	0,06
			N	0,75 *	0,06
	<i>février 99</i>	76	H	0,83 *	0,14
			C	0,82 *	0,04
			N	0,88 *	0,45 *
<i>Maïs (CES6)</i>	<i>avril 98</i>	80	H	0,49 *	0,21 *
			C	0,46 *	-0,07
			N	0,50 *	0,19

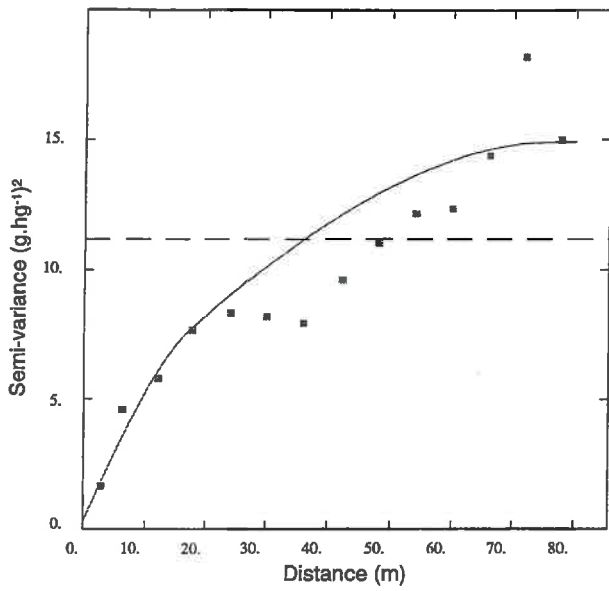
* coefficients significatifs à 95 %

La teneur en eau du sol semble représenter le principal déterminant de la variabilité du carbone extractible microbien, tant que les conditions ne sont pas limitantes. D'un point de vue spatial, les variogrammes expérimentaux montrent que d'une manière générale, la structure spatiale de cette variable dans les différentes parcelles du dispositif de Pierroton présente de grandes similitudes avec celle du carbone microbien en avril 1998 (Figure V.10). Des modèles gigognes ont été utilisés pour modéliser la structure spatiale de cette variable dans l'ensemble des parcelles du dispositif. Dans la parcelle Forêt mixte, comme dans la parcelle cultivée, les structures spatiales de la variable teneur en eau sont très proches de celles de EC (le variogramme atteint un premier palier vers 10 m et un second vers 60 - 70 m). De même, dans les parcelles Ligniculture et Coupe rase, les structures spatiales sont très semblables à celles de EC, avec pour la Ligniculture deux paliers atteints pour des portées de 10 et 28 m et pour la Coupe rase, un seul palier correspondant à une portée de 20 m. En ce qui concerne les effets de pépîte, la parcelle Forêt mixte se distingue des autres parcelles avec un très faible effet de pépîte (3 % de la variance totale). Dans les parcelles Ligniculture, Coupe rase et Maïs, les effets de pépîte représentent respectivement 32, 26 et 24 % de la variance. La variance totale augmente toutefois avec l'intensification des techniques de sylviculture (par ordre d'intensification on retrouve les parcelles Forêt mixte, Ligniculture et Coupe rase) alors qu'elle est relativement faible dans la parcelle cultivée, ce qui témoigne de l'homogénéisation du sol avec la mise en culture.

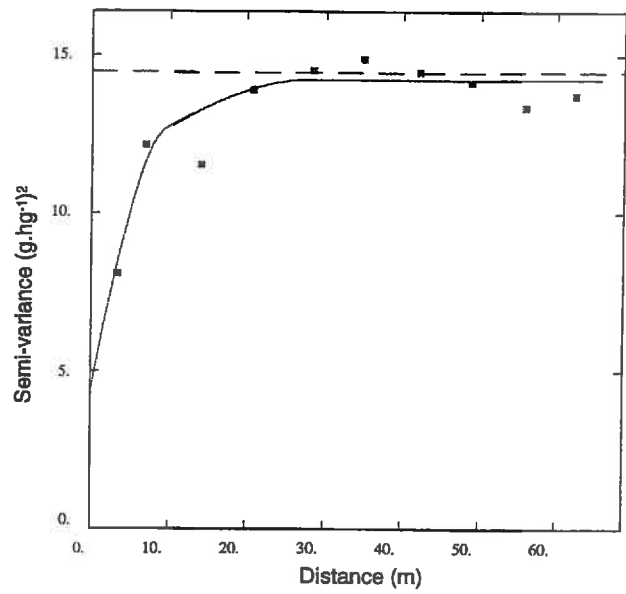
A partir des variogrammes théoriques, des cartes d'estimation des teneurs en eau du sol ont été réalisées pour l'ensemble des parcelles du dispositif de Pierroton (Figure V.11). Ces cartes permettent de comparer la distribution spatiale des teneurs en eau et en carbone organique microbien. Dans chaque parcelle, on retrouve des structures spatiales identiques entre le carbone extractible microbien et les teneurs en eau du sol (les fortes teneurs en EC correspondant aux fortes teneurs en eau et inversement). L'homogénéisation liée à la mise en culture est particulièrement nette dans la parcelle cultivée.

Dans la parcelle Coupe rase, la structure spatiale de la variable teneur en eau du sol est modifiée par les opérations suivant la coupe des arbres. En octobre 1997, le variogramme expérimental de la teneur en eau du sol montre une structure spatiale relativement différente de celle du carbone extractible microbien (Figure V.8). Le premier palier atteint vers 10 m est similaire de celui de EC, mais ensuite un second palier est atteint pour une portée de 30 m contre 20 m pour EC. Cette organisation différente de l'humidité du sol et de EC peut expliquer l'absence de corrélation entre ces deux variables à cette date. En avril 1998, le variogramme expérimental de l'humidité du sol montre que la structure spatiale de cette variable a profondément changé après le dessouchage et le labour, tout comme le carbone microbien. Ces deux variables présentent en effet une structure spatiale similaire, avec un palier correspondant à une portée de 20 m environ. En février 1999, on retrouve deux structures spatiales, comparables à celles observées en octobre 1997 avec un premier palier atteint vers 10 m et un second qui est atteint pour une portée supérieure à 30 m. La comparaison des cartes d'estimation des teneurs en eau du sol (Figure V.9) avec celles du carbone extractible microbien montre que ces deux variables possèdent des structures spatiales similaires, puisqu'aux zones les plus humides correspondent également les zones où la biomasse microbienne est la plus abondante et inversement.

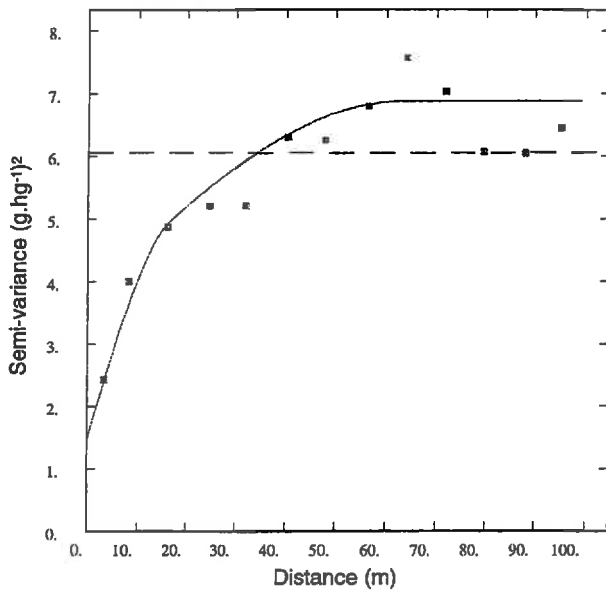
Forêt mixte



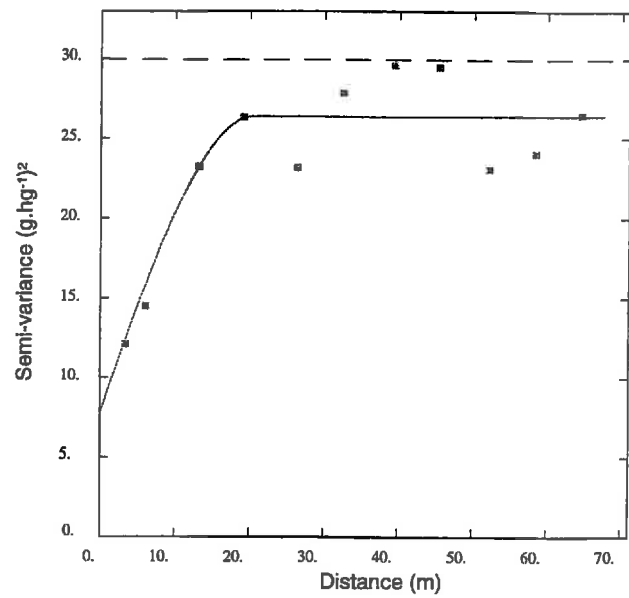
Ligniculture



Maïs (CES6)



**Coupe rase
(après le labour)**



- Variogramme expérimental
- Variogramme théorique
- Variance de l'échantillon

Figure V.10 - Variogrammes expérimentaux et théoriques de la variable teneur en eau du sol sur les quatre parcelles du dispositif de Pierroton.

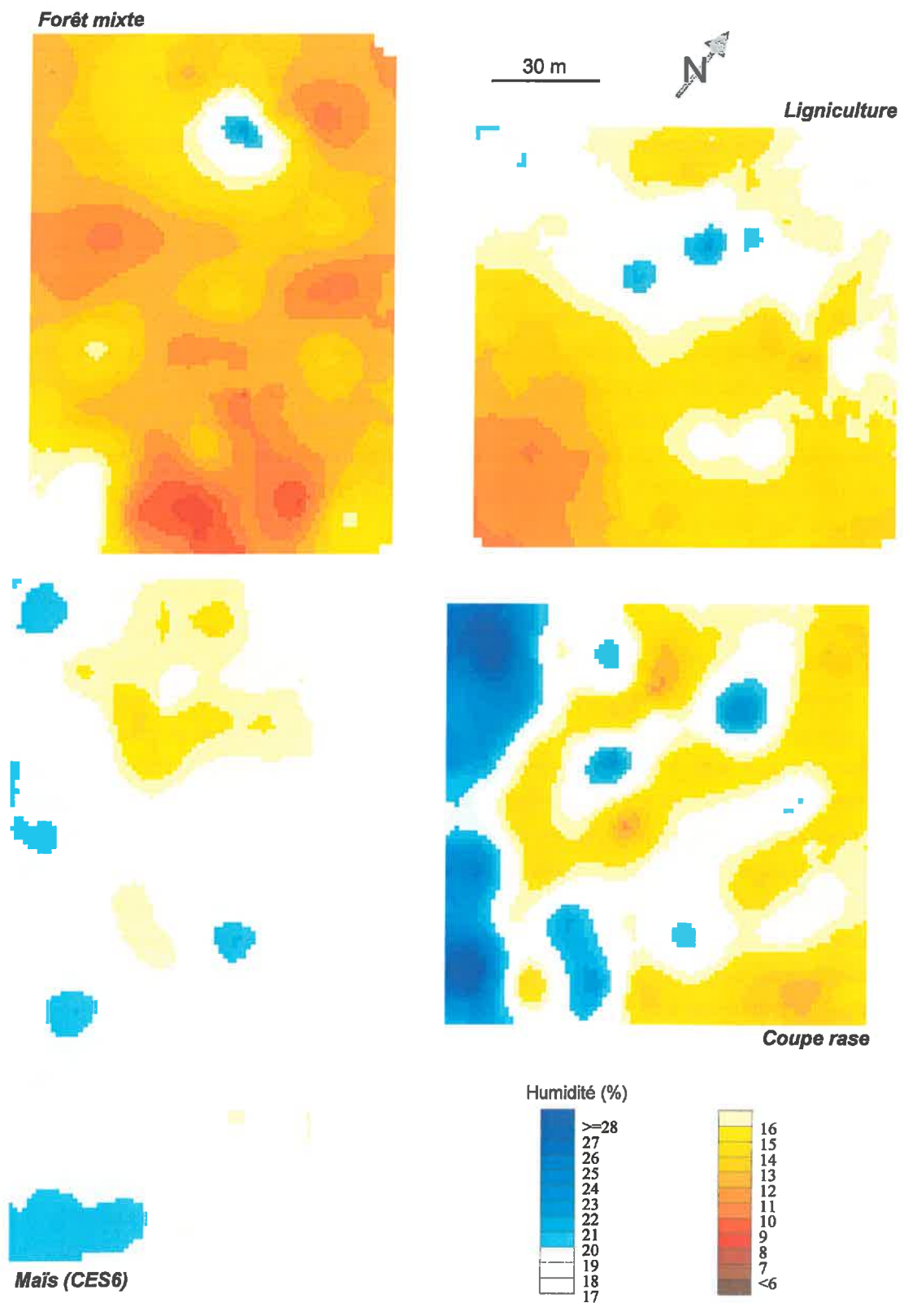


Figure V.11 - Teneurs en eau du sol estimées par krigeage ordinaire sur les quatre parcelles du dispositif de Pierroton en avril 1998.

2.3 – Discussion

2.3.1 – Teneurs et variabilité du carbone extractible microbien

Dans les sols landais, les teneurs en carbone extractible microbien (EC) sont très faibles comparativement aux teneurs en carbone organique total. De nombreux travaux ont mis en évidence que ces deux variables sont très souvent corrélées dans les sols (Anderson et Domsch, 1978 ; Witter *et al.*, 1993). Dans les sols étudiés, le rapport EC/C varie entre 0,2 et 6,2 mg.g⁻¹. Ces valeurs sont plus faibles que celle mesurées généralement dans d'autres types de sol (Follett, 1997). Le carbone organique des sols podzolisés est relativement résistant à la décomposition, en raison des faibles valeurs de pH, de la présence d'aluminium échangeable, de la faible disponibilité de l'azote et de sa composition chimique. En effet, les valeurs de pH inférieures à 5,5 induisent la présence d'ions Al³⁺, dont la toxicité sur les micro-organismes du sol a été mise en évidence (Illmer *et al.*, 1995). Dans chaque parcelle, les teneurs en aluminium échangeable ont été mesurées en 10 points choisis au hasard parmi les échantillons issus du plan aléatoire stratifié. En sol forestier (où le pH est inférieur à 5,5), les teneurs en aluminium échangeable atteignent en moyenne 2,3 cmol⁺.kg⁻¹, alors qu'en sol cultivé, dans lequel 80 % des échantillons possèdent un pH supérieur à 5,5, ces teneurs sont beaucoup plus faibles (0,1 cmol⁺.kg⁻¹ en moyenne).

Les variations des teneurs en carbone extractible microbien sont également fortement influencées par la nature de la végétation (Saetre, 1999). La végétation joue un rôle direct sur les propriétés organiques des sols puisqu'elle alimente continuellement le pool de matières organiques et influence la composition chimique de ce dernier par l'intermédiaire des produits issus de sa décomposition. Les pins et les Ericacées produisent d'importantes quantités de bitumes (hydrocarbures aliphatiques, cires, résines, phospholipides, graisses, acides gras, porphyrines et terpénoïdes, pouvant représenter jusqu'à 30 % des matières organiques des PODZOSOLS DURIFIÉS) susceptibles d'inhiber l'activité biologique des micro-organismes du sol (Fustec-Mathon *et al.*, 1975 ; Khoxayo, 1975). De plus le C/N élevé des matières organiques dans ces sols est probablement à l'origine d'une immobilisation de l'azote minéral qui peut alors devenir un facteur limitant pour la synthèse des protéines enzymatiques et l'assimilation des substrats nutritifs indispensables au développement des micro-organismes. Ces caractéristiques particulières du milieu landais expliquent les faibles valeurs de EC observées dans ces sols (de 2,8 à 152,4 mg.kg⁻¹ sur l'ensemble des parcelles). Dans la Forêt mixte, les variations de EC entre la moitié nord (dominante feuillue) et la moitié sud (dominante conifère) de la parcelle sont également liées à des différences de végétation dans ces deux parties.

2.3.2 – Déterminants de la variabilité spatiale du carbone extractible microbien

Dans les sols forestiers landais, la variabilité spatiale du carbone extractible microbien est importante. Les déterminants de cette variabilité sont difficilement identifiables, en raison de l'interdépendance de nombreuses propriétés du sol et du fait que la biomasse microbienne soit généralement dépendante d'une combinaison de plusieurs de ces propriétés (climat, humidité du sol, végétation, occupation du sol et pratiques de gestion) (Smith *et al.*, 1994). Cependant, nos résultats montrent que le carbone extractible microbien est fortement corrélé d'un point de vue spatial avec l'humidité du sol. Dans les sols landais, la répartition de l'humidité du sol est essentiellement liée à l'interaction entre le micro-relief et la nappe phréatique superficielle. Les travaux de Righi (1977) et de Righi et Wilbert (1984) ont parfaitement montré cette organisation du micro-relief qui détermine l'amplitude de battement de la nappe phréatique au sein des profils. La comparaison du modèle numérique de terrain réalisé à partir des altitudes relatives (Figure IV.6) et de la carte du carbone extractible microbien (Figure V.7) montre que lorsque la nappe phréatique est proche de la

surface du sol (automne, printemps), il existe une bonne concordance entre les zones de faible altitude et les zones de forte teneur en EC et inversement. Au contraire, lorsque les conditions sont plus sèches (été) et que la nappe bat en profondeur, le schéma peut s'inverser et les zones les plus élevées devenir les plus riches en EC.

De nombreux travaux ont mis en évidence que l'activité des micro-organismes peut être régulée par l'importance de la porosité du sol remplie par l'eau (Linn et Doran, 1984 ; Doran *et al.*, 1990). Lorsque la teneur en eau du sol augmente, une plus grande proportion de l'espace poral est remplie d'eau, diminuant de ce fait les risques de dessiccation des micro-organismes. Plusieurs travaux réalisés en conditions de laboratoire (Skopp *et al.*, 1990 ; Scott *et al.*, 1996) ont montré que l'activité maximale des micro-organismes correspondait à un pourcentage de porosité en eau compris entre 50 et 75 %. Ces travaux ont montré par ailleurs que les plus faibles valeurs étaient associées aux sols de texture sableuse. Les changements d'humidité du sol peuvent également être responsables de modifications de la disponibilité de certains substrats, en augmentant par exemple la solubilisation du carbone organique et son transfert vers les populations microbiennes. Par conséquent, il est possible que la relation entre le carbone extractible microbien et la teneur en eau du sol soit indirecte et que le véritable déterminant de la biomasse microbienne soit en réalité la quantité de carbone organique soluble disponible pour les micro-organismes du sol. Les processus de minéralisation et d'immobilisation de l'azote étant contrôlés par l'humidité du sol, les relations spatiales observées entre EC et N sont également certainement dues à leur lien avec la teneur en eau du sol.

A l'exception de la Forêt mixte, les corrélations partielles ne mettent pas en évidence de relation claire entre le carbone extractible microbien et les teneurs en carbone organique total, contrairement à ce qui est observé dans d'autres types de sols (Tessier *et al.*, 1998). Dans la Forêt mixte, les variations de nature de végétation sont certainement responsables de cette relation, les teneurs en EC les plus fortes étant associées à la zone feuillue qui correspond également aux teneurs en carbone organique total les plus importantes. Inversement, les teneurs en EC et en carbone les plus faibles sont associées à la zone de végétation résineuse. Dans ce cas, à teneur en eau en équivalente, le rapport EC/C est plus élevé dans les sols sous feuillus que dans les sols sous résineux. Cela indique manifestement que les matières organiques issues de la décomposition des résidus de végétation décidue constituent un substrat plus assimilable que les matières organiques dérivées de résineux. L'examen des autres parcelles forestières met en évidence qu'en fonction de la saison et des conditions environnementales, les déterminants de la biomasse microbienne sont susceptibles de changer. Dans la parcelle Coupe rase, le déterminant principal de la distribution spatiale de EC en octobre 97 est la teneur en azote organique. En avril 98, dans cette parcelle et dans la parcelle Ligniculture, l'humidité du sol devient le principal déterminant de la répartition de EC. En février 99, ce sont à nouveau les teneurs en azote organique qui expliquent la majeure partie des variations spatiales de la biomasse microbienne du sol de la parcelle Coupe rase. Par ailleurs, la figure V. 12 montre que la proportion de carbone extractible microbien du carbone organique total (EC/C) change en fonction du temps. En octobre 97, la biomasse microbienne est plus abondante dans les zones de forte accumulation de carbone, alors que par la suite, ce sont au contraire les zones où les teneurs en carbone sont les faibles qui possèdent les plus fortes proportions de carbone microbien.

La teneur en eau du sol est le principal déterminant de la répartition de la biomasse microbienne du sol, mais les propriétés particulières des sols landais font que son expression peut être indirecte dans certaines conditions. A partir des résultats obtenus sur l'ensemble des parcelles aux différentes dates de mesure, il est possible d'avancer certaines hypothèses vis à vis de la distribution spatiale de la biomasse microbienne et de ses relations avec les autres paramètres du milieu que nous avons pris en compte (teneur en eau du sol, en carbone et en azote organique).

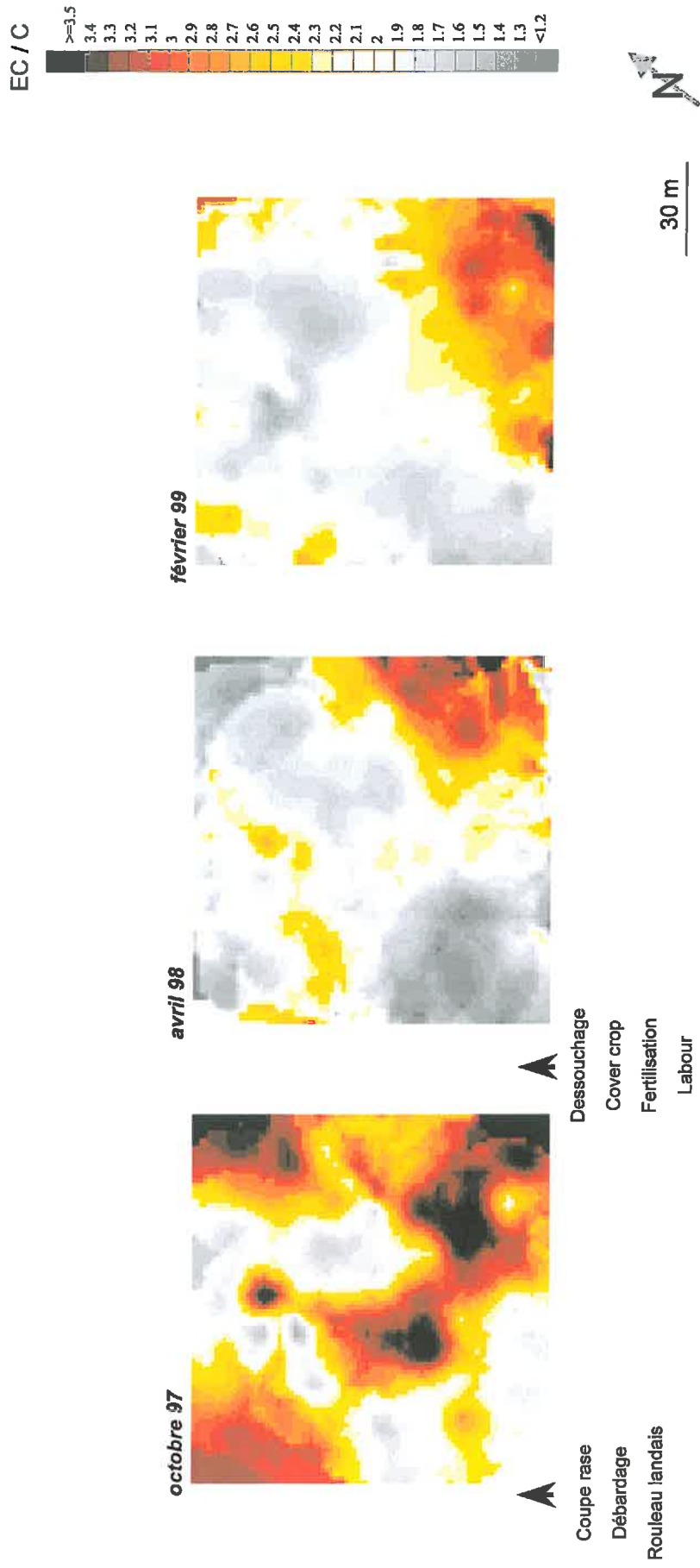


Figure V.12 - Evolution du rapport entre le carbone extractible microbien (EC) et le carbone organique total (C) estimé par krigeage ordinaire sur la parcelle Coupe rase entre octobre 1997 et février 1999. Les différentes opérations sylviculturales sont représentées par des flèches.

Trois situations sont envisageables en fonction des conditions d'humidité du sol. Lorsque les conditions d'humidité du sol sont limitantes, la biomasse microbienne se développe préférentiellement dans les zones où la rétention d'eau est la plus importante. Or dans les landes de Gascogne, la texture sableuse des sols fait que l'essentiel de la capacité de rétention d'eau est assuré par la matière organique (Chossat, 1989). Par conséquent, les zones les plus riches en carbone organique sont à la fois les plus humides et les plus riches en carbone extractible microbien. Ces zones correspondent aux buttes du micro-relief où se trouvent les podzols les plus différenciés. Quand les conditions d'humidité du sol sont plus favorables au développement des micro-organismes, les variations de teneur en eau du sol sont déterminantes à l'échelle de la parcelle et les plus fortes teneurs en carbone extractible microbien sont associées aux zones de fortes teneurs en eau. Dans ces conditions, l'humidité du sol est le principal déterminant de la distribution spatiale de la biomasse microbienne et le carbone et l'azote organique ne sont que des déterminants secondaires. Enfin quand les conditions sont optimales dans l'ensemble de la parcelle, la teneur en eau du sol redevient un déterminant secondaire après le facteur nutritionnel. Les micro-organismes du sol se développent alors préférentiellement dans les zones riches en azote, où les matières organiques possèdent un rapport C/N relativement faible. Les zones de forte accumulation de carbone organique (PODZOSOLS DURIQUES) possèdent des pH particulièrement bas, associés à de fortes teneurs en aluminium échangeable et à des C/N élevés. Ces conditions sont le signe d'une faible assimilabilité des matières organiques. Au contraire, les zones où l'accumulation de carbone organique est moins importante (PODZOSOLS HUMIQUES) possèdent des pH plus élevés avec des taux d' Al^{3+} plus faibles et des C/N plus bas. Dans cette situation, les matières organiques sont plus facilement assimilables par les micro-organismes du sol et la biomasse microbienne est plus abondante.

L'examen des corrélations partielles entre ces différentes variables, montre que dans certains cas les facteurs explicatifs sont effectivement corrélés avec le carbone extractible microbien et que leur influence respective varie en fonction des conditions d'humidité du sol. Toutefois, les coefficients des corrélations partielles ne sont pas toujours en accord avec l'organisation spatiale des différentes variables telle qu'elle apparaît à travers les différentes cartes d'estimation réalisées. Cependant, il ne faut pas perdre de vue que ces corrélations sont établies selon un modèle linéaire alors que d'un point de vue spatial, il est clair que les relations entre les différentes variables ne le sont pas, comme d'ailleurs la plupart des processus biologiques dans les sols. De plus, la nature et l'intensité de ces relations sont susceptibles de changer en fonction du temps.

2.3.3 – Impact des pratiques culturales sur le carbone extractible microbien

En plus de l'influence des variations de teneurs en eau du sol, les pratiques de gestion sylvicole et agricole ont une influence significative sur la biomasse microbienne et sur sa variabilité. Dans la parcelle Coupe rase, le dessouchage et le labour provoquent une chute importante de la biomasse microbienne du sol et du carbone organique total ainsi qu'une modification de la répartition spatiale du carbone extractible microbien en augmentant sa variabilité spatiale à courte distance. Une partie des facteurs environnementaux contrôlant le développement de la biomasse microbienne du sol change également avec l'introduction de pratiques agricoles. C'est le cas de l'humidité du sol, toujours liée au carbone extractible microbien, mais pouvant devenir un déterminant secondaire après d'autres facteurs nutritionnels tels que la teneur en azote ou en carbone organique soluble dérivé des résidus de culture. En sol cultivé la pratique du chaulage fait remonter le pH au dessus de 5,5, entraînant par conséquent la disparition de la quasi totalité des ions Al^{3+} et un apport d'ion calcium utilisable par les micro-organismes. De même, l'augmentation du pH provoque une dissociation plus importante des groupements carboxyles et phénoliques des matières organiques devenant de ce

fait plus facilement attaquables par les micro-organismes (Kockmann *et al.*, 1990). Contrairement au labour forestier, le travail du sol régulier provoque une homogénéisation des caractéristiques biologiques et physico-chimiques du sol.

2.3.4 – Conséquences pour le suivi temporel

L'évaluation de l'impact de la coupe rase nécessite de réaliser un suivi à court terme puisque cette opération constitue une opération brutale dont l'impact peut avoir des conséquences majeures sur certaines propriétés du sol dans les semaines ou les mois qui suivent. De plus, il s'avère nécessaire de réaliser un suivi sur une durée de plusieurs saisons de végétation afin de savoir si la tendance mise en évidence entre avril 1997 et février 1999 se poursuit ou si par la suite, la fraction organique reste stable. Compte tenu des variations rapide de la biomasse microbienne du sol à l'échelle saisonnière, il serait intéressant de suivre son évolution sur un pas de temps relativement court, de manière à intégrer les fluctuations liées aux rythmes saisonniers et en particulier aux variations de l'humidité du sol. Cependant, la réalisation d'un suivi temporel sur pas de temps rapproché suppose que l'on soit capable de définir une stratégie d'échantillonnage permettant de limiter le nombre d'échantillons analysés, compte tenu du coût au sens large de la détermination du carbone extractible microbien, tout en étant compatible avec la variabilité spatiale de ce paramètre. Le choix d'un suivi fondé sur l'utilisation d'un composite pourrait se révéler, à cet égard, adapté à la réalisation de cet objectif. La figure V.13 montre la comparaison entre les valeurs moyennes de carbone extractible microbien obtenues en faisant la moyenne arithmétique ou le krigeage de la moyenne des teneurs mesurées sur chaque individu et la valeur du composite. Les faibles différences existant entre ces différentes estimations (à l'exception du composite d'avril 98, en raison de la présence de points échantillonnés dans la zone non labourée) suggèrent que l'utilisation d'un composite est adaptée au suivi temporel de la dynamique de la biomasse microbienne du sol.

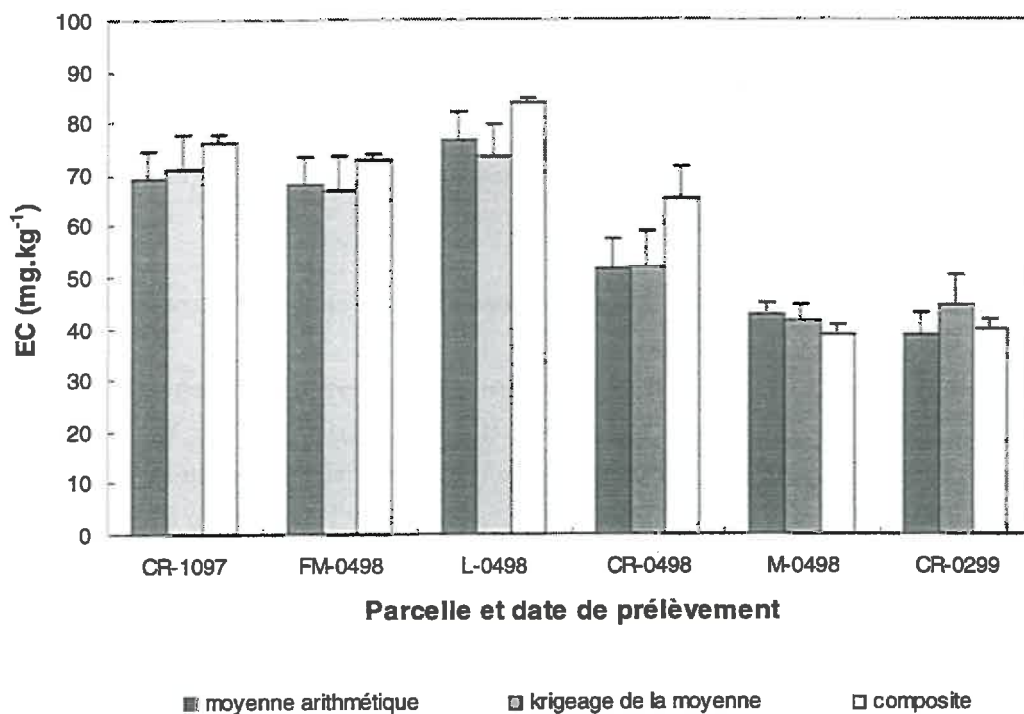


Figure V.13 - Variations des teneurs en carbone organique microbien (EC) dans la couche superficielle (0-30) du sol des parcelles Forêt mixte (FM), Ligniculture (L), Coupe rase (CR) et Maïs (M), entre octobre 1997 et février 1999. Les barres verticales correspondent à l'intervalle de confiance à 95% pour la moyenne arithmétique et à deux fois l'écart type d'estimation pour le krigeage de la moyenne. Dans le cas du composite, elle correspond à l'écart type associé aux répétitions analytiques.

2.4 – Conclusion partielle

La biomasse microbienne du sol s'avère être un indicateur particulièrement sensible aux modifications des systèmes de gestion sylvicole ou de l'occupation du sol. A court terme, l'influence de la coupe rase se manifeste par une diminution significative de la biomasse microbienne du sol. La distribution spatiale de ce paramètre est affectée par cette opération et plus particulièrement par le labour qui constitue une intervention majeure modifiant profondément l'organisation du sol d'un point de vue physique, chimique et biologique. L'homogénéisation du sol liée à la mise en culture se traduit par une réduction importante de l'abondance et de la variabilité spatiale de la biomasse microbienne du sol. Dans les sols landais, l'abondance et la répartition des micro-organismes du sol sont régies par plusieurs déterminants en forte interaction les uns avec les autres et dont l'influence varie en fonction des conditions environnementales. Parmi ces facteurs, la teneur en eau est le principal déterminant de la biomasse microbienne du sol. Toutefois, lorsque les conditions d'humidité du sol sont optimales, d'autres facteurs tels que le carbone ou l'azote organique peuvent devenir prépondérants. A cet égard, la qualité des matières organiques (C/N) représente un critère important vis à vis de l'abondance et de la répartition des micro-organismes.

Compte tenu de la variabilité spatiale qui est associée à la biomasse microbienne, nous appliquerons dans la section suivante, la stratégie d'échantillonnage élaborée afin de suivre l'évolution saisonnière du carbone extractible microbien et de son activité sur l'ensemble du dispositif.

3 – Évolution saisonnière du carbone microbien sur les quatre parcelles

3.1 – Matériels et méthodes

3.1.1 – Dispositif, échantillonnage et conditionnement

Dans chaque parcelle, les échantillons ont été prélevés en suivant le plan d'échantillonnage aléatoire stratifié, utilisé pour analyser la variabilité spatiale du carbone extractible microbien (Figure V.1). Les prélèvements ont été réalisés à la tarière dans la couche superficielle (0-30 cm) du sol. Les échantillons ont été prélevés dans l'horizon organo-minéral (A), après avoir retiré la couche organique d'humus (O) dans le cas des sols des parcelles forestières. Pour les différentes parcelles, les prélèvements individuels ont été mélangés à part égale afin de constituer un échantillon composite. Ces prélèvements qui représentent selon les parcelles entre 46 et 50 échantillons, ont été effectués régulièrement tous les 1 ½ mois pendant 2 ans, entre octobre 1997 et octobre 1999. Immédiatement après le prélèvement, les échantillons ont été placés à + 4°C. Les échantillons ont ensuite été tamisés à l'état frais à 4 mm et conservés à + 4°C avant analyse.

3.1.2 - Mesures et analyses

a) Carbone extractible microbien (EC) par la méthode fumigation-extraction (FE)

Le carbone extractible microbien (EC) a été mesuré par la méthode fumigation-extraction développée au laboratoire de Microbiologie des sols de l'INRA de Dijon et présentée au paragraphe 2.1.3.

b) Carbone minéralisable

Le carbone minéralisable a été déterminé en mesurant la respiration du sol au cours d'une incubation de 28 jours à 28°C. Une aliquote de sol frais, équivalent à 40 g de sol séché à 105°C, est placée en incubation dans un flacon contenant un piège à CO₂. Le piège à CO₂, constitué de 10 ml de NaOH 0,25 N, est relevé au bout de 12 et 28 jours d'incubation. Le CO₂ dégagé au cours de l'incubation et piégé par la soude est mesuré à l'aide d'un analyseur infrarouge. Quatre répétitions ont été réalisées pour chaque échantillon. Les résultats sont exprimés en mg de C-CO₂ par kg de sol sec et par jour.

c) Analyses chimiques

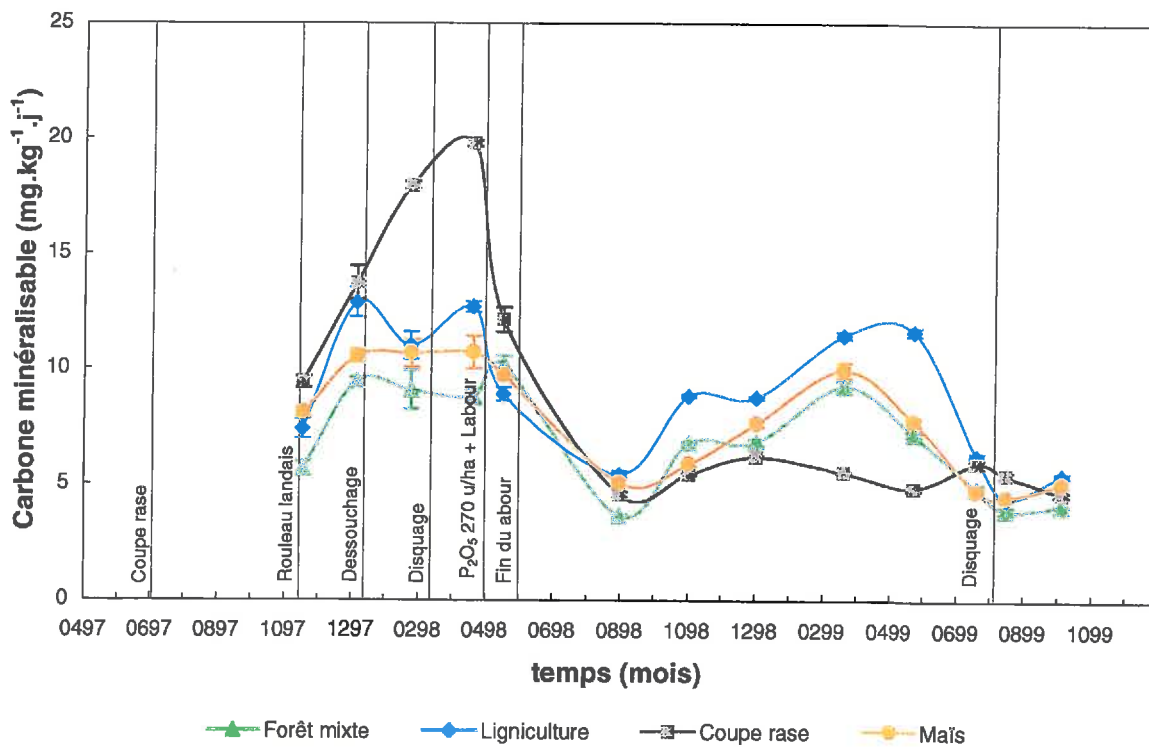
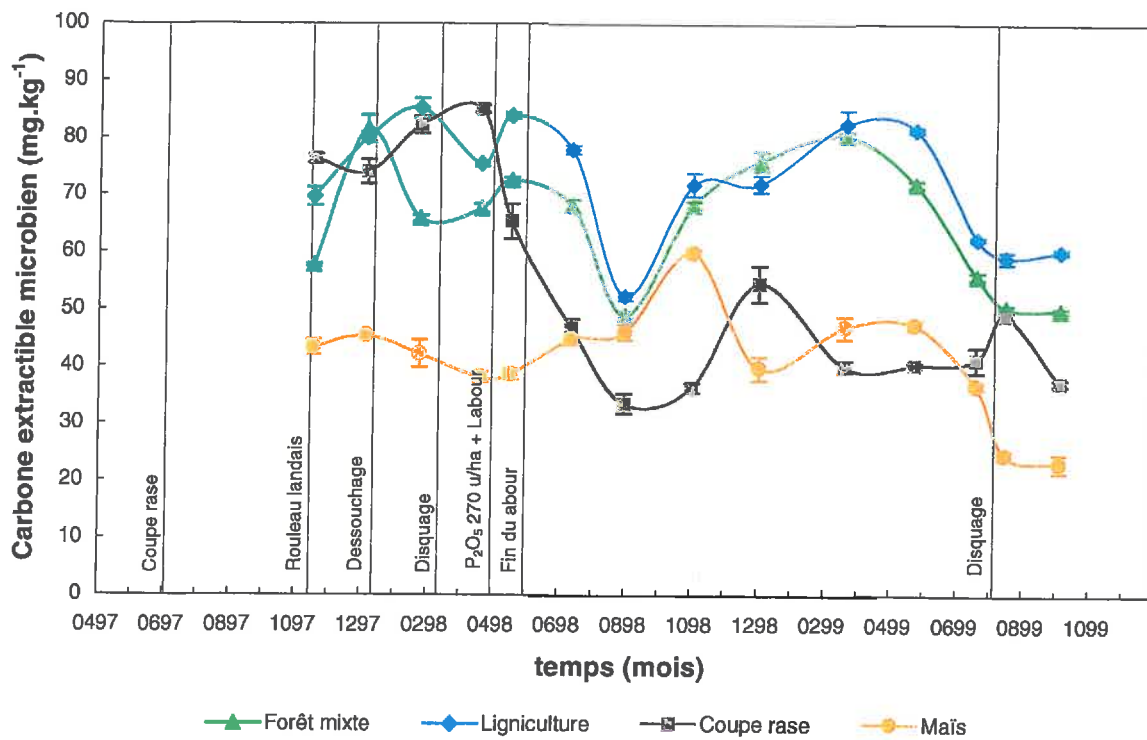
Une aliquote de chaque échantillon composite de sol a été séchée à l'air puis tamisée à 2 mm. Sur ces échantillons, les analyses suivantes ont été réalisées : carbone et azote organique total (combustion sèche), pH eau, CEC (méthode Metson), cations échangeables à l'acétate d'ammonium (Ca, Na, K, Mg), phosphore assimilable (méthode Dyer), fer total et libre (méthode Deb) et aluminium total et échangeable. La teneur en carbone organique soluble (COS) a été déterminée après extraction à l'eau. On utilise pour cela 10 g d'échantillon que l'on extrait avec 50 ml d'eau. Après filtration à 0,22 µm, on injecte 100 µl de solution dans un tube de combustion. La méthode est analogue à la méthode de Dumas mais adaptée aux liquides avec une détection du CO₂ en infrarouge. On mesure de cette façon le carbone soluble total. Sur un deuxième essai on injecte la même quantité mais dans une solution acide pour mesurer le CO₂ minéral, la différence donne le COS. L'ensemble de ces analyses a été effectué par le Laboratoire d'analyses de sol de l'INRA d'Arras, selon des procédures expérimentales standard ou normalisées (AFNOR, 1996).

d) Données météorologiques

Les données météorologiques journalières ont été fournies par la Station d'Agronomie de l'INRA de Bordeaux, qui collecte et gère les données de la station météorologique située sur le dispositif de Pierroton.

3.2 – Résultats*3.2.1 – Évolution saisonnière du carbone extractible microbien*

Le carbone extractible microbien présente d'importantes fluctuations saisonnières au sein des différentes parcelles du dispositif de Pierroton (Figure V.14). La dynamique saisonnière du carbone extractible microbien est similaire dans les parcelles Forêt mixte et Ligniculture. En sol forestier, le carbone microbien présente un maximum durant les mois d'automne et de printemps et décroît pendant l'été. L'impact des pratiques de gestion se traduit par des différences significatives entre les parcelles forestières, la parcelle Coupe rase et la parcelle cultivée. Dans la parcelle Coupe rase, le niveau atteint par le carbone extractible microbien est similaire à celui des autres parcelles forestières jusqu'au labour. Après cette opération, les valeurs de EC diminuent très rapidement puis atteignent le niveau de la parcelle cultivée et s'y maintiennent par la suite. Dans cette parcelle, le carbone microbien reste relativement stable au cours de l'année et toujours à un niveau inférieur à celui des sols forestiers.



Figures V.14 et V.15 - Evolution saisonnière du carbone extractible microbien (EC) et du carbone minéralisable (Cmin) dans la couche superficielle du sol (0-30 cm) des quatre parcelles du dispositif de Pierroton entre avril 1997 et octobre 1999. Les différentes opérations sylvicoles réalisées dans la parcelle Coupe rase sont indiquées par des lignes verticales. Les barres verticales représentent les écarts types associés à EC ou Cmin.

3.2.2 – Evolution saisonnière de l'activité microbienne

Le carbone minéralisable représente un indicateur de l'activité des micro-organismes du sol. Les fluctuations saisonnières du carbone minéralisable sont identiques dans chaque parcelle, à l'exception de la parcelle Coupe rase (Figure V.15). Les variations saisonnières montrent que le carbone minéralisable évolue de manière similaire au carbone extractible microbien, avec un maximum hivernal et un minimum estival. Sur la parcelle Coupe rase, les teneurs en carbone minéralisable augmentent de manière très importante après le dessouchage et l'incorporation des résidus de coupe par disquage, puis diminuent brusquement après le labour jusqu'à atteindre un minimum en août 1998. La dynamique du carbone minéralisable dans la Coupe rase reste ensuite à un niveau relativement faible et stable par rapport à celui des autres parcelles.

La mesure conjointe du carbone minéralisable et du carbone extractible microbien permet de calculer le quotient métabolique qui représente le rapport entre ces deux variables. La dynamique saisonnière du quotient métabolique est identique dans les parcelles Forêt mixte et Ligniculture (Figure V.16). En sol forestier, la valeur de ce rapport reste relativement stable au cours de la saison. Au contraire, dans la parcelle Coupe rase, la dynamique du quotient métabolique présente d'importantes fluctuations liées aux différentes opérations sylvicoles. Le dessouchage et le disquage provoquent en effet une forte augmentation de ce rapport qui chute ensuite de manière importante après le labour. Après cette opération, le quotient métabolique retrouve le niveau mesuré dans les autres parcelles forestières. Dans la parcelle cultivée, les fluctuations saisonnières sont particulièrement importantes. En hiver et au printemps, le quotient métabolique atteint son niveau maximal et présente des valeurs beaucoup plus élevées que dans les parcelles forestières. En été, le quotient métabolique diminue et se trouve à un niveau comparable à celui des autres parcelles.

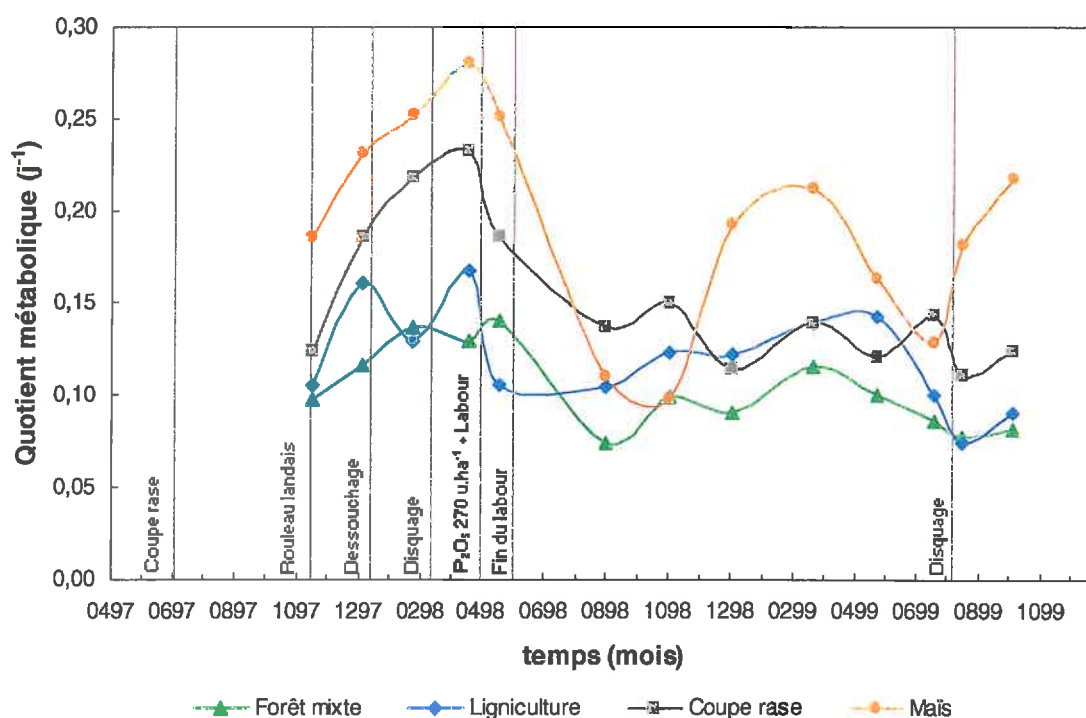


Figure V.16 - Evolution saisonnière du quotient métabolique (C_{min}/EC) de la couche superficielle (0-30 cm) du sol des quatre parcelles du dispositif de Pierroton entre avril 1997 et octobre 1999. Les différentes opérations sylvicoles réalisées dans la parcelle Coupe rase sont indiquées par des lignes verticales. Les barres verticales représentent les écarts types associés au quotient métabolique.

3.2.3 – Évolution saisonnière de l'humidité du sol

La dynamique saisonnière de la teneur en eau du sol est fortement corrélée avec l'intensité des précipitations. Les fluctuations de l'humidité du sol sont similaires à celles du carbone extractible microbien et du carbone minéralisable, quelle que soit la parcelle considérée (Figure V.17). Les teneurs maximales en eau correspondent aux mois d'automne et de printemps alors que les mois d'été correspondent à la période la plus sèche. Cependant, l'amplitude de ces variations saisonnières diffère en fonction de l'occupation du sol. La dynamique des teneurs en eau est identique dans les deux parcelles forestières, bien que l'humidité du sol soit relativement plus faible dans la Forêt mixte que dans la Ligniculture. Dans la parcelle Coupe rase, les teneurs en eau sont d'une manière générale, plus importantes que dans les deux autres parcelles forestières et atteignent une valeur particulièrement élevée après le dessouchage. Ce pic d'humidité correspond à de fortes valeurs de carbone extractible microbien, de carbone minéralisable et de quotient métabolique. En sol cultivé, la dynamique des teneurs en eau du sol suit à niveau plus élevé, celle des sols forestiers. Toutefois, la pratique de l'irrigation durant les mois d'été fait que l'amplitude des variations saisonnières est plus faible que dans les autres parcelles.

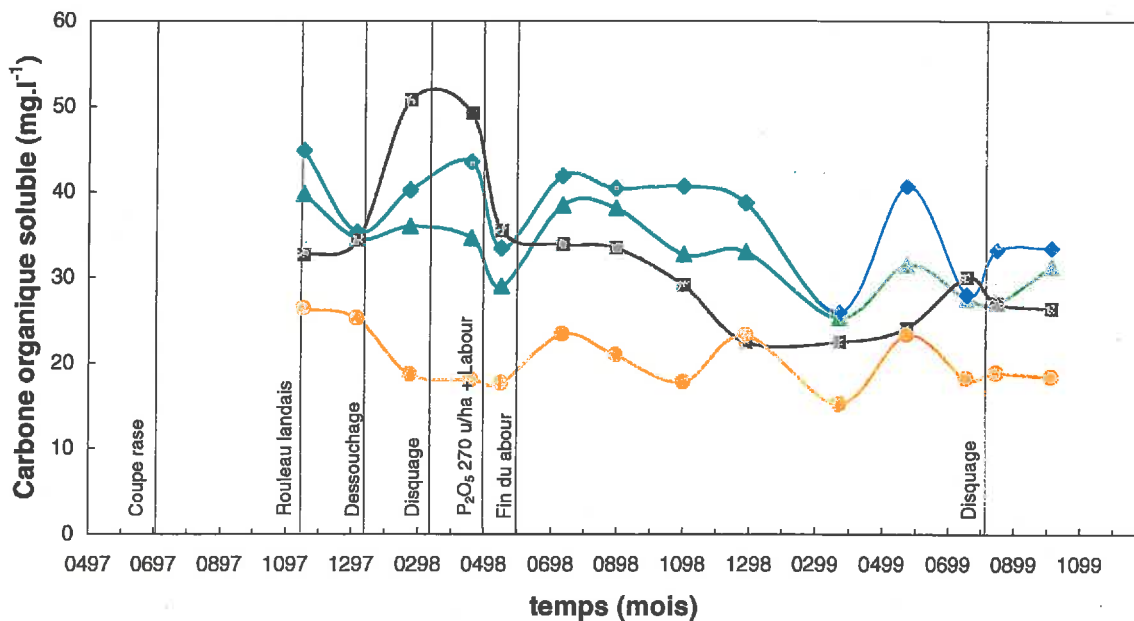
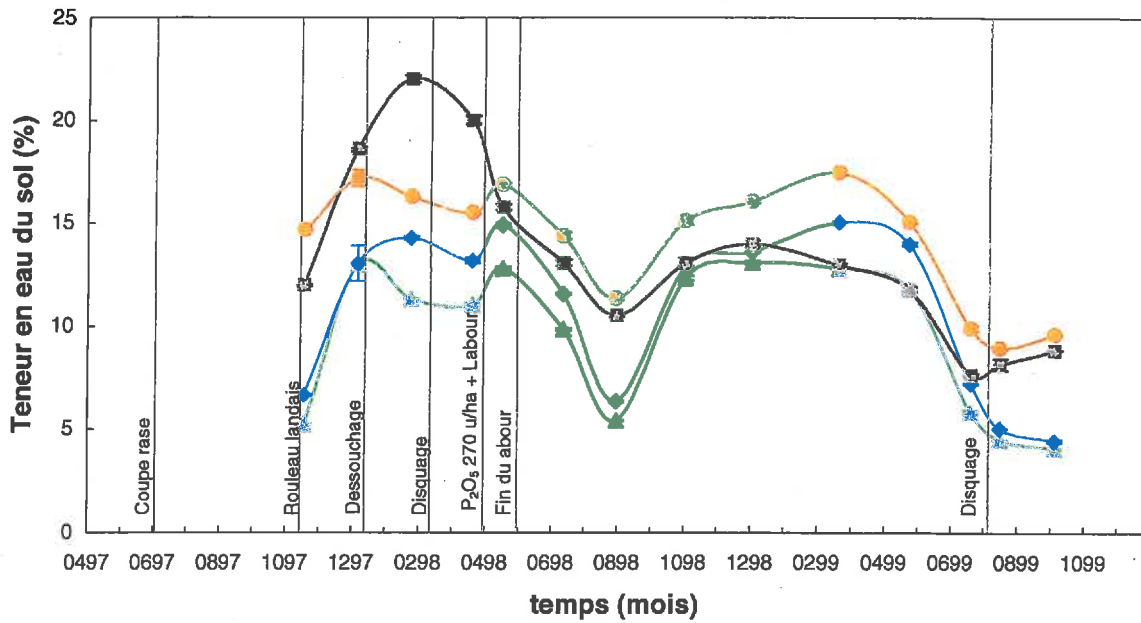
3.2.4 – Évolution saisonnière du carbone organique soluble

D'une manière générale, la dynamique saisonnière des teneurs en carbone organique soluble présente d'assez faibles variations au cours de l'année (Figure V.18). Dans les parcelles forestières (Forêt mixte et Ligniculture), les fluctuations suivent la même dynamique qui semble peu corrélée avec le rythme des saisons ou avec l'intensité des précipitations. Les teneurs en carbone organique soluble sont à un niveau très proche dans les deux parcelles forestières. Dans la parcelle cultivée, les teneurs en carbone organique soluble sont plus faibles qu'en sol forestier et présentent une dynamique saisonnière différente de celle des parcelles forestières. Au contraire, dans la parcelle Coupe rase, la dynamique du carbone organique soluble présente d'importantes fluctuations, en relation avec les différentes opérations sylvicoles associées à l'exploitation et avec la dynamique des teneurs en eau du sol. Après le dessouchage on observe une forte augmentation des teneurs en carbone organique soluble qui correspond à un pic de teneur en eau, puis une légère diminution après le disquage. Le labour provoque ensuite une forte diminution du carbone organique soluble. Par la suite, les teneurs en carbone organique soluble diminuent progressivement et rejoignent le niveau de la parcelle cultivée à partir de décembre 1998. Les teneurs se maintiennent à ce niveau durant l'hiver puis remontent au niveau des parcelles forestières à partir de juin 1999.

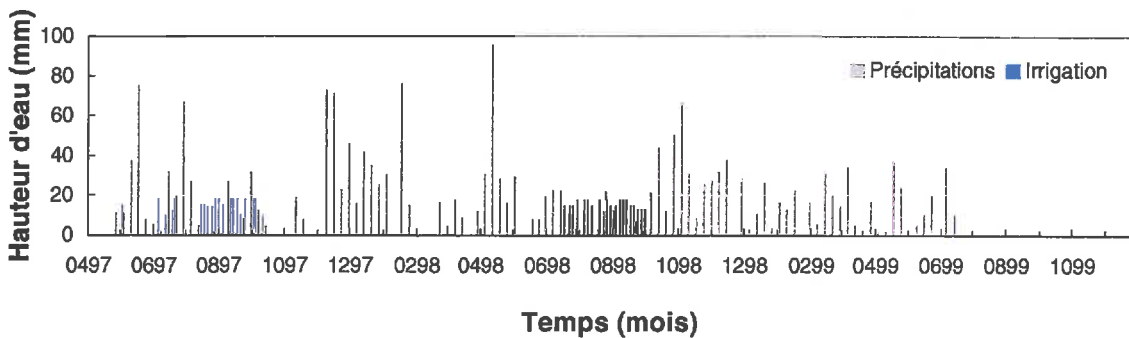
3.3 – Discussion

3.3.1 – Influence de l'humidité du sol sur la biomasse microbienne

Les principaux facteurs limitants de la biomasse microbienne du sol sont généralement la température, la teneur en eau du sol et la quantité de nutriments disponibles qui varie en fonction du niveau d'intrants organiques dans le sol (Follett, 1997). Dans les sols landais, l'humidité du sol apparaît comme le principal déterminant des variations saisonnières de la biomasse microbienne du sol et de son activité. Dans des sols cultivés soumis à des conditions de semi-aridité (sud de l'Alberta, Canada), Akinremi *et al.* (1999) ont récemment montré que l'humidité du sol est le principal déterminant de l'activité microbienne durant la saison culturale.



▲ Forêt mixte
 ◆ Ligniculture
 ■ Coupe rase
 ● Mais



Figures V.17 et V.18 - Evolution saisonnière de la teneur en eau du sol et des teneurs en carbone organique soluble de la couche superficielle du sol (0-30 cm) et volume des précipitations et de l'irrigation dans les quatre parcelles du dispositif de Pierroton entre avril 1997 et octobre 1999. Les différentes opérations sylvicoles réalisées dans la parcelle Coupe rase sont indiquées par des lignes verticales. Les barres verticales représentent les écarts types associés aux teneurs en eau. Les précipitations sont hebdomadaires et l'irrigation concerne uniquement la parcelle cultivée.

D'autres travaux ont également mis en évidence le rôle déterminant joué par la teneur en eau du sol dans le contrôle de l'abondance de la biomasse microbienne du sol et de son activité en sol forestier ou cultivé (Van Gestel *et al.*, 1992 ; Görres *et al.*, 1998), sur des coupes rases (Hughes et Reynolds, 1991 ; Startsev *et al.*, 1998) ou des sols de prairie (Ross, 1987). De nombreux travaux ont également étudié l'influence de la teneur en eau du sol sur la minéralisation du carbone organique (Bhaumik et Clark, 1947 ; Sommers *et al.*, 1981 ; Linn et Doran, 1984 ; Doran *et al.*, 1990 ; Skopp *et al.*, 1990 ; Scott *et al.*, 1996).

D'après la littérature, la teneur en eau optimale pour l'activité des micro-organismes du sol se situe entre 50 et 70 % de porosité occupée par l'eau. En sols sableux, Doran *et al.* (1990) observent un pic de respiration microbienne pour une porosité occupée par l'eau de 54 %. Dans les sols landais, la porosité du sol, estimée à partir des mesures de densité apparente, est proche de 50 %. Par conséquent, les teneurs en eau maximales mesurées dans la parcelle Coupe rase (20 et 22 % de sol sec) correspondent respectivement à une porosité occupée par l'eau de 53 et 58 %. La biomasse microbienne ne semble pas souffrir d'un excès d'eau à ce taux d'humidité du sol, à en juger par les mesures d'activité microbienne. Cependant, ces mesures étant réalisées en conditions contrôlées de laboratoire (28°C), les potentiels de minéralisation mesurés ne sont pas atteints en conditions naturelles. La figure V.19 suggère de plus que la relation entre EC et l'humidité du sol n'est pas linéaire. En effet, lorsque la teneur en eau du sol augmente, la population microbienne et son activité augmentent de manière exponentielle jusqu'à un optimum. Au delà de la capacité de rétention, l'humidité du sol n'est plus un facteur limitant dans notre jeu de données. Il est cependant probable qu'une anoxie plus poussée conduirait à une réduction de l'activité microbienne. En dessous du point de flétrissement permanent (pF 4,2), l'activité microbienne se manifeste encore. Ainsi, Luizao *et al.* (1992) ont montré que l'intensité de la nitrification diminue souvent quand la tension en eau du sol dépasse 1,5 MPa mais peut persister jusqu'à 5 MPa. L'ammonification persiste jusqu'à 30-40 MPa. Le seuil d'activité microbienne se situe à des tensions en eau du sol de l'ordre de 40 à 65 MPa. La décroissance du potentiel matriciel du sol induit généralement une diminution de l'activité des micro-organismes (Linn et Doran, 1984). En plus de l'influence directe de l'humidité, la diminution de l'activité des micro-organismes peut être attribuée à une réduction de la diffusion des substrats sous forme soluble, vers les populations microbiennes (Wilson et Griffin, 1975 cités par Skopp *et al.*, 1990). Par conséquent dans certaines situations, la relation liant l'humidité du sol et le carbone extractible microbien peut être indirecte, le véritable déterminant de la biomasse microbienne étant la source de nutriments représentée par le carbone organique soluble.

3.3.2 – Amplitude des variations saisonnières

La relation entre le carbone extractible microbien et la teneur en eau du sol varie d'une parcelle et d'une date à l'autre, en fonction des opérations sylvicoles (Figure V.19) ou de l'occupation du sol (Figure V.20). Pour une humidité du sol donnée, le carbone extractible microbien est plus élevé en sol forestier qu'en sol cultivé ou que dans le sol de la coupe rase. Cependant, à l'intérieur d'une parcelle, il existe une bonne corrélation entre la teneur en eau et la biomasse microbienne du sol. Le point échantillonné en avril 97 dans la parcelle Coupe rase, c'est-à-dire avant le début des opérations liées à l'exploitation se situe au niveau des valeurs mesurées dans les parcelles forestières. Comparativement à la variabilité spatiale observée pour une date donnée, l'amplitude des variations saisonnières des teneurs en eau des échantillons composites est relativement faible. Par conséquent, cela peut affecter l'interprétation des mesures d'activité microbienne. Si la relation entre la respiration et l'humidité du sol n'est pas linéaire sur la totalité de la gamme des teneurs en eau, en particulier si de fortes teneurs en eau réduisent l'activité des micro-organismes du fait de l'augmentation des sites anaérobies (Ross, 1987), alors il est possible que l'utilisation d'un échantillon composite ne permette pas d'estimer une activité représentative des conditions naturelles.

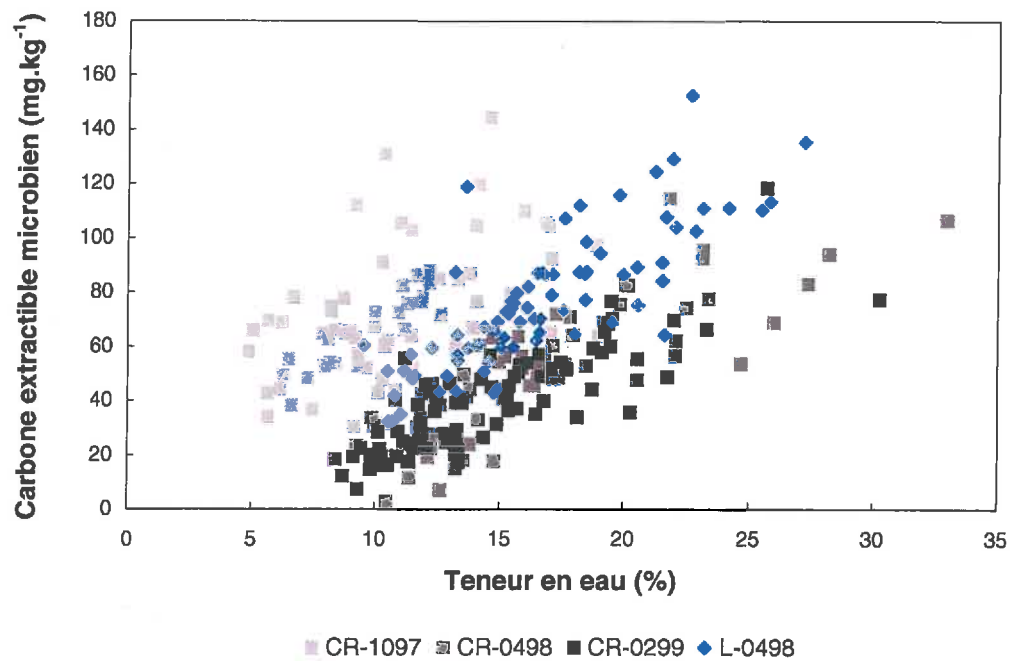


Figure V.19 - Relation entre le carbone extractible microbien et la teneur en eau du sol dans la couche superficielle du sol (0-30 cm) de la parcelle Coupe rase (CR) en octobre 1997, avril 1998 et février 1999 et de la parcelle Ligniculture (L) en avril 1998.

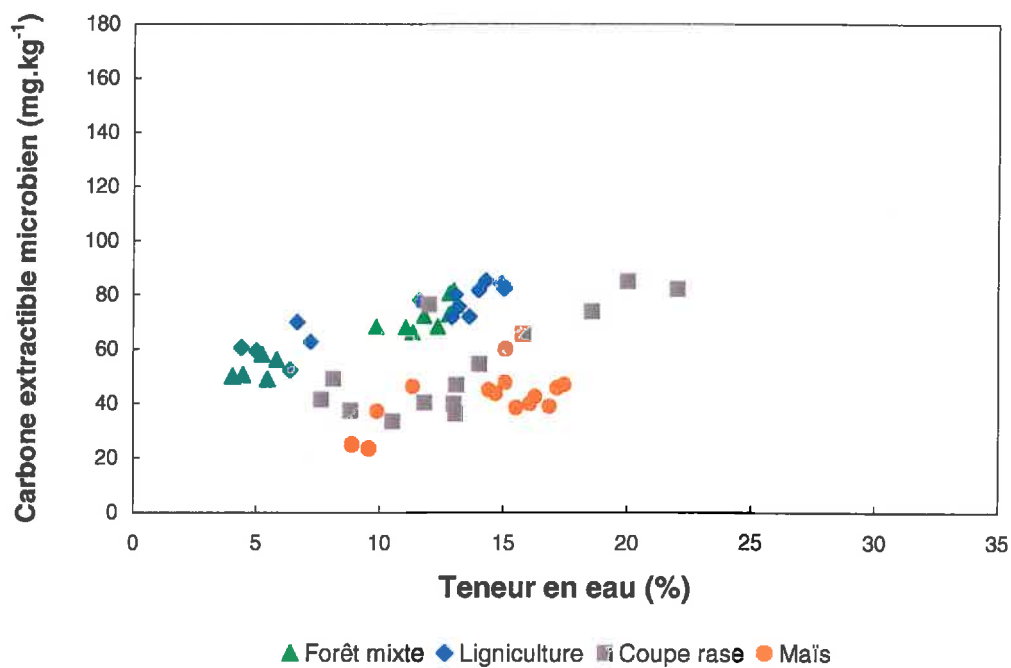


Figure V.20 - Relation entre le carbone extractible microbien et la teneur en eau du sol dans la couche superficielle du sol (0-30 cm) des quatre parcelles du dispositif de Pierroton entre avril 1997 et octobre 1999.

Les variations saisonnières de la biomasse microbienne sont essentiellement liées aux variations de teneurs en eau du sol. De même, le taux de carbone minéralisable qui est en relation directe avec la biomasse microbienne suit les variations saisonnières de l'humidité du sol. Les faibles corrélations mesurées entre le carbone extractible microbien et le carbone organique total alors que ces variables sont généralement corrélées dans les sols (Schnüner *et al.*, 1985 ; Anderson et Domsch, 1989) peut s'expliquer par les variations spatiales de distribution de la biomasse microbienne en fonction des conditions environnementales et en particulier du taux d'humidité du sol. L'analyse de la variabilité spatiale du carbone extractible microbien à différentes dates a en effet suggéré que le déterminant de la répartition biomasse microbienne était susceptible de changer en fonction des conditions d'humidité du sol. De plus, les relations entre EC et les teneurs en eau du sol, en carbone et en azote organique n'étant vraisemblablement pas linéaires, l'absence de corrélation entre EC et ces différentes variable ne semble pas étonnante. Dans les horizons A des sols landais, la proportion de carbone minéralisable varie entre 0,4 et 1,9 % du carbone organique total. Les taux de carbone minéralisable mesurés sont relativement faibles, comparés aux teneurs en carbone organique total. Dans la parcelle Coupe rase au cours de l'hiver et du printemps 1998, le rapport entre le carbone minéralisable et le carbone organique total est significativement plus élevé que dans les sols des parcelles forestière adjacentes, ce qui suggère un changement qualitatif des matières organiques dans cette parcelle.

3.3.3 – Impact de la coupe rase

De nombreux travaux ont montré que la coupe rase représente une opération majeure dans la vie d'un peuplement forestier, dont les conséquences peuvent être préjudiciables au maintien de l'équilibre biologique des micro-organismes du sol (Hughes et Reynolds, 1991 ; Startsev *et al.*, 1998). Dans la parcelle Coupe rase, les différentes opérations sylvicoles ont un impact sur la biomasse microbienne du sol. La coupe des arbres et l'élimination de la végétation du sous-bois par le rouleau landais, provoquent très rapidement une augmentation des teneurs en eau du sol, du fait d'une réduction de l'évapotranspiration. La destruction de la végétation basse et son incorporation au sol par disquage provoquent également un apport important en substrats organiques qui se traduit par une forte augmentation des teneurs en carbone organique soluble. Ces deux phénomènes fournissent à la biomasse microbienne des conditions favorables à son développement et à son activité. L'augmentation importante du carbone extractible microbien, du carbone minéralisable et du quotient métabolique témoignent de cette activation des micro-organismes du sol. Dans une situation comparable aux Landes de Gascogne mais sous climat méditerranéen (plantation de *Pinus radiata* de 37 ans sur podzol sableux dans le sud de l'Australie), Smethurst et Nambiar (1990a) ont étudié l'impact d'une coupe rase sur les propriétés organiques du sol. Sur ce dispositif, ces auteurs ont montré que l'incorporation de la litière par disquage provoquait une importante augmentation de la minéralisation de l'azote qu'ils attribuent à une activation de la décomposition et de la minéralisation des matières organiques, en raison d'une modification du microclimat du sol correspondant à un accroissement des teneurs en eau et des températures.

L'augmentation de la respiration du sol peut également conduire à une perte en certains éléments minéraux et à une stimulation de la minéralisation des stocks de carbone organique accumulés dans le sol au cours de la rotation (Parnas, 1976 ; Scott *et al.*, 1996). De plus, l'augmentation de l'humidité du sol peut accroître les pertes d'éléments minéraux sous forme soluble par lessivage (Bormann et Likens, 1979 ; Smethurst et Nambiar, 1990b ; Johnson, 1994). Mroz *et al.* (1985), Johnson *et al.* (1991b) et Schmidt *et al.* (1996) constatent ainsi une diminution des stocks d'azote, de phosphore, de potassium et de magnésium échangeables dans les horizons superficiels de sols forestiers ayant subi une coupe rase. Dans le cas de la parcelle Coupe rase, les deux processus - stimulation de la minéralisation et solubilisation - expliquent probablement la chute initiale des stocks de carbone organique total dès la coupe des arbres.

Contrairement aux opérations précédentes, le labour s'accompagne d'une importante diminution de la biomasse microbienne et la respiration du sol. De nombreux travaux ont mis en évidence l'effet dépressif du labour sur la biomasse microbienne du sol et son activité en sol cultivé (Doran, 1980 ; Holland et Coleman, 1987 ; Rosek *et al.*, 1995), mais très peu ont étudié l'impact d'un labour forestier sur les micro-organismes du sol. Dans la parcelle Coupe rase, la forte diminution du carbone extractible microbien et du carbone minéralisable après le labour est probablement provoquée par la perturbation du sol liée à cette opération. Le mélange des horizons superficiels induit par le retournement du sol est susceptible de provoquer une forte mortalité des micro-organismes ou une redistribution de la biomasse microbienne qui va se retrouver dans des conditions défavorables à son développement. Le labour peut également provoquer une redistribution des substrats assimilables par les micro-organismes.

3.3.4 – Impact de la mise en culture

La mise en culture des sols landais a des conséquences majeures sur la biomasse microbienne du sol et sur son activité. D'une manière générale, le carbone extractible microbien diminue dans le sol cultivé, comparativement aux sols forestiers. Cette diminution peut être mise en relation avec la modification des conditions physico-chimiques du sol du fait des pratiques culturales (labour, chaulage, fertilisation, irrigation). De nombreux travaux ont mis en évidence une évolution similaire après la mise en culture de sol forestier (Görres *et al.*, 1998) ou sous l'influence d'une intensification des pratiques agricoles (Follett et Schimel, 1989 ; Collins *et al.*, 1992 ; Salinas-Garcia *et al.*, 1997).

Les fluctuations saisonnières de la biomasse microbienne et du quotient métabolique peuvent être mise en relation avec les apports de substrats organiques qui dépendent essentiellement de l'évolution des résidus de culture au cours de l'année (Franzluebbbers *et al.*, 1995). L'apport de matières organiques facilement assimilables sous forme de résidus de culture et leur incorporation par le labour provoquent une augmentation de l'activité respiratoire. Durant l'hiver, en période de forte humidité du sol, la biomasse microbienne présente une activité ralentie. Cependant, la décomposition des résidus de maïs provoque une importante production de carbone organique soluble qui constitue un substrat utilisable par les micro-organismes du sol (Mignot-Delprat, 1997). Au cours des mois d'hiver, Mignot-Delprat a ainsi observé des teneurs en carbone organique soluble pouvant être jusqu'à 6 à 7 fois plus importantes qu'en période estivale, à partir de mesures réalisées à l'aide de cases lysimétriques ou de bougies poreuses. En période estivale, la biomasse microbienne atteint son maximum d'activité et consomme alors du carbone soluble d'origine forestière et maïsicole. Cette consommation est favorisée par le maintien d'une humidité favorable grâce à l'irrigation.

3.4 – Conclusion partielle

Dans les sols forestiers landais, l'humidité du sol est le principal déterminant des variations saisonnières de la biomasse microbienne du sol et de son activité. Les fluctuations de la teneur en eau du sol expliquent en effet l'essentiel des variations saisonnières du carbone extractible microbien et du carbone minéralisable. Pour une humidité du sol donnée, l'occupation du sol et les pratiques de gestion induisent cependant des dynamiques différentes. Ainsi, le carbone extractible microbien est plus élevé en sol forestier qu'en sol cultivé ou que dans le sol de la coupe rase. Les différentes opérations sylvicoles liées à la coupe rase ont des répercussions différentes sur la micro-organismes du sol. La coupe des arbres et l'incorporation des rémanents se traduisent par une forte augmentation de la biomasse microbienne et provoquent un flush respiratoire, stimulé par une augmentation des teneurs en eau et par un apport de substrat facilement assimilable, notamment sous forme de carbone organique soluble. Au contraire, le labour s'accompagne d'une importante diminution de la biomasse microbienne et la

respiration du sol, liée à la perturbation mécanique du sol qui entraîne une redistribution des populations microbienne et des substrats assimilables. La mise en culture des sols forestiers conduit à une réduction importante de la biomasse microbienne, mais son activité est régulée par les variations saisonnières de l'humidité du sol et des apports en carbone organique soluble, produit par la décomposition des résidus de culture du maïs.

4 – Conclusion

La répartition du carbone organique est étroitement liée à l'organisation du micro-relief – en interaction avec le régime hydrique du sol – qui est le principal déterminant de la variabilité spatiale des teneurs en carbone à l'échelle parcellaire. De même, l'abondance et la répartition des micro-organismes du sol sont régies par l'interaction de plusieurs déterminants dont l'influence varie avec les conditions environnementales. Parmi ces facteurs, la teneur en eau semble être le principal déterminant de la distribution spatiale et de la dynamique saisonnière de la biomasse microbienne du sol. En sol forestier, les variations saisonnières de la biomasse microbienne et de son activité sont essentiellement liées aux fluctuations des teneurs en eau du sol. Toutefois, lorsque les conditions d'humidité du sol sont optimales, d'autres facteurs tels que le carbone ou l'azote organique total peuvent devenir prépondérants. Lorsque les conditions hydriques sont limitantes, les micro-organismes se développent préférentiellement dans les zones qui possèdent les plus fortes capacités de rétention en eau. Au contraire, lorsque les conditions d'humidité sont optimales, la qualité des matières organiques représente un critère déterminant de l'abondance et de la répartition des micro-organismes. Le carbone organique dissous constitue probablement l'un des principaux facteurs contrôlant l'activité de la biomasse microbienne du sol. La mise en solution de carbone organique et la diffusion de ce substrat vers les populations microbiennes sont déterminées par les conditions d'humidité du sol. Lorsque les conditions sont favorables, la production de carbone organique soluble d'origine forestière ou maïsicole provoque une stimulation de l'activité des micro-organismes et de son taux de renouvellement.

En l'absence d'interventions sylvicoles, la distribution spatiale et les teneurs moyennes en carbone organique total des sols forestiers restent stables sur un pas de temps saisonnier. Au contraire, la coupe rase et les différentes opérations sylvicoles qui lui sont associées (débardage, rouleau landais, dessouchage, disquage, labour) provoquent une forte perturbation des horizons superficiels qui se répercute dans la distribution spatiale des teneurs en carbone. Cela se traduit par une réduction de la variabilité systématique, liée à l'organisation des sols, au micro-relief et à la répartition de la végétation, au profit d'une augmentation de la variabilité aléatoire, qui correspond à un accroissement de l'effet de pépite. Le dessouchage et le labour ont un impact majeur. Après ces travaux, seules les zones contrastées en terme d'amplitude des teneurs en carbone se maintiennent dans la parcelle. La coupe rase affecte également les stocks de carbone dont le niveau diminue significativement après les différentes opérations. Près de la moitié des pertes totale en carbone provoquées par la coupe rase se produit immédiatement après la coupe des arbres et l'incorporation au sol des résidus de coupe. Le labour provoque une dilution des matières organiques et une réduction supplémentaire des stocks de carbone. L'ensemble des opérations réalisées conduit à une perte nette en carbone, de près de 2 kg.m⁻², à l'échelle de la parcelle. Au cours de ces travaux, près de 2 kg.m⁻² de carbone sont également incorporés sous forme de débris grossiers.

La biomasse microbienne du sol s'avère être un indicateur particulièrement sensible aux modifications des systèmes de gestion sylvicole ou de l'occupation du sol. A court terme, la coupe rase provoque une forte diminution de la biomasse microbienne du sol, mais en réalité les différentes opérations sylvicoles ont un impact

très différent sur les micro-organismes du sol. L'exploitation, le débardage, le broyage des résidus de coupe et leur incorporation par disquage provoquent une forte augmentation de la biomasse microbienne du sol et de son activité, en raison d'une modification du microclimat du sol, d'un apport massif de matières organiques fraîches et de l'augmentation des teneurs en eau du sol favorisant la production et la diffusion de carbone organique soluble. Au contraire, le labour provoque une importante perturbation des horizons superficiels et une dilution des matières organiques du sol qui entraînent une diminution significative de la biomasse microbienne du sol et de son activité. La distribution spatiale des micro-organismes est également modifiée par la coupe rase et plus particulièrement par le labour. La coupe rase constitue par conséquent une intervention majeure qui modifie profondément l'organisation du sol d'un point de vue physique, chimique et biologique. La dynamique de la biomasse microbienne du sol et son activité varient également en fonction de l'occupation du sol. L'homogénéisation du sol liée à la mise en culture se traduit par une importante réduction de l'abondance et de la variabilité spatiale de la biomasse microbienne. En sol cultivé, la présence et l'évolution des résidus de culture influence notablement l'activité des micro-organismes par le biais du carbone organique soluble qui constitue un substrat assimilable par les micro-organismes. En période de forte humidité du sol, la mise en solution de carbone organique soluble et sa diffusion vers les populations microbiennes provoquent une forte augmentation du taux de renouvellement des micro-organismes.

L'évaluation de la variabilité spatio-temporelle du carbone organique total et de la biomasse microbienne du sol a montré que le régime hydrique du sol représente un facteur essentiel contrôlant l'évolution et la minéralisation des matières organiques des sols landais. Dans la parcelle Coupe rase, le bilan organique indique une perte nette de carbone dans la couche superficielle du sol, mais également une incorporation d'une quantité équivalente de carbone sous forme de résidus grossiers. Dans les conditions de minéralisation qui règnent dans cette parcelle, comment vont évoluer ces matières organiques ? Leur décomposition suffira-t-elle à compenser les pertes en carbone organique de la fraction organo-minérale ? Dans l'état actuel des connaissances, il n'est pas possible de répondre à ces questions. Seul un suivi à plus long terme des compartiments organiques apporterait des éléments de réponse. Dans le cas de la mise en culture, les pratiques sont encore plus drastiques puisque la quasi-totalité de la biomasse végétale de la parcelle est exportée avant l'installation du maïs. Par conséquent, les pertes en carbone enregistrées après la coupe rase se produisent, mais il y a très peu de retour de matières organiques au sol. L'effet de l'humidité du sol sur le taux de minéralisation suggère également que la pratique de l'irrigation dans le cadre de la monoculture de maïs présente un impact majeur vis à vis de l'évolution des matières organiques du sol. Les conditions de minéralisation des matières organiques ayant changé avec la mise en culture, quel est l'impact de cette évolution à moyen ou long terme ? Les travaux réalisés aux chapitres précédents ont apporté quelques éléments de réponse en montrant que la mise en culture provoquait une réduction significative des stocks et de la variabilité du carbone organique du sol sur des parcelles mises en culture depuis 6 et 12 ans. A plus long terme, la mise en culture des sols forestiers est susceptible d'avoir des conséquences majeures sur la qualité et les stocks de matières organiques.

A partir de la stratégie d'échantillonnage élaborée au chapitre IV, fondée sur une approche chronoséquentielle stratifiée en fonction des pédopaysages landais, nous allons nous intéresser dans le chapitre suivant à l'influence à long terme de la monoculture de maïs sur les propriétés organiques des sols landais. Nous étudierons dans un premier temps l'aspect quantitatif de ce changement d'occupation du sol, en considérant l'évolution des stocks de carbone organique. Puis nous étudierons l'évolution de certains indicateurs correspondant à des fractions particulières du carbone organique, afin de voir dans quelle mesure la mise en culture modifie la qualité des matières organiques du sol.

Évolution des matières organiques du sol à moyen et long termes

Depuis les années cinquante, la déforestation et le développement de la monoculture intensive de maïs dans les Landes de Gascogne sont à l'origine d'un important changement d'occupation du sol. A l'heure actuelle, la superficie cultivée représente près de 100 000 ha, soit environ 10 % de la superficie du massif landais. Les travaux de Juste et Wilbert (1987) et de Juste (1989) ont montré que la mise en culture des sols forestiers provoquait une diminution des stocks de carbone organique des horizons superficiels de l'ordre de 2 % par an. Plus récemment, nous avons confirmé cette évolution et caractérisé la dynamique du carbone organique par une approche chronoséquentielle s'appuyant sur un ensemble de sols forestiers ou cultivés (Jolivet *et al.*, 1997). Grâce à l'utilisation d'une technique de traçage de l'origine des matières organiques des sols, fondée sur l'abondance naturelle de l'isotope ^{13}C du carbone, ce travail a permis de montrer que les stocks de matières organiques forestières diminuaient de près de 50 % après 30 ans de monoculture intensive, alors que les matières organiques d'origine maïsicole ne s'accumulaient que très faiblement dans les sols pendant le même temps. Les résultats obtenus par Mignot-Delprat (1997) ont confirmé nos observations, quant au niveau de réduction des stocks de carbone après plusieurs décennies de monoculture de maïs en sol sableux landais.

Cette approche a permis de quantifier l'influence de la mise en culture sur les stocks de carbone organique total des sols landais. De nombreux travaux ont montré que l'effet des pratiques sylvicoles ou agricoles se traduisait non seulement par des changements quantitatifs mais également par une évolution qualitative des matières organiques des sols (Gregorich *et al.*, 1994 ; Balesdent, 1996b ; Chaussod, 1996 ; Koutika *et al.*, 1997 ; Reeves, 1997). Les suivis quantitatifs et prédictifs de l'évolution des matières organiques des sols peuvent être réalisés par l'étude et la modélisation de l'évolution temporelle des stocks de carbone organique total. L'utilisation des techniques isotopiques ($\delta^{13}\text{C}$) permet également d'étudier le renouvellement du carbone organique *in situ*, grâce au traçage naturel de l'origine des matières organiques. Bien que très performantes, ces approches seules ne permettent généralement pas de déceler des changements intervenant dans la composition des matières organiques. La matière organique du sol est constituée de plusieurs fractions plus ou moins décomposables. Les techniques actuelles d'analyse employées pour l'évaluation de la qualité des matières organiques conduisent généralement à isoler les compartiments présentant des taux de décomposition différents. Ainsi, dans le cas le plus simple, on en distingue deux : une fraction « active » facilement décomposable et une fraction « stable » plus résistante à la décomposition (Ellert et Gregorich, 1995 ; Feller, 1997).

L'interprétation de la dynamique du carbone forestier des sols landais a ainsi suggéré que le pool de matières organiques des sols landais pouvait être séparé en deux compartiments, labile et stable, possédant des caractéristiques différentes en terme de stock initial et de coefficient de décroissance annuel (Jolivet *et al.*, 1997).

Les fractions organiques actives constituent des compartiments sensibles aux changements précoces liés aux pratiques de gestion des sols, dont le suivi peut être réalisé au travers d'indicateurs fondés sur certaines propriétés de ce compartiment organique : propriétés physiques (fractions légères ou grossières), propriétés chimiques (hydrates de carbone, carbone soluble) et propriétés biologiques (biomasse microbienne, carbone et azote minéralisables, activité enzymatiques) (Gregorich *et al.*, 1994 ; Ellert et Gregorich, 1995). Les fractions organiques stables constituent au contraire des compartiments réagissant beaucoup plus lentement aux changements d'occupation du sol ou de pratiques de gestion. Cette fraction constituée de matières organiques souvent millénaires représente un « patrimoine » organique dont le suivi et la préservation semblent indispensables au maintien à long terme de la qualité des sols dans les systèmes de gestion intensive (Reeves, 1997 ; Batjes, 1999). Tout comme la fraction active, le suivi de l'évolution de la fraction stable fait appel à différentes propriétés des matières organiques : propriétés physiques (fractions denses ou fines), propriétés chimiques et biochimiques (composés humifiés, lignines) et propriétés isotopiques (^{13}C , ^{14}C , ^{15}N ...).

Dans ce chapitre, nous utiliserons plusieurs techniques analytiques afin d'évaluer, aux points de vue quantitatif et qualitatif, l'impact de la coupe rase et de la mise en culture sur les matières organiques des sols landais. Pour réaliser cette évaluation, nous étudierons l'évolution de plusieurs compartiments des matières organiques du sol (carbone organique total, fractions granulométriques et isotopiques, matières organiques particulières) et de certains indicateurs chimiques et biochimiques de qualité des matières organiques (carbone glucidique, phénolique et microbien). Nous avons choisi de travailler sur un ensemble de parcelles forestières et maïsicoles regroupées en trois chronoséquences, situées dans des zones caractéristiques des principaux pédopaysages des Landes de Gascogne. Cette approche est justifiée par les travaux présentés dans les chapitres précédents (III et IV) qui ont montré d'importantes différences dans les niveaux et l'organisation spatiale des stocks de carbone selon les paysages. De plus, elle devrait permettre de déterminer si l'organisation du sol possède une influence dans l'évolution des matières organiques.

1 – Évolution des stocks de carbone organique du sol

1.1 – Matériels et méthodes

1.1.1 – Dispositif et échantillonnage

Compte tenu des connaissances apportées par l'analyse spatiale des teneurs en carbone des parcelles forestières et cultivées des dispositifs de Pierroton et de St-Symphorien, la stratégie d'échantillonnage adoptée consiste à établir un dispositif de type systématique, de maille supérieure à la distance d'autocorrélation du paramètre étudié et de ses déterminants, afin de limiter le nombre de prélèvements, tout en se plaçant dans des conditions d'indépendance statistique. Afin de tenir compte de l'organisation des différents pédopaysages, on raisonnera en étudiant plusieurs chronoséquences établies au sein des unités pédopaysagiques de lande humide et de lande mésophile à lagunes. En conjuguant la distance d'autocorrélation et le nombre de prélèvements, il est possible de construire un plan d'échantillonnage qui permette d'analyser les données en se plaçant dans les conditions d'application des techniques statistiques classiques. Si les points échantillonnés sont statistiquement indépendants et distribués suivant une loi

normale, le nombre n de prélèvements nécessaires pour obtenir une valeur moyenne de la propriété étudiée, peut être calculé à partir du coefficient de variation (CV), avec une erreur d'estimation tolérée (e), à un niveau de probabilité α avec $(n-1)$ degrés de liberté, donné par la variable t de Student (Snedecor et Cochran, 1967 ; Barralis *et al.*, 1986) :

$$n = (t_{\alpha}^2 \times CV^2) / e^2$$

L'utilisation de cette formule suppose que l'on connaisse *a priori* le coefficient de variation de la variable teneur en carbone dans l'ensemble des parcelles sélectionnées. Nous avons donc comparé la valeur du CV des teneurs en carbone des parcelles forestières et cultivées des dispositifs de Pierroton et de St-Symphorien et de parcelles provenant de travaux antérieurs (Crétois, 1982 ; Arrouays *et al.*, 1997) (Menet, non publié). Sur un total de 5 parcelles forestières et 7 parcelles maïsicoles, le CV des teneurs en carbone organique total varie entre 27 et 53 pour les sols forestiers et entre 12 et 30 pour les sols cultivés. Si l'on considère, en première approximation, que le coefficient de variation des teneurs en carbone d'une parcelle forestière ou d'une parcelle régulièrement cultivée appartient respectivement à cet intervalle, le nombre de prélèvements nécessaire pour obtenir une valeur moyenne avec une précision de 10 % (au risque d'erreur de 5 %) est compris entre 28 et 107 en sol forestier et entre 6 et 35 en sol cultivé.

En se plaçant dans les conditions les plus défavorables en terme de variabilité des teneurs en carbone et compte tenu de la taille des parcelles, le nombre de prélèvements collectés varie de 100 à 120 individus pour les sites forestiers et comprend 40 individus pour les parcelles agricoles. Ces échantillons ont été prélevés selon une grille systématique, avec un espacement de 30 m entre les points de prélèvement. Cette stratégie repose en partie sur le choix de parcelles de dimension suffisamment grande pour établir une grille constituée d'un nombre déterminé d'individus. Les quatre parcelles du dispositif de Pierroton et les deux parcelles du dispositif de St-Symphorien (*cf.* chapitre IV) ont été intégrées aux différentes chronoséquences. Compte tenu de la dimension réduite de ces parcelles, il n'a pas été possible d'appliquer le plan d'échantillonnage tel que nous l'avons défini dans cette approche. Nous avons donc utilisé un échantillon composite fabriqué à partir de l'ensemble des prélèvements issus de la grille systématique, en s'assurant au préalable que la valeur moyenne des teneurs en carbone ainsi obtenue n'est pas significativement différente de la moyenne arithmétique ou du krigeage de la moyenne calculés sur l'ensemble des individus.

Au total, cinq parcelles forestières, une coupe rase et 16 parcelles de maïs cultivées depuis 4 à 32 ans ont été sélectionnées. Ces parcelles sont regroupées dans trois zones distinctes correspondant à des unités pédopaysagiques différentes : Cestas (lande humide), Bourideys (lande humide à mésophile) et St-Symphorien (lande mésophile à lagunes). Compte tenu de l'importance des lagunes dans la répartition des stocks de carbone (*cf.* chapitre IV), nous avons réalisé une cartographie préalable des parcelles du secteur de St-Symphorien afin de disposer la grille d'échantillonnage de façon à ce que le pourcentage de sols de lagunes soit aussi constant que possible au sein des parcelles de la chronoséquence (de 25 à 30 %). Dans la parcelle forestière de St-Symphorien (Tanon), l'absence de lagune a été compensée par un échantillonnage de trois zones lagunaires forestières (10 prélèvements par lagune) situées dans le secteur. Un échantillon composite issu de ces trois zones a ensuite été mélangé à hauteur de 30 % avec l'échantillon composite de la parcelle Tanon.

Les sites forestiers sont constitués de peuplements de Pin maritime adultes. La végétation du sous-bois est principalement composée de Molinie dans les zones humides et de Fougère aigle sur les buttes mésophiles. La parcelle Coupe rase correspond à une parcelle forestière identique, passée en coupe rase et échantillonnée 10 mois et 16 mois après la coupe (*cf.* chapitre III). Toutes les parcelles agricoles proviennent de sites forestiers défrichés puis convertis en

monoculture intensive de maïs-grain irrigué, sans autre restitution organique que les résidus de culture. L'irrigation se fait par rampe pivotante apportant environ 320 mm d'eau pendant la saison culturale. Le pH du sol est remonté par un chaulage massif après la déforestation puis maintenu à 5,5 - 6 par des apports annuels de 400 kg.ha⁻¹ de dolomie. La faible réserve minérale du sol est compensée par des apports annuels de l'ordre de 250 kg.ha⁻¹ d'azote, 160 kg.ha⁻¹ de phosphore, 110 kg.ha⁻¹ de potassium et 200 kg.ha⁻¹ de magnésium.

Les prélèvements ont été réalisés à la tarière dans la couche superficielle (0-30 cm) du sol, qui est concernée par la mise en culture. Les échantillons ont été prélevés dans l'horizon organo-minéral (A), après avoir retiré la couche organique d'humus (O) dans le cas des sols forestiers. Pour les différentes parcelles, une aliquote de chaque prélèvement individuel a été mélangée à part égale, afin d'obtenir un échantillon composite. Plusieurs échantillons composites supplémentaires ont également été réalisés selon la même procédure, mais en sélectionnant les prélèvements selon leur situation topographique. De 10 à 52 échantillons supplémentaires ont été prélevés sur chaque parcelle selon un plan aléatoire stratifié (cf. chapitre V) ou de manière systématique, à l'aide de cylindres de volume connu afin de mesurer la densité apparente des horizons prélevés.

1.1.2 – Analyses chimiques et isotopiques

Les échantillons ont été séchés à l'air puis tamisés manuellement à 2 mm et homogénéisés. Une aliquote de chaque échantillon a été envoyée au Laboratoire d'analyse de sols de l'INRA d'Arras. Les analyses suivantes y ont été réalisées : granulométrie par sédimentation 8 fractions, pH eau, carbone et azote organiques total par analyse élémentaire (combustion sèche), selon des procédures expérimentales normalisées (AFNOR, 1996). Dans le même temps, une aliquote de chaque échantillon composite a été analysée au Laboratoire GéoSol de l'Université de Bourgogne (Dijon). Le carbone et l'azote organique total ont été dosés par analyse élémentaire (combustion sèche). L'abondance naturelle en ¹³C a été mesurée par spectrométrie de masse.

a) Carbone organique et abondance naturelle en isotope ¹³C

Pour chaque échantillon, une aliquote de 30 g de sol sec a été broyée très finement (< 50 µm) puis séchée à 105°C. La prise d'essai pour l'analyse élémentaire varie entre 20 mg et 1 g, en fonction de la teneur en C de l'échantillon. Les teneurs en C et N organiques ont ensuite été déterminées dans un analyseur élémentaire de type CNS (NA 1500, Fisons). Les échantillons sont introduits dans un four à 1020°C, dans lequel ils subissent une combustion instantanée en présence d'oxygène. Les gaz dégagés par la combustion de l'échantillon (CO₂, N₂, H₂O et SO₂) sont purifiés puis séparés sur une colonne chromatographique et quantifiés par un détecteur à conductibilité thermique.

La détermination de l'abondance naturelle en ¹³C est réalisée simultanément au dosage du C. Après la combustion dans le four de l'analyseur élémentaire, le CO₂ produit est introduit, après purification et séparation sur une colonne chromatographique, dans un spectromètre de masse isotopique (VG Isochrom-EA, Fisons), permettant une mesure relative du rapport isotopique (¹³C/¹²C) de l'échantillon par comparaison avec le standard PDB. Les résultats sont exprimés en valeur de δ¹³C par rapport à la référence internationale PDB selon la relation :

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

La détermination des teneurs en carbone et du δ¹³C a été réalisée avec trois répétitions analytiques.

b) Densité apparente

Des échantillons de volume connu ont été séchés à 105°C jusqu'à poids constant puis pesés. La densité apparente, exprimée en g.cm⁻³, est calculée en divisant le poids sec à 105°C de l'échantillon par son volume.

1.1.3 – Traitements et expression des résultats

Une densité apparente moyenne a été calculée pour chaque parcelle. Les teneurs pondérales en carbone organique (g.kg⁻¹) obtenues par l'analyse élémentaire ont été transformées en stocks et exprimés en kg.m⁻². Les stocks sont calculés en faisant le produit des teneurs, de la densité apparente et de l'épaisseur de la couche de sol considérée. Le calcul des stocks a été réalisé en raisonnant sur une masse de sol constante plutôt que sur une profondeur constante, afin d'éviter d'introduire un biais dans le calcul, du fait des variations de la densité apparente (Ellert et Bettany, 1995). Par conséquent, en choisissant une masse moyenne de sol de 350 kg.m⁻², l'épaisseur de la couche de sol considérée dans le calcul des stocks varie selon les parcelles de 0,25 à 0,33 m, en fonction de leur densité apparente.

Après une durée donnée de culture (t), la fraction de carbone apportée par le maïs (f) peut être calculée à partir de la relation suivante :

$$f = (\delta - \delta_{forêt}) / (\delta_{maïs} - \delta_{forêt}) \quad [2]$$

dans laquelle δ et $\delta_{forêt}$ représentent respectivement la valeur du rapport isotopique mesurée dans le sol au temps t et dans le sol forestier originel servant de référence. En théorie, $\delta_{maïs}$ devrait être égal à la valeur du rapport isotopique mesurée dans un sol cultivé en maïs depuis suffisamment longtemps pour être à l'équilibre et posséder une signature isotopique dérivant uniquement de cette végétation. Comme une telle situation n'existe pas, $\delta_{maïs}$ est estimé par la valeur du rapport isotopique mesuré dans la végétation cultivée. Cette valeur, égale à -12,51 ‰, a été déterminée à partir d'un échantillon composite de feuilles et de tiges de maïs prélevées dans l'ensemble des parcelles. Si l'on est certain que les apports de carbone ont été réguliers et uniquement issus de maïs depuis la mise en culture et si l'on connaît la teneur totale en carbone organique présent dans le sol à une date donnée, les quantités de carbone provenant de la forêt originelle et de la nouvelle végétation cultivée peuvent alors être déterminées.

L'ajustement mathématique de la dynamique des différentes fractions (carbone total, forestier et maïsicole) a été réalisé par la méthode des moindres carrés, à l'aide du logiciel Sigmaplot (SPSS Sciences).

1.1.4 – Analyse d'incertitudes

Pour chaque échantillon, un intervalle de confiance a été calculé autour de chaque valeur moyenne, afin d'évaluer le niveau de confiance des résultats (Ruelle *et al.*, 1986 ; Veldkamp et Weitz, 1994). Cette analyse d'incertitude a été réalisée en considérant les différentes sources d'erreurs associées à chaque résultat : variabilité spatiale des teneurs en carbone et de la densité apparente, incertitude liée à la détermination des teneurs en C, N et ¹³C (précision analytique et représentativité des aliquotes analysées). Ces calculs sont développés en Annexe VI.1.

La variabilité spatiale du carbone organique est évaluée grâce aux intervalles de confiance associés aux prélèvements individuels issus de chaque parcelle. Le même calcul est réalisé pour les densités apparentes. Dans le cas des parcelles des dispositifs de Pierroton et de St-Symphorien, la précision autour de la valeur moyenne des teneurs en

carbone est donnée par 2 fois l'écart type d'estimation (σ_{KM}) du krigeage de la moyenne. Pour des raisons de coût analytique, le $\delta^{13}C$ n'a pu être analysé que sur des échantillons composites. Les intervalles de confiance associés à ces valeurs ne prennent donc en compte que la variabilité analytique. Cependant, il est possible d'estimer une part de la variabilité spatiale associée au rapport isotopique $^{13}C/^{12}C$ dans les sols.

La différence de rapport isotopique $^{13}C/^{12}C$ représente un outil très sensible à de faibles variations de la composition isotopique des matières organiques. Cette mesure permet de détecter la présence de seulement 1 % de matières organique d'origine C_4 dans un sol marqué par une végétation de type C_3 (Balesdent, 1991). Cependant, la signature isotopique des matières organiques est soumise à d'autres sources de variations qui peuvent introduire un biais dans l'interprétation des rapports isotopiques, comme l'ont montré Balesdent (1991), Balesdent et Mariotti (1996) et Desjardins *et al.* (1994). Ainsi la composition isotopique du carbone forestier rémanent dans les sols cultivés en maïs ($\delta_{forêt}$) peut être légèrement différente de celle mesurée dans le sol forestier pris comme référence. Cette différence peut être liée à des variations locales ou régionales, ou à une évolution du $\delta^{13}C$ lors de la décomposition des matières organiques. Trois sites forestiers ont été échantillonnés dans un même secteur (Cestas) pour évaluer l'amplitude des variations locales de $\delta_{forêt}$. L'examen du $\delta^{13}C$ mesuré dans ces trois parcelles a montré une amplitude des valeurs de 0,42 ‰. Afin de limiter de possibles variations régionales du $\delta^{13}C$, les parcelles cultivées ont toujours été comparées à un site forestier de référence choisi dans le même secteur. La comparaison de trois sites forestiers localisés dans des secteurs différents, montre que l'amplitude des valeurs de $\delta^{13}C$ atteint dans ce cas 0,75 ‰. A titre de comparaison, les variations analytiques moyennes mesurées sur l'ensemble de nos données ne sont que de $0,12 \pm 0,02$ ‰. L'amplitude des variations de la composition isotopique des matières organiques, du fait de leur décomposition dans le sol sous l'effet du changement d'occupation n'est pas connue. Toutefois, si l'on considère que ces différentes sources de variations entraînent une erreur totale de 0,5 unités δ sur la valeur exacte de $\delta_{forêt}$, la quantité estimée de carbone apportée par le maïs serait entachée d'une erreur de $\pm 0,1$ kg.m⁻².

1.2 - Résultats

Les principales caractéristiques pédologiques de l'horizon superficiel (0-30 cm) du sol des parcelles des chronoséquences de Cestas, Bourideys et St-Symphorien figurent dans le Tableau VI.1. L'analyse granulométrique met en évidence la texture sableuse des sols, la pauvreté en éléments fins (<50 μm) et la prédominance de la fraction granulométrique 200-500 μm . Les parcelles forestières sont caractérisées par des teneurs en carbone organique (24,7 à 39,5 g.kg⁻¹) et un rapport C/N (25 à 43) élevés, ainsi que par un pH (4,2 à 4,5) et un $\delta^{13}C$ (-27,5 à -28,3) faibles. La mise en culture se traduit par une diminution des teneurs en carbone et du C/N, et par une augmentation du pH et du $\delta^{13}C$.

1.2.1 – Évolution des stocks de carbone organique total

Les stocks de carbone organique total mesurés dans les sols forestiers sont compris entre 8,6 et 13,8 kg.m⁻². La déforestation et la mise en culture provoquent une diminution importante de ces stocks, très rapide dans les premières années, puis plus lente par la suite (Figure VI.1). Après 30 ans de monoculture intensive, les stocks de carbone ont diminué d'environ 40 % et atteignent 5,4 à 7,6 kg.m⁻². La courbe de décroissance des stocks de carbone organique total de chaque chronoséquence a été ajustée avec un modèle exponentiel simple. Ce modèle permet de décrire la diminution du stock initial de carbone organique (C_0) en fonction du temps (t) :

$$C_t = C_0 e^{-kt} \quad [3]$$

Tableau VI.1 - Principales caractéristiques pédologiques de l'horizon superficiel (0-30 cm) du sol des parcelles des chronoséquences de Cestas (CES), Bourideys (BOU) et St-Symphorien (SYM). Les intervalles de confiances à 95 % sont donnés pour variables carbone organique total (C total), $\delta^{13}C$ et densité apparente (DA). Les classes granulométriques de texture sont exprimées en μm .

	C total ($g.kg^{-1} sol$)	C/N	$\delta^{13}C$ (‰)	pH eau	DA ($g.cm^{-3}$)	Texture ($g.kg^{-1} sol$)												
						0-2	2-20	20-50	50-100	100-200	200-500	500-1000	1000-2000					
Cestas																		
Coupe rase	33,54 ± 4,84	29	-27,82 ± 0,10	4,3	1,20 ± 0,04	46	17	6	6	47	743	128	7					
Ligniculture	29,59 ± 2,46	25	-27,52 ± 0,13	4,5	1,23 ± 0,05	34	15	8	8	50	772	105	8					
Bray	30,30 ± 3,70	27	-27,94 ± 0,20	4,3	1,23 ± 0,20	38	15	0	9	50	748	136	4					
CR 10 mois	24,98 ± 2,91	31	-27,78 ± 0,21	4,4	1,22 ± 0,20	37	15	2	11	46	746	135	8					
CR 16 mois	21,73 ± 3,38	31	-27,86 ± 0,49	4,5	1,26 ± 0,20	31	25	1	7	54	771	107	4					
CES 4	22,57 ± 2,76	25	-27,52 ± 0,32	5,6	1,32 ± 0,07	30	11	10	9	40	751	146	3					
CES 6	20,08 ± 1,54	24	-26,49 ± 0,41	6,0	1,25 ± 0,03	31	16	12	13	81	785	59	3					
CES 15	20,00 ± 2,49	20	-25,29 ± 0,41	6,3	1,23 ± 0,04	29	35	4	6	77	751	96	2					
CES 17	18,50 ± 1,32	19	-25,52 ± 0,41	5,6	1,26 ± 0,04	26	34	1	11	77	779	71	1					
CES 22	17,99 ± 1,12	18	-24,87 ± 0,41	6,0	1,23 ± 0,04	29	39	1	16	92	767	55	1					
CES 28	18,57 ± 0,71	19	-24,63 ± 0,41	5,9	1,43 ± 0,04	27	41	1	9	60	797	64	1					
Bourideys																		
Cassoua	24,68 ± 5,88	36	-27,97 ± 0,89	4,2	1,37 ± 0,13	25	18	0	14	125	702	108	8					
BOU 8	19,00 ± 2,08	32	-27,21 ± 0,51	5,2	1,39 ± 0,03	21	11	3	9	94	706	146	12					
BOU 11	20,05 ± 1,55	28	-26,69 ± 0,44	5,6	1,17 ± 0,07	30	16	0	13	186	703	50	2					
BOU 22	18,84 ± 0,70	21	-25,61 ± 0,32	6,1	1,26 ± 0,04	37	6	9	13	170	681	79	5					
BOU 32	15,36 ± 0,86	24	-25,13 ± 0,38	5,9	1,18 ± 0,05	20	13	0	7	112	729	115	4					
St-Symphorien																		
Tanon	39,54 ± 1,94	43	-28,27 ± 0,60	4,2	1,34 ± 0,05	35	26	17	7	76	761	78	1					
SYM 6	30,75 ± 6,32	28	-27,23 ± 0,41	5,8	1,23 ± 0,07	39	51	17	17	127	620	110	19					
SYM 12	27,66 ± 4,76	26	-26,54 ± 0,41	5,6	1,06 ± 0,02	31	17	6	4	46	742	149	5					
SYM 20	24,57 ± 2,86	22	-26,29 ± 0,41	5,6	1,27 ± 0,05	29	45	10	8	82	753	72	1					
SYM 27	21,60 ± 1,90	22	-25,27 ± 0,41	5,8	1,24 ± 0,04	26	45	13	14	102	729	68	3					

Les parcelles Coupe rase, Ligniculture, Bray, Cassoua et Tanon sont les témoins forestiers. Les parcelles CR 10 mois et CR 16 mois correspondent à la parcelle Coupe rase échantillonnée respectivement 10 mois et 16 mois après la coupe. Les parcelles cultivées sont identifiées par leur localisation (CES, BOU ou SYM) et par leur durée de monoculture de maïs (4 à 32 ans).

Un modèle bi-exponentiel a également été ajusté aux données, en faisant l'hypothèse que les stocks de carbone forestier puissent être séparés en deux fractions : un compartiment très labile disparaissant rapidement au cours des premières années suivant la mise en culture, et un compartiment moins labile, diminuant à un rythme plus lent. Ce modèle, établi par Arrouays *et al.* (1995), permet d'estimer la quantité de carbone organique (C_f) restant au terme d'un temps de culture donné (t), en fonction du stock initial présent dans le sol forestier (C_0), selon la relation :

$$C_f = C_0(A_f \times e^{-at} + B_f \times e^{-bt}) \quad \text{avec } A_f + B_f = 1 \quad [4]$$

Dans ce modèle, A_f et B_f représentent les parts respectives des deux fractions labile et stable du carbone organique forestier. Ces deux fractions sont affectées de coefficients de décroissance distincts (a et b). Pour chaque compartiment, le taux annuel de décroissance (pour C_i et C_f) ou d'incorporation (pour C_m) du carbone est calculé en multipliant les paramètres C_0 , A_f ou B_f (exprimés en kg.m^{-2}) par leur coefficient k , a ou b respectif (exprimés en an^{-1}). Le temps moyen de résidence du carbone (TMR) est calculé en prenant l'inverse des coefficients k , a ou b , soit respectivement $1/k$, $1/a$ et $1/b$.

Bien qu'observée pour les trois chronoséquences, la décroissance des stocks de carbone liée à la mise en culture présente certaines différences (Tableau VI.2). Ces différences concernent les stocks initiaux mesurés dans les sols forestiers ainsi que les cinétiques de décroissance temporelle, caractérisées par le coefficient k du modèle mono-exponentiel ajusté. Le site de St-Symphorien possède les stocks de carbone initiaux les plus élevés mais une dynamique initiale relativement lente par rapport à Cestas, qui possède des stocks initiaux plus faibles mais une dynamique très rapide. Le site de Bourideys possède les stocks initiaux les plus faibles et une dynamique très lente. Le taux de décroissance annuel est respectivement de 0,19 ; 0,11 et 0,29 $\text{kg.m}^{-2}.\text{an}^{-1}$ pour Cestas, Bourideys et St-Symphorien. En dépit d'un niveau initial et d'une dynamique différents, les stocks de carbone des trois chronoséquences semblent toutefois converger vers une valeur commune, proche de 6 kg.m^{-2} .

Tableau VI.2 – Coefficients des modèles exponentiels ajustés aux stocks de carbone organique total de la couche superficielle du sol (0-30 cm) des parcelles de Cestas, Bourideys et St-Symphorien. L'erreur standard associée à chaque coefficient figure entre parenthèses. Le coefficient de détermination (R^2) et l'écart-type résiduel (SR) des modèles ajustés sont reportés dans le tableau.

Coefficients	Modèle mono-exponentiel		Modèle bi-exponentiel			TMR (an)
	C_0 (kg.m^{-2})	k (an^{-1})	C_0 (kg.m^{-2})	A_f B_f	a (an^{-1}) b (an^{-1})	
Cestas	9,57 (0,52)	0,020 (0,006)	10,90 (0,52)	0,30 (0,04) 0,70 (0,04)	1,29 (0,58) 0,071 (0,004)	0,9 140,8
	$R^2 = 0,62$; $SR = 1,24$		$R^2 = 0,95$; $SR = 0,48$			
Bourideys	8,19 (0,44)	0,013 (0,004)	-	-	-	-
	$R^2 = 0,83$; $SR = 0,56$					
St-Symphorien	13,18 (0,55)	0,022 (0,003)	13,84 (0,26)	0,15 (0,01) 0,85 (0,01)	0,62 (0,46) 0,016 (0,001)	1,60 61,4
	$R^2 = 0,94$; $SR = 0,67$		$R^2 = 0,99$; $SR = 0,07$			

Compte tenu du faible nombre d'observations, l'utilisation d'un modèle bi-exponentiel conduit à des erreurs standards relativement importantes autour des différents paramètres du modèle, et plus particulièrement autour des coefficients de décroissance affectés à chaque compartiment. Par conséquent, l'interprétation de ces coefficients doit être réalisée avec précaution. Le faible nombre d'observations, eu égard aux faibles variations constatées, explique également pourquoi l'ajustement d'un modèle bi-exponentiel n'a pas été possible pour la chronoséquence de Bourideys. Le compartiment labile séparé grâce au modèle bi-exponentiel représente selon les chronoséquences entre 15 et 30 % du carbone organique total. Ce compartiment est affecté d'un coefficient de décroissance annuel élevé, compris entre 1,29 et 4,22 $\text{kg.m}^{-2}.\text{an}^{-1}$, malgré la forte incertitude qui existe autour de ces valeurs. À l'inverse, le compartiment stable qui représente la plus grande partie du carbone (entre 70 et 85 %), semble décroître avec un taux relativement faible, compris entre 0,19 et 0,54 $\text{kg.m}^{-2}.\text{an}^{-1}$.

1.2.2 – Abondance naturelle en isotope ^{13}C

Le rapport isotopique moyen $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ mesuré dans l'horizon A des sols forestiers, pris comme référence, est de $-27,90 \pm 0,38 \text{ ‰}$. Ce rapport augmente significativement avec la durée de mise en culture et atteint $-24,63 \pm 0,41 \text{ ‰}$ après 30 ans de culture de maïs (Figure VI.2). Bien que cette augmentation ait été observée sur l'ensemble des sites étudiés, on note de petites différences entre les différents secteurs. Ainsi l'augmentation annuelle moyenne du $\delta^{13}\text{C}$ atteint respectivement 0,09 ; 0,11 et 0,12 ‰ pour Bourideys, St-Symphorien et Cestas.

1.2.3 – Évolution et modélisation du carbone d'origine forestière

L'utilisation de la technique isotopique (équation 2) a permis de déterminer les parts relatives du carbone organique total provenant respectivement de la forêt initiale et de la culture de maïs. La dynamique du carbone d'origine forestière (C_f) est similaire à celle du carbone total, bien que plus accentuée : la décroissance est très rapide dans les premières années puis ralentit progressivement par la suite (Figure VI.3). Les stocks initiaux de carbone mesurés dans la couche superficielle de sol ont diminué de près de 50 % en 30 ans de monoculture intensive. Ils passent ainsi de 8,6 à 13,8 kg.m^{-2} en sol forestier à 4,4 à 6,1 kg.m^{-2} en sol cultivé.

Comme dans le cas du carbone organique total, la courbe de décroissance du carbone organique forestier en fonction du temps a été ajustée pour chaque chronoséquence, à l'aide des modèles mono- et bi-exponentiels présentés au paragraphe 1.2.1. D'une manière générale, les stocks de carbone organique forestier présentent une dynamique plus rapide que les stocks de carbone organique total (Tableau VI.3). Cette dynamique est caractérisée par des coefficients k plus élevés, (modèle mono-exponentiel). Contrairement au carbone organique total, seule la chronoséquence de Bourideys se distingue des deux autres, avec un taux de décroissance relativement plus faible. Le taux de décroissance annuel du carbone forestier atteint respectivement 0,31 ; 0,16 et 0,41 $\text{kg.m}^{-2}.\text{an}^{-1}$ pour Cestas, Bourideys et St-Symphorien. Le compartiment labile isolé par ajustement d'un modèle bi-exponentiel est plus grand que dans le cas du carbone organique total. Ce compartiment labile représente de 18 à 31 % du carbone organique forestier, mais disparaît avec un taux comparable à celui du carbone total, puisqu'il est compris entre 1,37 et 3,82 $\text{kg.m}^{-2}.\text{an}^{-1}$. À l'inverse, la part du compartiment stable du carbone a augmenté (de 69 à 82 %) et son taux de disparition annuel semble plus élevé, puisqu'il est compris entre 0,12 et 0,25 $\text{kg.m}^{-2}.\text{an}^{-1}$.

Tableau VI.3 – Coefficients des modèles exponentiels ajustés aux stocks de carbone organique forestier de la couche superficielle du sol (0-30 cm) des parcelles de Cestas, Bourideys et St-Symphorien. L'erreur standard associée à chaque coefficient figure entre parenthèses. Le coefficient de détermination (R^2) et l'écart-type résiduel (SR) des modèles ajustés sont reportés dans le tableau.

Coefficients	Modèle mono-exponentiel		Modèle bi-exponentiel			
	C_0 (kg.m ⁻²)	k (an ⁻¹)	C_0 (kg.m ⁻²)	A_1 B_1	a (an ⁻¹) b (an ⁻¹)	TMR (an)
Cestas	9,67 (0,52)	0,032 (0,007)	10,90 (0,61)	0,31 (0,05) 0,69 (0,05)	1,13 (0,52) 0,016 (0,005)	0,9 62,1
	$R^2 = 0,76$; $SR = 1,21$		$R^2 = 0,96$; $SR = 0,51$			
Bourideys	8,20 (0,43)	0,020 (0,004)	-	-	-	-
	$R^2 = 0,91$; $SR = 0,53$					
St-Symphorien	13,13 (0,65)	0,031 (0,004)	13,84 (0,87)	0,18 (0,04) 0,82 (0,04)	0,55 (0,72) 0,022 (0,003)	1,8 45,3
	$R^2 = 0,95$; $SR = 0,77$		$R^2 = 0,99$; $SR = 0,19$			

1.2.4 – Évolution et modélisation du carbone d'origine maïsicole

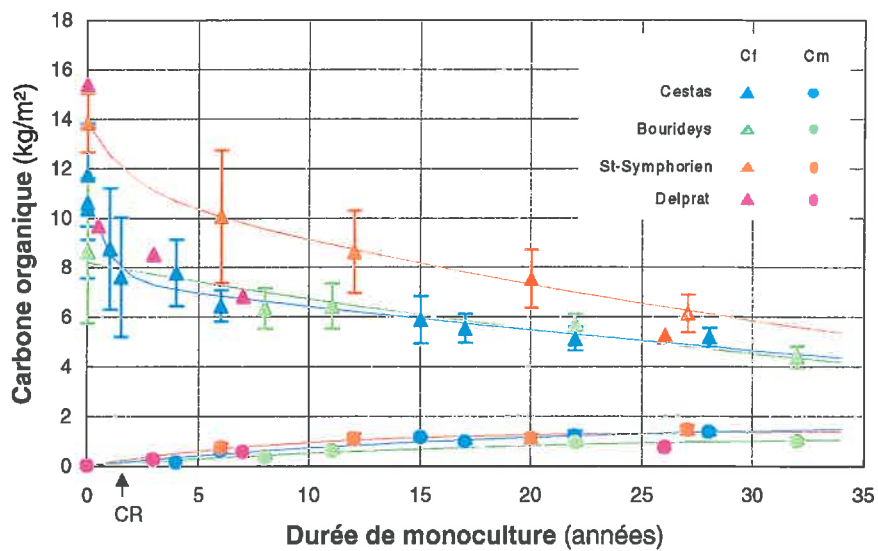
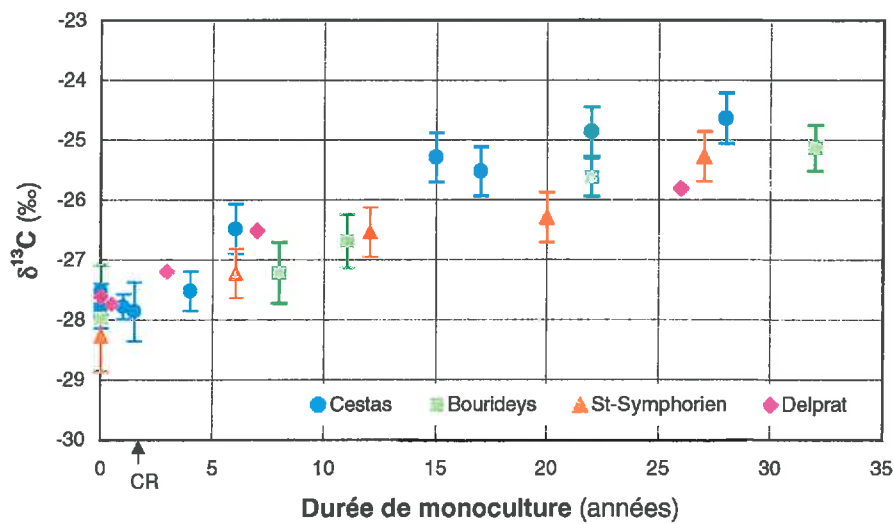
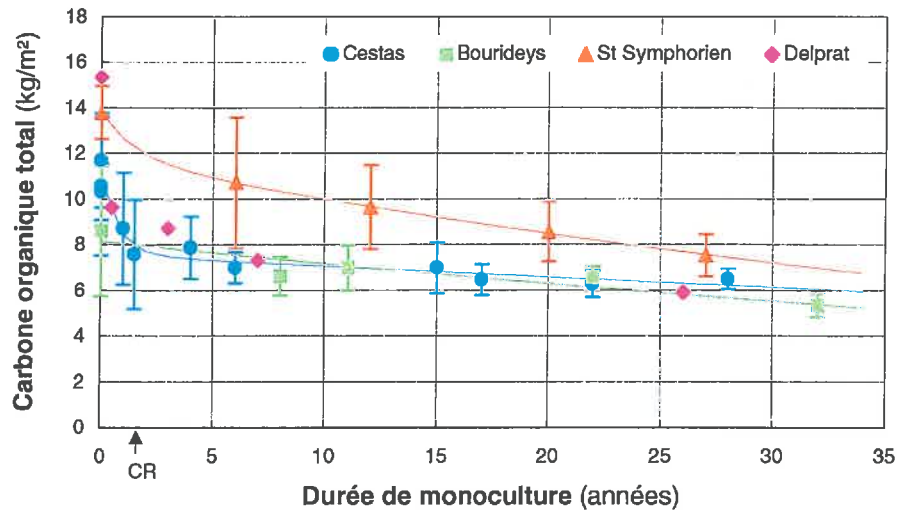
Les stocks de carbone apportés au sol par la culture de maïs (C_m), par le biais des exsudats racinaires et de l'incorporation annuelle des résidus de récolte (tiges, racines, feuilles et rafles), augmentent progressivement au cours des années de culture (Figure VI.3). Cette augmentation est continue pendant une quinzaine d'années, puis semble ensuite atteindre un équilibre proche de 1,4 kg.m⁻². Pour chaque chronoséquence, un modèle exponentiel simple a été ajusté à cette courbe d'incorporation :

$$C_m = A_m \times (1 - e^{-kt}) \quad [5]$$

Bien que l'incorporation du carbone apporté par la culture de maïs présente une cinétique globalement similaire dans l'ensemble des parcelles, quelques différences sont notables entre les chronoséquences. Après trente années de monoculture intensive, le niveau des stocks estimés de carbone maïsicole est similaire dans les chronoséquences de St-Symphorien et Cestas (1,35 et 1,40 kg.m⁻²). La chronoséquence de Bourideys se distingue des deux autres avec des stocks plus faibles (0,97 kg.m⁻²). Le taux d'incorporation annuel moyen est de 0,09 ; 0,06 et 0,15 kg.m⁻².an⁻¹ respectivement pour Cestas, Bourideys et St-Symphorien (Tableau VI.4).

Tableau VI.4 – Coefficients du modèle exponentiel ajusté aux stocks de carbone organique maïsicole de la couche superficielle du sol (0-30 cm) des parcelles de Cestas, Bourideys et St-Symphorien. L'erreur standard associée à chaque coefficient figure entre parenthèses. Le coefficient de détermination (R^2) et l'écart-type résiduel (SR) des modèles ajustés sont reportés dans le tableau.

Coefficients	Modèle mono-exponentiel		
	A_m (kg.m ⁻²)	k (an ⁻¹)	TMR (an)
Cestas	1,79 (0,46)	0,050 (0,022)	20,0
Bourideys	1,30 (0,23)	0,048 (0,015)	21,3
St-Symphorien	1,40 (0,16)	0,110 (0,034)	9,1
moyen	1,45 (0,22)	0,070 (0,021)	14,3



Figures VI.1, VI.2 et VI.3 - Evolution et modélisation des stocks de carbone organique total, forestier (Cf) et maïsicole (Cm) et du $\delta^{13}\text{C}$ avec la durée de monoculture de maïs dans la couche superficielle du sol (0-30 cm) des parcelles de Cestas, Bourideys et St-Symphorien. Les points de durée de monoculture nulle sont les témoins forestiers. Les points notés CR correspondent à la parcelle Coupe rase 10 et 16 mois après la coupe. Les losanges correspondent à des parcelles situées dans la région de Cestas, tirées du travail de Mignot-Delprat (1997). Les barres verticales représentent les intervalles de confiance à 95 %.

1.2.5 – Variations des stocks de carbone organique avec la topographie

A l'exception des lagunes, les résultats obtenus sur les composites réalisés en sélectionnant les situations topographiques n'ont pas permis de mettre en évidence de différences systématiques dans la cinétique du carbone forestier ou maïsicole. Compte tenu de la nature des relations existant entre la topographie et les stocks de carbone organique et de la forte variabilité spatiale associée à ces deux variables (*cf.* chapitre IV), l'absence de résultats significatifs ne semble pas étonnante.

1.3 – Discussion

1.3.1 – Stabilisation du carbone dans les sols forestiers

Les stocks de carbone présents dans un sol à un moment donné sont le résultat de l'équilibre existant entre les apports et les pertes de matières organiques. Cet équilibre découle directement de l'action de différents processus de stabilisation et de déstabilisation des matières organiques. D'après Sollins *et al.* (1996), la stabilité des matières organiques est déterminée par trois facteurs qui influencent la vitesse de dégradation ou la transformation des matières organiques par les micro-organismes et les enzymes des sols : la résistance qui fait référence à la composition chimique des matières organiques, les interactions organo-minérales qui font référence aux propriétés physico-chimiques des sols, et l'accessibilité qui fait référence à la localisation des matières organiques au sein de la matrice minérale.

Les sols forestiers des Landes de Gascogne sont caractérisés par de fortes teneurs en matières organiques, une texture sableuse, synonyme d'une extrême pauvreté en minéraux argileux et de conditions hydriques changeant très rapidement, un pH acide, et de fortes teneurs en aluminium échangeable. Les faibles teneurs en minéraux argileux s'opposant à la formation d'agrégats, les matières organiques ne sont pas protégées par la matrice minérale et l'accès des micro-organismes aux matières organiques s'en trouve facilité (Van Veen et Kuikman, 1990). Dans une chronoséquence sur sols limoneux étudiée par Arrouays *et al.* (1995), Besnard *et al.* (1996) ont récemment mis en évidence que la localisation des matières organiques au sein de la matrice minérale (à l'intérieur ou à l'extérieur des agrégats) représente un facteur essentiel qui conditionne leur taux de décomposition. Bien que les capacités des sols landais à protéger physiquement les matières organiques semblent très limitées, la présence dans les sols de matières organiques en fortes proportions atteste que d'autres processus doivent s'opposer à la dégradation ou au contraire favoriser une stabilisation chimique des composés organiques.

La composition des matières organiques peut en effet expliquer une part de leur résistance et de leur accumulation dans les sols. La végétation des landes (résineux, bruyères, etc.), associée aux conditions podzolisantes, produit des composés organiques naturellement résistants à la décomposition (Duchaufour, 1990). Dans les sols des Landes du Médoc, Righi et Wilbert (1984) ont ainsi mesuré de fortes proportions d'humine résiduelle accompagnée d'une fraction importante de lipides dans les horizons de surface de podzols de lande sèche. De plus, Fustec-Mathon *et al.* (1975) et Khoxayo (1975) ont mis en évidence que ces composés sont toxiques pour la microflore et inhibent l'activité microbienne des sols, au point d'entraîner un ralentissement de la minéralisation des matières organiques.

Les propriétés physico-chimiques des podzols landais sont également responsables de l'accumulation de matières organiques dans les sols forestiers. En plus de son rôle direct sur la protection physique des matières organiques, la texture intervient sur l'environnement physique des sols en modifiant la porosité, qui à son tour influence

la disponibilité de l'eau du sol, la diffusion des gaz et par conséquent la mobilité des micro-organismes et de leurs substrats. De plus, la proportion de pores habitables par les micro-organismes du sol, également déterminée par la texture, est un facteur qui contrôle l'activité microbienne (Elliott *et al.*, 1980 ; Hassink *et al.*, 1993 ; Killham *et al.*, 1993). Ainsi, en influençant l'abondance et l'activité microbienne, l'interaction entre ces différents facteurs modifie la dynamique de décomposition des matières organiques (Doran *et al.*, 1990 ; Scott *et al.*, 1996). Dans les sols landais, la teneur en eau du sol est le principal déterminant de l'abondance et de la distribution de la biomasse microbienne du sol (*cf.* Chapitre V). Les caractéristiques de porosité et de rétention en eau et les propriétés chimiques de ces sols sableux font que les conditions sont défavorables au développement des micro-organismes. Ainsi les teneurs en carbone extractible microbien sont faibles comparativement à d'autres types de sol, ce qui peut expliquer une faible minéralisation des matières organiques et leur accumulation en sol forestier.

Le pH acide des sols (4-4,5) est un facteur limitant de la décomposition des matières organiques. Il peut agir directement en limitant l'action des champignons décomposeurs (Anderson et Domsch, 1993) et indirectement en favorisant la présence d'aluminium échangeable (Juste, 1965). L'aluminium peut jouer un rôle important dans la protection chimique des matières organiques. En effet, cet élément est connu pour favoriser la protection des matières organiques contre la dégradation (Boudot *et al.*, 1980 ; Sollins *et al.*, 1996 ; Parfitt *et al.*, 1999). L'action stabilisatrice de l'aluminium peut intervenir à deux niveaux : (i) l'aluminium forme avec les molécules organiques des complexes organo-métalliques résistants à la dégradation par les micro-organismes et (ii) la présence d'aluminium libre en forte concentration dans les sols peut inhiber l'activité microbienne et enzymatique (Illmer *et al.*, 1995).

En l'absence de protection physique par l'argile, les fortes teneurs en matières organiques présentes dans les sols forestiers des Landes de Gascogne semblent être liées : (i) à la faible activité biologique des micro-organismes inhibés par des conditions physico-chimiques défavorables (pH acide, Al³⁺ en forte concentration, faible capacité de rétention en eau, fortes teneurs en bitumes), (ii) à une stabilisation chimique de matières organiques déjà naturellement résistantes (formation de complexes organo-métalliques).

1.3.2 – Effet de la mise en culture

Les stocks de carbone organique présents dans les sols forestiers ont diminué d'environ 50 % en 30 ans de monoculture intensive de maïs. Ces résultats, obtenus sur un grand nombre de parcelles sélectionnées sur l'ensemble de la région, confirment la tendance que nous avons mise en évidence dans la même situation, mais sur un nombre limité de parcelles (Jolivet *et al.*, 1997) Parmi les facteurs responsables de la diminution des stocks de carbone organique forestier, le changement important du microclimat du sol provoqué par la mise en culture peut être mis en cause. De nombreux facteurs sont susceptibles d'interagir pour accélérer la minéralisation des matières organiques : l'aération liée au travail du sol, l'assainissement dû au drainage, le relèvement du pH par chaulage qui modifie la disponibilité de l'aluminium (disparition de l'aluminium échangeable), l'influence de l'irrigation associée aux températures estivales élevées et les apports de fertilisants (Mann, 1986 ; Balesdent *et al.*, 1990 ; Collins *et al.*, 1992 ; Gregorich *et al.*, 1993 ; Acton et Gregorich, 1995 ; Balesdent, 1996b ; Lal, 1997 ; Paustian *et al.*, 1997b ; Reeves, 1997 ; Batjes, 1999).

D'autres études chronoséquentielles réalisées dans des conditions comparables de changement d'occupation du sol, ont montré des résultats similaires, sur d'autres types de sol (Mann, 1986 ; Plénet *et al.*, 1993 ; Arrouays *et al.*, 1995 ; Gregorich *et al.*, 1995). Dans une région voisine des Landes de Gascogne (Piémont pyrénéen), Arrouays *et al.* (1995) ont étudié une chronoséquence comparable (climat, végétation forestière initiale et changement d'occupation

identiques) mais située sur des sols limoneux humifères. Dans cette situation, l'évolution des stocks de carbone forestier et maïsicole présentent une dynamique globalement similaire à celle que nous avons observée pour les sols landais, avec cependant des différences significatives concernant le taux de décroissance annuel du carbone forestier (plus important) ainsi que le niveau atteint par les stocks de carbone maïsicole après 30 ans de monoculture (plus élevé). La chronoséquence étudiée par Mignot-Delprat (1997) dans la région de Cestas montre une dynamique tout à fait similaire à celle que nous avons observée, avec toutefois des stocks de carbone forestiers relativement élevés pour le secteur. Il est possible que cette différence soit conjoncturelle, liée à des stocks effectivement plus importants dans la parcelle étudiée par Mignot-Delprat. Mais il est également possible que ces stocks soient surestimés car affectés d'un biais, lié au faible nombre d'échantillons (6) utilisés pour déterminer la teneur moyenne en carbone dans cette parcelle, compte tenu de la forte variabilité spatiale que nous avons mise en évidence en sol forestier. Dans les sols cultivés, ce biais peut être limité par la forte homogénéisation du sol provoquée par la mise en culture (cf. chapitre IV).

La faible dégradation du carbone forestier dans les sols sableux des Landes de Gascogne, comparée aux résultats obtenus en sol limoneux, semble contradictoire avec les caractéristiques physiques respectives de ces deux types de sol. En effet, la texture sableuse des sols landais s'oppose a priori à une protection physique efficace des matières organiques, alors que des sols limoneux, qui possèdent une structure plus agrégée, offrent une meilleure protection physique. Ces résultats suggèrent que la résistance des matières organiques des podzols serait plutôt liée à leur composition qu'au rôle protecteur de la matrice minérale. Des travaux antérieurs (Righi, 1977 ; Boudot *et al.*, 1980 ; Balesdent et Guillet, 1982 ; Guillet, 1987) ont montré la présence dans les podzols de composés humifiés anciens et très stables, accumulés depuis les premiers temps de leur formation. Theng *et al.* (1992) ont observé dans les horizons A de podzols de Nouvelle-Zélande (humic silt loam, à 10 % d'argile), la présence de matière organique inerte âgée de plus de 6000 ans. Cette matière organique est stabilisée entre les feuillets de minéraux argileux interstratifiés (mica-beidellite) et représente 13 % du carbone organique total du sol. Dans les Landes de Gascogne, les travaux de Righi (1977) et Righi et de Coninck (1977) ont aussi mis en évidence la présence de minéraux argileux interstratifiés de type smectites, dans les horizons supérieurs des podzols landais. Il est possible que ces minéraux stabilisent des matières organiques entre leurs feuillets, à la manière des interstratifiés observés dans les podzols néo-zélandais. Toutefois, les faibles teneurs en minéraux argileux mesurées dans les podzols landais (entre 20 et 46 g.kg⁻¹) limitent cette stabilisation à de faibles proportions du carbone organique total. Il est probable qu'une partie relativement importante de matières organiques forestières, chimiquement résistantes, existe sous forme libre, non associée à la matrice minérale, apparentée à de l'humine résiduelle (Duchaufour, 1976) et observée par ailleurs par Righi (1977) et Righi et Wilbert (1984) dans les horizons A des podzols des Landes du Médoc, sous forme de matières organiques carbonisées.

La quantité de carbone organique d'origine maïsicole incorporée chaque année au sol avec les résidus de culture, est estimée à 0,6 kg.m⁻² (Plénet *et al.*, 1993). En comparaison, l'augmentation annuelle du stock de carbone maïsicole dans l'horizon superficiel du sol varie entre 0,06 et 0,15 kg.m⁻².an⁻¹ selon les chronoséquences. Après 30 ans de monoculture, le niveau moyen atteint par les stocks de carbone maïsicole (1,24 kg.m⁻²) équivaut donc à seulement deux fois les apports annuels. Ce niveau n'est que légèrement supérieur à celui que nous avons observé lors d'une étude précédente (1,08 kg.m⁻², (Jolivet *et al.*, 1997)), certainement du fait de variations entre les différentes chronoséquences. Ce niveau paraît cependant relativement faible si on le compare aux stocks mesurés par Arrouays *et al.* (1995) en sol limoneux (2,70 kg.m⁻²) après 30 ans de culture de maïs. Le faible niveau des stocks de carbone maïsicole accumulés dans les sols landais peut être lié à une décomposition rapide des résidus de maïs. De plus, comme dans le cas du carbone forestier, les faibles teneurs en minéraux argileux ne permettent pas une protection physique efficace des matières organiques issues de la décomposition des résidus de maïs. Ainsi, Skene *et al.* (1996), cités par Stemmer *et al.*

(1999), ont montré que la décomposition des pailles de maïs est d'autant plus rapide que la texture du sol est sableuse et que le sol est pauvre en azote minéral. La texture sableuse des podzols landais peut également expliquer que la capacité de stockage de carbone sous forme de complexes organo-minéraux, c'est à dire le potentiel de séquestration du sol (Hassink *et al.*, 1997), soit limitée par une fraction fine peu abondante.

1.3.3 – Nature et dynamique des différents compartiments du carbone

Carbone forestier et carbone maïsicole présentent des dynamiques différentes qui peuvent être mises en relation avec la qualité de ces matières organiques. Le carbone maïsicole possède un taux de renouvellement rapide, en raison de son caractère relativement labile et naturellement peu résistant, car plus riche en hydrates de carbone et plus pauvre en lignine que les résidus forestiers. Plusieurs travaux ont ainsi montré que 50 à 70 % des résidus de culture incorporés au sol sont généralement dégradés au bout d'un an (Jenkinson et Rayner, 1977). Le pool de carbone forestier peut être séparé en au moins deux compartiments présentant des dynamiques différentes : une fraction labile disparaissant rapidement dans les premières années suivant la mise en culture, et une fraction plus stable, diminuant très lentement. L'importance et la dynamique de ces deux compartiments peuvent être caractérisées en ajustant aux données observées un modèle bi-exponentiel (Jenkinson et Rayner, 1977 ; Cerri et Andreux, 1990 ; Arrouays *et al.*, 1995). Les paramètres obtenus par cet ajustement sont souvent associés à de très larges erreurs standards, en particulier autour des coefficients de décroissance des différents compartiments. Cette incertitude tient généralement au faible nombre de données expérimentales dont on dispose pour ajuster ce modèle qui comporte 4 coefficients. Dans une étude récente, Bernoux *et al.* (1998b) ont souligné ce problème en testant plusieurs modèles exponentiels simples ou doubles sur une chronoséquence de parcelles forestières et converties en prairies en Amazonie.

Face à la difficulté de caractériser mathématiquement ces différents compartiments fonctionnels du carbone organique, l'utilisation de méthodes de fractionnement des matières organiques des sols peut permettre de séparer physiquement des compartiments fonctionnels, puis de déterminer leur dynamique et leur temps de résidence moyen dans les sols. De tels travaux ont été réalisés par ailleurs (Balesdent *et al.*, 1988 ; Balesdent *et al.*, 1998) et ont fourni des résultats remarquables. La fraction labile du carbone a ainsi pu être mise en relation avec un pool de matières organiques grossières ou légères, possédant un taux de renouvellement très rapide et particulièrement sensible aux changements des propriétés physico-chimiques des sols sous l'effet de pratiques de gestion. A l'inverse, la fraction stable du carbone, correspond à un pool de matières organiques généralement associées aux fractions limoneuses et argileuses des sols, et possédant un turn-over beaucoup plus lent.

1.3.4 – Variabilité entre chronoséquences

L'évolution du carbone organique forestier dans les parcelles mises en culture présente certaines différences entre les trois chronoséquences. Ces différences concernent le niveau initial des stocks de carbone sous végétation forestière, ainsi que la dynamique temporelle de ces stocks. Plus les stocks initiaux sont importants, plus leur décroissance semble importante. Ainsi la chronoséquence de St-Symphorien (13,8 kg.m⁻² de carbone sous forêt) perd en 28 ans de monoculture près de 56 % des stocks initiaux, alors que la chronoséquence de Bourideys (8,6 kg.m⁻²) n'en perd que 49 % en 32 ans. Ces résultats confirment les observations de Mann (1986) qui a montré que l'importance de la décroissance du carbone est proportionnelle au stock initial. Mais au-delà de l'importance de la décroissance des stocks initiaux, ce qui semble différencier également ces trois chronoséquences est la cinétique de cette décroissance. Cela se traduit par une pente différente des courbes de décroissance du carbone dans les premières années suivant la mise en

culture. Ces différences peuvent être mises en relation avec la dynamique du compartiment labile du carbone, dont la proportion initiale varie selon les chronoséquences. Par la suite, les courbes de décroissance présentent une allure comparable qui traduit une dynamique similaire du compartiment stable du carbone dans les trois chronoséquences.

La convergence à long terme de la dynamique du carbone dans les différentes chronoséquences est certainement liée à l'établissement de conditions pédogénétiques similaires dans l'ensemble des parcelles cultivées. La pratique du drainage et de l'irrigation tendent à faire disparaître les variations de régimes hydriques présentes à l'état naturel. L'introduction de la culture de maïs uniformise la quantité et la qualité des intrants végétaux et supprime de ce fait les variations liées à la répartition des différentes espèces végétales du sous-bois. Les amendements calcaires et les apports de fertilisants modifient les propriétés physico-chimiques du sol et tendent vers une homogénéisation de ces propriétés à l'échelle parcellaire. L'ensemble de ces pratiques conduisent vers une homogénéisation du sol qui se traduit par une réduction de la variabilité spatiale. Les résultats obtenus au chapitre IV sont particulièrement illustratifs à cet égard (parcelles CES6 et SYM12). Cette diminution de la variabilité spatiale des teneurs en carbone avec la mise en culture est par ailleurs confirmée par la réduction de intervalles de confiance associés aux stocks de carbone des parcelles étudiées. La diminution de ces intervalles est d'autant plus importante que la date de mise en culture est ancienne et elle est principalement liée à une réduction de la variabilité spatiale du carbone. Par conséquent, il est probable que les trois sites que nous avons étudiés se distinguent essentiellement par la dimension du compartiment labile du carbone forestier, dont la dynamique varie selon les chronoséquences. On peut alors faire les hypothèses suivantes : si les différents sites subissent les mêmes contraintes liées au changement d'occupation, (i) la fraction de carbone qui disparaît est directement proportionnelle au stock initial et correspond à la fraction la plus labile du carbone ; (ii) le niveau atteint par les stocks de carbone forestier après plusieurs décennies de monoculture est identique quel que soit le niveau initial et correspond à la fraction la plus stable du carbone. L'utilisation du fractionnement physique devrait permettre de vérifier ou d'infirmer ces hypothèses.

1.3.5 – Conclusion partielle

Les horizons superficiels des sols forestiers landais sont caractérisés par de fortes teneurs en matières organiques (de l'ordre de 12 kg.m⁻²). En l'absence de protection physique efficace, cette accumulation semble liée à la faible activité biologique des micro-organismes du sol, inhibés par des conditions physico-chimiques défavorables, ainsi qu'à une stabilisation chimique des matières organiques, déjà naturellement résistantes du fait de leur composition. La mise en culture se traduit par une diminution importante de ces stocks de matières organiques que l'on peut attribuer à une réduction de la résistance des matières organiques, provoquées par de profondes modifications des propriétés physico-chimiques du sol. La comparaison de l'évolution des stocks de carbone forestier dans des sols sableux et limoneux mis en culture suggère l'existence d'une fraction organique très résistante, produite en conditions podzolisantes, qui semble limiter la décomposition des matières organiques forestières. A l'inverse, la texture sableuse des sols, impliquant une faible capacité de séquestration de carbone, associée à la nature labile des résidus de maïs conduisent à long terme (30 ans) à une très faible incorporation au sol de carbone maïsicole (de l'ordre de 1,2 kg.m⁻²).

L'ajustement mathématique de l'évolution temporelle du carbone organique forestier suggère l'existence de deux compartiments, labile et stable, présentant des dynamiques différentes et caractérisés par des natures et des propriétés particulières. La dimension et la dynamique du compartiment labile semblent différencier les trois sites étudiés, alors que la dynamique du compartiment stable semble au contraire relativement similaire dans les trois

chronoséquences. Malgré ces distinctions, les coefficients qui caractérisent ces compartiments sont affectés d'une forte incertitude. On peut alors se demander si les compartiments isolés mathématiquement ont une réelle individualité dans ces sols et si les temps moyens de résidence calculés sont proches ou non de la réalité. Pour répondre à ces questions, l'utilisation de méthodes de fractionnement des matières organiques des sols peut constituer un outil approprié, puisqu'il permet de séparer physiquement des fractions organiques et organo-minérales très différenciées quant à leur origine, leur morphologie et leurs propriétés.

Dans la partie suivante, nous avons appliqué une méthode de fractionnement granulométrique sur l'ensemble des échantillons issus des parcelles des trois chronoséquences précédentes. Cette méthode nous a permis de séparer trois fractions granulométriques, 0-50, 50-200 et 200-2000 μm , sur lesquelles nous avons réalisé des analyses de carbone organique et d'abondance naturelle en ^{13}C .

2 – Évolution des stocks de carbone organique des fractions granulométriques

2.1 – Matériels et méthodes

2.1.1 – Dispositif et échantillonnage

Les fractionnements granulométriques ont été réalisés sur l'ensemble des échantillons composites étudiés dans la première partie de ce chapitre. Les modalités d'échantillonnage et de préparation de ces échantillons sont décrites au paragraphe 1.1.2.

2.1.2 – Protocole de fractionnement granulométrique

La technique de fractionnement granulométrique utilisée a été adaptée pour les sols sableux humifères des Landes de Gascogne, à partir de la méthode mise au point par Andreux *et al.* (1980). Cette méthode nous a permis de séparer 3 fractions granulométriques. Une aliquote de 20 g de sol tamisé à 2 mm est placée dans un flacon de 750 ml avec 300 ml d'eau déionisée. La dispersion mécanique du sol est assurée par une agitation avec retournement (40 t/mn) pendant 1 heure, suivie d'un passage dans un bac à ultrasons pendant 4 minutes. La fraction sables grossiers (SG, 200-2000 μm) et la fraction sables fins (SF, 50-200 μm) sont séparées par tamisage à l'eau, sur des tamis de 200 et 50 μm , disposés sur une colonne avec agitation, à l'aide d'un pulvérisateur à pression manuelle. La fraction argiles + limons (AL, 0-50 μm) est récupérée par centrifugation à 10 000 (t/mn) de la suspension résiduelle pendant 2×30 min. Les trois fractions isolées sont ensuite séchées à l'étuve à 40°C puis pesées. Plusieurs échantillons ont été fractionnés avec deux ou trois répétitions, afin d'évaluer la précision associée à cette méthode. Après dispersion et fractionnement, la quantité totale d'échantillon récupérée dans les trois fractions confondues, varie entre 976 et 998 g.kg^{-1} pour l'ensemble des échantillons.

2.1.3 – Analyses

Les fractions isolées ont été finement broyées (< 50 μm) puis séchées à 105°C avant d'être analysées. La teneur en C et N a été déterminée par analyse élémentaire et l'abondance naturelle en ^{13}C par spectrométrie de masse, au Laboratoire GéoSol de l'Université de Bourgogne, selon les procédures décrites au paragraphe 1.1.3.

2.1.4 – Analyse d'incertitude

Un calcul d'incertitude a été réalisé pour chaque fraction isolée. La méthode de calcul, décrite dans l'Annexe VI.1 est similaire à celle utilisée pour les échantillons de sol entier (§ 1.1.4). Une source de variabilité supplémentaire, induite par la méthode de fractionnement, a toutefois été intégrée au calcul.

L'humification des résidus végétaux s'accompagne généralement d'un léger enrichissement du $\delta^{13}\text{C}$ de l'ordre de 0,5 à 1,5 ‰ et cet enrichissement est d'autant plus important que la taille des fractions diminue (Balesdent et Mariotti, 1996). C'est pourquoi le rapport isotopique ($\delta_{\text{maïs}}$) de chaque fraction isolée de sol cultivé est comparé au rapport isotopique $\delta_{\text{forêt}}$ de la fraction de taille équivalente, isolée dans le sol forestier de référence.

2.2 – Résultats

Les principales caractéristiques des fractions granulométriques isolées de l'horizon superficiel du sol des trois parcelles des chronoséquences de Cestas, Bourideys et St-Symphorien figurent dans le Tableau VI.5. Ces résultats mettent en évidence que les fractions sont d'autant plus riches en carbone que leur taille diminue. En revanche cela ne semble pas se traduire par des différences systématiques en terme de rapport C/N, contrairement à ce que l'on observe souvent en sol argileux (Andreux et Correa, 1981). D'une manière globale, la monoculture de maïs entraîne une diminution des teneurs en carbone organique et du rapport C/N ainsi qu'une augmentation du $\delta^{13}\text{C}$. Toutefois selon les fractions, les conséquences de la mise en culture sont différentes.

2.2.1 – Distribution des fractions granulométriques

La distribution des fractions granulométriques est relativement homogène dans l'ensemble des échantillons étudiés. La fraction AL représente de 31 à 108 g.kg^{-1} , la fraction SF de 66 à 170 g.kg^{-1} et la fraction SG de 711 à 890 g.kg^{-1} . Cette distribution est représentative de la texture grossière qui caractérise les sols sableux landais. Elle souligne la dominance des particules grossières, parmi lesquelles se trouve la classe granulométrique dominante du Sable des Landes (200-500 μm). Cette distribution souligne également les très faibles proportions relatives de particules fines et de taille intermédiaire. De plus, la proportion massique moyenne de fraction fine (0-50 μm) est statistiquement différente (test t, $\alpha = 0,05 \%$) dans les trois chronoséquences et représente en moyenne 49, 64 et 98 g.kg^{-1} , respectivement dans les parcelles des chronoséquences de Bourideys, Cestas et St-Symphorien. Par contre, la distribution des fractions granulométriques ne semble pas être affectée par la mise en culture.

2.2.2 – Distribution du carbone organique total dans les fractions

La concentration en carbone organique total est plus élevée dans les fractions fines (AL) que dans les fractions grossières (SF et SG). Dans les sols forestiers, les concentrations moyennes en carbone organique sont de $232,27 \pm 32,66$; $102,71 \pm 13,94$ et $6,45 \pm 1,08 \text{ g.kg}^{-1}$ de fraction, respectivement dans les fractions 0-50 μm , 50-200 μm et 200-2000 μm (Tableau VI.5). Ces teneurs en carbone présentent une variabilité relativement importante entre parcelles, quelles que soient les fractions considérées. Malgré cette variabilité, la mise en culture se traduit dans les fractions grossières par une décroissance du carbone organique total au cours des années de culture. Toutefois, la contribution de chaque fraction à cette décroissance est différente (Figure VI.4).

Tableau VI.5 - Principales caractéristiques des fractions granulométriques 0-50, 50-200 et 200-2000 µm isolées de l'horizon superficiel (0-30 cm) du sol des parcelles des chronoséquences de Cestas (CES), Bourideys (BOU) et St-Symphorien (SYM). Les intervalles de confiances à 95 % sont donnés pour variables carbone organique total (C total) et δ¹³C.

(µm)	Distribution (g.kg ⁻¹ sol)			C total (g.kg ⁻¹ fraction)			C/N			δ ¹³ C (‰)			% du C total du sol		
	0-50	50-200	>200	0-50	50-200	200-2000	0-50	50-200	>200	0-50	50-200	200-2000	0-50	50-200	>200
Cestas															
Coupe rase	68	113	807	247,00 ± 17,88	101,83 ± 07,22	5,78 ± 0,63	28	29	29	-28,00 ± 0,41	-27,88 ± 0,42	-27,75 ± 0,11	51	35	14
Ligniculture	72	107	810	219,70 ± 29,16	85,40 ± 11,46	4,50 ± 0,81	25	25	23	-27,70 ± 0,41	-27,78 ± 0,41	-27,70 ± 0,41	55	32	13
Bray	43	87	860	281,08 ± 34,38	129,03 ± 15,91	8,88 ± 1,30	26	30	32	-27,92 ± 0,07	-27,95 ± 0,14	-27,91 ± 0,05	39	36	25
CR 10 mois	52	80	866	238,10 ± 27,79	77,81 ± 09,21	6,42 ± 0,96	29	29	34	-28,25 ± 0,51	-28,07 ± 0,15	-28,18 ± 0,13	51	26	23
CR 16 mois	59	79	859	237,27 ± 36,92	48,76 ± 07,72	4,39 ± 0,90	29	30	31	-28,13 ± 0,25	-28,07 ± 0,44	-27,77 ± 0,41	65	18	18
CES 4	52	78	859	233,39 ± 28,59	64,86 ± 08,08	7,47 ± 1,13	26	32	32	-27,50 ± 0,12	-27,18 ± 0,41	-26,79 ± 0,10	51	22	27
CES 6	72	70	847	231,10 ± 14,56	40,90 ± 02,71	2,90 ± 0,40	23	26	25	-27,40 ± 0,41	-26,20 ± 0,41	-26,80 ± 0,41	76	13	11
CES 15	73	70	853	206,00 ± 25,70	32,70 ± 04,22	3,30 ± 0,62	20	20	26	-26,00 ± 0,41	-23,73 ± 0,41	-23,15 ± 0,41	75	11	14
CES 17	78	70	843	188,00 ± 13,47	33,80 ± 02,56	2,50 ± 0,39	18	19	24	-26,11 ± 0,41	-24,28 ± 0,41	-23,19 ± 0,41	77	12	11
CES 22	72	87	832	184,77 ± 11,56	42,10 ± 02,77	2,75 ± 0,38	19	18	18	-25,71 ± 0,06	-24,02 ± 0,00	-23,57 ± 0,13	69	19	12
CES 28	72	97	824	196,00 ± 07,55	34,30 ± 01,46	2,60 ± 0,31	18	19	25	-24,94 ± 0,41	-22,74 ± 0,41	-23,64 ± 0,41	72	17	11
Bourideys															
Cassoula	60	109	825	234,57 ± 55,95	66,82 ± 16,07	3,72 ± 1,10	34	33	32	-28,28 ± 0,63	-28,08 ± 0,06	-27,80 ± 0,32	58	30	13
BOU 8	38	66	888	300,81 ± 32,99	57,78 ± 06,48	4,03 ± 0,66	30	26	27	-27,57 ± 0,23	-26,29 ± 0,41	-26,16 ± 0,00	61	20	19
BOU 11	50	141	800	309,06 ± 23,95	26,40 ± 02,19	3,52 ± 0,49	30	20	26	-26,80 ± 0,29	-24,59 ± 0,06	-24,91 ± 0,11	70	17	13
BOU 22	68	170	754	222,34 ± 08,30	24,70 ± 01,06	4,33 ± 0,37	24	19	27	-25,94 ± 0,23	-23,66 ± 0,38	-23,51 ± 0,41	67	19	15
BOU 32	31	71	890	303,65 ± 16,27	59,79 ± 03,17	4,66 ± 0,42	25	24	26	-25,76 ± 0,13	-23,89 ± 0,03	-23,17 ± 0,23	53	24	23
St-Symphorien															
Tanon	106	66	809	179,01 ± 25,95	130,45 ± 19,02	9,39 ± 1,57	21	30	30	-28,38 ± 0,28	-27,85 ± 0,33	-27,14 ± 0,23	50	30	20
SYM 6	108	160	711	177,20 ± 36,47	37,50 ± 07,86	11,10 ± 2,50	27	27	28	-27,67 ± 0,41	-26,30 ± 0,41	-26,08 ± 0,41	58	18	24
SYM 12	79	85	821	229,83 ± 08,37	75,20 ± 02,87	3,98 ± 0,36	27	25	27	-27,90 ± 0,24	-25,81 ± 0,10	-25,44 ± 0,41	65	23	12
SYM 20	102	84	803	192,30 ± 22,44	37,60 ± 04,52	3,00 ± 0,56	23	22	26	-26,73 ± 0,41	-24,16 ± 0,41	-24,00 ± 0,41	78	13	10
SYM 27	93	82	819	189,30 ± 16,71	27,00 ± 02,52	2,30 ± 0,42	23	23	24	-26,17 ± 0,41	-22,85 ± 0,41	-23,00 ± 0,41	81	10	9

Les parcelles Coupe rase, Ligniculture, Bray, Cassoula et Tanon sont les témoins forestiers. Les parcelles CR 10 mois et CR 16 mois correspondent à la parcelle Coupe rase échantillonnée respectivement 10 mois et 16 mois après la coupe. Les parcelles cultivées sont identifiées par leur localisation (CES, BOU ou SYM) et par leur durée de monoculture de maïs (4 à 32 ans).

La diminution des teneurs en carbone est plus importante dans les fractions SG et SF que dans la fraction AL, moins affectée par la mise en culture. La diminution des fractions grossières, très rapide dans les premières années, s'atténue au cours du temps, puis ces fractions demeurent à un niveau relativement stable. Les stocks de carbone total des sols forestiers varient, selon les chronoséquences, entre $2,57 \pm 0,85$ et $3,95 \pm 1,13 \text{ kg.m}^{-2}$ dans la fraction 50-200 μm et entre $1,08 \pm 0,42$ et $2,70 \pm 0,83 \text{ kg.m}^{-2}$ dans la fraction 200-2000 μm . Après 15 ans de monoculture de maïs, les stocks de ces deux fractions se retrouvent à un niveau relativement constant, proche de 1 kg.m^{-2} .

Dans la fraction fine (AL), les stocks de carbone organique total sont moins affectés par la mise en culture. Compte tenu de la forte variabilité associée à ces stocks sous forêt, (ils varient selon les chronoséquences de $4,26 \pm 1,21$ à $6,64 \pm 1,20 \text{ kg.m}^{-2}$), leur faible diminution en sol cultivé n'est pas significative. Après 30 ans de monoculture, les stocks sont compris entre $4,94 \pm 0,34$ et $6,20 \pm 0,75 \text{ kg.m}^{-2}$. Seule la parcelle BOU32 se détache des autres parcelles, avec seulement $3,20 \pm 0,31 \text{ kg.m}^{-2}$ après 32 ans de maïs.

2.2.3 – Abondance naturelle en isotope ^{13}C dans les fractions

Dans les sols forestiers, le rapport isotopique diminue avec la taille de la fraction. En effet, le $\delta^{13}\text{C}$ est plus faible dans la fraction 0-50 μm que dans les autres fractions isolées (Tableau VI.5). Cette diminution apparaît d'autant plus importante que le milieu est contrasté d'un point de vue topographique et pédologique. Ce rapport atteint respectivement en moyenne -27,62, -27,85 et -28,03 ‰, dans les fractions 200-2000, 50-200 et 0-50 μm . L'incorporation progressive dans le sol de carbone maïsicole enrichi en ^{13}C se traduit par une nette augmentation du rapport isotopique dans chaque fraction (Figure VI.5). Cependant, cette augmentation est plus rapide et plus intense dans les fractions grossières que dans la fraction de taille inférieure à 50 μm . Ce résultat indique que l'incorporation de carbone maïsicole se fait dans un premier temps par l'intermédiaire des fractions grossières, ou au contraire que le carbone forestier des fractions grossières diminue rapidement dès les premières années de culture.

2.2.4 – Évolution et modélisation du carbone forestier dans les fractions

La dynamique du carbone d'origine forestière est comparable à la dynamique du carbone organique total. Toutefois, l'effet de la mise en culture apparaît de manière plus nette (Figure VI.6). Les teneurs en carbone mesurées dans les fractions SG et SF diminuent très rapidement pendant les premières années de culture, puis se maintiennent par la suite à un niveau relativement constant. Les stocks de carbone de la fraction 50-200 μm passent ainsi très rapidement, selon les chronoséquences, de $2,57 \pm 0,85$ et $3,95 \pm 1,13 \text{ kg.m}^{-2}$ sous forêt à un niveau presque constant, proche de 1 kg.m^{-2} après une dizaine d'année de monoculture. Par la suite les stocks de carbone de cette fraction se maintiennent à ce niveau. Dans la chronoséquence de Cestas, cette décroissance est particulièrement rapide, puisque ce niveau est atteint après seulement cinq ans de monoculture. La fraction 200-2000 μm présente une dynamique proche de celle de la fraction SF bien que les stocks initiaux soient relativement plus faibles (de l'ordre de $1,08 \pm 0,42$ à $2,70 \pm 0,83 \text{ kg.m}^{-2}$ selon les chronoséquences). Dans les premières années qui suivent la mise en culture (5 à 6 ans), les stocks de carbone de cette fraction semblent rester stables, à un niveau équivalent à celui des sols forestiers, puis ces stocks diminuent très rapidement pour se stabiliser ensuite à un niveau compris entre 0,5 et 1 kg.m^{-2} . Au total, les stocks de carbone organique de ces deux fractions ont diminué selon les chronoséquences de 66 à 87 % dans la fraction 50-200 μm et de 25 à 82 % dans la fraction 200-2000 μm après 30 ans de monoculture.

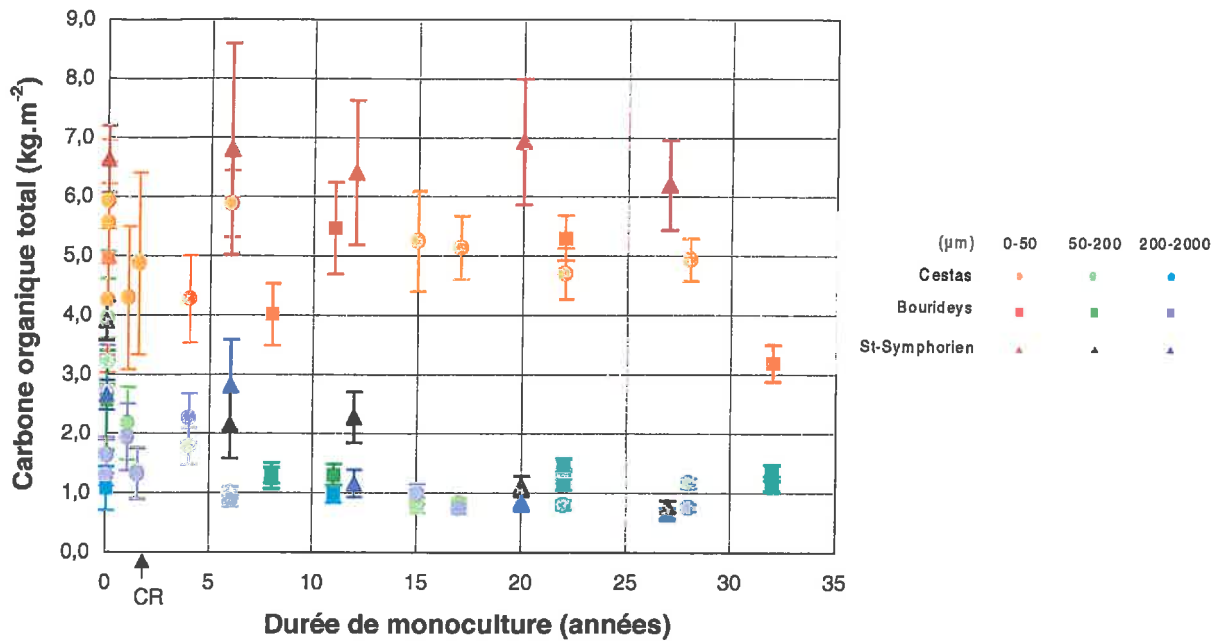


Figure VI.4 - Evolution des stocks de carbone organique total des fractions granulométriques 0-50, 50-200 et 200-2000 µm avec la durée de mise en culture.

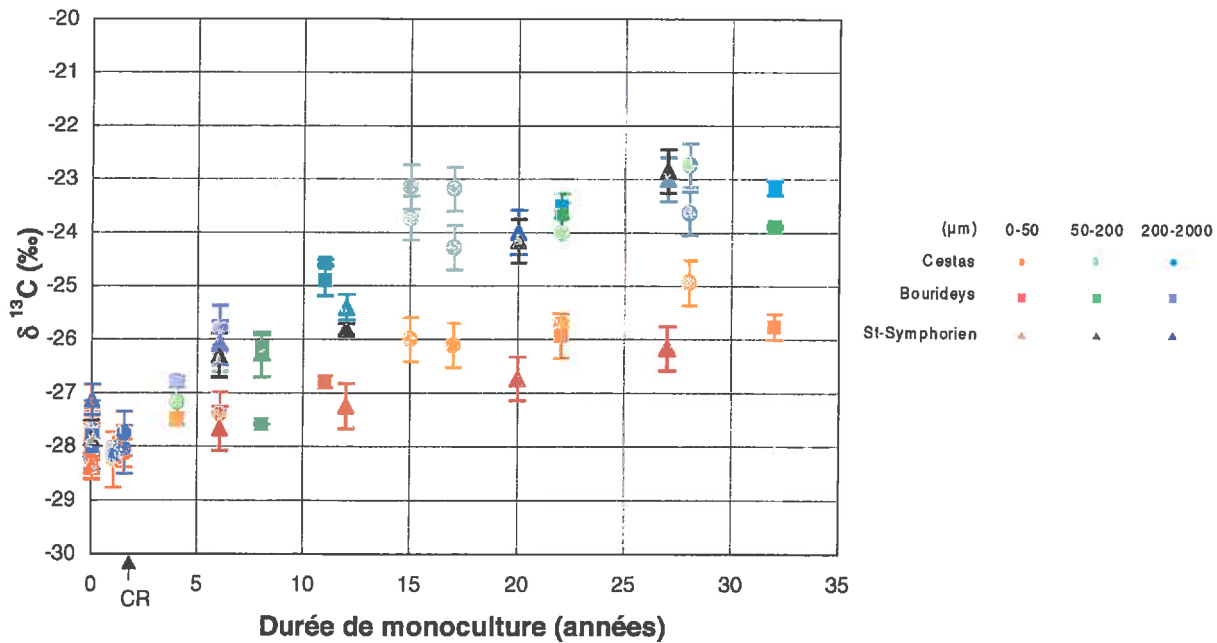


Figure VI.5 - Evolution des stocks de carbone organique total et de l'abondance naturelle en ¹³C dans les fractions granulométriques 0-50, 50-200 et 200-2000 µm avec la durée de mise en culture.

NB : Pour les figures VI.4 et VI.5, les fractions sont extraites de la couche superficielle (0-30 cm) du sol des parcelles de Cestas, Bourideys et St-Symphorien. Les points de durée de monoculture nulle correspondent aux témoins forestiers. Les points notés CR correspondent à la parcelle Coupe rase 10 et 16 mois après la coupe. Les barres verticales représentent les intervalles de confiance à 95 %.

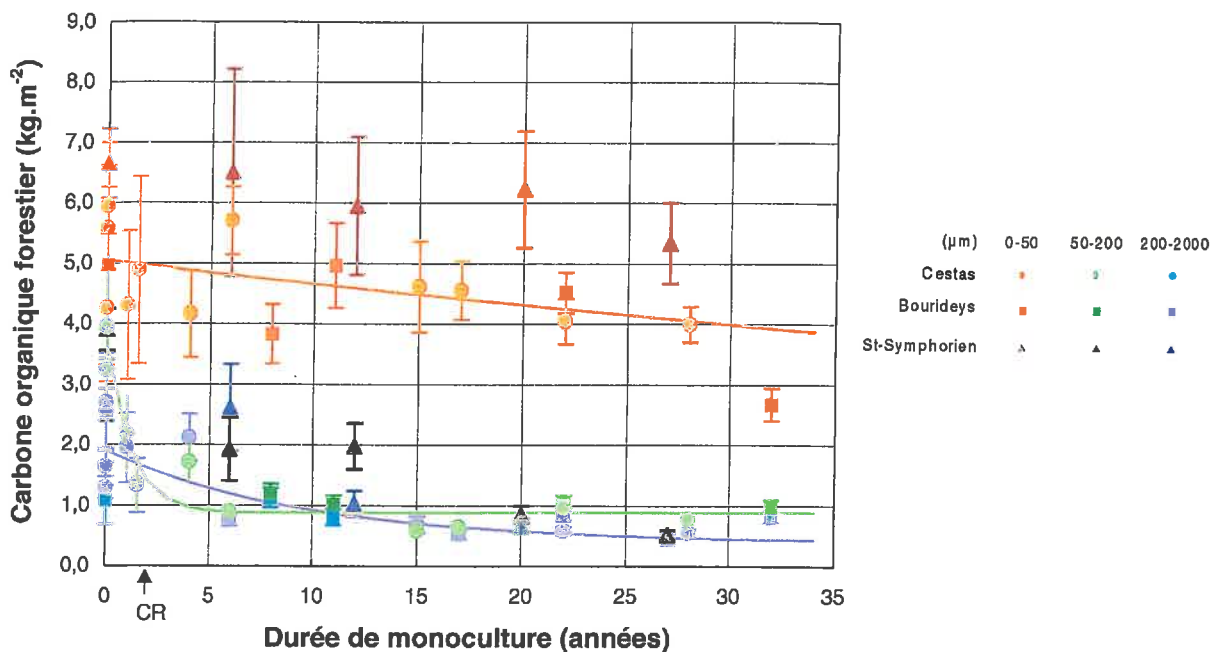


Figure VI.6 - Evolution et modélisation des stocks de carbone organique forestiers dans les fractions granulométriques 0-50, 50-200 et 200-2000 μm avec la durée de mise en culture.

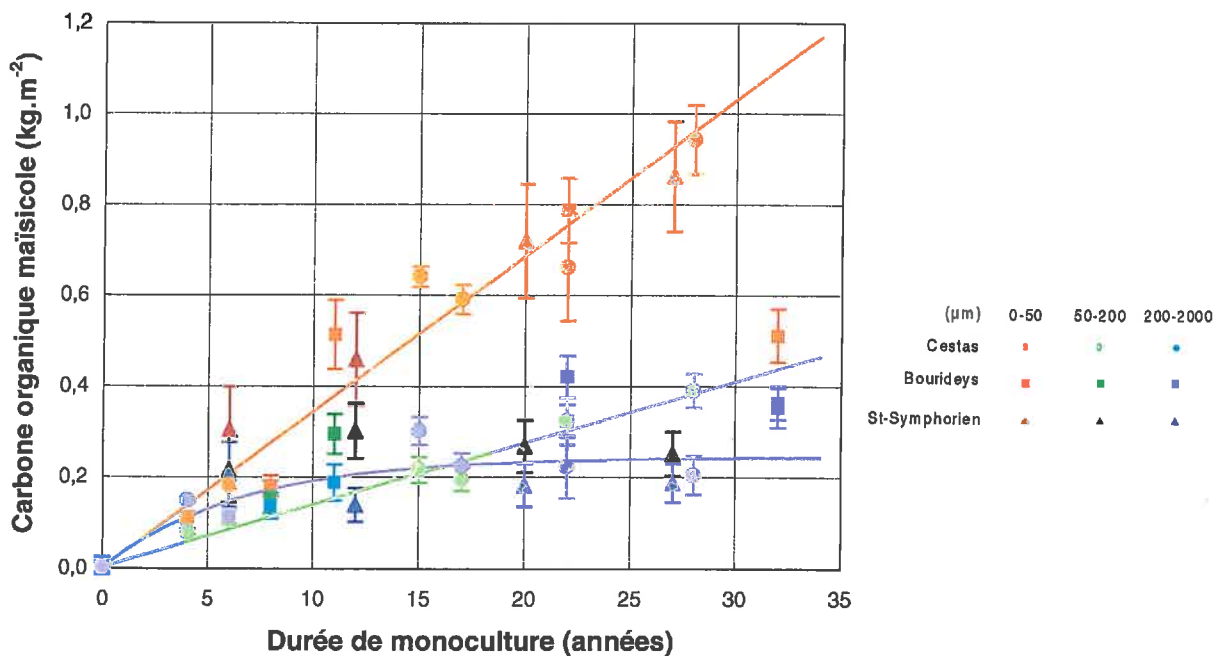


Figure VI.7 - Evolution et modélisation des stocks de carbone organique maïsicoles dans les fractions granulométriques 0-50, 50-200 et 200-2000 μm avec la durée de mise en culture.

NB : Pour les figures VI.6 et VI.7, les fractions sont extraites de la couche superficielle (0-30 cm) du sol des parcelles de Cestas, Bourideys et St-Symphorien. Les points de durée de monoculture nulle correspondent aux témoins forestiers. Les points notés CR correspondent à la parcelle Coupe rase 10 et 16 mois après la coupe. Les barres verticales représentent les intervalles de confiance à 95 %. Seules les données de Cestas ont été modélisées.

Le carbone forestier de la fraction fine (AL) décroît également avec la mise en culture, mais de manière beaucoup plus faible que dans les deux autres fractions. Cette fraction perd environ 1 kg.m^{-2} de carbone forestier en 30 ans de monoculture, soit entre 20 et 46 % de carbone forestier initial. Les stocks de carbone passent ainsi, selon les chronoséquences, de $4,26 \pm 1,21$ à $6,64 \pm 1,20 \text{ kg.m}^{-2}$ sous forêt, à $2,69 \pm 0,29$ à $5,34 \pm 0,66 \text{ kg.m}^{-2}$ après 30 ans de maïs. Comme dans le cas du carbone total, les stocks de carbone forestier de la parcelle BOU32 se détachent particulièrement des autres parcelles.

Le faible nombre de parcelles dans les chronoséquences de Bourideys et St-Symphorien explique des larges erreurs standards associées aux coefficients des modèles utilisés (voir § 1.2.1 et 1.2.3), de ce fait, seule la chronoséquence de Cestas (11 parcelles) a été modélisée. Un modèle exponentiel simple - décrit au paragraphe 1.2.1. (Équation 3) - a été utilisé pour ajuster les stocks de carbone forestier des parcelles de cette chronoséquence. Dans le cas des fractions grossières ($>50 \mu\text{m}$), la présence d'une fraction asymptotique nous a conduit à ajouter une constante (C_{∞}) au modèle exponentiel simple. Ce modèle permet de décrire la diminution du stock initial de carbone organique (C_0) en fonction du temps (t) :

$$C_f = C_0 e^{-kt} + C_{\infty} \quad [6]$$

Les coefficients de décroissance obtenus, bien qu'associés à des erreurs standards élevées, font apparaître un taux de renouvellement très rapide des fractions de taille supérieure à $50 \mu\text{m}$ avec des temps moyens de résidence inférieurs à 10 ans (Tableau VI.6). Ce TMR court illustre le caractère labile de ces compartiments organiques. À l'inverse, la fraction fine beaucoup plus stable, possède un taux de renouvellement très lent, avec un TMR estimé à plus de 100 ans. Ces résultats sont en accord avec les coefficients et les TMR estimés à partir des compartiments labiles et stables définis par l'ajustement d'un modèle bi-exponentiel aux stocks de carbone organique total du sol (§ 1.2.1).

Tableau VI.6 – Coefficients des modèles ajustés aux stocks de carbone organique forestier des fractions 0-50, 50-200, 200-2000 et 50-2000 μm de la couche superficielle du sol (0-30 cm) des parcelles de Cestas. La fraction 50-2000 μm est obtenue en sommant les fractions 50-200 et 200-2000 μm . L'erreur standard associée à chaque coefficient figure entre parenthèses. Le coefficient de détermination (R^2) et l'écart-type résiduel (SR) des modèles ajustés sont reportés dans le tableau.

Fraction	C_{∞} (kg.m^{-2})	C_0 (kg.m^{-2})	k (an^{-1})	TMR (an)	
200-2000	0,39 (0,65)	1,51 (0,62)	0,11 (0,12)	9,5	$R^2 = 0,64$; $SR = 0,50$
50-200	0,87 (0,16)	2,81 (0,27)	0,83 (0,25)	1,2	$R^2 = 0,93$; $SR = 0,38$
50-2000	1,38 (0,43)	4,03 (0,62)	0,33 (0,15)	3,1	$R^2 = 0,84$; $SR = 0,85$
0-50		5,04 (0,26)	0,008 (0,004)	125,0	$R^2 = 0,26$; $SR = 0,63$

2.2.5 – Évolution et modélisation du carbone maïsicole dans les fractions

Les teneurs en carbone maïsicole augmentent progressivement dans chaque fraction avec la durée de monoculture (Figure VI.7). Cependant, cette dynamique affecte différemment les trois fractions. Si l'on considère que les deux fractions de taille supérieure à $50 \mu\text{m}$ représentent un pool de résidus grossiers ayant une dynamique initiale globalement identique, l'incorporation du carbone maïsicole se fait majoritairement par le biais de ces fractions grossières pendant les premières années.

Par la suite, les stocks de carbone maïsicole augmentent régulièrement dans toutes les fractions, puis à partir de 10 à 15 ans, la fraction SG atteint un palier à partir duquel les stocks n'augmentent plus dans cette fraction. La fraction SF présente une dynamique proche, avec toutefois un délai plus long avant l'apparition du palier. De plus, selon les chronoséquences, ce palier est atteint plus ou moins rapidement. Il est atteint à partir d'une dizaine d'années pour St-Symphorien, alors que pour Cestas il ne semble pas encore atteint après 30 ans de maïs. Dans la fraction fine, l'augmentation des stocks de carbone n'atteint pas de palier sur la période que nous avons étudié. A partir d'une quinzaine d'années de monoculture, l'accumulation de carbone devient donc majoritaire dans la fraction fine. Dans ces conditions, les stocks de carbone maïsicole se stabilisent entre 0,2 et 0,4 kg.m⁻² pour les fractions SG et SF. Ils atteignent près de 1 kg.m⁻² dans la fraction AL après 30 ans de monoculture, à l'exception du dernier point. Ce point correspond à une parcelle de la chronoséquence de Bourideys (BOU32), qui a pour particularité d'avoir une fraction fine très peu représentée. Dans cette parcelle, cette fraction ne représente que 31 g.kg⁻¹ de sol, alors que comparativement, elle peut représenter jusqu'à 108 g.kg⁻¹ dans certaines parcelles de St-Symphorien.

Pour la chronoséquence de Cestas, un modèle différent a été ajusté aux fractions granulométriques (Tableau VI.7). Chacun de ces modèles traduit le délai avec lequel un palier est atteint. Le carbone organique maïsicole de la fraction grossière possède un taux de renouvellement très rapide, avec un TMR inférieur à 10 ans. Dans le cas des fractions 0-50 et 50-200 µm, aucun palier n'est atteint et leur TMR respectif semble infini, ce qui témoigne de l'accumulation de carbone maïsicole dans ces fractions granulométriques.

Tableau VI.7 – Coefficients des modèles ajustés aux stocks de carbone organique maïsicole des fractions 0-50, 50-200 et 200-2000 µm de la couche superficielle du sol (0-30 cm) des parcelles de Cestas. L'erreur standard associée à chaque coefficient figure entre parenthèses. Le coefficient de détermination (R²) et l'écart-type résiduel (SR) des modèles ajustés sont reportés dans le tableau.

Fraction	Modèle	A _m (kg.m ⁻²)	k	TMR (an)	
200-2000	mono-exponentiel : C _m = A _m (1-e ^{-kt})	0,25 (0,03)	0,15 (0,06) an ⁻¹	6,7	R ² = 0,89 ; SR = 0,04
50-200	linéaire : C _m = kt		0,014 (0,0005) kg.m ⁻² .an ⁻¹	∞	R ² = 0,98 ; SR = 0,02
0-50	linéaire : C _m = kt		0,034 (0,002) kg.m ⁻² .an ⁻¹	∞	R ² = 0,97 ; SR = 0,06

2.3 - Discussion

2.3.1 – Évolution du δ¹³C dans les fractions de sol forestier

Dans les sols forestiers, le rapport isotopique diminue avec la taille des fractions (Figure VI.8). Cette tendance semble aller à l'encontre des résultats observés dans d'autres types de sol, qui montrent au contraire, une augmentation du δ¹³C dans les fractions fines (Balesdent, 1991 ; Desjardins *et al.*, 1994 ; Balesdent et Mariotti, 1996 ; Koutika *et al.*, 1997 ; Balesdent *et al.*, 1998). Ces auteurs attribuent cette augmentation à plusieurs causes d'enrichissement. La composition des matières organiques est différente dans les différentes fractions : les fractions fines sont enrichies en produits d'origine microbienne riches en ¹³C, alors que les fractions grossières sont enrichies en composés carbonés dérivés de la lignine appauvris en ¹³C. L'âge respectif du carbone des différentes fractions pourrait également expliquer cette différence : le carbone des fractions fines, généralement plus âgé que celui des fractions grossières, est plus riche

en ^{13}C du fait de l'enrichissement progressif du carbone en isotope lourd au cours des processus d'humification, mais également du fait de la présence possible de matières organiques millénaires, naturellement riches en ^{13}C .

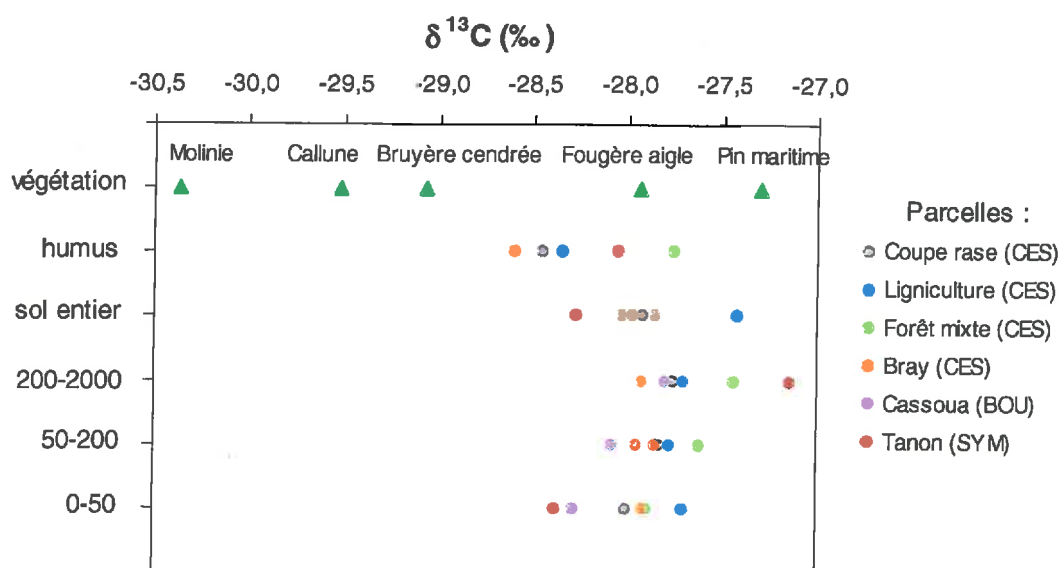


Figure VI.8 - Evolution de l'abondance naturelle en ^{13}C dans la végétation, l'humus (OF+OH), le sol entier et les fractions granulométriques 200-2000, 50-200 et 0-50 μm de la couche superficielle (0-30 cm) du sol des parcelles forestières des chronoséquences de Cestas (CES), Bourideys (BOU) et St-Symphorien (SYM).

Dans le cas des podzols landais, le comportement différent pourrait être dû aux processus d'évolution particuliers des matières organiques en condition podzolisantes. Balesdent et Mariotti (1996) évoquent des effets de décomposition différentielle pour expliquer les variations de $\delta^{13}\text{C}$ dans les sols. Les lignines, les lipides, les hydrocarbures et les acides humiques sont appauvris en ^{13}C par rapport à certains acides aminés, à la plupart des groupements carboxyliques et aux acides fulviques. Si dans le sol certains composés enrichis disparaissent plus vite que d'autres par minéralisation ou par déplacement hors de la zone étudiée, le $\delta^{13}\text{C}$ moyen des produits diminue. De tels mouvements de composés organiques sont caractéristiques des podzols, en particulier lors des migrations verticales des composés organiques solubles incomplètement dégradés, sous forme de complexes organo-métalliques.

L'amplitude des différences de $\delta^{13}\text{C}$ observées entre les fractions, semble être liée à la répartition des sols au sein des parcelles. En effet, les différences apparaissent plus marquées dans la parcelle de St-Symphorien qui possède une forte variabilité des sols, allant du PODZOSOL DURIQUE au REDOXISOL sableux peu humifère (voir Chapitre III). A l'opposé, les parcelles de la chronoséquence de Cestas (Ligniculture, Coupe rase, Bray, Forêt mixte), qui possèdent une moindre gamme de variabilité des sols, du PODZOSOL DURIQUE au PODZOSOL HUMIQUE, présentent des rapports isotopiques plus proches entre les fractions.

Dans les sols forestiers, les différences inter-parcellaires d'amplitude de variation du $\delta^{13}\text{C}$ dans les fractions peuvent être mises en relation avec l'évolution du rapport isotopique en fonction de la profondeur. La Figure VI.9 montre l'évolution du $\delta^{13}\text{C}$ dans les trois profils de sol de la toposéquence du Bray, représentatifs des variations d'intensité de la podzolisation en lande humide.

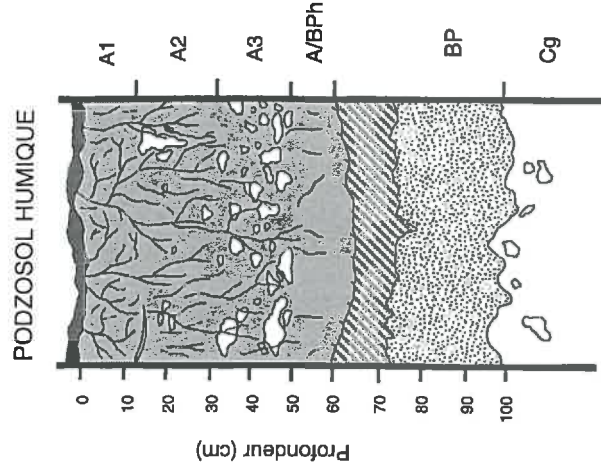
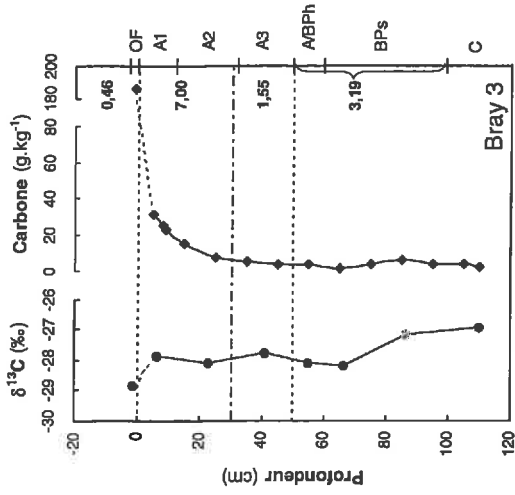
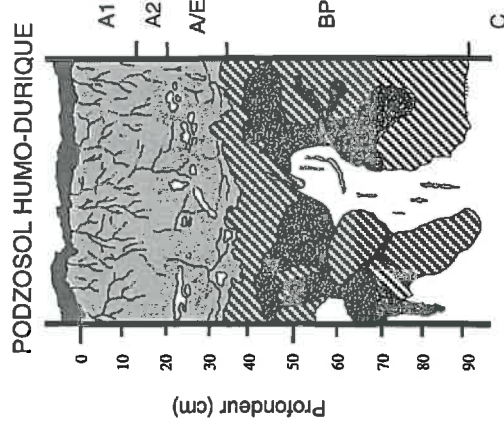
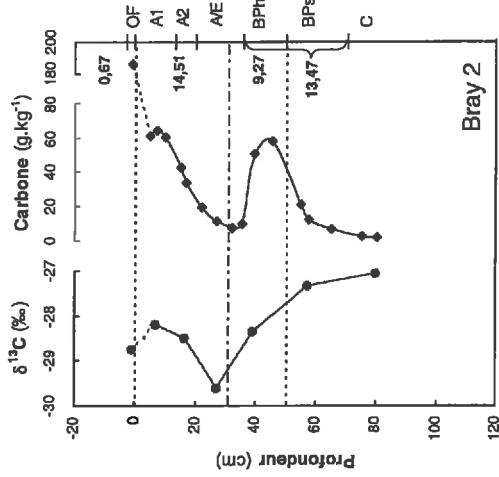
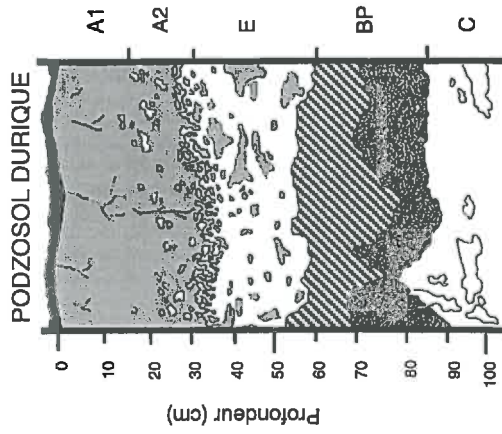
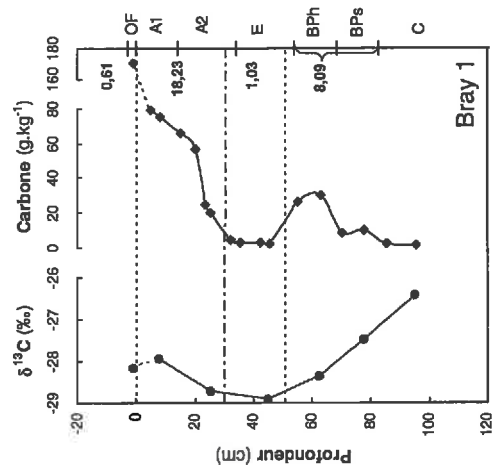


Figure VI.9 - Distribution verticale des teneurs en carbone organique et de l'abondance naturelle en ^{13}C dans les trois profils de la toposéquence du Bray (Cestas). Dans chaque graphique, les stocks de carbone (notés en gras) ont été calculés pour les couches 0-30, 30-50 cm et pour les horizons spodiques, dont les limites sont figurées par des lignes tirées.

- OF
- A
- E
- BPh compact
- BPh meuble
- BPh/BPs
- BPs induré
- BPs compact
- BPs meuble
- C

Ces variations sont liées à la position des profils par rapport au micro-relief et à l'amplitude de battement de la nappe phréatique au sein des profils (voir Chapitre I). En fonction de l'intensité de la podzolisation, les profils de $\delta^{13}\text{C}$ sont différents. Lorsque les horizons sont peu différenciés (profil Bray 3, PODZOSOL HUMIQUE), les variations de $\delta^{13}\text{C}$ sont faibles dans les horizons supérieurs. Dans les podzols plus évolués (profils Bray 2 et Bray 1, respectivement PODZOSOL HUMO-DURIQUE et DURIQUE), le rapport isotopique diminue avec la profondeur dans les horizons A pour atteindre un minimum dans les horizons E.

Dans une étude portant sur les podzols des Landes du Médoc, Fustec-Mathon *et al.* (1975) ont mis en évidence que les teneurs en bitumes des horizons de surface sont d'autant plus importantes que l'intensité de la podzolisation est forte. Ainsi, bien que très appauvris en matières organiques, les horizons E de podzols duriques sont enrichis en bitumes, qui peuvent constituer jusqu'à 36 % du carbone organique total de ces horizons. A l'inverse, les horizons supérieurs des podzols les moins évolués ne possèdent que de faibles teneurs en bitumes (<10 % du carbone total). Les bitumes sont constitués en partie de lipides et d'hydrocarbures, qui sont des composés appauvris en ^{13}C (de Niro et Epstein, 1978 cités par Balesdent et Mariotti, 1996). Par conséquent, la diminution du $\delta^{13}\text{C}$ dans les horizons éluviaux des PODZOSOLS DURIQUES et HUMO-DURIQUES pourrait s'expliquer par la forte proportion de composés appauvris en ^{13}C tels que les bitumes. Dans les horizons spodiques, le rapport isotopique augmente dans les podzols les plus différenciés (DURIQUES) jusqu'à près de 2 unités δ . Au contraire, dans les podzols moins évolués (HUMIQUES) le $\delta^{13}\text{C}$ ne présente que de faibles différences avec celui des horizons superficiels (moins d'une unité δ). On peut relier cette augmentation en profondeur et ces différences entre types de podzols avec l'âge des matières organiques qui sont d'autant plus anciennes dans ces horizons d'accumulation que le sol est évolué (Righi, 1977 ; Guillet, 1987).

2.3.2 – Effets de la mise en culture

L'examen des stocks de carbone total des horizons superficiels des sols des parcelles de chaque chronoséquence a montré que la mise en culture des sols forestiers se traduit par une diminution de ces stocks de près de 50 %, après 30 ans de monoculture de maïs. L'étude des fractions granulométriques montre d'une part que cette décroissance se répercute dans l'ensemble des fractions, mais d'autre part qu'elle se répercute de manière différente selon fractions. La diminution des stocks de carbone est très importante et rapide dans les fractions grossières (>50 μm), alors qu'elle semble plus modeste et surtout beaucoup plus lente dans la fraction fine (<50 μm). Ces résultats peuvent être comparés aux travaux de Tiessen et Stewart (1983), Zhang *et al.* (1988), Hassink (1995), Hassink *et al.* (1997). Tous ces travaux ont mis en évidence qu'il existait une relation étroite entre la taille des fractions granulométriques et la durée de vie des matières organiques. Les matières organiques associées aux particules grossières (sables) possèdent un taux de renouvellement très rapide et correspondent à un compartiment organique très labile et particulièrement réactif. A l'opposé, les matières organiques associées aux particules fines (argiles et limons) possèdent un taux de renouvellement lent et correspondent à un compartiment organique beaucoup plus stable. Nos résultats sur les sols landais sont en accord avec ces conclusions. Les fractions SG (200-2000 μm) et SF (50-200 μm), dont la dynamique est quasi identique, possèdent un taux de renouvellement très rapide, avec un TMR inférieur à 10 ans. Le taux de renouvellement de la fraction fine (AL) est par contre beaucoup plus lent, avec un TMR supérieur à 100 ans.

Les résultats du fractionnement confirment les estimations obtenues à partir du sol entier (voir § 1.2). Les compartiments labile et stable définis par le modèle bi-exponentiel correspondent respectivement aux fractions grossières (>50 μm) et à la fraction fine (<50 μm). Cependant, les proportions relatives de carbone des compartiments labile (30 %) et stables (70 %) estimées par le modèle sont assez différentes de la distribution du carbone obtenue par

fractionnement granulométrique. En effet, le carbone forestier initial contenu dans les fractions grossières (>50 µm) représente selon les chronoséquences de 42 à 52 % du carbone total et le carbone forestier initial de la fraction fine représente entre 48 et 58 % du carbone total. En termes de dynamique, les coefficients de décroissance annuelle et les temps moyens de résidence, calculés par modélisation de la cinétique des fractions de la chronoséquence de Cestas, confirment les estimations obtenues à partir du sol entier. Afin de pouvoir comparer ces deux sources de résultats, nous avons regroupé les fractions 50-200 µm et 200-2000 µm en une seule fraction 50-2000 µm, puis modélisé la dynamique de cette nouvelle fraction (Tableau VI.6). Malgré l'imprécision associée aux coefficients a, b et k, les temps moyens de résidence de la fraction 50-2000 µm (3,1 ans) et du compartiment labile (0,9 ans) sont d'un ordre de grandeur comparable. Il en est de même pour la fraction 0-50 µm (125 ans) et le compartiment stable (141 ans).

Par ailleurs, afin d'améliorer la précision associée à l'estimation des paramètres décrivant la dynamique des différentes fractions, nous avons modélisé cette dynamique en fixant certains paramètres des modèles (C_0 et C_∞). La valeur de ces paramètres a été définie à partir des résultats des fractionnements granulométriques. Ce nouvel ajustement montre qu'en réduisant le nombre de paramètres, la précision qui entoure le coefficient de décroissance (k) augmente significativement (Tableau VI.8). Toutefois, les erreurs standards restent importantes, ce qui incite à interpréter la valeur de ce coefficient avec précautions. Ces résultats montrent que les compartiments estimés par modélisation sont pertinents, mais que compte tenu de la forte imprécision associée aux différents coefficients, l'estimation précise de la taille et de la dynamique de ces compartiments reste délicate. De plus, cette approche est fondée sur des compartiments dont les dynamiques sont indépendantes. Elle ne prend donc pas en compte l'existence de transferts entre compartiments. Malgré ces limites, l'utilisation du fractionnement granulométrique se révèle intéressante, car cette approche permet de séparer de réels compartiments fonctionnels caractérisés par une dynamique très différente.

Tableau VI.8 – Coefficients des modèles ajustés aux stocks de carbone organique total des fractions 0-50, 50-200 et 200-2000 µm de la couche superficielle du sol (0-30 cm) des parcelles de Cestas. La fraction 50-2000 µm est obtenue en sommant les fractions 50-200 et 200-2000 µm. Les paramètres C_∞ , et C_0 sont fixés, seul le coefficient k est calculé par le modèle. L'erreur standard associée à chaque coefficient figure entre parenthèses. Le coefficient de détermination (R^2) et l'écart-type résiduel (SR) des modèles ajustés sont reportés dans le tableau.

Fraction	Modèles	C_∞ (kg.m ⁻²)	C_0 (kg.m ⁻²)	k (an ⁻¹)	TMR (an)	
200-2000	$C_t = C_0 e^{-kt} + C_\infty$	0,50	1,40	0,12 (0,06)	8,2	$R^2 = 0,63$; $SR = 0,45$
50-200	$C_t = C_0 e^{-kt} + C_\infty$	0,80	2,90	0,78 (0,17)	1,3	$R^2 = 0,93$; $SR = 0,35$
50-2000	$C_t = C_0 e^{-kt} + C_\infty$	1,90	3,70	0,45 (0,17)	2,2	$R^2 = 0,79$; $SR = 0,79$
0-50	$C_t = C_0 e^{-kt}$		5,25	0,010 (0,003)	101,0	$R^2 = 0,21$; $SR = 0,62$

2.3.3 - Dynamique du carbone forestier

La dégradation du carbone forestier au cours des années de mise en culture semble essentiellement liée à la disparition du carbone des fractions grossières (>50 µm). Le carbone contenu dans cette fraction représente environ 50 % du carbone organique total des sols forestiers. Après 30 ans de monoculture, près de 70 % du carbone de cette fraction a disparu, contre seulement 20 % pour le carbone contenu dans la fraction fine (<50 µm). Ces résultats illustrent bien le caractère labile du carbone des fractions grossières et le caractère relativement résistant de celui de la fraction fine. Cela confirme l'hypothèse selon laquelle la chute du carbone forestier serait due en grande partie à une

disparition du compartiment labile du carbone. De nombreux travaux antérieurs ont utilisé les techniques de fractionnement granulométrique et de traçage isotopique ($\delta^{13}\text{C}$) pour étudier la dynamique du carbone dans des sols naturels mis en culture (Ceri *et al.*, 1985 ; Vitorello *et al.*, 1989 ; Bonde *et al.*, 1992 ; Cambardella et Elliott, 1992 ; Desjardins *et al.*, 1994 ; Gregorich *et al.*, 1995 ; Balesdent *et al.*, 1998). Ces travaux ont conduit à des résultats similaires, illustrant le caractère très sensible du carbone des fractions grossières et sa disparition rapide dans les premières années qui suivent la mise en culture. Cambardella et Elliot (1992) et Besnard *et al.* (1996) ont observé la composition de ces fractions grossières et montré qu'elles sont principalement constituées de résidus végétaux et organiques facilement décomposables. Si c'est effectivement le cas, nos résultats montrent cependant que la dimension de ces résidus peut contrôler leur vitesse de dégradation puisque le carbone de la fraction 200-2000 μm semble se maintenir pendant quelques années à un niveau proche du niveau initial, alors que dans le même temps, les stocks de carbone de la fraction 50-200 μm ont chuté de manière très importante.

Ces résultats confirment également l'existence d'une fraction organique résistante à la dégradation, qui permet le maintien dans les sols de stocks de carbone relativement importants, comparés à la même situation en sol limoneux (Arrouays *et al.*, 1995). Cette fraction résistante serait essentiellement liée au carbone contenu dans la fraction fine, qui se maintient à un niveau relativement élevé après plusieurs décennies de monoculture intensive. Les travaux de Tiessen et Stewart (1983) ont montré que la fraction 2-50 μm des sols constitue un pool de carbone relativement stable et résistant, composé de matériaux organiques fortement humifiés et réalimenté par la dégradation des fractions de taille supérieure. Dans les sols landais, le maintien de stocks de carbone importants dans la fraction fine peut s'expliquer par la nature chimiquement résistante des constituants organiques de cette fraction, mais également par l'existence d'une alimentation de cette fraction par des composés organiques issus de la décomposition des fractions intermédiaires.

Malgré son maintien à un niveau relativement important après 30 ans de monoculture, la fraction fine contribue aussi à la chute globale du carbone organique forestier puisqu'elle perd pendant ce laps de temps environ 20 % de ses stocks initiaux. Si la chute du carbone forestier est due en grande partie à une disparition du compartiment labile du carbone, cette diminution des stocks de la fraction fine montre que cette dernière est aussi concernée par la mise en culture. En effet, contrairement aux fractions grossières, les stocks de carbone de la fraction fine ne semblent pas atteindre de palier sur la période considérée. Mais les données dont nous disposons ne permettent pas de savoir si cette décroissance est susceptible de se poursuivre au-delà du niveau atteint dans les parcelles les plus anciennes. Si la fraction 0-50 μm est composée d'un matériel organique homogène et relativement stable, sa décroissance avec la mise en culture peut se révéler préjudiciable pour le maintien à long terme de la fertilité et de la qualité des sols landais. En revanche, il est possible que cette matière organique présente une certaine hétérogénéité et soit composée de compartiments organiques possédant des temps de renouvellement différents. Plusieurs travaux ont soulevé cette hétérogénéité des matières organiques de taille inférieure à 50 μm , du point de vue de leur biodégradabilité et de leur stabilité (Andreux *et al.*, 1980 ; Andreux et Correa, 1981 ; Tiessen et Stewart, 1983 ; Balesdent *et al.*, 1988 ; Vitorello *et al.*, 1989 ; Feller *et al.*, 1991b ; Balesdent *et al.*, 1998). D'une manière générale, ces travaux ont mis en évidence que les matières organiques les plus labiles sont associées aux fractions 0-0,2 μm (argiles fines) et 20-50 μm (limons grossiers) alors que les matières organiques les plus stables sont associées aux fractions 0,2-2 μm (argiles grossières) et 2-20 μm (limons fins). Ces caractéristiques varient en fonction des sols et sont déterminées par la texture et par la structure du sol. Balesdent *et al.* (1998) expliquent que la différence de stabilité du carbone dans les fractions 0-2 et 2-20 μm de sols limoneux est liée à la présence d'agrégats susceptible de protéger physiquement la matière organique dans la fraction limons fins. Si les matières organiques de la fraction fine des sols landais possèdent une composition hétérogène, il est possible que la décroissance des stocks de carbone dans cette fraction soit imputable aux fractions les plus labiles.

La fraction de carbone résistante n'est pas exclusivement liée à la fraction fine car le carbone des fractions grossières ne disparaît pas complètement avec la mise en culture. Il se stabilise à un niveau proche d' 1 kg.m^{-2} à partir d'une dizaine d'années de culture et se maintient à ce niveau par la suite. Certains travaux ont mis en évidence une disparition quasi complète du carbone de la fraction 200-2000 μm avec la mise en culture (Cerri *et al.*, 1985 ; Balesdent *et al.*, 1998). A l'inverse, Vitorello *et al.* (1989) ont montré une persistance de carbone d'origine forestière dans cette fraction, bien qu'à un niveau relativement faible, sans apporter d'explications quant aux raisons de son maintien. Cerri *et al.* (1985) attribuent à une composition hétérogène la persistance de carbone dans la fraction 50-200 μm après 50 ans de culture de canne à sucre. Cette persistance de carbone dans la fraction SF et surtout dans la fraction SG paraît contradictoire avec la nature présumée labile des matières organiques constituant ces fractions. Pour expliquer cette résistance, deux hypothèses sont envisageables : (i) le compartiment organique grossier est effectivement constitué de composés organiques hétérogènes, de résidus végétaux très labiles disparaissant très rapidement et de matières organiques résistantes qui subsistent dans ces deux fractions ; (ii) une partie des composés issus de la dégradation des matières organiques des fractions grossières ne disparaît pas mais reste au contraire intimement associée à cette fraction.

La première hypothèse fait référence à une composition hétérogène des matières organiques constituant les fractions séparées sur des critères granulométriques. Cette hétérogénéité a été soulevée par les travaux de Cerri *et al.* (1985), Bonde *et al.* (1992) et Hassink (1995). Ce dernier considère en effet, en s'appuyant sur des séparations par densité, que les matières organiques particulières de dimension supérieure à 150 μm sont constituées de trois fractions. Il identifie ainsi des fractions légère, intermédiaire et dense, possédant des temps de renouvellement croissants. La présence de matières organiques très résistantes, constituées de charbons ou de matériaux carbonisés ne se dégradant que très lentement pourrait également être à l'origine de cette hétérogénéité. Ce type de composé a été mis en évidence dans d'autres types de sols (Cambardella et Elliott, 1992 ; Gregorich *et al.*, 1995). Dans les sols landais, Righi (1977) a montré que les débris végétaux qui alimentent le pool de matières organiques des horizons A des podzols à horizons BP indurés, se transforment en donnant d'une part des produits mobiles qui migrent vers les horizons spodiques, et d'autre part des produits résiduels résistants à la biodégradation (bitumes, humine héritée formée par carbonisation ménagée de la lignine). Par ailleurs, la mise en culture s'accompagne généralement d'un brûlage sur place des résidus forestiers issus du défrichage de la forêt. Il est possible que la présence de tels composés soit à l'origine du maintien des stocks de carbone de ces fractions à un niveau relativement stable plusieurs dizaines d'années après la mise en culture.

La seconde hypothèse fait référence à une redistribution des matières organiques issues de la décomposition des résidus végétaux constituant le pool de carbone des fractions de taille supérieure à 50 μm . La mise en culture pourrait favoriser cette redistribution et le développement de revêtements organiques à la surface des grains de sables, à l'image des revêtements présents dans les horizons spodiques indurés, étudiés par Righi (1977). Gregorich *et al.* (1995) évoquent la présence de tels revêtements pour expliquer la composition du carbone des fractions grossières. La modification des conditions physico-chimiques du sol et l'apport de nouvelles matières organiques de qualité différente seraient susceptibles de provoquer cette redistribution.

L'observation en microscopie optique ou électronique des fractions grossières des sols forestiers et cultivés pourrait permettre de vérifier ou d'infirmer ces hypothèses. Cette technique a été utilisée avec intérêt par Besnard *et al.* (1996) dans une situation comparable, sur des sols forestiers limoneux du sud-ouest de la France, concernés par une mise en culture. Ces auteurs ont montré une évolution importante de l'aspect et par conséquent de la qualité des matières organiques particulières, avec la mise en culture. De même, une séparation par densité, des compartiments organiques (matières organiques particulières) et minéraux, constituant les différentes fractions granulométriques que

nous avons isolées, permettrait d'aller plus loin dans la compréhension des processus d'évolution des matières organiques de ces différents compartiments. Les nombreux travaux qui ont développé ce genre d'approche, combinant des fractionnements granulométriques et densimétriques, ont généralement obtenu des résultats très intéressants (Gregorich *et al.*, 1995 ; Hassink, 1995 ; Besnard *et al.*, 1996 ; Hassink *et al.*, 1997 ; Shang et Tiessen, 1997).

2.3.4 - Dynamique du carbone maïsicole

En étudiant les stocks de carbone total, nous avons montré que l'incorporation de carbone maïsicole est relativement limitée dans les sols landais, principalement du fait du caractère labile des résidus de maïs et de l'absence de protection physique efficace offerte par ces sols sableux. Cependant, l'examen de l'évolution du carbone maïsicole dans les fractions granulométriques montre que ce dernier s'accumule dans les fractions de taille inférieure à 200 μm . Le caractère labile des résidus grossiers est également confirmé par les résultats du fractionnement granulométrique. Le carbone des fractions grossières (>200 μm) qui peut représenter plus de 70 % du carbone maïsicole dans les premières années de culture et environ 40 % après 30 ans de monoculture, possède un temps moyen de résidence très court, de l'ordre de 7 ans. Au contraire, le carbone de la fraction fine (<50 μm) qui ne représente au début qu'une faible proportion du carbone maïsicole total (< 30 %) atteint près de 60 % après 30 ans de monoculture. Ce carbone ne semble pas particulièrement labile puisque son TMR semble infini. L'incorporation de carbone maïsicole s'effectue donc par le biais des fractions grossières dans les premières années de culture, puis ces fractions atteignent rapidement un palier. L'accumulation de carbone maïsicole dans le sol se fait essentiellement par l'intermédiaire de la fraction fine, certainement alimentée par la décomposition des matières organiques labiles des fractions grossières. Ces résultats sont en accord avec les observations de Balesdent *et al.* (1998) qui montrent une dynamique comparable en sol limoneux pour les matières organiques particulières fines et grossières.

La Figure VI.10 représente l'évolution du rapport entre le carbone maïsicole et le carbone forestier dans les trois fractions isolées, avec la durée de monoculture. Ce rapport illustre bien la dynamique différente qui existe entre les fractions grossières très réactives, et les fractions fines qui s'incorporent plus lentement. Quelles que soient les fractions, le rapport C_m/C_f augmente de manière linéaire, ce qui tend à prouver que du carbone forestier disparaît à mesure que s'incorpore du carbone maïsicole. Toutefois, le taux annuel de remplacement de carbone forestier par du carbone maïsicole est relativement faible (respectivement 0,007 et 0,016 pour les fractions fine et grossières), ce qui confirme la très faible incorporation de nouveau carbone dans ces sols.

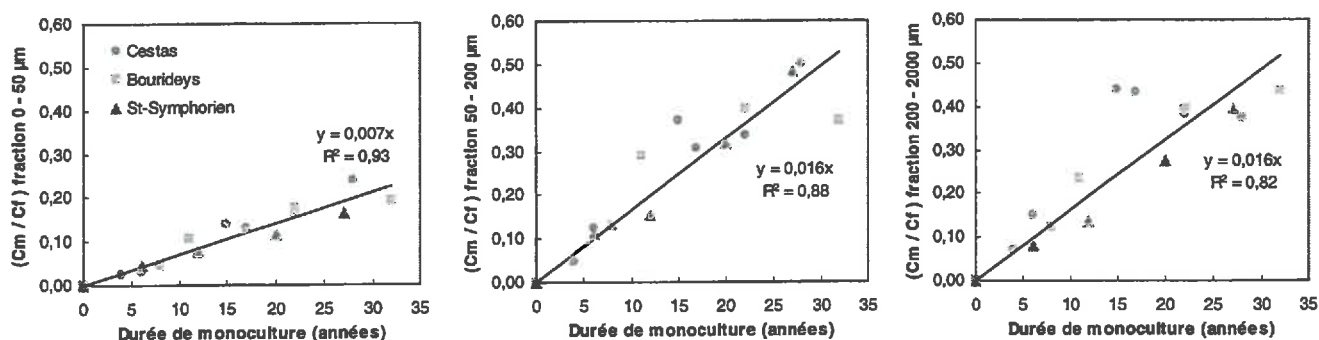


Figure VI.10 - Evolution du rapport carbone organique maïsicole (C_m) sur carbone organique forestier (C_f) dans les fractions granulométriques 0-50, 50-200 et 200-2000 μm avec la durée de mise en culture. Les fractions sont extraites de la couche superficielle (0-30 cm) du sol des parcelles de Cestas, Bourideys et St-Symphorien.

2.3.5 Variabilité entre chronoséquences et stabilisation du carbone

Lors de l'étude des sols entiers, nous avons vu que les trois chronoséquences se distinguaient par le niveau initial et la dynamique des stocks de carbone organique total. Le traçage isotopique nous a permis de montrer que ces différences semblaient essentiellement liées au carbone organique forestier, alors que les stocks de carbone maïsicole semblaient se comporter de manière identique dans les trois chronoséquences. Les résultats du fractionnement granulométrique mettent en évidence que les variations entre chronoséquences se répercutent de manière différente dans la fraction fine et dans les fractions grossières.

La décroissance du carbone forestier est très rapide dans les premières années qui suivent la mise en culture. La contribution des fractions SG et SF est très importante, puisque nous avons vu qu'à elles deux, ces fractions représentent près de 50 % du carbone forestier total initial et perdent environ 70 % de leur stock de carbone en 30 ans de monoculture. Les différences entre chronoséquences semblent minimales, puisque la dynamique des stocks de carbone des fractions de taille supérieure à 50 μm est tout à fait comparable.

La dynamique des stocks de carbone organique maïsicole de la fraction SG est globalement similaire dans les trois chronoséquences, ce qui n'est pas le cas de la fraction SF. Cette différence concerne essentiellement le palier atteint par les stocks de carbone de cette fraction. Ce palier est atteint plus rapidement dans la séquence de St-Symphorien que dans celle de Cestas. Les matières organiques qui composent les fractions grossières sont essentiellement particulières (matières macro-organiques), ce qui rend possible le fait que les variations soient dues à une hétérogénéité liée à la distribution de ces matières organiques. Du fait de la taille relativement élevée de ces matières organiques et de leur faible concentration dans la phase minérale des sols (en particulier dans le cas de la fraction SG), de faibles variations dans la distribution de ces matières organiques sont susceptibles d'avoir de fortes conséquences sur leur concentration dans les fractions (Christensen, 1992). Il est également possible que les variations entre chronoséquences soit liées à des conditions de minéralisation différentes entre les trois chronoséquences, et plus particulièrement entre Cestas et St-Symphorien. Ces deux chronoséquences sont en effet représentatives d'une organisation des sols très différente : milieu relativement homogène pour Cestas et très hétérogène pour St-Symphorien, qui possède les situations les plus extrêmes pour la région (avec la présence de dunes continentales et de lagunes).

Les principales différences qui distinguent les trois chronoséquences concernent les stocks de carbone de la fraction fine (AL). Les stocks initiaux de carbone forestiers sont en effet très différents dans les trois chronoséquences mais pas leur dynamique, qui est identique dans les trois chronoséquences. Les différences de stockage de carbone dans cette fraction peuvent être mises en relation avec la taille de la fraction minérale 0-50 μm dans les sols. Les parcelles de la chronoséquence de St-Symphorien, qui possèdent une fraction minérale fine représentant entre 45 et 70 g.kg^{-1} de sol, possèdent également les stocks de carbone les plus élevés. À l'inverse, les parcelles des chronoséquences de Cestas et Bourideys qui possèdent une fraction fine comprise entre 15 et 45 g.kg^{-1} de sol, ont des stocks de carbone forestier moins élevés. La dimension de la fraction minérale fine permet également d'expliquer le comportement particulier présenté par les stocks de carbone maïsicole d'une parcelle de la chronoséquence de Bourideys (BOU32) alors que, globalement, les stocks de carbone maïsicole de la fraction fine se comportent de manière identique dans les trois chronoséquences. Cette parcelle se distingue en effet des autres par un stock de carbone très faible qui peut être mis en relation avec la faible taille de la fraction minérale fine.

De nombreux travaux ont montré que la capacité de stockage de carbone est liée à la texture du sol et plus particulièrement à l'importance des fractions limoneuses et argileuses (Scott *et al.*, 1996 ; Sollins *et al.*, 1996 ; Bosatta et Agren, 1997 ; Hassink *et al.*, 1997 ; Parfitt *et al.*, 1997). Toutefois, Hassink (1996) a montré que le stockage de carbone dans les sols est limité par la capacité des argiles et des limons à s'associer à la matière organique du sol. Il définit ainsi la *capacité de protection* du sol comme la quantité maximale de carbone pouvant être associée à ces éléments minéraux, le degré de saturation de cette capacité de protection contrôlant l'incorporation de nouveau carbone dans le sol. Hassink et Whitmore (1997) et Hassink *et al.* (1997) montrent en effet que la proportion de sites disponibles pour accueillir du carbone détermine la capacité du sol à accepter et à stabiliser du nouveau carbone. Il existerait donc une meilleure relation entre l'incorporation de nouveau carbone et le degré de saturation de la capacité de protection qu'avec la texture du sol. Grâce à cette notion, Hassink *et al.* (1997) expliquent pourquoi un sol de texture argileuse ou argilo-limoneuse, possédant de faibles teneurs en carbone, est susceptible d'accepter une plus grande quantité de carbone, par le biais de résidus de culture, qu'un sol de même texture mais initialement plus riche en carbone.

Les sols landais sont caractérisés par une fraction minérale fine (argiles et limons, $<50 \mu\text{m}$) très peu représentée, variant entre 15 et 70 g.kg^{-1} de sol. La capacité de stockage ou de stabilisation de carbone dans cette fraction est par conséquent très limitée. La proportion relative de cette fraction minérale semble pourtant jouer un rôle important, puisque nous avons vu que le carbone forestier contenu dans la fraction fine du sol est d'autant plus abondant que la proportion massique de cette fraction minérale est élevée. De même, cette fraction minérale est très peu abondante dans la parcelle BOU32, alors que la concentration en carbone dans la fraction fine de cette parcelle est la plus élevée de l'ensemble des parcelles étudiées. Cela indiquerait donc que cette fraction possède un potentiel de stockage limité mais surtout que cette fraction a atteint son niveau de saturation maximal. Les Figures VI.11 et VI.12 illustrent les relations entre le stockage de carbone dans la fraction fine et la proportion massique de cette fraction, pour les chronoséquences de Cestas, Bourideys et St-Symphorien. La Figure VI.11 montre que la concentration en carbone dans la fraction fine est inversement proportionnelle à la taille de cette fraction : plus sa taille est élevée, moins elle est saturée en carbone. La Figure VI.12 montre que le stock de carbone de cette fraction est proportionnel au pourcentage massique de cette fraction dans le sol. Ceci indique que si la proportion de fraction minérale fine détermine la capacité de stockage de carbone organique total dans le sol, son degré de saturation par le carbone forestier peut déterminer sa capacité à accepter du carbone maïsicole.

Les sols landais perdent près d' 1 kg.m^{-2} de carbone forestier par l'intermédiaire de leur fraction fine, après une trentaine d'années de culture. Pendant le même temps, cette fraction s'enrichit de près d' 1 kg.m^{-2} de carbone maïsicole. Si on raisonne en termes de dynamique de carbone forestier et maïsicole dans la fraction fine, tout se passe donc comme si, à partir de fractions initialement saturées, le carbone forestier de la fraction fine disparaissait à un rythme constant qui correspond à la dynamique d'incorporation du carbone maïsicole. En d'autres termes, la capacité de protection de carbone maïsicole serait limitée dans le sol par la faible taille de la fraction fine (parcelle BOU32) et par son degré de saturation qui est déterminé par la faible vitesse de dégradation du carbone forestier.

L'ordonnée à l'origine de la Figure VI.12 met toutefois en évidence qu'une partie importante du carbone stocké dans la fraction fine ne semble pas être lié à cette fraction. Cette partie indépendante représente environ 50 % du carbone de la fraction fine. Hassink *et al.* (1997) observent le même phénomène sur des sols de textures variables, à hauteur de 30 à 50 % des stocks de carbone de la fraction 0-20 μm . Ils attribuent ce stockage « indépendant » à la présence de colloïdes ferriques pouvant stabiliser la matière organique, ou à une stabilisation chimique du carbone.

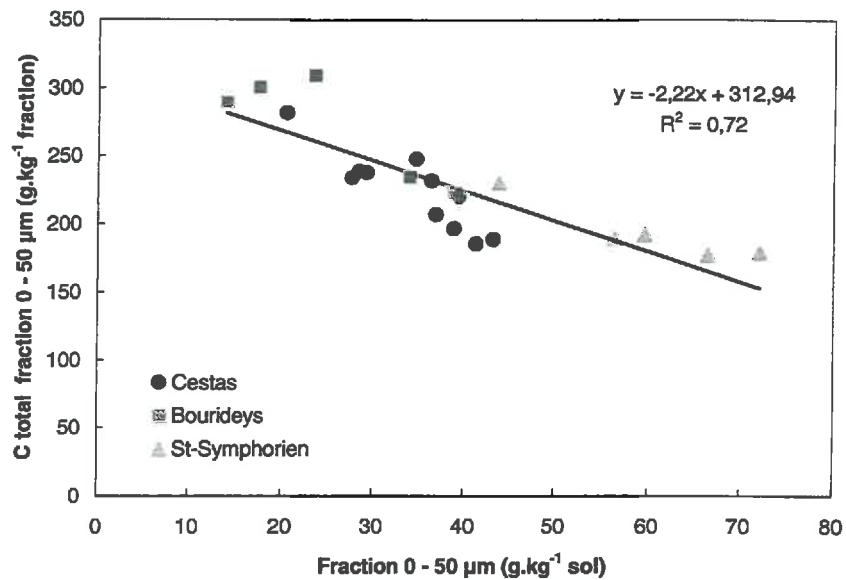


Figure VI.11 - Relation entre la teneur en carbone organique total de la fraction granulométrique 0-50 µm (gC.kg⁻¹ de fraction) et la proportion massique de cette fraction dans la couche superficielle (0-30 cm) du sol des parcelles de Cestas, Bourideys et St-Symphorien.

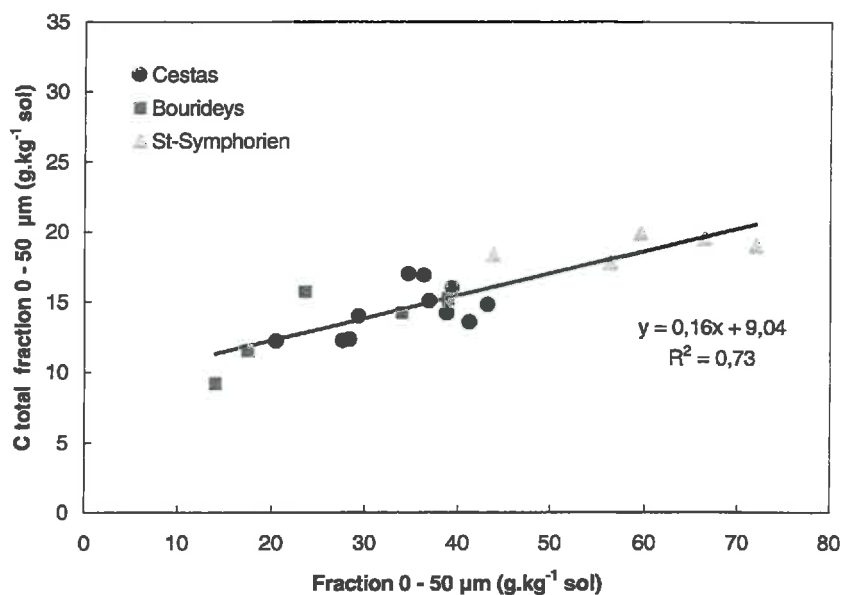


Figure VI.12 - Relation entre la teneur en carbone organique total de la fraction granulométrique 0-50 µm (gC.kg⁻¹ de sol) et la proportion massique de cette fraction dans la couche superficielle (0-30 cm) du sol des parcelles de Cestas, Bourideys et St-Symphorien.

Dans le cas des sols landais, il est probable qu'en milieu podzolisant, une partie relativement importante de ces matières organiques soit stabilisée sous forme de complexes organo-métalliques, faisant intervenir le fer ou d'aluminium (Parfitt *et al.*, 1999). Les travaux de Righi (1977) ont mis en évidence la présence de tels complexes dans les sols des Landes du Médoc. Il est également possible que ces matières organiques se trouvent sous forme particulière, juxtaposée aux particules minérales, à l'image des particules organiques opaques qui entrent dans la composition des agrégats complexes observés par Righi (1977) dans les horizons A des podzols landais.

2.3.6 – Conclusion partielle

La couche superficielle des sols forestiers landais est caractérisée par de fortes teneurs en matières organiques, que l'on peut attribuer à une faible activité biologique ainsi qu'à une stabilisation chimique de constituants naturellement résistants. La mise en culture se traduit par une diminution de près de 40 % des stocks de carbone organique total qui se répercute de manière différentielle dans les fractions granulométriques. La diminution des stocks de carbone est rapide et importante dans les fractions grossières (>50 µm) alors qu'elle est plus limitée et surtout beaucoup plus lente dans la fraction fine (<50 µm). De même, la diminution du carbone forestier au cours des années de mise en culture semble essentiellement liée à la disparition du carbone des fractions grossières qui représente près de 50 % du carbone des sols forestiers. Après 30 ans de monoculture, 70 % du carbone de cette fraction a disparu, contre seulement 20 % pour le carbone de la fraction fine.

Les résultats du fractionnement granulométrique de la matière organique confirment l'existence d'un compartiment organique labile qui disparaît très rapidement avec la mise en culture. Ce compartiment correspondrait aux fractions granulométriques grossières, de taille supérieure à 50 µm, constituées de matières organiques facilement décomposables et particulièrement réactives, dont le temps moyen de résidence est inférieur à 10 ans. Les résultats du fractionnement confirment également l'existence d'une fraction organique très résistante à la dégradation, qui permet le maintien dans les sols de stocks de carbone relativement importants. Cette fraction résistante serait essentiellement liée au carbone de la fraction fine, qui constitue un pool de matières organiques beaucoup plus stables, avec un temps moyen de résidence de l'ordre de 125 ans.

Malgré son maintien à un niveau relativement important après 30 ans de monoculture, la fraction fine contribue aussi à la chute globale du carbone organique forestier puisqu'elle perd pendant ce laps de temps environ 20 % de ses stocks initiaux. Si la fraction 0-50 µm est composée d'un matériel organique homogène et relativement stable, sa décroissance avec la mise en culture pourrait se révéler préjudiciable pour le maintien à long terme de la fertilité et de la qualité des sols landais. En revanche, il est possible que cette matière organique présente une certaine hétérogénéité et soit composée de compartiments organiques possédant des temps de renouvellement différents. Dans ce cas, la décroissance des stocks de carbone dans cette fraction pourrait être imputable à la disparition de ses constituants les plus labiles.

La fraction de carbone résistante n'est pas exclusivement liée à la fraction fine. Le carbone des fractions grossières se stabilise à un niveau proche d'1 kg.m⁻² après une dizaine d'années de culture et se maintient à ce niveau par la suite. Cette persistance de carbone dans les fractions SF et SG paraît contradictoire avec la nature présumée labile des matières organiques de ces fractions. Pour expliquer cette résistance, deux hypothèses sont envisageables : (i) le compartiment organique grossier est composé de matières organiques hétérogènes, constituées de résidus végétaux labiles disparaissant rapidement et de matières organiques résistantes subsistant

dans ces deux fractions ; (ii) une partie des composés issus de la dégradation des matières organiques des fractions grossières ne disparaît pas mais reste au contraire intimement associée à cette fraction.

L'incorporation de carbone maïsicole est limitée dans les sols landais par le caractère labile des résidus de maïs et l'absence de protection physique des matières organiques. Ce caractère labile est confirmé par le fractionnement granulométrique, qui montre que le temps moyen de résidence ne dépasse pas 10 ans pour les résidus grossiers (> 200 µm). En revanche, le carbone d'origine maïsicole des fractions fines (< 200 µm) est relativement résistant puisqu'il s'accumule progressivement dans ces fractions sans atteindre de palier apparent. L'accumulation de carbone maïsicole dans le sol se fait donc essentiellement par l'intermédiaire de la fraction fine, certainement alimentée par la décomposition des matières organiques labiles des fractions grossières.

L'étude du sol entier a montré que les trois chronoséquences se distinguaient essentiellement par le niveau initial et la dynamique des stocks de carbone organique total. Le traçage isotopique du ¹³C indique que ces différences sont essentiellement liées au carbone forestier alors que les stocks de carbone maïsicole évoluent de manière identique dans les trois chronoséquences. Les résultats du fractionnement granulométrique montrent que les trois chronoséquences se distinguent principalement par des différences de stockage de carbone dans la fraction fine, que l'on peut attribuer à l'importance de la fraction minérale de taille inférieure à 50 µm dans le sol. Cette fraction minérale fine détermine en effet la capacité de stockage de carbone organique dans le sol et la possibilité d'incorporation de carbone maïsicole. En terme de dynamique de carbone forestier et maïsicole dans la fraction fine, tout se passe donc comme si, à partir de fractions initialement saturées, le carbone forestier de la fraction fine disparaissait à un rythme constant, qui conditionne la dynamique d'incorporation du carbone maïsicole. La capacité de protection de carbone maïsicole serait donc limitée dans le sol par la taille de la fraction minérale fine et par son degré de saturation, déterminé par la faible vitesse de dégradation du carbone forestier.

Bien que cette approche soit fondée sur des compartiments dont les dynamiques sont supposées indépendantes et qui ne permet pas de prendre en compte l'existence de transferts entre ces compartiments, l'utilisation du fractionnement granulométrique se révèle particulièrement intéressante, puisque cette approche a permis de séparer des compartiments fonctionnels caractérisés par une dynamique différente. Certaines questions restent cependant sans réponses, concernant la nature des matières organiques forestières résistantes des fractions grossières, ainsi que la nature et la dynamique des matières organiques de la fraction fine. L'observation des fractions grossières en microscopie optique ou électronique devrait permettre de vérifier ou d'infirmer les hypothèses avancées. De même, une séparation plus poussée des compartiments organiques (matières organiques particulières) et minéraux par fractionnement granulométrique et densimétrique combinés, permettrait d'aller plus loin dans la caractérisation de la nature et de la dynamique des fractions organiques et dans la compréhension des processus d'évolution des matières organiques de ces différents compartiments.

Dans la partie suivante, nous avons appliqué une méthode de séparation des matières organiques particulières associée à un fractionnement granulométrique sur trois parcelles sélectionnées de la chronoséquence de Cestas. Cette technique de séparation a permis dans un premier temps d'isoler cinq fractions granulométriques (500-2000, 200-500, 50-200, 20-50 et 0-20 µm). A partir de ces fractions, les matières minérales et organiques ont été séparées selon des critères de densité dans les fractions de taille supérieure à 50 µm. Sur l'ensemble des fractions granulométriques et densimétriques ainsi isolées nous avons réalisé des analyses de carbone organique, d'abondance naturelle en ¹³C, ainsi que des observations en microscopie optique et électronique à balayage.

3 - Évolution des matières organiques particulières et associées aux fractions minérales

3.1 – Matériels et méthodes

3.1.1 – Dispositif et échantillonnage

Trois parcelles de la chronoséquence de Cestas ont été retenues dans le cadre de cette étude : une parcelle forestière conduite en sylviculture intensive (Coupe rase), une parcelle de maïs de 4 ans (CES4) et une parcelle de maïs de 22 ans (CES22). Les échantillons composites issus de ces trois parcelles ont fait l'objet d'un fractionnement granulométrique plus détaillé que précédemment (5 fractions), suivi d'une séparation des matières organiques particulières. Les modalités d'échantillonnage de ces trois échantillons sont décrites au paragraphe 1.1.2.

3.1.2 – Fractionnement et séparation des matières organiques particulières

Nous avons appliqué pour ces trois échantillons une technique de fractionnement granulométrique similaire à celle décrite au paragraphe 2.1.2, avec cependant quelques modifications destinées à isoler cinq fractions granulométriques au lieu de trois. Une aliquote de 20 g de sol séché à l'air et tamisé à 2 mm est placée dans un flacon de 750 ml avec 300 ml d'eau déionisée. La dispersion mécanique du sol est assurée par une agitation avec retournement (40 t/mn) pendant 1 heure, suivie d'un passage dans un bac à ultrasons pendant 4 minutes. Les fractions sables très grossiers (STG, 500-2000 μm), sables moyennement grossiers (SMG, 200-500 μm), sables fins (SF, 50-200 μm) et limons grossiers (LG, 20-50 μm) sont séparées par tamisage successif sans agitation sur des tamis de 500, 200, 50 et 20 μm , à l'aide d'une pissette d'eau déionisée. La fraction argile + limons fins (ALF, 0-20 μm) est récupérée par centrifugation à 10 000 (t/mn) de la suspension résiduelle pendant 30 minutes.

La technique de séparation des matières organiques particulières que nous avons utilisée est adaptée de la méthode décrite par Feller (1979) pour les sols à texture grossière. Dans un premier temps, les matières organiques particulières légères (MOPL) des fractions STG et SMG sont séparées du reste des matières organo-minérales par flottation dans l'eau. Dans les fractions STG, SMG et SF, les matières organo-minérales résiduelles sont ensuite séparées en deux fractions selon le même principe : une fraction constituée de matières organo-minérales (MOM) et une fraction essentiellement constituée de matières minérales (MM). Les fractions isolées sont séchées à l'étuve à 40°C puis pesées, à l'exception de la fraction ALF qui est congelée et lyophilisée avant la pesée. Par la suite, une aliquote de la fraction organo-minérale (MOM) des fractions STG et SMG est séparée par tri manuel en deux sous-fractions, constituées respectivement de matières organiques particulières denses (MOPD) et d'agrégats organo-minéraux (AOM). Chaque échantillon a été fractionné avec trois répétitions. Après dispersion, fractionnement et séparation, la quantité totale d'échantillon récupérée varie entre 982 et 991 g.kg^{-1} pour l'ensemble des répétitions.

3.1.3 – Observations en microscopie optique et électronique (MEB)

Toutes les fractions organiques et minérales ont été observées et photographiées à l'aide d'une loupe binoculaire Zeiss, à des grossissements variant entre $\times 10$ et $\times 50$. Les fractions de taille supérieure à 50 μm ont ensuite été montées sur des plots en aluminium puis recouvertes d'une fine couche de carbone. Les observations ont été réalisées en microscopie électronique à balayage avec un appareil équipé d'un détecteur d'électrons rétrodiffusés

(Cambridge Stereoscan 90B). Les fractions de taille inférieure à 50 µm ont été montées sur des lames de verre à sec ou dans de l'eau permutée puis observées en microscopie optique à des grossissements de $\times 78,5$ ou $\times 125$, sous éclairage incident. Ces observations ont été réalisées à l'Unité de Science du sol de l'INRA d'Orléans

La fraction minérale 200-500 µm séparée par fractionnement sur les trois parcelles de Cestas a ensuite été observée en microscopie électronique à balayage (Cambridge Stereoscan 200) avec un appareil équipé d'un détecteur d'électrons rétrodiffusés et d'un système de microanalyse en spectrométrie à dispersion d'énergie de rayons X (EDS Oxford Link AN 10000). La microanalyse EDS fournit des spectres de composition chimique en éléments majeurs. Ces observations ont été réalisées à l'Unité de Science du sol de l'INRA de Versailles.

Dans les deux cas, les fractions ont été observées à un grossissement variant de $\times 50$ à $\times 2500$, sous une tension d'accélération de 15 kV. Les observations ont été réalisées en électrons rétrodiffusés (ERD) ou en combinant des électrons rétrodiffusés et des électrons secondaires (ES) de manière à renforcer le contraste.

3.1.4 – Analyses, traitement et expression des résultats

Les fractions ont été finement broyées ($< 50 \mu\text{m}$) puis séchées à 105°C avant d'être analysées. Les analyses ont été réalisées au Laboratoire d'Écologie Isotopique du Centre d'Énergie Nucléaire pour l'Agriculture de l'Université de São Paulo (Piracicaba, Brésil), selon la procédure décrite par Victoria *et al.* (1992). La teneur en C et N a été déterminée après combustion sèche dans un analyseur élémentaire (Carlo Erba CHN-1110). La détermination de l'abondance naturelle en ^{13}C est réalisée simultanément au dosage du C. Après la combustion dans le four de l'analyseur élémentaire, le CO_2 produit est introduit, après purification et séparation sur une colonne chromatographique, dans un spectromètre de masse isotopique (Finnigan Delta Plus), permettant une mesure relative du rapport isotopique de l'échantillon par comparaison avec le standard PDB. Ce protocole est identique à celui utilisé dans la partie précédente pour la détermination du rapport isotopique $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ du sol entier et des fractions granulométriques. Les résultats sont exprimés en valeur de $\delta^{13}\text{C}$ par rapport à la référence internationale PDB selon la relation [1] décrite au § 1.1.3. Les proportions de carbone organique forestier et maïsicole sont calculées à l'aide de la relation [2], décrite au § 1.1.4.

La description des constituants des différentes fractions observées s'appuie sur le système de description et de classification micromorphologique de la matière organique du sol élaboré par de Coninck *et al.* (1974). Ce système a été utilisé par Righi (1977) pour décrire la micromorphologie de la matière organique des sols des Landes du Médoc.

3.2 – Résultats

Les principales caractéristiques des fractions granulométriques et des matières organiques particulières isolées de l'horizon superficiel du sol des trois parcelles de la chronoséquence de Cestas figurent dans le Tableau VI.9. Ces résultats mettent en évidence que les matières organiques associées aux différentes fractions possèdent des caractéristiques différentes en termes de distribution, de teneurs en carbone organique, de rapport C/N et de $\delta^{13}\text{C}$. L'effet de la mise en culture se traduit également par des évolutions différentes selon les fractions.

Tableau VI.9 - Principales caractéristiques des fractions granulométriques et des matières organiques isolées de l'horizon superficiel (0-30 cm) du sol des parcelles de la chronoséquence de Cestas (CES). La parcelle Coupe rase (CR) représente le témoin forestier. Les parcelles cultivées par leur durée de monoculture de maïs (4 et 22 ans). Les écart-types associés aux variables carbone organique total (C total) et $\delta^{13}C$ figurent entre parenthèses. Les différentes catégories de fractions isolées correspondent aux matières minérales (MM), aux matières organo-minérales (MOM), aux agrégats organo-minéraux (MOP), aux matières organiques particulaires (MOP) denses (MOPD) ou légères (MOPL).

	STG 500-2000 μm					SMG 200-500 μm					SF 50-200 μm			LG 20-50 μm		ALF 0-20 μm	
	MM	MOM	AOM	MOPD	MOPL	MM	MOM	AOM	MOP	MM	MOM	MM	MOM	MOM	MOM	MOM	MOM
CR																	
Distribution (g.kg^{-1} sol)	72	4,8	2,6	2,3	1,3	737	10,4	8,1	3,82	70	43	21	25				
C total (g.kg^{-1} fraction)	2,31 (0,01)	371,40 (1,30)	278,10	400,40	410,30 (0,16)	1,35 (0,00)	330,20 (1,67)	318,60	392,79	4,10 (0,02)	310,49 (0,36)	239,32 (1,33)	186,90 (0,07)				
C/N	17	32	28	35	38	16	29	28	31	21	31	28	23				
$\delta^{13}C$ (‰)	-27,51 (0,16)	-27,27 (0,25)	-27,67	-27,13	-26,98 (0,00)	-27,98 (0,36)	-27,59 (0,04)	-27,50	-27,34	-28,16 (0,36)	-27,64 (0,05)	-27,70 (0,05)	-27,63 (0,08)				
C maïs (g.kg^{-1} fraction)	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00				
C forêt (g.kg^{-1} fraction)	2,31	371,40	278,10	400,40	410,30	1,35	330,20	318,60	392,79	4,10	310,49	239,32	186,90				
C total (kg.m^{-2} sol)	0,06	0,64	0,25	0,32	0,19	0,35	1,22	0,92	0,53	0,10	4,72	1,78	1,65				
C maïs (kg.m^{-2} sol)	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00				
C forêt (kg.m^{-2} sol)	0,06	0,64	0,25	0,32	0,19	0,35	1,22	0,92	0,53	0,10	4,72	1,78	1,65				
CES4																	
Distribution (g.kg^{-1} sol)	74	4,9	2,7	2,2	1,2	759	16,3	12,5	3,8	66	26	15	28				
C total (g.kg^{-1} fraction)	2,13 (0,08)	276,90 (4,96)	292,40	339,20	351,45 (0,83)	1,88 (0,04)	233,75 (2,98)	227,30	362,10	4,15 (0,15)	244,85 (0,19)	194,33 (1,67)	189,85 (0,76)				
C/N	21	30	31	31	28	19	24	25	26	21	24	23	21				
$\delta^{13}C$ (‰)	-27,47 (0,07)	-26,60 (0,08)	-27,18	-26,36	-22,69 (0,54)	-27,77 (0,30)	-26,91 (0,11)	-27,08	-23,37	-26,49 (0,03)	-27,07 (0,06)	-27,17 (0,10)	-27,13 (0,01)				
C maïs (g.kg^{-1} fraction)	0,01	12,66	9,45	17,96	104,20	0,02	10,54	6,37	96,94	0,44	9,19	6,72	6,28				
C forêt (g.kg^{-1} fraction)	2,12	264,24	282,95	321,34	247,25	1,85	223,21	220,93	265,16	3,71	235,66	187,61	183,57				
C total (kg.m^{-2} sol)	0,06	0,48	0,28	0,27	0,15	0,50	1,35	1,01	0,49	0,10	2,23	1,06	1,85				
C maïs (kg.m^{-2} sol)	0,00	0,02	0,01	0,01	0,05	0,01	0,06	0,03	0,13	0,01	0,08	0,04	0,06				
C forêt (kg.m^{-2} sol)	0,06	0,46	0,27	0,25	0,11	0,50	1,29	0,98	0,36	0,09	2,15	1,02	1,79				
CES22																	
Distribution (g.kg^{-1} sol)	57	1,3	0,8	0,5	0,5	767	4,7	1,5	3,2	79	18	21	42				
C total (g.kg^{-1} fraction)	3,07 (0,23)	177,35 (5,89)	233,60	585,60	366,45 (4,39)	6,10 (0,21)	185,55 (1,97)	300,80	211,90	7,50 (0,23)	207,13 (2,10)	137,55 (2,26)	161,45 (0,47)				
C/N	12	20	18	-	22	15	18	19	18	16	17	17	17				
$\delta^{13}C$ (‰)	-25,27	-21,58 (0,63)	-19,94	-24,68	-18,18 (1,35)	-24,29 (1,54)	-22,32 (1,24)	-18,32	-22,95	-23,70 (2,24)	-23,63 (0,04)	-24,98 (0,09)	-25,51 (0,14)				
C maïs (g.kg^{-1} fraction)	0,46	68,43	119,11	98,13	222,80	1,45	64,91	184,21	62,74	2,14	54,90	24,64	22,64				
C forêt (g.kg^{-1} fraction)	2,61	108,92	114,49	487,47	143,65	4,65	120,64	116,59	149,16	5,36	152,22	112,91	138,81				
C total (kg.m^{-2} sol)	0,06	0,08	0,07	0,09	0,06	1,65	0,31	0,16	0,24	0,21	1,33	1,00	2,39				
C maïs (kg.m^{-2} sol)	0,01	0,03	0,04	0,02	0,04	0,39	0,11	0,10	0,07	0,06	0,35	0,18	0,33				
C forêt (kg.m^{-2} sol)	0,05	0,05	0,03	0,08	0,02	1,26	0,20	0,06	0,17	0,15	0,98	0,82	2,05				

3.2.1 – Évolution des stocks de carbone des matières organo-minérales

Les stocks de carbone total contenus dans les matières organo-minérales (MOM) diminuent dans toutes les fractions granulométriques à l'exception de la fraction ALF (0-20 μm). Les stocks de carbone diminuent d'autant plus rapidement que les fractions sont grossières. Les MOM des fractions STG, SMG, SF et LG perdent ainsi respectivement 87, 75, 72 et 43 % de leurs stocks initiaux de carbone en 22 ans de monoculture. La dynamique de cette décroissance semble différente selon la taille des fractions granulométriques. La diminution des stocks de carbone des MOM se produit principalement dans les quatre années qui suivent la mise en culture dans les fractions SF et LG, alors qu'elle semble plus progressive et se poursuit longtemps après la mise en culture dans les fractions STG, SMG. Dans la fraction la plus fine (0-20 μm) les stocks de carbone total augmentent progressivement avec la durée de mise en culture. Ils gagnent ainsi près de 45 % après 22 ans de monoculture de maïs.

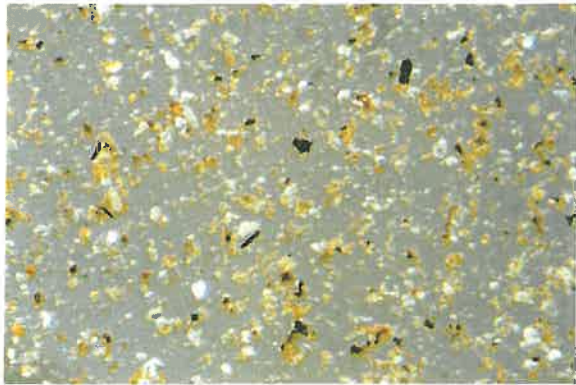
Le carbone forestier se comporte comme le carbone total. Il décroît de manière importante et rapide dans les MOM de l'ensemble des fractions du sol à l'exception de la fraction ALF, dans laquelle les stocks de carbone forestier augmentent. L'augmentation du $\delta^{13}\text{C}$ montre que le carbone maïsicole s'incorpore au sol par l'intermédiaire de toutes les fractions. Toutefois, la dynamique de cette incorporation n'est pas identique dans toutes les fractions. Elle est particulièrement rapide et importante dans les fractions grossières, puisque le carbone maïsicole représente près de 40 % des MOM des fractions STG et SMG après 22 ans de culture. En revanche, le stockage de carbone nouveau s'effectue principalement par le biais des fractions fines qui représentent les réservoirs de carbone les plus importants dans le sol.

Les observations en microscopie optique ont montré que les fractions LG et ALF sont constituées de trois composantes : des particules minérales généralement de couleur claire, blanche ou translucide, des matières organiques polymorphes de couleur beige à marron et des particules noires brillantes et anguleuses (Planche VI.1). Les particules minérales sont principalement constituées de quartz translucides de forme irrégulière et de feldspaths généralement blanchâtres et de forme régulière. Les matières organiques de la fraction 20-50 μm semblent essentiellement juxtaposées, sans liaison apparente avec les matières minérales.

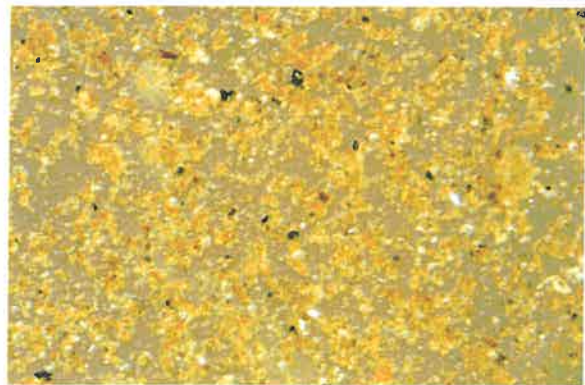
3.2.2 – Évolution des stocks de carbone des matières organiques particulières

Les matières organo-minérales possèdent une composition hétérogène que l'on a pu mettre en évidence en séparant par densité et par tri, trois fractions organiques de nature différente dans la fraction la plus grossière du sol (STG). Deux de ces fractions constituent les matières organiques particulières au sens strict. Dans la fraction SMG, nous n'avons pu isoler que deux fractions, dont une est composée de matières organiques particulières. Dans les fractions grossières des sols forestiers, les matières organiques particulières représentent un peu plus d'un kg.C m^{-2} soit environ 10 % du carbone organique total du sol. L'observation de ces fractions en microscopie optique ou électronique a confirmé qu'elles sont composées essentiellement de fragments végétaux à divers stades de décomposition.

Dans la fraction STG (500-2000 μm), la fraction la plus légère (MOPL, Planche VI.2) est constitué de fragments végétaux non transformés, aisément reconnaissables à la loupe binoculaire : racines, débris ligneux, particules allongées ou aplaties avec des alignements cellulaires très nets et relativement propres. La mise en culture se traduit par une diminution pondérale importante de cette fraction (-61 % en 22 ans) et des stocks de carbone total (-67 %) et forestier (-87 %) associés à cette fraction. Elle s'accompagne en revanche d'un stockage important de carbone maïsicole (+61 %).

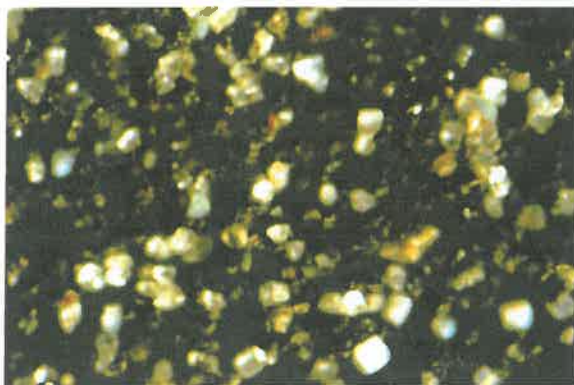


CR x125

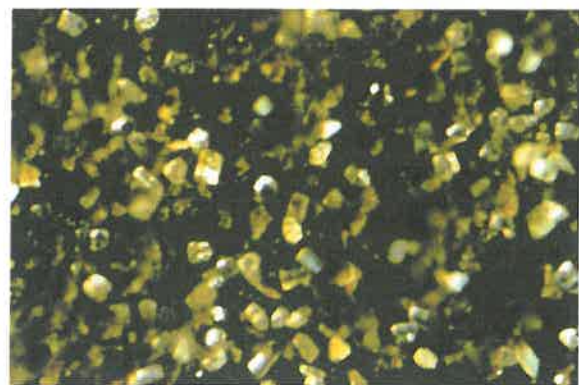


CES22 x125

a

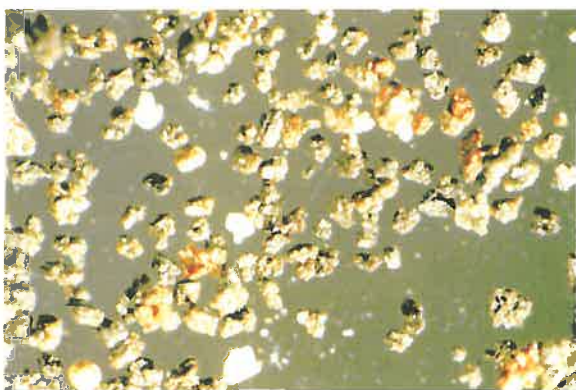


CR x125

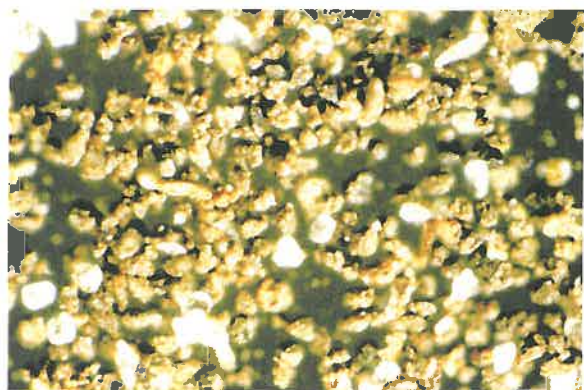


CES22 x125

b



CR x78,5



CES22 x78,5

c

Planche VI.1 - Micromorphologie des matières organo-minérales (MOM) des fractions granulométriques 0-20 (a), 20-50 (b) et 50-200 μm (c) de la couche superficielle du sol (0-30 cm) d'une parcelle forestière (CR) et d'une parcelle cultivée en maïs depuis 22 ans (CES22). Observations réalisées au microscope optique aux grossissements x78,5 et x125.



CR x10



CR x25



CES4 x10



CES4 x25



CES22 x10



CES22 x25

Planche VI.2 - Micromorphologie des matières organiques particulières légères (MOPL) de la fraction granulométrique 500-2000 μm de la couche superficielle du sol (0-30 cm) d'une parcelle forestière (CR) et de deux parcelles maïsicoles cultivées depuis 4 ans (CES4) et 22 ans (CES22). Observations réalisées à la loupe binoculaire aux grossissements x10 et x25.

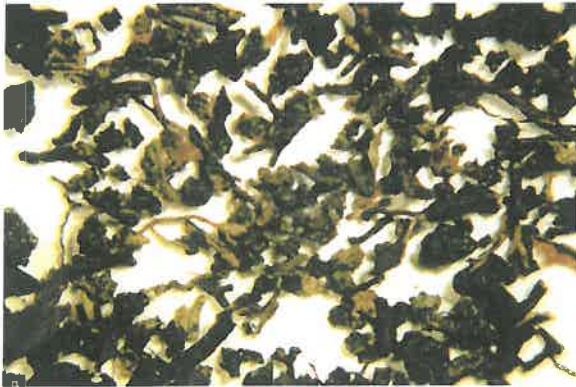
D'un point de vue qualitatif, la morphologie des fragments végétaux ligneux ne semble pas être affectée par la mise en culture. Par contre, les proportions de fragments ligneux sombres et de débris racinaires fins ont diminué de manière importante. La présence de fragments végétaux dérivés du maïs en forte proportion est évidente. Ces changements qualitatifs se traduisent par une forte augmentation du $\delta^{13}\text{C}$ et par une diminution significative du rapport C/N de cette fraction, qui passe de 38 en sol forestier à 22 en sol cultivé.

La seconde fraction organique isolée par flottation est constituée de matériaux plus denses, parmi lesquels nous avons pu séparer par tri manuel deux catégories de particules différentes dans la fraction STG : une fraction organique végétale (MOPD) et une fraction organo-minérale constituée d'agrégats (AOM).

En sol forestier, les MOPD de la fraction STG sont essentiellement constituées de fragments végétaux sombres transformés ou non transformés, de forme polyédrique ou allongée et de nombreux débris tubulaires. Les débris racinaires clairs sont relativement peu nombreux. On observe également quelques fragments noirs, brillants, anguleux sur lesquels on distingue parfois des structures cellulaires (Planche VI.3). En microscopie électronique, on distingue des fragments relativement peu décomposés sur lesquels les alignements cellulaires sont encore très nets, de forme allongée ou aplatie, et des débris ligneux ou tubulaires apparemment plus altérés, sur lesquels on ne distingue plus de formes cellulaires (Planche VI.4). Sur certains de ces fragments, on observe le développement d'hyphes qui traduisent une dégradation biologique en cours. Quelques débris de charbon ont également été observés. La mise en culture se traduit par une diminution pondérale très importante de cette fraction (-78 % en 22 ans) et des stocks de carbone total et forestier (-80 %) associés à cette fraction. L'observation de la morphologie des MOPD de la parcelle cultivée depuis 22 ans montre que la nature de ces débris a changé. Toutefois les débris ligneux ne semblent pas plus décomposés qu'en sol forestier. Certains débris paraissent être dans un état de décomposition avancé, alors que des structures cellulaires sont encore visibles sur d'autres fragments. Les fragments tubulaires semblent par contre avoir totalement disparu, alors que de nombreux débris maïsicoles sont nettement identifiables.

Dans la fraction SMG (200-500 μm), la morphologie des matières organiques particulières des sols forestiers est similaire à celle de la fraction STG, bien que de taille inférieure. La mise en culture se traduit par une diminution pondérale relativement faible de cette fraction (-18 % en 22 ans) bien que la décroissance des stocks de carbone organique total (-29 %) et forestiers (-50 %) associés à cette fraction soit relativement importante. L'incorporation de carbone maïsicole semble également moins importante que dans la fraction STG (+ 30 % en 22 ans).

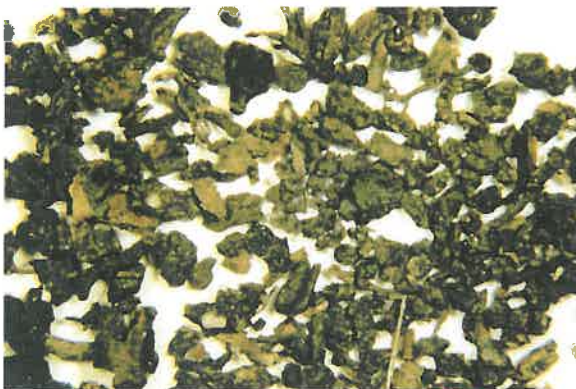
En sol forestier, les agrégats organo-minéraux (AOM) représentent environ 50 % des matières organo-minérales (MOM) de la fraction STG. Ces agrégats complexes correspondent à des unités poreuses contenant parfois des particules minérales du squelette grossier (feldspaths, quartz) ou des débris végétaux non transformés, soudés entre eux par un ciment organo-minéral (Planche VI.3 et VI.5). En microscopie électronique le ciment organo-minéral paraît composé de matière organique polymorphe et de minéraux polyédriques disposés sans organisation particulière (Planche VI.5). Des éléments biologiques sont identifiables (hyphes, fragments animaux, boulettes fécales, etc.). La mise en culture se traduit par une importante diminution pondérale de cette fraction (-69 % en 22 ans) et des stocks de carbone total (-73 %) et forestier (-87 %) associés à cette fraction. L'incorporation de carbone maïsicole est importante dans cette fraction, puisque qu'après 22 ans de monoculture, le carbone nouveau représente plus de 50 % du carbone organique total. L'observation de la morphologie des agrégats ne montre pas de manière évidente d'effet de la mise en culture. Dans la fraction SMG, la proportion d'agrégats organo-minéraux est plus importante puisqu'elle représente 77 % des matières organo-minérales de cette fraction et près de 10 % des stocks de carbone organique total du sol.



CR x10



CR x25



CES4 x10



CES4 x25



CES22 x10



CES22 x25

Planche VI.3 - Micromorphologie des matières organiques particulières denses (MOPD) de la fraction granulométrique 500-2000 μm de la couche superficielle du sol (0-30 cm) d'une parcelle forestière (CR) et de deux parcelles maïsicoles cultivées depuis 4 ans (CES4) et 22 ans (CES22). Observations réalisées à la loupe binoculaire aux grossissements x10 et x25.

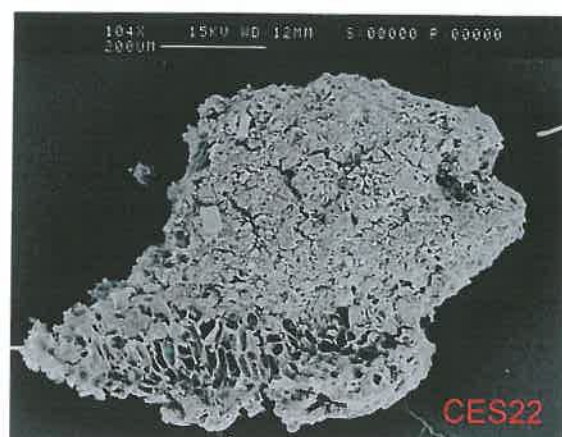
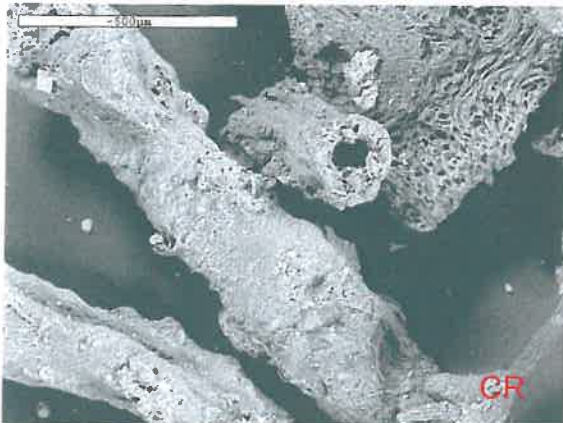
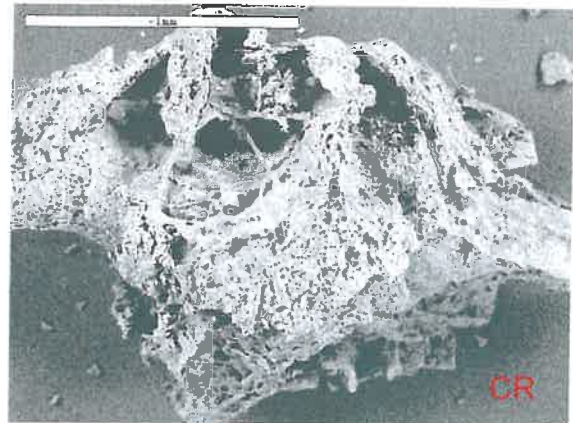
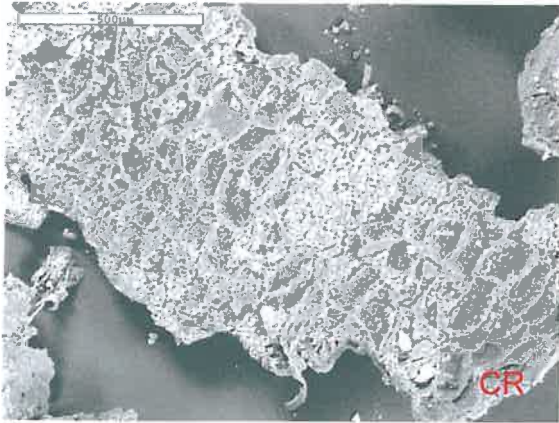


Planche VI.4 - Micromorphologie des matières organiques particulières denses (MOPD) de la fraction granulométrique 500-2000 µm de la couche superficielle du sol (0-30 cm) d'une parcelle forestière (CR) et d'une parcelle maïsicole cultivée depuis 22 ans (CES22). Observations réalisées en microscopie électronique à balayage en électrons secondaires et rétrodiffusés.



Planche VI.5 - Micromorphologie des agrégats organo-minéraux (AOM) de la fraction granulométrique 500-2000 μm de la couche superficielle du sol (0-30 cm) d'une parcelle forestière (CR) et d'une parcelle maïsicole cultivée depuis 22 ans (CES22). Observations réalisées à la loupe binoculaire au grossissement x50 et en microscopie électronique à balayage en électrons secondaires et rétrodiffusés.

L'effet de la mise en culture se traduit par une diminution très importante des agrégats qui ne représentent plus que 32 % des matières organo-minérales de cette fraction après 22 ans de culture de maïs. Pendant ce laps de temps, les stocks de carbone total et forestier des AOM ont chuté respectivement de 83 et 93 %. En contrepartie, l'incorporation de nouveau carbone est élevée puisque les stocks de carbone maïsicole représentent 61 % du carbone organique total après 22 ans de monoculture.

3.2.3 – Évolution des stocks de carbone associés aux matières minérales

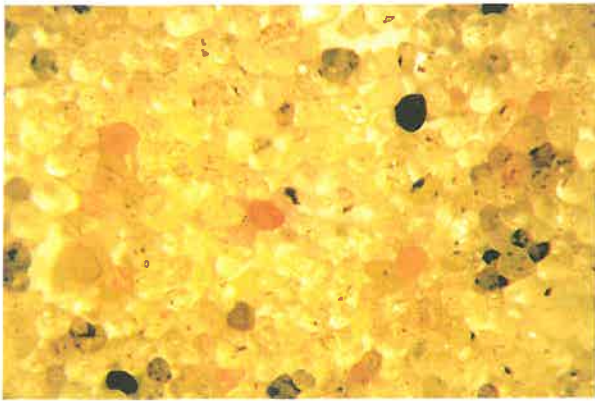
Après séparation des fractions organiques légères et denses, l'observation à la loupe binoculaire des fractions minérales (MM) montre qu'elles sont essentiellement constituées de grains de quartz translucides, blancs ou colorés, associés à quelques minéraux sombres peu abondants (Planche VI.6). La plupart des grains de quartz sont mats, arrondis et émoussés avec relativement peu de faces anguleuses, ce qui témoigne de la reprise éolienne qui a suivi leur épandage fluvial (Le Ribault, 1975). En sol forestier, les grains sont relativement nus avec une faible proportion de revêtements sombres à la surface des grains, quelle que soit la fraction (STG, SMG ou SF). Ces revêtements sont principalement localisés dans les anfractuosités qui parsèment la surface des grains. L'observation en microscopie électronique de la fraction 200-500 μm (SMG) confirme la présence de ces revêtements, ainsi que leur localisation. Ces revêtements complexes sont constitués d'un mélange de particules minérales de la taille des limons, associées à un ciment assurant la liaison entre ces particules. Les spectres d'éléments majeurs obtenus par microanalyse EDS X montrent que le ciment liant les particules minérales contient une forte proportion de carbone organique.

La teneur en carbone de ces fractions essentiellement minérales est infime (de 1,35 à 4,10 g.kg^{-1} de fraction), mais la proportion occupée par ces fractions dans les sols est telle (surtout pour la fraction SMG) que les stocks de carbone qu'ils représentent sont loin d'être négligeables (0,5 kg.m^{-2} en sol forestier pour les trois fractions réunies). De plus, à l'inverse des fractions organo-minérales, l'effet de la mise en culture se traduit par une augmentation importante des stocks de carbone associés à ces matières minérales, plus particulièrement dans le cas de la fraction 200-500 μm (SMG). Les stocks de carbone organique total de cette fraction passent de 0,35 kg.m^{-2} en sol forestier à 1,65 kg.m^{-2} après 22 ans de culture, ce qui représente 23 % des stocks de carbone du sol. Cette augmentation est principalement liée à un accroissement des stocks de carbone forestier qui représentent 76 % du carbone organique total associé à la fraction minérale 200-500 μm après 22 ans de maïs.

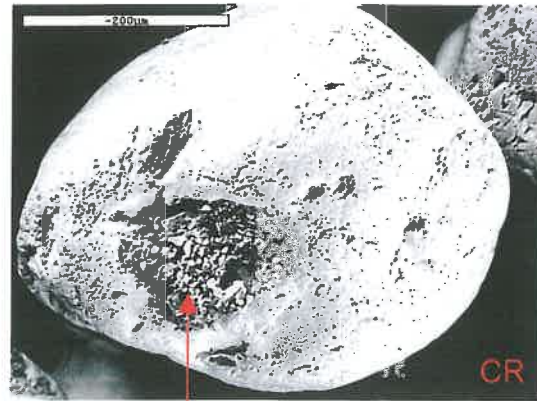
3.3 – Discussion

3.3.1 – Séparation des fractions granulométriques

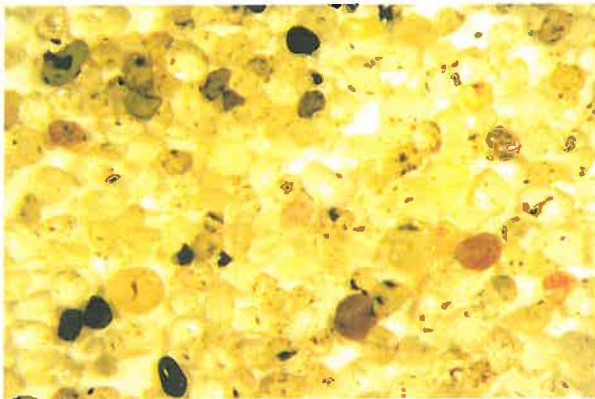
Afin de pouvoir comparer les résultats du fractionnement détaillé des trois parcelles étudiées avec les résultats du fractionnement granulométrique précédent, nous avons effectué des regroupements par calcul afin d'obtenir trois fractions granulométriques (0-50, 50-200 et 200-2000 μm). Bien que le pourcentage de recouvrement du sol obtenu à l'issue du fractionnement soit excellent dans les deux cas, cette comparaison met en évidence plusieurs différences (Tableau VI.10). Ces différences concernent essentiellement la distribution des fractions granulométriques. En effet, la proportion relative de fractions 50-200 et 200-2000 μm dans le sol semble surestimée dans les trois parcelles avec le protocole à 5 fractions par rapport à la distribution obtenue avec le protocole à 3 fractions. En contre partie, la proportion relative de fraction 0-50 μm semble sous-estimée. Par ailleurs, les proportions relatives des 3 fractions sont tout à fait comparables avec la granulométrie réalisée par la méthode « pipette » (protocole 8 fractions, Tableau VI.1).



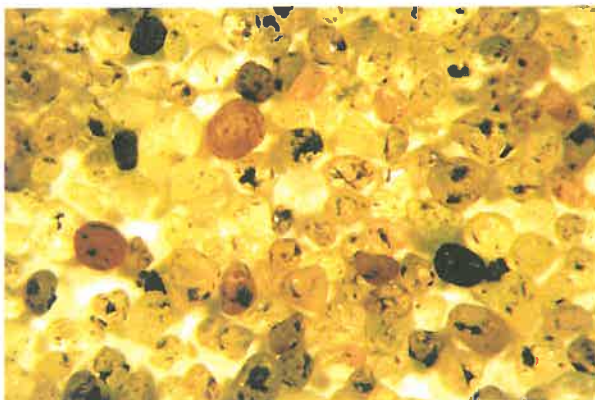
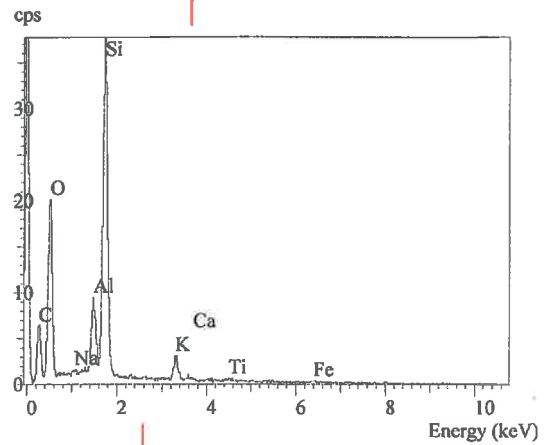
CR x25



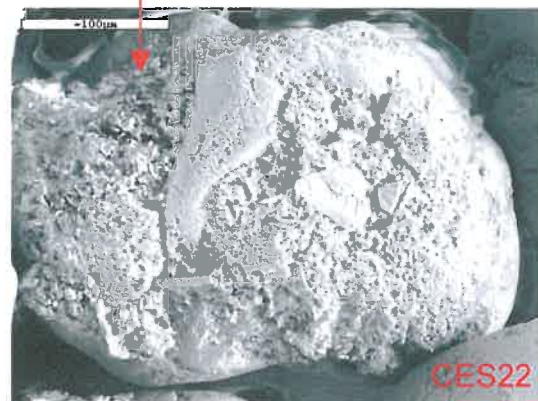
CR



CES4 x25



CES22 x25



CES22

Planche VI.6 - Micromorphologie des matières minérales (MM) de la fraction granulométrique 200-500 μm de la couche superficielle du sol (0-30 cm) d'une parcelle forestière (CR) et de deux parcelles maïsicoles mises en culture depuis 4 ans (CES4) et 22 ans (CES22). Observations réalisées à la loupe binoculaire au grossissement x25 et en microscopie électronique à balayage en électrons secondaires et rétrodiffusés. Spectre d'éléments majeurs obtenu par micro-analyse EDS-X.

Ces résultats montrent que la séparation de la fraction fine s'est révélée moins efficace dans le protocole à 5 fractions et qu'une partie de cette fraction est restée associée aux fractions de taille supérieure. Le protocole appliqué sur les trois échantillons de Cestas était aussi proche que possible de celui appliqué à l'ensemble des échantillons, mais certaines étapes ont du être modifiées (tamisage sur colonne avec ou sans agitation, fractionnement au pulvérisateur à pression manuelle ou à la pissette, énergie libérée par les ultrasons plus ou moins efficace). Les différences de distribution soulignent la forte sensibilité des méthodes de fractionnement aux variations du protocole expérimental.

Ces différences dans la distribution des fractions se répercutent dans leurs teneurs en carbone. Les fractions SF et SG séparées avec le protocole à 5 fractions sont en effet plus riches en carbone que les fractions semblables séparées avec le protocole à 3 fractions. Toutefois, ces différences ne semblent pas avoir de conséquences importantes sur les valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ qui sont peu différentes entre deux fractions identiques, puisque l'amplitude maximale est de 0,38 ‰. Cet ensemble de variations se répercute sur le calcul des stocks de carbone forestier et maïsicole qui peuvent être différents selon les protocoles utilisés. La comparaison de ces stocks avec ceux obtenus dans la partie précédente devra donc être réalisée avec précautions. En revanche, cela ne n'affecte pas la comparaison des trois parcelles sélectionnées ni l'interprétation que l'on pourra tirer de cette comparaison vis à vis de l'influence de la mise en culture sur l'évolution des stocks de carbone organique du sol.

3.3.2 – *Dynamique des matières organiques des fractions grossières (SG)*

La mise en culture des sols forestiers landais se traduit par une diminution des stocks de carbone organique total qui affecte l'ensemble des fractions granulométriques et organiques grossières (200-2000 μm), à l'exception de la fraction MM dans laquelle les stocks de carbone augmentent avec la mise en culture.

a) *Dynamique des matières organiques particulières*

Les matières organiques particulières semblent particulièrement sensibles à la mise en culture, puisqu'une grande partie de ces matières organiques disparaît rapidement. Si dans certains cas les matières organiques particulières peuvent être protégées à l'intérieur de certaines catégories d'agrégats (Besnard *et al.*, 1996), elle se trouvent souvent à l'état libre dans les sols. Le fractionnement par densité et les observations que nous avons réalisées en microscopie optique et électronique nous ont permis de distinguer deux catégories de matières organiques particulières dans les sols. La première catégorie correspond à des matières particulières légères (MOPL), constituée de fragments végétaux facilement identifiables et relativement peu altérés. La seconde catégorie correspond à des matières particulières denses (MOPD), composées de débris organiques végétaux figurés à divers stades de décomposition. Les MOPL se présentent sous forme libre dans les sols. Elles ne sont pas associées à la phase minérale du sol et ne sont donc pas physiquement protégées. Les matières organiques particulières denses ne sont pas associées à des agrégats au sens strict, mais sont souvent recouvertes par une matrice organo-minérale dont la morphologie s'apparente aux agrégats que nous avons identifiés. Il est possible que cette matrice organo-minérale puisse protéger physiquement les matières organiques particulières ainsi recouvertes. Cependant, nous avons observé à la surface des fragments organiques de nombreuses traces d'activité microbienne (hyphes) au contact de cette matrice, qui pourrait au contraire constituer un milieu favorable au développement des micro-organismes et contribuer ainsi à la dégradation des débris végétaux.

Tableau VI.10 - Comparaison des principales caractéristiques des fractions granulométriques de la couche superficielle (0-30 cm) du sol isolées par fractionnement 5 fractions ou 3 fractions. Dans le cas du protocole 5 fractions, certaines fractions ont été regroupées de manière à pouvoir comparer ces deux procédures sur la base de fractions identiques. Ces fractionnements ont été réalisés sur trois parcelles de la chronoséquence de Cestas (CES), un témoin forestier (Coupe rase) et deux parcelles cultivées identifiées par leur durée de monoculture de maïs (4 et 22 ans).

	Coupe rase												CES4						CES22					
	200-2000			50-200			0-50			Σ fractions sol entier			200-2000			50-200			0-50			Σ fractions sol entier		
	827	113	46	986	31,15	34,15	855	92	43	990	23,05	24,05	830	98	63	990	20,28	20,28	832	72	72	992	17,99	17,99
Protocole 5 fractions																								
<i>Distribution (g.kg⁻¹ sol)</i>																								
C total (g.kg⁻¹ fraction)	9,02	120,15	210,36	31,15	34,15	34,15	8,42	71,88	191,45	22,24	23,05	23,05	7,38	44,68	153,55	20,28	20,28	20,28	2,75	42,10	184,77	19,47	17,99	17,99
C/N	27	31	25	28	28	30	24	23	22	23	24	24	16	17	17	17	17	17	18	18	18	18	18	18
$\delta^{13}C$ (‰)	-27,50	-27,65	-27,66	-27,62	-27,94	-27,94	-26,78	-27,05	-27,14	-27,00	-26,68	-26,68	-23,76	-23,64	-25,35	-24,49	-24,49	-24,49	-23,57	-24,02	-25,71	-25,19	-24,87	-24,87
C total (kg.m⁻² sol)	2,65	4,82	3,43	10,90	11,95	11,95	2,55	2,33	2,91	7,78	8,07	8,07	2,17	1,54	3,39	7,10	7,10	7,10	0,81	1,29	4,71	6,81	6,30	6,30
C maïs (kg.m⁻² sol)	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,13	0,09	0,10	0,33	0,36	0,36	0,58	0,41	0,51	1,51	1,51	1,51	0,22	0,32	0,66	1,21	1,19	1,19
C forêt (kg.m⁻² sol)	2,65	4,82	3,43	10,90	11,95	11,95	2,41	2,23	2,81	7,46	7,71	7,71	1,59	1,13	2,88	5,59	5,59	5,59	0,58	0,97	4,05	5,60	5,10	5,10
Protocole 3 fractions																								
<i>Distribution (g.kg⁻¹ sol)</i>																								
C total (g.kg⁻¹ fraction)	5,73	97,97	247,00	32,86	33,54	33,54	7,47	64,86	233,39	23,82	22,57	22,57	2,75	42,10	184,77	19,47	17,99	17,99	2,75	42,10	184,77	19,47	17,99	17,99
C/N	29	29	28	28	29	29	32	32	26	29	25	25	18	18	19	18	18	18	18	18	18	18	18	18
$\delta^{13}C$ (‰)	-27,76	-27,83	-28,00	-27,91	-27,92	-27,92	-26,79	-27,18	-27,50	-27,24	-27,52	-27,52	-23,57	-24,02	-25,71	-25,19	-24,87	-24,87	-23,57	-24,02	-25,71	-25,19	-24,87	-24,87
C total (kg.m⁻² sol)	1,64	3,93	5,93	11,50	11,74	11,74	2,27	1,79	4,27	8,34	7,90	7,90	0,81	1,29	4,71	6,81	6,30	6,30	0,81	1,29	4,71	6,81	6,30	6,30
C maïs (kg.m⁻² sol)	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,15	0,08	0,10	0,33	0,12	0,12	0,22	0,32	0,66	1,21	1,19	1,19	0,22	0,32	0,66	1,21	1,19	1,19
C forêt (kg.m⁻² sol)	1,64	3,93	5,93	11,50	11,74	11,74	2,12	1,71	4,17	8,01	7,78	7,78	0,58	0,97	4,05	5,60	5,10	5,10	0,58	0,97	4,05	5,60	5,10	5,10

Golchin *et al.* (1994 ; 1995) ont étudié la composition chimique et l'organisation des matières organiques de fractions densimétriques de sols forestiers et convertis en prairie. Ils ont montré que les matières organiques légères libres, que l'on peut comparer aux MOPL, sont composées en grande partie de molécules très labiles telles que des sucres et des composés azotés. Ces matières organiques sont composées de résidus végétaux très peu humifiés. Elles possèdent donc un caractère très labile et un taux de renouvellement relativement élevé dans les sols, à l'image de ce que nous avons observé pour les MOPL. Une fraction importante de ces matières organiques particulières légères disparaît rapidement après la conversion en prairie. De nombreux autres travaux ont montré que les matières organiques particulières sont particulièrement sensibles aux changements d'occupation du sol, tels que la mise en culture de sols forestiers (Besnard *et al.*, 1996 ; Balesdent *et al.*, 1998) ou de prairies naturelles (Cambardella et Elliott, 1992).

Dans les sols cultivés, les résidus forestiers qui entrent dans la composition des matières organiques particulières sont en grande partie remplacés par des résidus maïsicoles. La forte augmentation du $\delta^{13}\text{C}$ dans ces fractions témoigne de cette évolution, que l'on peut observer dès les premières années suivant la mise en culture. Ces fractions semblent donc posséder un turn-over très rapide. Une partie des matières organiques forestières qui composent ces fractions résiste à la mise en culture : après 22 ans de monoculture, entre 10 et 30 % du carbone organique total est constituée de carbone d'origine forestier. Ces matières organiques forestières doivent cependant présenter une composition relativement hétérogène, car certaines catégories de débris relativement fréquents en sol forestier (fragments végétaux de forme tubulaire) ont complètement disparu dans le sol cultivé depuis 22 ans, alors que certains débris ligneux sont toujours présents. La lignine étant un composé relativement résistant à la dégradation, la rémanence de certaines catégories de débris végétaux pourrait s'expliquer par des phénomènes de décomposition différentielle, qui affectent préférentiellement les composés cellulosiques et dans une moindre mesure les débris riches en lignine (Cambardella et Elliott, 1992).

Dans la partie précédente (§ 2.3.3), nous avons évoqué la possibilité d'une composition hétérogène des matières organiques des fractions grossières séparées sur des critères granulométriques pour tenter d'expliquer le maintien d'un stock de carbone forestier à un niveau relativement stable plusieurs dizaines d'années après la mise en culture. Cette hypothèse s'appuyait sur les travaux de Cerri *et al.* (1985), Bonde *et al.* (1992), Hassink (1995) et Righi (1977) qui ont évoqué la présence de matières organiques très résistantes, ne se dégradant que très lentement dans les sols. Ces matières organiques résistantes sont constituées de charbons ou de matériaux carbonisés, formés par carbonisation ménagée de la lignine. Dans les sols landais, nous avons observé la présence de matières organiques forestières résistantes, sous forme de matières organiques particulières. Quelques débris organiques particuliers étaient effectivement constitués de charbons et de matériaux carbonisés tels que Righi (1977) les a décrits dans les podzols des Landes du Médoc, mais ces débris se trouvaient toujours en faibles proportions. Righi a observé la présence de ces fragments carbonisés à l'intérieur des agrégats complexes, ce qui suggère que ces matériaux carbonisés seraient principalement associés aux fractions de taille inférieure. La persistance de MOP d'origine forestière dans les sols cultivés contribue au maintien d'un stock de carbone forestier dans la fraction 200-2000 μm des sols cultivés, mais ne semble pas suffisante pour expliquer la totalité de ces stocks après 30 ans de monoculture de maïs dans les sols des trois chronoséquences (*cf.* § 2.2.4). Les stocks de carbone forestier mesurés dans la parcelle de 22 ans représentent en effet moins de $0,3 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}$, alors que nous avons montré que ces stocks se stabilisaient autour de $1 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}$ dans les trois chronoséquences. Cette différence pourrait être encore plus importante, si l'on tient compte tenu d'une possible surestimation des stocks de carbone forestiers dans la parcelle de 22 ans.

b) Dynamique des agrégats organo-minéraux

La morphologie des agrégats organo-minéraux des sols forestiers semble correspondre aux agrégats complexes décrits par Righi (1977) dans les horizons A des podzols des Landes du Médoc. Cet auteur attribue la formation de ces agrégats à l'activité de la faune du sol qui participe au mélange des matières organiques avec les éléments du squelette minéral fin. La proportion d'agrégats (AOM) dans les fractions SMG et STG diminue très fortement avec la mise en culture (-80 et -70 % respectivement en 22 ans de culture). La teneur en carbone organique total de ces fractions diminue également de manière importante. Ces fractions semblent donc particulièrement sensibles et réactives aux changements provoqués par la mise en culture des sols forestiers.

Dans les sols limoneux du Piémont pyrénéen, Besnard *et al.* (1996) ont étudié le devenir des agrégats et des matières organiques particulières associées à ces agrégats sur une chronoséquence de sols forestiers mis en culture. Ces travaux ont mis en évidence que la proportion d'agrégats de taille supérieure à 200 μm diminuait fortement, peu de temps après la mise en culture (-47 % en 7 ans), mais restait par la suite à un niveau constant. Dans ce cas, cette diminution contribue à la dégradation des matières organiques particulières qui ne sont plus protégées par la phase minérale. Les agrégats complexes que nous avons observés dans les sols landais ne contiennent que très peu de matières organiques particulières. Ils semblent plutôt entièrement composés de matière organique polymorphe, associée à des éléments minéraux de taille variable. Bien que résistants au traitement dispersif appliqué avant le fractionnement, ces agrégats sont relativement fragiles, puisqu'ils disparaissent en grande partie après la mise en culture. Mais contrairement aux sols limoneux, cette diminution n'est pas perceptible immédiatement après la mise en culture (4 ans) et n'apparaît que dans la parcelle de 22 ans. De même, le renouvellement du carbone, très élevé dans la parcelle de 22 ans, est très faible dans la parcelle de 4 ans. En effet, le carbone maïsicole représente entre 50 et 60 % du stock de carbone organique total après 22 ans alors qu'il ne représente que 3 % après 4 ans de maïs.

Après 22 ans de monoculture de maïs, les stocks de carbone forestier contenus dans les agrégats des fractions granulométriques de taille supérieure à 200 μm ne représentent qu'une faible proportion des stocks totaux de carbone organiques forestiers contenus dans les sols de cette parcelle (moins de 0,1 $\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}$). Ils ne participent donc qu'à hauteur de 10 % au maintien des stocks de carbone organique forestiers au cours des années de mise en culture.

c) Dynamique des matières organiques associées aux matières minérales

Les fractions minérales STG et SMG correspondent à la fraction résiduelle dense qui subsiste après avoir séparé les matières organiques particulières et les agrégats organo-minéraux. A première vue, cette fraction semblait purement minérale, essentiellement constituée de grains de quartz, mais les analyses des teneurs en carbone ont montré que des matières organiques lui sont associées. En sol forestier, ces matières organiques ne représentent que de faibles teneurs en carbone (moins de 3 $\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$ de fraction), mais compte tenu de l'importance pondérale de cette fraction, en particulier dans le cas de la fraction SMG (737 $\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$ de sol), les stocks de carbone correspondants peuvent représenter une quantité relativement importante. Les observations réalisées en microscopie optique ou électronique mettent en évidence que les matières organiques associées à cette fraction correspondent à des revêtements organo-minéraux qui occupent les anfractuosités de la surface des grains de quartz. Ces revêtements sont constitués de matières organiques fines, agrégées avec des particules minérales dont la taille maximale correspond à celle des limons grossiers. Leur morphologie semble très proche de celle des agrégats complexes. Les observations et la microanalyse EDS X ont montré que la composition de ces revêtements est également comparable à celle des revêtements recouvrant les MOPD.

La morphologie de ces revêtements est toutefois différente de celle des revêtements observés par Righi (1977) dans les horizons spodiques des podzols (revêtements monomorphes de matières organiques associées à de l'aluminium).

La mise en culture se traduit par une augmentation des stocks de carbone associés aux matières minérales de la fraction SMG, alors qu'elle reste stable dans la fraction STG. Les observations au microscope ont mis en évidence que cette augmentation correspond à un accroissement de la surface occupée par ces revêtements qui peuvent recouvrir une grande partie de la surface des grains de quartz dans la parcelle de 22 ans. Le stockage de carbone organique total dans la fraction minérale SMG représente $1,7 \text{ kg.m}^{-2}$ après 22 ans de maïs, contre seulement $0,4 \text{ kg.m}^{-2}$ en sol forestier. Les stocks de carbone associés à cette fraction ont donc été multipliés par 4 après 22 ans de monoculture de maïs. Dans une situation similaire aux Landes de Gascogne en sol limoneux, Besnard (1995) mesure une augmentation similaire des teneurs en carbone organique total dans une fraction granulométrique minérale de taille équivalente, après 35 ans de monoculture de maïs. Mais le pourcentage massique de cette fraction étant très faible (3 %), les stocks de carbone associés à cette fraction ne représentent qu'un faible pourcentage des stocks de carbone total du sol. Dans la parcelle cultivée depuis 22 ans, l'incorporation de carbone maïsicole représente moins de 30 % de ces stocks. Par conséquent, la mise en culture a provoqué une augmentation du stockage de carbone d'origine forestière dans cette fraction. Ces résultats mettent en évidence l'existence de processus de transfert, impliquant une redistribution des matières organiques forestières, entre les différentes fractions granulométriques. Ces matières organiques redistribuées seraient issues de la décomposition des résidus végétaux forestiers qui constituent le pool de carbone labile des fractions de taille supérieure à $50 \mu\text{m}$ ou de la destruction des agrégats organo-minéraux. Il est également possible que cette redistribution provienne de transferts de matières organiques de fractions de taille inférieure à $50 \mu\text{m}$.

Les stocks de carbone organique forestiers associés aux matières minérales de la fraction SMG atteignent $1,3 \text{ kg.m}^{-2}$ après 22 ans de maïs, ce qui représente 23 % des stocks de carbone organique total du sol. Cette estimation est certainement surestimée par rapport aux stocks mesurés dans la fraction 200-2000 μm des trois chronoséquences (1 kg.m^{-2}), compte tenu du biais que nous avons mis en évidence en comparant les résultats de ces deux procédures de fractionnement. Cela étant, il semble tout de même évident que le maintien des stocks de carbone forestier dans la fraction 200-2000 μm des sols des parcelles cultivées soit principalement lié aux revêtements organiques associés à cette fraction minérale. Nous avons voulu vérifier si cette augmentation des stocks de carbone dans cette fraction, constatée sur deux parcelles cultivées, se reproduisait sur un nombre plus important de parcelles. Pour cela nous avons isolé la fraction minérale 200-500 μm sur la totalité des parcelles de la chronoséquence de Cestas. Nous avons ensuite quantifié par analyse d'image la proportion de revêtements organiques occupant la surface des grains de sable de ces fractions puis déterminé leur teneur en carbone organique (voir encadré).

Sur l'ensemble des parcelles de la chronoséquence de Cestas, la mise en culture provoque une augmentation progressive des revêtements organiques à la surface des grains de sable de la fraction 200-500 μm (Figure VI.14). Cette augmentation du pourcentage de revêtements correspond à une augmentation des teneurs en carbone organique associées à cette fraction (Figure VI.15). Ces résultats confirment donc la tendance constatée à partir des trois parcelles étudiées précédemment. Toutefois, les stocks de carbone organique mesurés sur l'ensemble des parcelles de Cestas sont relativement faibles comparativement aux résultats antérieurs (§ 2.2.2). Ainsi, on observe une différence de près d' 1 kg.m^{-2} de carbone entre les deux séries de mesures réalisées sur la parcelle cultivée depuis 22 ans (CES22). Par ailleurs, l'effet des différents traitements appliqués sur l'ensemble des fractions 200-500 μm met clairement en évidence qu'une dispersion énergétique (agitation durant 2 h avec dispersant) élimine la quasi-totalité des revêtements organiques. Les traitements supplémentaires (destruction des matières organiques, ultrasons) n'ont par contre qu'un effet très limité.

Protocole de séparation et d'analyse de la fraction 200-500 μm des sols des parcelles de la chronoséquence de Cestas

Ce protocole a été appliqué sur l'ensemble des parcelles de la chronoséquence de Cestas. Les modalités d'échantillonnage de ces échantillons sont décrites au paragraphe 1.1.1. Une aliquote de 100 g de sol tamisé à 2 mm est placée dans un flacon avec 1500 ml d'eau déionisée. La dispersion mécanique du sol est assurée par une agitation avec retournement (40 t/min) pendant 1 heure. Cette agitation est suivie d'un passage dans un bac à ultrasons pendant 4 minutes. La fraction sables moyennement grossiers (SMG, 200-500 μm) est séparée par tamisage à l'eau, sans agitation, sur des tamis de 500 et 200 μm . Les matières organiques et organo-minérales sont séparées de la fraction minérale par flottation dans l'eau. La fraction minérale est récupérée, séchée à 40°C, pesée, puis divisée en deux sous-échantillons, dont l'un (20 g) est conservé et l'autre (40 g) est envoyé au Laboratoire d'Analyse de Sol de l'INRA d'Arras.

Les sous-échantillons envoyés au Laboratoire d'Analyse de Sol de l'INRA d'Arras ont été divisés en quatre aliquotes de 10 g, sur lesquelles différents traitements dispersifs d'intensité croissante ont été appliqués : destruction de la matière organique (péroxyde d'hydrogène 1 et 30 %), agitation (2 heures avec dispersant, hexamétaphosphate de sodium 150 g.l⁻¹), ultrasons (2 min). Chaque aliquote a subi l'un des traitements suivants :

- T0 : pas de destruction de la matière organique, ni d'agitation avec dispersant, ni d'ultrasons
- T1 : pas de destruction de la matière organique, agitation avec dispersant, pas d'ultrasons
- T2 : destruction de la matière organique, agitation avec dispersant, pas d'ultrasons
- T3 : destruction de la matière organique, agitation avec dispersant, ultrasons

Après chaque traitement, une analyse granulométrique par sédimentation a été réalisée sur chaque échantillon, selon le protocole expérimental normalisé AFNOR X31-107 (AFNOR, 1996). Les fractions 200-500 μm sont alors récupérées et divisées en deux aliquotes. La teneur en carbone organique de la fraction 200-500 μm a été déterminée après combustion sèche sur la première aliquote, par le laboratoire d'Arras, selon la procédure NF ISO 10694 (AFNOR, 1996). La seconde aliquote a été observée en microscopie optique et électronique à l'Unité de Science du Sol de l'INRA d'Orléans.

Une estimation de la proportion de revêtements organiques a été réalisée sur chaque fraction 200-500 μm , avec trois répétitions, après suppression par tri manuel des minéraux sombres (pyroxènes, amphiboles, grenat, etc). Cette quantification a été réalisée par analyse d'image à l'aide du logiciel Visilog (Noesis).

Une aliquote de chaque échantillon est placée sur un support constitué par une lame de verre de 40 x 50 mm sur laquelle est collée une rondelle de résine polyester d'une épaisseur de 300 μm et dont le diamètre intérieur mesure 5 mm. L'échantillon est placé dans la cavité ainsi formée, de manière à constituer une couche de grains de sable jointifs et non superposés. Cette surface correspond au champ maximal de la loupe binoculaire au grossissement x 25. Chaque échantillon préparé est photographié sous éclairage multidirectionnel afin d'éviter les effets d'ombrage. Les photographies sont ensuite numérisées à l'aide d'une caméra à tube Newvicon à cible photoconductrice, équipée d'un objectif Micro Nikkor 55 mm. Chaque image est digitalisée en niveaux de gris sur une matrice 512 x 512 pixels. Le traitement d'image consiste à normaliser les niveaux de gris (255 niveaux), puis à binariser l'image après avoir défini une valeur de seuillage, sur la base de l'histogramme des niveaux de gris. Après binarisation, les revêtements apparaissent en noir sur un fond blanc. La proportion de revêtements peut alors être calculée facilement.

Les fractions 200-500 μm récupérées après traitement (T0 à T3) et analyse granulométrique par sédimentation ont été montées sur des plots en aluminium puis recouverts d'une fine couche de carbone. Les observations ont été réalisées en microscopie électronique à balayage avec un appareil équipé d'un détecteur d'électrons rétrodiffusés (Cambridge Stereoscan 90B). Les fractions ont été observées à un grossissement variant de x50 à x1000, sous une tension d'accélération de 15 kV. Ces observations ont été réalisées en électrons rétrodiffusés (ERD).

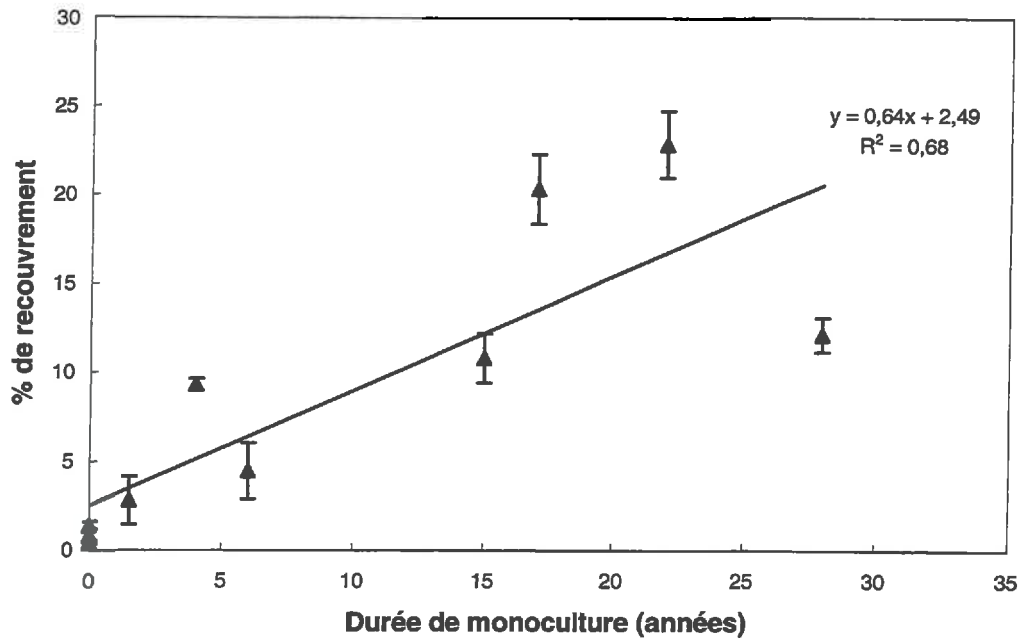


Figure VI.14 - Evolution du pourcentage de recouvrement de la surface des grains de sable de la fraction 200-500 µm par les revêtements organiques avec la durée de monoculture. Les points de durée de monoculture nulle correspondent aux témoins forestiers. Les barres verticales représentent l'écart type associé à chaque valeur moyenne.

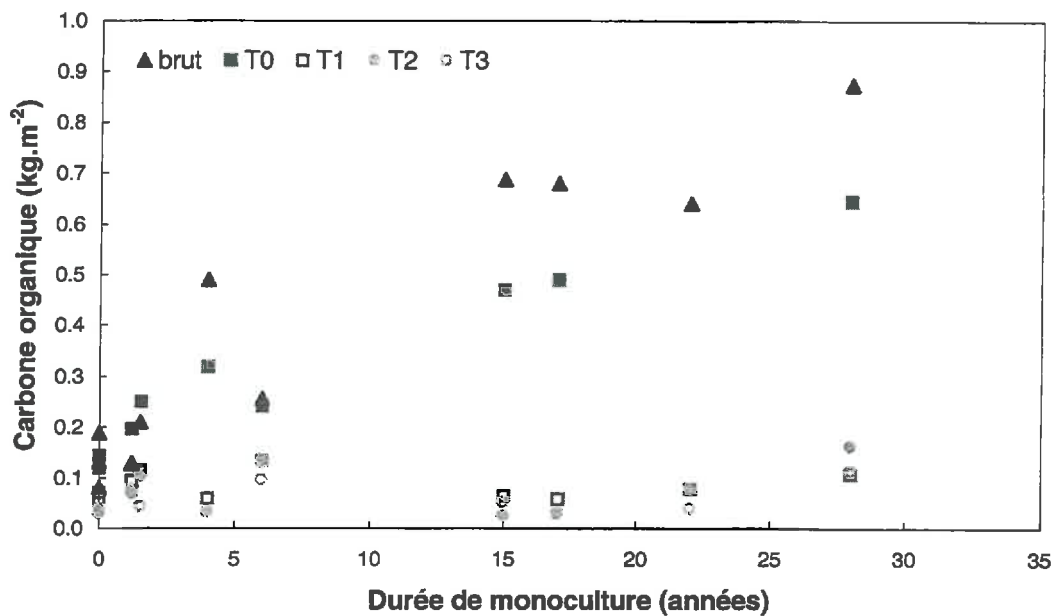


Figure VI.15 - Evolution des teneurs en carbone organique de la fraction minérale 200-500 µm avec la durée de monoculture. Les points de durée de monoculture nulle sont les témoins forestiers. Les échantillons bruts correspondent à la fraction 200-500 µm isolée par fractionnement granulométrique. Les traitements T0, T1, T2 et T3 correspondent aux fractions 200-500 µm isolées après analyse granulométrique par sédimentation, consécutivement aux différents traitements dispersifs appliqués (destruction de la matière organique, agitation avec dispersant et ultrasons).

Nous avons déjà souligné la sensibilité du fractionnement à l'intensité des techniques de dispersion utilisées pour séparer les constituants du sol avant le fractionnement granulométrique. Quel que soit le protocole utilisé, nous avons choisi d'utiliser une technique de dispersion relativement « douce » de manière à éviter une fragmentation artificielle des résidus végétaux, comme l'ont montré Balesdent *et al.* (1991), et compte tenu de la texture sableuse des sols landais. L'un des intérêts d'avoir appliqué un tel traitement est d'avoir pu observer l'influence de la mise en culture sur la distribution des revêtements organiques recouvrant la surface des grains de quartz de la fraction 200-500 μm . En contrepartie, la séparation des fractions granulométriques n'étant pas complète, de légères variations du protocole expérimental peuvent avoir de sérieuses conséquences sur la distribution des différentes fractions, et rendre délicate la comparaison des résultats issus de ces différents protocoles.

La mise en culture semble donc favoriser la redistribution du carbone forestier et le développement des revêtements organiques à la surface des grains de sables. Deux hypothèses pourraient expliquer l'augmentation de la proportion de revêtements à la surface des grains de quartz de la fraction SMG. Nous avons vu qu'en sol forestier les revêtements sont situés dans les anfractuosités des grains de quartz qui semblent donc constituer des sites d'accueil favorables au développement de ces revêtements. On peut donc émettre l'hypothèse que la mise en culture provoque une augmentation de la proportion de sites dans lesquels les matières organiques sont susceptibles de venir se fixer. En d'autres termes, la mise en culture provoquerait une modification physique de la surface des grains de quartz, de telle sorte qu'en sol cultivé ces grains possèdent davantage d'anfractuosités qu'en sol forestier. Sans aller jusqu'à évoquer un effet mécanique du travail du sol, il ne paraît pas inconcevable d'envisager une augmentation de la rugosité des grains sous l'effet de phénomènes d'érosion éolienne. Cette dernière se produit en effet couramment au printemps dans les parcelles cultivées de grande dimension des Landes de Gascogne (Juste et Menet, 1978 ; GERE, 1990 ; Laplana et Brunstein, 1992). En sol nu, les vents soufflant à plus de 8 $\text{km}\cdot\text{h}^{-1}$ provoquent une mobilisation des grains de sables, impliquant des processus de saltation et nécessairement des chocs entre les grains. Les chocs qui se produisent lors d'une mobilisation éolienne des sables se traduisent par l'apparition de cupules d'éolisation caractéristiques, qui entaillent la surface des grains de quartz. L'exoscopie de la surface des quartz en microscopie électronique montre nettement ce type de trait micro-morphologique, qui a été utilisé par Le Ribault (1975) et Legigan (1979) pour mettre en évidence les phases successives d'éolisation du Sable des Landes.

Afin de vérifier ou d'infirmer cette hypothèse, nous avons appliqué sur la fraction 200-500 μm de l'ensemble des parcelles de la chronoséquence de Cestas, plusieurs traitements successifs permettant une dispersion complète des revêtements organo-minéraux ainsi qu'une destruction des matières organiques constituant ces revêtements (voir encadré). Les fractions ayant subi cette dispersion ont ensuite été observées en microscopie électronique à balayage. Un examen attentif de la surface des grains de quartz de l'ensemble des fractions des parcelles de Cestas (réalisé sur 30 à 40 grains) n'a pas révélé de différence significative entre les différentes parcelles. On peut en déduire que l'augmentation de la proportion de revêtements organo-minéraux durant les années de monoculture ne peut pas être attribuée à une évolution physique de la surface des grains de sable de la fraction 200-500 μm .

La seconde hypothèse que l'on peut avancer pour expliquer l'augmentation de la proportion de revêtements à la surface des grains de sable, fait référence à une modification qualitative des matières organiques du sol, avec l'incorporation au sol des résidus maïsicoles. De nombreux travaux ont mis en évidence que les tissus des graminées telles que le maïs sont riches en polysaccharides. Ces composés, qui se trouvent essentiellement sous forme de cellulose ou d'hémicelluloses dans les plantes, peuvent représenter jusqu'au deux tiers du poids du matériel végétal dans les pailles (Decau, 1968). D'après Robin (1997), la teneur en cellulose et en hémicelluloses atteint 75 % du poids sec total

dans les résidus de culture de maïs. Outre ces apports aériens, d'autres travaux ont montré que l'incorporation d'hydrates de carbone au sol sous forme soluble, par l'intermédiaire des exsudats racinaires du maïs, peut représenter une forte proportion des apports totaux de sucres dans les sols (Cheshire et Mundie, 1990). L'une des principales fonctions reconnue pour les sucres est de contribuer à l'agrégation des matières organiques et minérales et de favoriser de ce fait la stabilisation structurale des sols (Mehta *et al.*, 1960 ; Martin, 1971 ; Benzing-Purdie et Nikiforuk, 1989 ; Angers *et al.*, 1993 ; Haynes et Francis, 1993 ; Schlecht-Pietsch *et al.*, 1994 ; Puget *et al.*, 1999). Le carbone d'origine maïsicole représente environ 30 % du carbone organique total des revêtements présents à la surface des grains de quartz de la parcelle cultivée depuis 22 ans. Si l'on considère qu'une partie de ce carbone maïsicole se trouve sous forme d'hydrates de carbone, on peut avancer l'hypothèse que l'augmentation de la proportion de revêtements organo-minéraux à la surface des grains de quartz serait liée à une agrégation des matières organiques forestières, favorisée par l'action des sucres apportés par les résidus ou les exsudats racinaires maïsicoles. L'analyse de l'évolution des teneurs et de la composition en hydrates de carbone des sols landais avec la mise en culture pourrait apporter des éléments de réponse permettant de vérifier ou d'infirmer cette hypothèse.

3.3.3 – Dynamique des matières organiques des fractions intermédiaires (SF)

Dans la fraction granulométrique 50-200 μm , nous avons séparé deux compartiments par flottation dans l'eau : un compartiment organo-minéral composé de matières organiques particulières légères ou denses et d'agrégats complexes (MOM), et un compartiment résiduel très dense, essentiellement composé de particules minérales (MM). La mise en culture des sols forestiers landais se traduit par une diminution importante des stocks de carbone organique total de la fraction MOM. A l'inverse, les stocks de carbone de la fraction MM augmentent avec la mise en culture.

La fraction organo-minérale (MOM) possède une composition hétérogène et regroupe des matières organiques particulières et des agrégats organo-minéraux dont la dynamique peut être différente, comme c'est le cas dans les fractions grossières. La fraction MOM présente une dynamique très rapide, puisque l'influence de la monoculture se fait sentir dès les premières années. Cela se traduit par une diminution pondérale de 40 % de cette fraction et par une réduction de plus de 50 % des stocks de carbone organique total et forestier dans la parcelle de 4 ans. Cette dynamique progresse plus lentement par la suite, avec une diminution supplémentaire de 20 % du pourcentage massique et du stock de carbone total de cette fraction, dans la parcelle de 22 ans. L'incorporation de carbone maïsicole semble par contre beaucoup plus progressive, puisque les stocks augmentent de manière presque linéaire avec la durée de monoculture (+4 et +27 % respectivement après 4 et 22 ans). Dans une situation similaire aux Landes de Gascogne mais en sol limoneux, Besnard (1995) observe des dynamiques comparables pour les stocks de carbone forestiers et maïsicole dans une séquence de parcelle mises en culture depuis 7 et 35 ans, avec toutefois une chute des stocks de carbone forestier et une incorporation de carbone maïsicole plus importantes qu'en sol sableux, à l'image de ce que l'on observe pour les stocks de carbone du sol entier (*cf.* § 1.3.2).

Les stocks de carbone organique associés à fraction minérale (MM) augmentent avec la mise en culture. Comme dans le cas de la fraction 200-500 μm , cette augmentation est liée à accumulation de carbone sous forme de revêtements à la surface des grains de quartz. Les mêmes hypothèses évoquées pour expliquer cette augmentation sont valables dans les deux cas. Les stocks de carbone organique total augmentent de près de 100 % après 22 ans de monoculture, le carbone d'origine forestière représentant environ 50 % du carbone organique total. Mais cette fraction ne représente qu'un faible pourcentage pondéral dans le sol ($\cong 70 \text{ g.kg}^{-1}$), soit seulement $0,2 \text{ kg.m}^{-2}$ pour les stocks de carbone forestiers. A l'inverse de la fraction SMG, la présence de revêtements dans cette fraction ne semble pas

suffisante pour expliquer le maintien de stocks de carbone forestier à un niveau proche de 1 kg.m^{-2} , comme mesuré dans les sols des trois chronoséquences. La surestimation possible de la distribution et des teneurs en carbone de cette fraction granulométrique pourrait encore accentuer cette différence. Une partie importante du stockage de carbone forestier dans cette fraction doit donc être associée aux matières organo-minérales (MOM), sous forme de matières organiques particulières ou d'agrégats organo-minéraux. Nous avons observé dans cette fraction une proportion relativement importante de matières organiques noires carbonisées en sol forestier. Dans les sols cultivés, ces matériaux sont encore présents et sont certainement en partie responsables de la résistance du carbone forestier, de nombreuses années après la mise en culture.

3.3.4 – Dynamique des matières organiques des fractions fines (ALF et LG)

La morphologie, la composition (rapport C/N) et la dynamique différentes des fractions LG et ALF mettent en évidence une grande hétérogénéité des matières organiques de la fraction 0-50 μm . La fraction LG se comporte face à la mise en culture d'une manière comparable aux fractions organo-minérales de taille supérieure. Une partie importante du carbone d'origine forestier qui entre dans sa composition disparaît rapidement après la mise en culture, alors qu'une autre fraction également abondante paraît beaucoup plus résistante et assure le maintien d'un stock de carbone relativement important dans les sols cultivés. Dans cette fraction, l'incorporation de carbone maïsicole est relativement importante, alors qu'au contraire, la fraction ALF se comporte comme un compartiment important de stockage de carbone forestier et maïsicole. Les stocks de carbone organique augmentent dans cette fraction avec la durée de monoculture, quelle que soit leur origine. Ces résultats sont en accord avec les travaux de Tiessen et Stewart (1983), Balesdent *et al.* (1988), Vitorello *et al.* (1989), Feller *et al.* (1991b) et Balesdent *et al.* (1998) qui ont montré l'hétérogénéité des matières organiques de taille inférieure à 50 μm , du point de vue de leur biodégradabilité ou de leur stabilité. Tous ces travaux ont en effet mis en évidence que les matières organiques les plus labiles sont associées aux fractions 0-0,2 μm (argiles fines) et 20-50 μm (limons grossiers), alors que les matières organiques les plus stables sont associées aux fractions 0,2-2 μm (argiles grossières) et 2-20 μm (limons fins).

La diminution des stocks de carbone dans la fraction LG se produit essentiellement dans les premières années qui suivent la mise en culture (-40 % après 4 ans) et semble plus limitée par la suite (-3 % entre 4 et 22 ans). Après 22 ans de monoculture, les stocks de carbone forestiers atteignent $0,8 \text{ kg.m}^{-2}$, ce qui correspond à une diminution de 54 % par rapport aux stocks initiaux. La dynamique de cette fraction est proche de celle des fractions de taille supérieure. De plus, cette fraction paraît essentiellement composée de matières organiques juxtaposées aux éléments minéraux, comme dans les fractions plus grossières. En définitive, il semble que les stocks de carbone organique forestier des fractions organo-minérales (MOM) de taille supérieure à 20 μm , considérées dans leur ensemble (matières organiques particulières + agrégats), diminuent d'une manière d'autant plus importante qu'ils sont associés à des fractions plus grossières. En revanche, cette diminution semble plus rapide dans les fractions de taille inférieure à 200 μm que dans les fractions supérieures. Ces résultats confirment les résultats précédents (*cf.* § 2.3.3) qui ont montré que la fraction 50-200 μm réagissait plus vite à la mise en culture que la fraction 200-2000 μm . Dans la fraction 20-50 μm , comme dans l'ensemble des fractions de taille supérieure des sols forestiers, nous avons observé la présence de matières organiques noires carbonisées en proportion plus ou moins importante. Ces matières organiques correspondraient à la fraction humine héritée observée par Righi (1977) dans les horizons A des podzols des Landes du Médoc. Après la mise en culture, elles sont toujours présentes et donc certainement en partie responsables du maintien des stocks de carbone forestier dans cette fraction.

Contrairement à la fraction LG, les stocks de carbone de la fraction ALF augmentent avec la mise en culture. Dans la parcelle cultivée depuis 22 ans, les stocks de carbone atteignent $2,4 \text{ kg.m}^{-2}$ contre $1,7 \text{ kg.m}^{-2}$ en sol forestier, ce qui représente un accroissement de 44 %. L'incorporation de carbone maïsicole représente moins de 15 % de ces stocks. La mise en culture semble donc avoir provoqué une augmentation du stockage de carbone d'origine forestière dans cette fraction. Toutefois, si l'on examine attentivement la distribution de la fraction 0-20 μm dans les trois parcelles étudiées, il semble que l'augmentation apparente des stocks de carbone organique total et forestier dans cette fraction puisse être un artefact lié à une proportion massique plus importante de cette fraction dans la parcelle CES22. De plus, la teneur en carbone de cette fraction est relativement stable au cours du temps et aurait même tendance à diminuer dans la parcelle CES22. Comme dans le cas des fractions minérales (MM) de taille supérieure, ces résultats suggèrent l'existence de processus de transfert de carbone forestier entre les différentes fractions granulométriques. Ces matières organiques seraient issues de la décomposition ou de la redistribution des matières organiques forestières qui constituent le pool de carbone des fractions de taille supérieure à 20 μm . Dans cette fraction comme dans les fractions de taille supérieure, une partie des matières organiques se trouve sous forme de résidus carbonisés, dans les sols forestiers et cultivés.

Quelles sont les conséquences de la dynamique différente du carbone des fractions LG et ALF sur la stabilisation de carbone forestier et l'incorporation de carbone maïsicole dans la fraction fine (0-50 μm) ? Dans la partie précédente, nous avons mis en évidence que la capacité de stabilisation de carbone dans les sols landais est liée à la fraction minérale 0-50 μm (cf. § 2.3.5, Figure VI.12). Les résultats apportés par le fractionnement à 20 μm mettent en évidence que la capacité de stabilisation de carbone est essentiellement liée à l'importance de la fraction minérale 0-20 μm . Par ailleurs, l'analyse granulométrique par sédimentation de l'ensemble des parcelles des trois chronoséquences (Tableau VI.1) établit que les particules minérales de taille inférieure à 20 μm représentent la quasi-totalité de la fraction 0-50 μm (de 32 à 90 g.kg^{-1} de sol), alors que les particules de la taille des limons grossiers sont très minoritaires (de 0 à 17 g.kg^{-1} de sol). La Figure VI.16, qui représente la relation entre les stocks de carbone de la fraction 0-50 μm et la proportion pondérale de la fraction 0-20 μm , confirme cette hypothèse et montre que c'est essentiellement la fraction minérale 0-20 μm qui semble responsable de la capacité de stabilisation de carbone dans la fraction granulométrique 0-50 μm . Ces résultats sont en accord avec les observations de Hassink (1996) et Hassink *et al.* (1997) qui utilisent la fraction minérale 0-20 μm pour évaluer la capacité de protection de matière organique des sols.

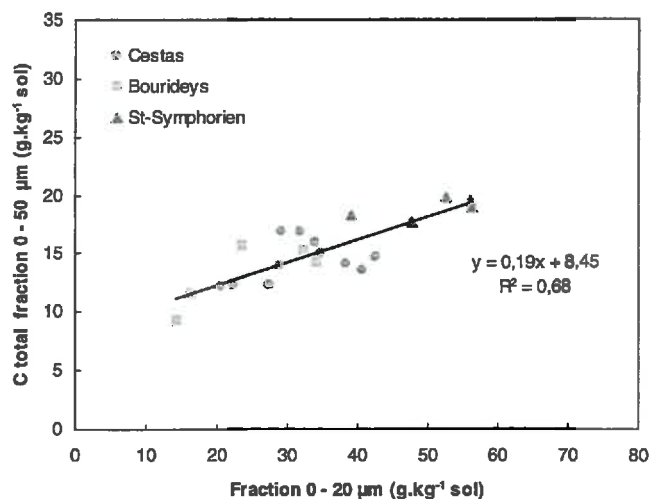


Figure VI.16 - Relation entre la teneur en carbone organique total de la fraction granulométrique 0-50 μm (gC.kg^{-1} de sol) et la proportion de fraction 0-20 μm dans la couche superficielle (0-30 cm) du sol des parcelles de Cestas, Bourideys et St-Symphorien.

Si la proportion de fraction minérale 0-20 μm détermine la capacité de stabilisation de carbone organique dans la fraction ALF, alors l'augmentation apparente des stocks de carbone organique total et forestier dans la fraction 0-20 μm avec la mise en culture peut être attribuée à une proportion plus importante de fraction minérale 0-20 μm dans le sol de la parcelle CES22. L'ordre de grandeur de cette augmentation des stocks de carbone forestier est tout à fait compatible avec la différence de représentativité de la fraction minérale. Si l'on considère que la fraction 0-20 μm est initialement saturée dans les sols forestiers et qu'elle a par conséquent atteint son potentiel de stabilisation maximal de carbone, le stockage de carbone maïsicole n'est possible que si une partie du carbone forestier disparaît et libère des sites susceptibles d'accueillir ce nouveau carbone. Par conséquent, la fraction ALF représenterait dans les sols un compartiment dynamique capable de stabiliser du carbone maïsicole au fur et à mesure de la disparition du carbone forestier. La présence dans la fraction ALF mais surtout dans la fraction LG de matières organiques particulaires carbonisées pourrait expliquer une partie de l'ordonnée à l'origine de la Figure VI.16. Ces matières organiques, seraient stabilisées du fait de leur composition chimique et résisteraient à la mise en culture, indépendamment de l'effet protecteur de la matrice minérale du sol. La fraction LG représenterait donc un compartiment de stockage de carbone organique forestier stable (*i.e.* chimiquement résistant) et participerait à la diminution des stocks de carbone forestier labile, présents dans cette fraction sous forme particulière comme dans les fractions de taille supérieure.

Nous avons émis l'hypothèse que la proportion de fraction fine (0-50 μm) pouvait déterminer la capacité de stabilisation de carbone organique total dans le sol et que son degré de saturation par le carbone forestier, qui est contrôlé par sa vitesse de dégradation, conditionnait sa capacité à accepter du carbone maïsicole. Compte tenu des nouveaux résultats, la dynamique des stocks de carbone forestier et maïsicole de la fraction 0-50 μm semble suivre les règles suivantes : (i) la diminution des stocks de carbone forestier dans la fraction 0-50 μm est liée à la dégradation des matières organiques particulaires de la fraction 20-50 μm ainsi qu'à la décomposition des matières organiques associées à la fraction minérale 0-20 μm ; (ii) la disparition du carbone forestier de la fraction 0-20 μm est nécessaire pour permettre le stockage de carbone maïsicole si cette fraction est initialement saturée ; (iii) le carbone maïsicole s'incorpore dans toutes les fractions mais il n'est « stabilisé » que dans la fraction 0-20 μm et dans les revêtements associés aux fractions minérales, qui pourraient indirectement être assimilés à la fraction 0-20 μm ; (iv) la fraction 20-50 μm constitue un compartiment de stockage de carbone forestier chimiquement résistant et un compartiment de transfert de carbone forestier labile.

3.4 – Conclusion partielle

La couche superficielle des sols forestiers landais est caractérisée par de fortes teneurs en matières organiques, à rapport C/N élevé. En l'absence quasi complète de protection minérale, l'accumulation de carbone dans les sols forestiers peut être attribuée à la résistance des matières organiques du fait de leur composition, à une faible activité biologique ainsi qu'à une stabilisation chimique des constituants, sous l'effet du faible pH et des fortes teneurs en aluminium. La mise en culture se traduit par une diminution importante des stocks de carbone organique total et forestier. Cette diminution est rapide dans les premières années qui suivent la mise en culture et plus lente par la suite. Cette dynamique suggère l'existence d'un compartiment labile et d'un compartiment stable qui se comportent différemment avec la mise en culture et dont on a pu estimer les temps moyens de résidence par modélisation. Dans le même temps, l'incorporation de carbone maïsicole est très faible, certainement en raison de la nature labile des résidus de culture et de l'absence de protection physique offerte par ces sols sableux.

L'utilisation du fractionnement granulométrique a permis de confirmer l'existence d'un compartiment organique labile qui disparaît très rapidement avec la mise en culture. Ce compartiment correspondrait aux fractions granulométriques grossières forestières et maïsicoles, constituées de matières organiques facilement décomposables et particulièrement réactives, dont le temps moyen de résidence est inférieur à 10 ans. Les résultats du fractionnement ont également confirmé l'existence d'une fraction organique stable d'origine forestière qui, bien que participant à la décroissance des stocks de carbone avec la mise en culture, permet le maintien dans les sols de stocks de carbone relativement importants. Cette fraction résistante serait essentiellement liée au carbone de la fraction fine, de taille inférieure à 50 µm, qui constitue un pool de matières organiques beaucoup plus stables, avec un temps moyen de résidence supérieur à 100 ans. Une partie des matières organiques associées aux fractions grossières serait également constituée de matériaux résistants à la dégradation, expliquant le maintien dans ces fractions de stocks de carbone forestier en sol cultivé. Le caractère labile du carbone maïsicole des fractions grossières est confirmé par le fractionnement granulométrique. En revanche, le carbone d'origine maïsicole des fractions fines est relativement résistant puisqu'il s'accumule progressivement dans ces fractions. Bien que limitée, l'accumulation de carbone maïsicole dans le sol se fait donc essentiellement par l'intermédiaire des fractions fines.

Un fractionnement granulométrique plus détaillé, associé à une séparation par densité des matières organique et minérales, ainsi qu'à des observations morphologiques en microscopie a permis de vérifier la composition hétérogène des fractions fines et grossières, ainsi que leur comportement différent suite à la mise en culture. Ces résultats ont montré que le carbone organique des fractions de taille supérieure à 50 µm appartient à des matières organiques particulières et à des agrégats organo-minéraux, particulièrement sensibles à la mise en culture. Les stocks de carbone forestier associés à ces fractions disparaissent très rapidement après la mise en culture, simultanément à l'incorporation de carbone maïsicole. La présence de matières organiques carbonisées, résistantes à la mise en culture, parfois en proportions relativement importantes, est susceptible d'expliquer le maintien de stocks de carbone forestiers dans ces fractions en sols cultivés. Au contraire des matières organo-minérales, les stocks de carbone organique total et forestier associés aux fractions grossières minérales augmentent avec la mise en culture. Cette augmentation suggère l'existence de transferts entre les différentes fractions, sous l'effet de la décomposition des fractions les plus labiles. Les stocks de carbone associés aux fractions minérales correspondent à des revêtements organo-minéraux qui occupent les anfractuosités de la surface des grains de quartz et dont la proportion augmente avec la mise en culture. Cette augmentation pourrait être liée à l'apport de matières organiques maïsicoles riches en polysaccharides, pouvant favoriser l'agrégation des matières organiques à la surface des grains. Dans la fraction SG (200-2000 µm), le maintien de stocks de carbone forestier à un niveau relativement stable en sol cultivé, est lié en grande partie aux matières organiques d'origine forestière contenues dans la fraction minérale, et dans une moindre mesure, au carbone forestier associé aux matières organiques particulières et aux agrégats organo-minéraux. Dans la fraction SF (50-200 µm), le maintien de stocks de carbone forestier en sol cultivé est principalement dû à la présence en fortes proportions de matières organiques carbonisées résistantes et secondairement, aux matières organiques associées à la fraction minérale.

Ces résultats ont également montré l'hétérogénéité de la fraction fine. Une partie des matières organiques totales et forestières associées à la fraction LG (20-50 µm) se comporte comme celles des fractions de taille supérieure, diminuant rapidement après la mise en culture. Elle constitue ainsi un pool de carbone relativement labile, partiellement responsable de la décroissance des matières organiques de la fraction fine au cours de la

monoculture ou du transfert de matières organiques vers d'autres fractions. La présence de matières organiques chimiquement résistantes, d'origine forestière et carbonisées, explique le maintien de stocks de carbone forestier dans cette fraction, de nombreuses années après la mise en culture. La fraction ALF constitue un compartiment permettant la stabilisation du carbone organique dans le sol, dont la capacité de stabilisation dépend essentiellement de l'importance de la fraction minérale 0-20 µm dans le sol. Par conséquent, la fraction ALF, initialement saturée par du carbone forestier, représente un compartiment dynamique capable de stabiliser du carbone maïsicole au cours des années de monoculture, au fur et à mesure de la disparition du carbone forestier.

Les chronoséquences de Cestas, Bourideys et St-Symphorien se distinguent par le niveau initial des stocks de carbone organique total sous forêt et par la dynamique de ces stocks au cours des années de monoculture. Le traçage isotopique du ¹³C a permis de montrer que ces différences sont essentiellement liées au carbone organique forestier, alors que les stocks de carbone maïsicole évoluent de manière identique dans les trois chronoséquences et s'incorporent dans toutes les fractions. Les résultats des fractionnements physiques ont montré que les fractions grossières réagissent très rapidement à la mise en culture, la majorité du carbone forestier labile disparaissant dès les premières années qui suivent l'installation du maïs. Une partie du carbone forestier serait redistribuée dans les fractions de taille inférieures ou viendrait alimenter les revêtements organo-minéraux associés aux fractions minérales. Une autre partie se trouverait sous forme carbonisée et résisterait à la mise en culture. Les trois chronoséquences se distinguent également par un stockage de carbone différent dans la fraction fine. Cette différence peut être attribuée à la proportion relative de la fraction minérale 0-20 µm dans le sol, qui détermine le niveau initial des stocks de carbone de la fraction fine en sol forestier. Lors de la mise en culture, la vitesse de disparition du carbone forestier de cette fraction détermine le potentiel de stabilisation du carbone maïsicole dans la fraction fine.

L'ensemble de ces résultats portant sur le sol entier, les fractions granulométriques et les fractions minérales ou organiques a permis de caractériser la morphologie et les principales propriétés dynamiques des matières organiques totales, forestières et maïsicoles des sols landais, et d'avancer dans la compréhension de l'évolution des stocks de carbone avec la mise en culture. Malgré la difficulté de comparer les différentes sources de résultats, compte tenu des biais analytiques soulevés, l'utilisation des techniques de fractionnement physique s'est révélée particulièrement intéressante, pour identifier et quantifier de réels compartiments fonctionnels, caractérisés par des dynamiques très différentes. A travers cette caractérisation et cette quantification, nous avons à plusieurs reprises souligné l'influence de la mise en culture sur l'évolution qualitative des matières organiques du sol. En particulier, à travers l'évolution du rapport C/N, mais également vis à vis des propriétés des matières organiques maïsicoles, riches en hydrates de carbone, ou des matières organiques forestières, riches en lignines. Ces propriétés différentes des matières organiques en fonction de leur origine conditionnent leur vitesse de décomposition par les micro-organismes du sol. Elles sont donc susceptibles d'avoir des conséquences majeures sur l'évolution globale des stocks de carbone organique avec la mise en culture.

Dans la partie suivante, nous nous proposons d'étudier l'évolution de plusieurs indicateurs de qualité des matières organiques : hydrates de carbone, lignines, carbone extractible microbien et activité respiratoire, sur plusieurs échantillons de sol forestier ou cultivé, choisis parmi l'ensemble des parcelles étudiées précédemment.

4 - Évolution de trois indicateurs de qualité des matières organiques : les sucres, les lignines et la biomasse microbienne du sol

4.1 – Matériels et méthodes

4.1.1 - Sucres neutres et sucres aminés

Les sucres neutres et aminés ont été analysés sur 8 échantillons composites prélevés dans la couche superficielle (0-30 cm) du sol : une parcelle forestière issue d'un semis naturel, non entretenue et portant un peuplement mixte à base de feuillus et de résineux (Forêt mixte); deux parcelles forestières de Pin maritime conduites en sylviculture intensive (Ligniculture et Coupe rase); une parcelle forestière identique passée en coupe rase et échantillonnée 10 mois et 16 mois après la coupe ; trois parcelles cultivées en monoculture intensive de maïs irrigué depuis des durées croissantes et situées sur les sites de Cestas et Bourideys. Les teneurs en sucres ont été mesurées sur des échantillons de sol entier séché à l'air puis tamisé à 2 mm et sur des fractions granulométriques 0-50 (AL), 50-200 (SF) et 200-2000 μm (SG) obtenues par fractionnement physique selon la méthode décrite au paragraphe 2.1.2. Les modalités d'échantillonnage et de prélèvement de ces échantillons sont décrites dans le paragraphe 1.1.2. Les analyses de sucres ont été réalisées au Centre de recherche et de développement sur les sols et les grandes cultures de Ste-Foy, Québec (Agriculture et Agro-alimentaire Canada).

a) Analyse des sucres neutres

Cette technique qui permet la détermination et la quantification des sucres neutres (glucose, xylose, arabinose, galactose, rhamnose, mannose et fucose) a été décrite par Chantigny *et al.* (2000). Brièvement, cette mesure comporte deux étapes : extraction et dosage. L'extraction consiste à placer une aliquote de 0,2, 0,5, 2 et 1 g d'échantillon (respectivement pour les fractions 0-50, 50-200, 200-2000 μm et pour le sol entier) en présence de 8 ml d'acide sulfurique 12 N pendant 2 h à température ambiante. La solution est ensuite ramenée à une concentration de 0,5 N par addition d'eau distillée et placée 24 h en incubation à 85°C. Après refroidissement, la solution est ensuite centrifugée (10 000 RPM, 10 mn), filtrée, neutralisée (NaOH 0,5 M) puis purifiée par passage dans une colonne contenant une résine échangeuse d'ions. La détermination et le dosage des teneurs en sucres neutres ont été réalisés par chromatographie ionique (DX-500, Dionex, Sunnyvale, CA). Ces analyses ont été réalisées avec 2 ou 3 répétitions, en fonction de la quantité d'échantillon disponible.

b) Analyse des sucres aminés

Cette technique qui permet la détermination et la quantification des sucres neutres (glucosamine et acide muramique) a été décrite par Zelles (1988) et modifiée par Chantigny *et al.* (1997). Brièvement, cette mesure comporte deux étapes : extraction et dosage. L'extraction consiste à placer une aliquote de 0,2, 0,5, 2 et 1 g d'échantillon (respectivement pour les fractions 0-50, 50-200, 200-2000 μm et pour le sol entier) en présence de 20 ml d'acide chlorhydrique 6 N en incubation durant 6 h à 105°C sous atmosphère d'azote (hydrolyse anaérobie). Après refroidissement, la solution est centrifugée (10 000 RPM, 10 mn) et le surnageant est récupéré. La détermination et le dosage des teneurs en sucres aminés ont été réalisés par chromatographie haute pression en phase liquide (HPLC). Ces analyses ont été réalisées avec 1, 2 ou 3 répétitions, en fonction de la quantité d'échantillon disponible.

4.1.2 – Lignines

L'analyse des monomères de la lignine a été réalisée sur trois échantillons composites de sol, prélevés dans la couche organo-minérale superficielle (0-30 cm), sur une parcelle forestière de Pin maritime conduite en sylviculture intensive (Coupe rase) et deux parcelles agricoles cultivées en monoculture intensive de maïs irrigué depuis 4 et 22 ans, situées sur le site de Cestas ; trois échantillons végétaux (tiges et feuilles de maïs, aiguilles de Pin maritime prélevées dans la litière de la parcelle forestière) et un échantillon composite d'humus forestier (parcelle Coupe rase). Les modalités d'échantillonnage et de prélèvement des échantillons de sol et d'humus sont décrites au paragraphe 1.1.2. Ces analyses ont été réalisées au laboratoire de Géochimie organique de l'Université d'Orléans.

L'analyse quantitative et qualitative des monomères de la lignine comporte deux étapes : une extraction par oxydation alcaline à l'oxyde de cuivre et une quantification des monomères de la lignine par électrophorèse capillaire. Cette technique, qui permet la séparation des composés phénoliques dérivés de la lignine, a été mise au point et décrite par Maman *et al.* (1997). Brièvement, une aliquote de 250 mg d'échantillon finement broyée est oxydée en présence d'oxyde de cuivre et d'hexasulfate ammoniacal de fer, sous atmosphère d'azote, pendant 4 heures à 170°C. Après élimination des acides humiques par traitements successifs dans des solutions alcalines et acides, les composés phénoliques sont extraits à l'éther déperoxydée. Le solvant contenant les composés phénoliques est évaporé sous vide et le produit obtenu est dissous et conservé dans du méthanol sous atmosphère d'azote avant d'être analysé par électrophorèse capillaire. Deux à trois répétitions ont été réalisées pour les échantillons de sol.

4.1.3 – Carbone extractible microbien et carbone minéralisable

Le carbone extractible microbien (Ec) et le carbone minéralisable ont été mesurés sur des échantillons composites prélevés en mars 1998 dans la couche superficielle du sol (0-30 cm) de 11 parcelles forestières et agricoles. Ces parcelles correspondent à une parcelle forestière de Pin maritime conduite en sylviculture intensive (Ligniculture), une parcelle forestière identique passée en coupe rase 9 mois avant la campagne de prélèvements (Coupe rase) et neuf parcelles cultivées en monoculture intensive de maïs irrigué depuis des durées croissantes, situées sur les sites de Cestas et St-Symphorien. Les modalités d'échantillonnage et de prélèvement des échantillons sont décrites dans le paragraphe 1.1.2. Les analyses de carbone extractible microbien et d'activité microbienne ont été réalisées au laboratoire de Microbiologie des sols de l'INRA de Dijon.

Le carbone extractible microbien a été extrait par fumigation – extraction puis mesuré à l'aide d'un analyseur infrarouge (Dohrmann DC80) après oxydation du carbone par du persulfate de potassium sous UV, selon la méthode décrite au chapitre V. Brièvement, deux séries d'échantillons de sol frais de 22 g sont constituées. La première série d'échantillons est fumigée au chloroforme pendant 16 h. Les deux séries (témoins et fumigés) sont ensuite mises en agitation dans 100 ml de K₂SO₄ à 0,05 N pendant 30 min. Après filtration d'une aliquote de 30 ml d'extrait sur un filtre en fibre de verre (Watmann), la concentration en carbone du filtrat est mesurée à l'aide de l'analyseur Dohrmann DC80. Le carbone extractible microbien (EC) est obtenu par différence des teneurs entre le carbone extrait des échantillons fumigés et celui des échantillons témoins. Quatre répétitions ont été réalisées pour chaque échantillon. Les teneurs en carbone en mg.l⁻¹ fournies par le DC80 ont été converties en mg.kg⁻¹ de sol. Simultanément, la teneur en eau pondérale des échantillons composites a été déterminée par perte de poids, après séchage à 105°C, sur la base d'une aliquote de 20 g de sol frais, avec deux répétitions.

Le carbone minéralisable a été déterminé selon une méthode développée par Chaussod *et al.* (1986a). Cette méthode consiste à mesurer la respiration du sol à l'humidité du prélèvement, au cours d'une incubation de 28 jours dans des flacons à sérum de 560 ml, placés à 28°C et à l'obscurité. Une aliquote de sol frais, équivalent à 40 g de sol séché à 105°C, est placée en incubation dans un flacon contenant un piège à CO₂. Le piège à CO₂, constitué de 10 ml de NaOH 0,25 N, est relevé au bout de 12 et 28 jours d'incubation. Le CO₂ dégagé au cours de l'incubation et piégé par la soude est mesuré après oxydation du carbone par du persulfate de potassium sous UV, à l'aide d'un analyseur infrarouge (Dohrmann DC80). Quatre répétitions ont été réalisées pour chaque échantillon. Les résultats sont exprimés en mg de C-CO₂ par kg de sol sec et par jour.

4.1.4 – Autres analyses

Plusieurs analyses complémentaires ont été réalisées sur les échantillons de sol ou sur les fractions granulométriques par le Laboratoire d'analyse de sols de l'INRA d'Arras ou au Laboratoire GéoSol de l'Université de Bourgogne (Dijon) : granulométrie par sédimentation 8 fractions, pH eau, teneurs en carbone et azote organique total par analyse élémentaire (combustion sèche), teneur en carbone organique soluble (COS) par extraction à l'eau (*cf.* chapitre V, § 3.1.2), selon des procédures expérimentales standard ou normalisées (AFNOR, 1996).

4.2 – Résultats

4.2.1 – Évolution des sucres neutres

a) Évolution des teneurs en sucres

Dans les sols forestiers, la teneur moyenne en sucres neutres est de 5,8 g.kg⁻¹ de sol sous peuplement monospécifique de Pin maritime. Si l'on considère que les sucres sont composés à 40 % de carbone, le carbone des sucres neutres représente en moyenne 7,3 % du carbone organique total. La coupe rase et la mise en culture, qui se traduisent par une diminution globale des teneurs en carbone organique total, provoquent une réduction importante des teneurs en sucres dans le sol et de la proportion de carbone provenant de sucres (C_{sucres}/C_{total}) (Tableau VI.11).

Tableau VI.11 – Principales caractéristiques et teneurs en sucres de la couche superficielle du sol (0-30 cm). Les parcelles Coupe rase et Ligniculture sont les témoins forestiers. CR 10 et 16 mois correspondent à la parcelle Coupe rase 10 mois et 16 mois après la coupe. Les écarts types associés aux teneurs en sucres figurent entre parenthèses.

(μm)	Texture (g.kg ⁻¹ sol)						C total (g.kg ⁻¹ sol)	C/N	pH eau	Sucres (g.kg ⁻¹ sol)	C _{sucres} C _{total}
	0-2	2-20	20-50	50-200	200-500	500-2000					
Forêt mixte							24,13	25	4,5	3,35 (0,25)	56,0
Coupe rase	46	17	6	53	743	135	33,54	29	4,3	6,38 (0,63)	76,2
Ligniculture	34	15	8	58	772	113	29,59	25	4,5	5,21 (0,31)	70,5
CR 10 mois	37	15	2	57	746	143	24,98	31	4,4	3,84 (0,48)	61,5
CR 16 mois	31	25	1	61	771	111	21,73	31	4,5	3,18 (0,34)	58,6
Maïs 4 ans	30	11	10	49	751	149	22,57	25	5,6	2,38 (0,26)	42,1
Maïs 11 ans	30	16	0	199	703	52	20,05	28	5,6	2,02 (0,13)	40,3
Maïs 22 ans	29	39	1	108	767	56	17,99	18	6,0	3,15 (0,31)	70,0

Dans les premières années qui suivent la coupe rase et la mise en culture, la dynamique des teneurs en sucres est semblable à celle du carbone organique total. Les teneurs en sucres diminuent rapidement dans le sol après la coupe rase et atteignent un minimum dans la parcelle cultivée depuis 11 ans. Cette chute correspond à une réduction de 65 % des teneurs initiales. Les teneurs en sucres augmentent ensuite dans la parcelle de 22 ans, et atteignent 3,15 g.kg⁻¹ de sol, alors que les teneurs en carbone continuent de décroître.

Dans les fractions granulométriques des sols landais, les concentrations en sucres sont d'autant plus importantes que la fraction est fine (Tableau VI.12). Ces résultats mettent en évidence un enrichissement en sucres dans la fraction fine par rapport aux fractions grossières. En revanche, les sucres représentent une plus grande proportion du carbone total (C_{sucres}/C_{total}) dans les fractions grossières que dans la fraction fine. Les variations des concentrations en sucres des différentes fractions granulométriques semblent étroitement liées aux variations des concentrations en carbone organique de ces fractions, en particulier dans les fractions grossières. Par conséquent, nous avons converti ces concentrations en teneurs, rapportées au sol entier, afin de pouvoir les comparer aux teneurs moyennes en sucres du sol.

Tableau VI.12 – Principales caractéristiques pédologiques et concentrations en sucres des fractions 0-50, 50-200 et 200-2000 µm de la couche superficielle du sol (0-30 cm). Les écarts types associés aux concentrations en sucres figurent entre parenthèses.

	Distribution (g.kg ⁻¹ sol)			C total (g.kg ⁻¹ fraction)			C/N			Sucres (g.kg ⁻¹ fraction)			C _{sucres} / C _{total}		
	0-50	50-200	>200	0-50	50-200	>200	0-50	50-200	>200	0-50	50-200	>200	0-50	50-200	>200
<i>Coupe rase</i>	68	113	807	247,00	97,97	5,73	28	29	29	31,32 (1,38)	20,26 (1,41)	1,49 (0,04)	50,1	81,7	102,6
<i>Ligniculture</i>	72	107	810	219,70	85,40	4,50	25	25	23	28,75 (1,91)	13,53 (0,22)	1,23 (0,16)	51,7	62,6	108,1
<i>CR 16 mois</i>	59	79	859	237,27	48,76	4,39	29	30	31	25,43 (1,65)	8,35 (0,73)	1,35 (0,29)	42,7	68,2	122,7
<i>Maïs 4 ans</i>	52	78	859	233,39	64,86	7,47	26	32	32	21,67 (4,10)	9,81 (0,54)	1,73 (0,34)	36,7	59,9	91,6
<i>Maïs 11 ans</i>	50	141	800	309,06	26,40	3,52	30	20	26	33,40 (4,42)	4,39 (0,57)	1,13 (0,54)	42,9	66,0	127,1
<i>Maïs 22 ans</i>	72	87	832	184,77	42,10	2,75	19	18	18	25,09 (0,81)	7,55 (0,27)	0,68 (0,07)	53,9	71,1	98,0

La dynamique des teneurs en sucres, observée dans le sol avec la mise en culture, se répercute dans l'ensemble des fractions granulométriques (Figure VI.17). La diminution est rapide dans la fraction AL (0-50 µm) qui réagit très vite à la coupe rase et à la mise en culture, puis les teneurs en sucres augmentent dans les parcelles de 11 et 22 ans pour atteindre un niveau équivalent aux teneurs initiales. Cette évolution se répercute de manière comparable dans la dynamique du rapport C_{sucres}/C_{total}. Dans la fraction SF (50-200 µm) les teneurs en sucres diminuent très rapidement dès la coupe rase puis restent à un niveau relativement stable par la suite. Les teneurs en sucres ont chuté d'environ 65 % dans cette fraction après 22 ans de monoculture. Dans la fraction SG (200-2000 µm) les teneurs en sucres demeurent à un niveau proche des teneurs initiales dans les premières années qui suivent la mise en culture puis diminuent fortement dans les parcelles mises en culture depuis plus longtemps. Dans cette fraction, les teneurs ont chuté de près de 50 % après 22 ans de monoculture de maïs. Contrairement à la fraction fine, la dynamique du rapport C_{sucres}/C_{total} reste relativement stable, bien que fluctuante, dans les fractions grossières (>50 µm).

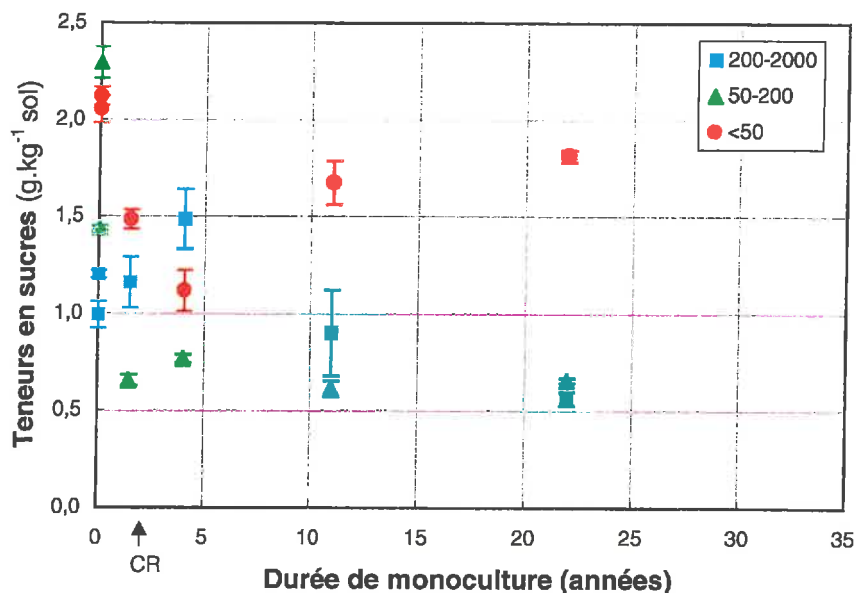


Figure VI.17 - Évolution des teneurs en sucres dans les fractions granulométriques 0-50, 50-200 et 200-2000 μm de la couche superficielle du sol (0-30 cm), avec la durée de monoculture. Les points de durée de monoculture nulle sont les parcelles forestières témoins. Les points notés CR correspondent à la parcelle Coupe rase 18 mois après la coupe. Les barres verticales correspondent aux écart-types associés aux teneurs en sucres

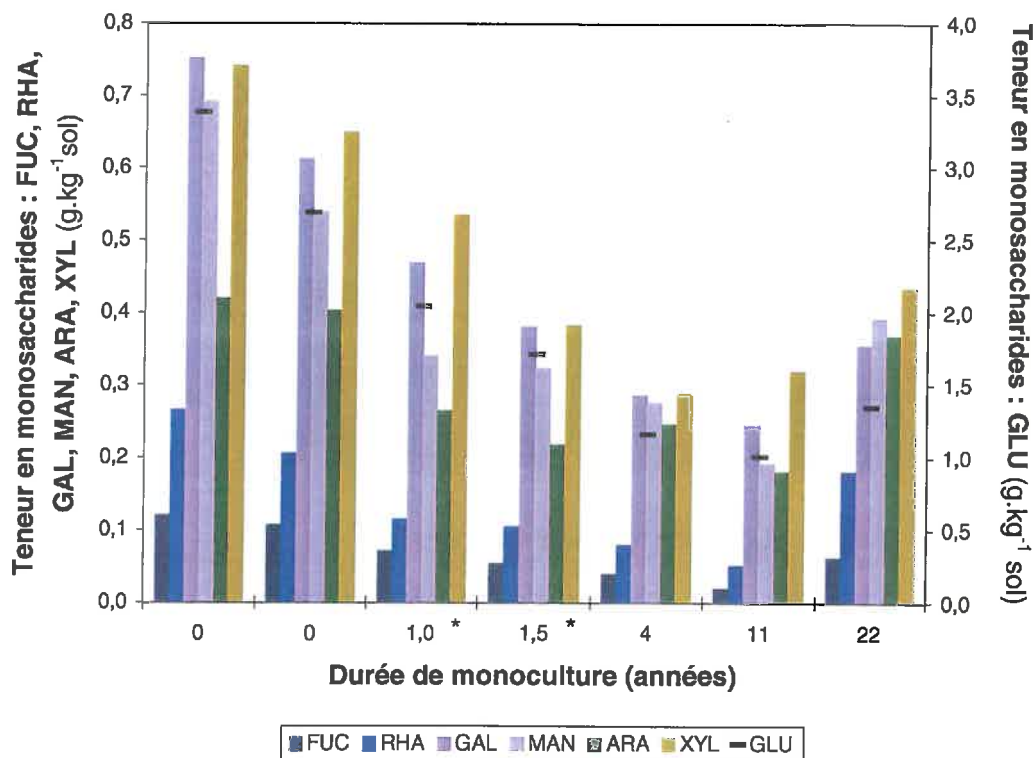


Figure VI.18 - Évolution des teneurs en sucres et de la distribution des monosaccharides dans la couche superficielle du sol (0-30 cm), avec la durée de monoculture. Les points de durée de monoculture nulle sont les parcelles forestières témoins, (*) parcelle Coupe rase 12 et 18 mois après la coupe. (FUC : fucose, RHA : rhamnose, MAN : mannose, GAL : galactose, XYL : xylose, ARA : arabinose, GLU : glucose).

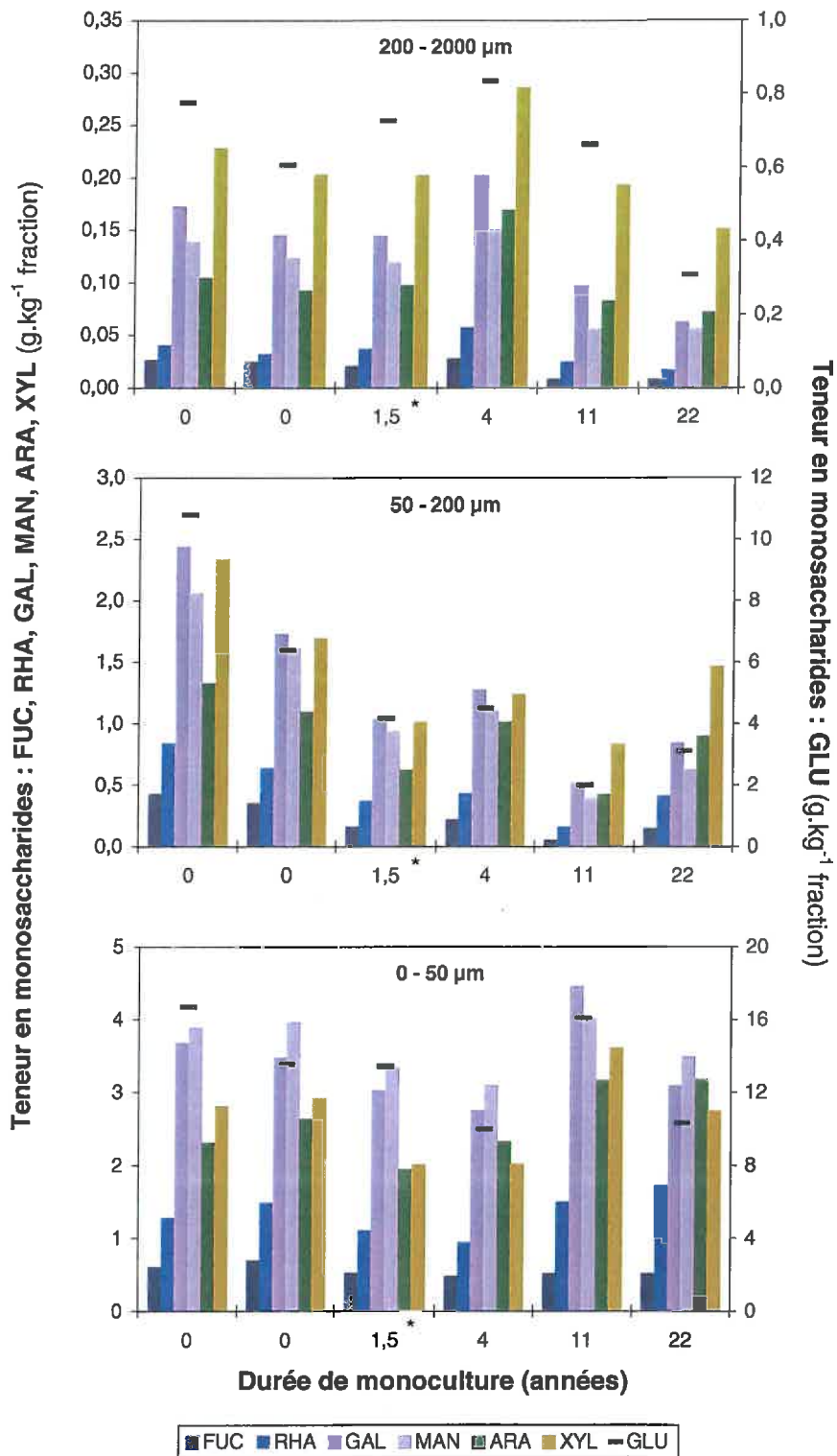


Figure VI.19 - Évolution des teneurs en sucres et de la distribution des monosaccharides dans les fractions granulométriques 0-50, 50-200 et 200-2000 μm de la couche superficielle du sol (0-30 cm), avec la durée de monoculture. Les points de durée de monoculture nulle sont les parcelles forestières témoins, (*) parcelle Coupe rase 18 mois après la coupe. (FUC : fucose, RHA : rhamnose, MAN : mannose, GAL : galactose, XYL : xylose, ARA : arabinose, GLU : glucose).

b) Distribution des monosaccharides

Le glucose est le plus abondant des sucres du sol et des fractions granulométriques (Figures VI.18 et VI.19). À l'inverse, le rhamnose et le fucose sont les deux sucres les moins abondants. Les autres sucres mesurés présentent des teneurs intermédiaires, avec une distribution différente dans le sol et dans les fractions. Dans les sols forestiers, la distribution des sucres dans le sol entier et dans la fraction SG est caractérisée par une prédominance du xylose et du galactose, suivis par le mannose et l'arabinose. Dans la fraction SF, la concentration en galactose devient légèrement supérieure à celle du xylose et des deux autres sucres. Cette inversion des teneurs se poursuit dans la fraction AL, dans laquelle le mannose et le galactose deviennent largement prédominants devant le xylose et l'arabinose.

L'effet de la coupe rase et de la mise en culture des sols se fait sentir dans l'ensemble des monosaccharides, mais d'une manière différente dans le sol et dans les fractions. La coupe rase entraîne une diminution générale des sucres dans le sol entier, mais semble n'affecter que la fraction AL et la fraction SF, sans toutefois modifier la distribution des monosaccharides. Les teneurs en sucres de la fraction SG ne semblent pas être affectées par les perturbations liées à la coupe rase. L'effet de la mise en culture se traduit dans le sol par une diminution globale de tous les monosaccharides jusqu'à 11 ans de monoculture, puis par une remontée des teneurs dans la parcelle de 22 ans. Dans les fractions granulométriques, les teneurs en sucres diminuent très nettement dans les fractions grossières (>50 µm), mais remontent légèrement à 22 ans dans la fraction SF. Au contraire des fractions grossières, les teneurs en sucres de la fraction fine augmentent avec la mise en culture.

Les variations des teneurs en sucres sont accompagnées dans le sol entier, comme dans les fractions, de modifications de la distribution des différents monosaccharides. On observe ainsi un enrichissement relatif en arabinose et en xylose dans l'ensemble des fractions, avec la mise en culture. Dans la fraction fine, cet enrichissement est particulièrement net, même si le mannose et le galactose restent les sucres prédominants. Dans la parcelle de 22 ans, le rapport $C_{\text{sucres}}/C_{\text{total}}$ montre que les proportions relatives des différents monosaccharides dans le sol entier, à l'exception du glucose, sont remontées à un niveau très proche, voire supérieur (rhamnose et arabinose), à celui des sols forestier (Tableau VI.13).

Tableau VI.13 – Distribution de la proportion de carbone organique total provenant des sucres ($C_{\text{sucres}} / C_{\text{total}}$) et rapports entre monosaccharides d'origine microbienne et d'origine végétale, dans la couche superficielle (0-30 cm) du sol (MAN : mannose, GAL : galactose, FUC : fucose, RHA : rhamnose, XYL : xylose, ARA : arabinose).

	$C_{\text{sucres}} / C_{\text{total}} \text{ (g.kg}^{-1}\text{)}$							$\frac{\text{MAN+GAL}}{\text{XYL+ARA}}$	$\frac{\text{MAN+GAL+FUC+RHA}}{\text{XYL+ARA}}$
	fucose	rhamnose	mannose	galactose	glucose	xylose	arabinose		
Forêt mixte	1,43	2,03	4,48	6,92	28,81	6,69	5,10	1,42	1,78
Coupe rase	1,45	3,19	8,26	8,98	40,40	8,86	5,02	1,24	1,58
Ligniculture	1,47	2,80	7,30	8,29	36,40	8,79	5,45	1,09	1,39
CR 10 mois	1,16	1,86	5,47	7,52	32,71	8,57	4,25	1,01	1,25
CR 16 mois	1,01	1,96	5,96	7,02	31,54	7,05	4,02	1,17	1,44
Maïs 4 ans	0,72	1,42	4,88	5,08	20,57	5,11	4,37	1,05	1,28
Maïs 11 ans	0,41	1,04	3,84	4,89	20,16	6,38	3,62	0,87	1,02
Maïs 22 ans	1,40	4,04	8,74	7,91	30,07	9,67	8,20	0,93	1,24

c) Origine des sucres

Les sucres ont une double origine dans les sols. Ils dérivent principalement de la végétation naturelle ou cultivée. Ils sont également produits par les micro-organismes du sol (voir Chapitre II, § 2.4.2). D'une manière générale, les pentoses (xylose et arabinose) ont une origine principalement végétale, alors que les hexoses (galactose et mannose) et les déoxyhexoses (rhamnose et fucose) sont essentiellement produits par les micro-organismes du sol. La contribution relative des sucres végétaux et microbiens dans les sols peut donc être évaluée en faisant le rapport entre différents monosaccharides caractérisés quant à leur origine végétale ou microbienne, à l'exception du glucose qui dérive à la fois des plantes et des micro-organismes. Le rapport hexoses sur pentoses (MAN+GAL) / (XYL+ARA) constitue un indicateur largement utilisé pour caractériser l'origine des sucres dans les sols (Dalal et Henry, 1988 ; Angers et N'Dayegamiye, 1991 ; Guggenberger *et al.*, 1994 ; Sanger *et al.*, 1997). D'autres rapports ont également été utilisés par différents auteurs, tels que le rapport déoxyhexoses sur pentoses (Murayama, 1984), mannose sur pentoses (Angers et Mehuys, 1990) ou mannose sur xylose (Puget *et al.*, 1999). Dans un premier temps, nous avons utilisé le rapport hexoses sur pentoses afin de pouvoir comparer nos résultats aux travaux antérieurs. Nous avons également utilisé le rapport (MAN+GAL+FUC+RHA) / (XYL+ARA), qui inclue les déoxyhexoses, de manière à tenir compte de l'ensemble des sucres microbiens, dont le rhamnose et le fucose, particulièrement sensibles aux perturbations du sol (Dalal et Henry, 1988).

Dans le sol entier, le rapport (MAN+GAL+FUC+RHA) / (XYL+ARA) est proche de 1,5 (Tableau VI.13). Cela signifie que les sucres d'origine microbienne sont plus abondants que les sucres végétaux. La coupe rase ne semble par avoir d'effet significatif. Par contre, la mise en culture se traduit par une diminution de ce rapport, qui est pratiquement égal à 1 dans la parcelle de 11 ans. Dans cette parcelle, les sucres végétaux et microbiens sont donc en proportion quasi identique. Par la suite, le rapport remonte à 1,2 dans la parcelle cultivée depuis 22 ans. Dans les fractions granulométriques, le rapport (MAN+GAL+FUC+RHA) / (XYL+ARA) augmente avec la taille des fractions (Figure VI.20) : la valeur de ce rapport est plus forte dans la fraction fine que dans la fraction intermédiaire et dans la fraction grossière. Ce résultat montre un enrichissement en sucres dans la fraction fine, et permet d'attribuer cet enrichissement aux sucres d'origine microbienne. L'effet de la coupe rase se fait sentir dans le sol entier et surtout dans la fraction fine dans laquelle on observe une très forte augmentation du rapport qui semble correspondre à une diminution des sucres d'origine végétale (XYL et ARA). Dans les autres fractions, la coupe rase ne semble pas avoir d'effet. Avec la mise en culture, le rapport diminue dans le sol et les fractions. Cette décroissance est relativement faible et régulière dans la fraction fine, comme dans le sol entier, mais apparaît plus prononcée dans les fractions grossière et intermédiaire, en particulier dans les premières années de culture. Ces résultats confirment les modifications de la répartition des monosaccharides observées au cours des années de monoculture.

L'évolution des proportions relatives de carbone organique total provenant des sucres végétaux (SV) et microbiens (SM) permet de déterminer l'origine de la décroissance du rapport (GAL+MAN+RHA+FUC) / (XYL+ARA) avec la mise en culture (Figure VI.21). Les sols forestiers sont caractérisés par une prédominance des sucres d'origine microbienne quelles que soient les fractions considérées. Cette prédominance des sucres microbiens persiste dans la fraction fine des sols cultivés, alors que les sucres végétaux deviennent majoritaires dans les fractions grossières dès les premières années de culture. Dans ces fractions, la diminution du rapport (GAL+MAN+RHA+FUC) / (XYL+ARA) semble être une conséquence de l'augmentation progressive des sucres végétaux, conjointement à une diminution des sucres microbiens.

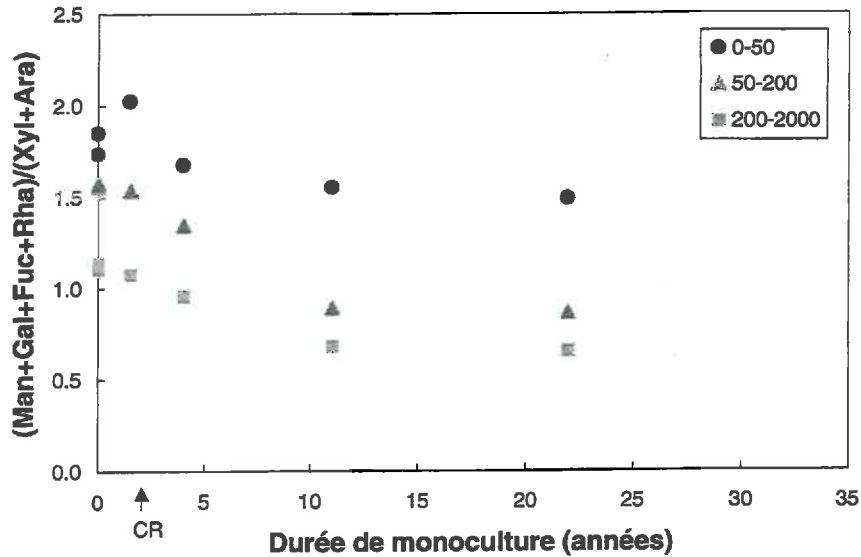


Figure VI.20 - Évolution du rapport sucres microbiens / sucres végétaux dans les fractions granulométriques 0-50, 50-200 et 200-2000 μm de la couche superficielle du sol (0-30 cm), avec la durée de monoculture. Les points de durée de monoculture nulle sont les parcelles forestières témoins. Les points notés CR correspondent à la parcelle Coupe rase 18 mois après la coupe. (MAN : mannose, GAL : galactose, FUC : fucose, RHA : rhamnose, XYL : xylose, ARA : arabinose)

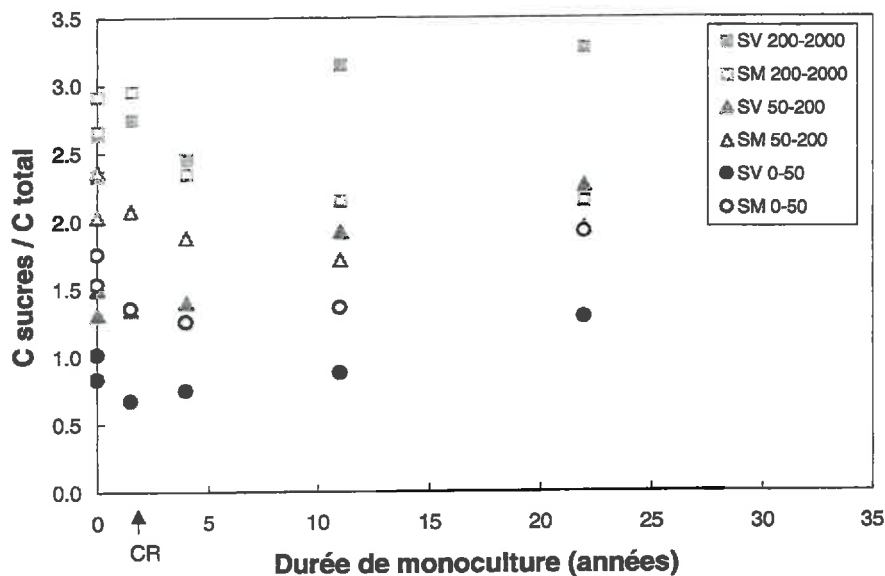


Figure VI.21 - Évolution des proportions relatives de carbone provenant des sucres végétaux (SV) et microbiens (SM) dans le carbone organique total des fractions granulométriques 0-50, 50-200 et 200-2000 μm de la couche superficielle du sol (0-30 cm), avec la durée de monoculture. Les points de durée de monoculture nulle sont les parcelles forestières témoins. Les points notés CR correspondent à la parcelle Coupe rase 18 mois après la coupe.

La fraction SG semble plus sensible que la fraction SF à l'effet de la mise en culture. Cela se traduit par une inversion plus précoce de la répartition des sucres dans la fraction SG : les sucres végétaux deviennent prédominants dès 4 ans dans cette fraction, alors que cette inversion n'apparaît que vers 11 ans dans la fraction SF. Dans la fraction fine, les proportions relatives du carbone total représentées par les sucres végétaux et les sucres microbiens ne sont pas modifiées par la mise en culture. Les sucres microbiens restent majoritaires dans cette fraction.

4.2.2– Évolution des sucres aminés

Dans les sols forestiers, la teneur moyenne en sucres aminés atteint près de 600 mg.kg⁻¹ de sol (Tableau VI.14). En faisant l'approximation que les sucres aminés sont composés à 40 % de carbone, l'acide muramique et la glucosamine représentent respectivement environ 0,02 et 0,8 % du carbone organique total du sol. La dynamique temporelle des teneurs en sucres aminés est comparable à celle des sucres neutres. Elle montre une forte diminution dès les premières années suivant la coupe rase. Seize mois après la coupe, on observe une réduction de près de 50 % des teneurs en sucres aminés. Dans le sol des parcelles cultivées, ces teneurs se maintiennent à un niveau relativement stable proche de 300 mg.kg⁻¹, bien que diminuant faiblement dans les parcelles de 4 et 11 ans. Dans la parcelle de 22 ans, les teneurs acide muramique remontent à un niveau proche des teneurs initiales des sols forestiers, alors que les teneurs en glucosamine restent à un niveau constant. Cependant, alors que la proportion de carbone organique total provenant de l'acide muramique (C_{sucres} / C_{total}) reste relativement stable au cours du temps à l'exception de la parcelle de 22 ans, la proportion de glucosamine diminue dans les sols cultivés. La diminution progressive du rapport glucosamine sur acide muramique (GLN / MUR) dans les sols cultivés, confirme cette évolution.

Tableau VI.14 – Distribution des teneurs en acide muramique et en glucosamine dans la couche superficielle (0-30 cm) du sol (MUR : acide muramique, GLN : glucosamine). Les écarts types associés aux teneurs en sucres aminés figurent entre parenthèses.

	Teneur en monosaccharides (mg.kg ⁻¹ sol)		
	acide muramique	glucosamine	GLN / MUR
Coupe rase	14,37 (1,07)	677,20 (7,19)	47
Ligniculture	14,84 (0,70)	486,27 (115,56)	33
CR 16 mois	9,60 (0,93)	310,57 (63,44)	32
Maïs 4 ans	9,79 (0,87)	292,63 (7,96)	30
Maïs 11 ans	9,34 (0,32)	268,30 (44,81)	29
Maïs 22 ans	13,45 (1,18)	291,17 (1,02)	22

Dans les fractions granulométriques, les concentrations en sucres aminés sont d'autant plus importantes que la fraction est fine (Tableau VI.15). L'effet de la coupe rase se traduit par une diminution importante des concentrations en glucosamine dans l'ensemble des fractions granulométriques, alors qu'elle n'affecte que la fraction SF pour l'acide muramique. Dans la fraction fine (0-50 µm), la mise en culture entraîne une augmentation des concentrations en acide muramique et en glucosamine. Les concentrations en glucosamine reviennent au niveau des sols forestiers puis restent stables dans les trois parcelles cultivées. Dans la fraction SF, les concentrations en sucres aminés diminuent fortement dans la parcelle de 4 ans, puis augmentent par la suite. Les concentrations en sucres aminés de la fraction SG sont assez fluctuantes, mais ne semblent pas être affectées par la mise en culture.

Tableau VI.15 - Distribution des concentrations en acide muramique et en glucosamine dans les fractions granulométriques 0-50, 50-200 et 200-2000 μm de la couche superficielle du sol (0-30 cm). Les écarts types associés aux concentrations en sucres aminés figurent entre parenthèses.

(μm)	Acide muramique (mg.kg^{-1} fraction)			Glucosamine (mg.kg^{-1} fraction)		
	0 - 50	50 - 200	200-2000	0 - 50	50 - 200	200-2000
Coupe rase	86,00 (2,89)	33,83 (6,09)	1,49 (0,33)	4 334 (110)	1 426 (132)	76 (4)
Ligniculture	92,63	38,47 (2,24)	2,34 (0,21)	3 708	1 722 (187)	73 (4)
CR 16 mois	88,35 (11,12)	15,14	1,72 (0,01)	2 884 (196)	410	56 (1)
CES 4	91,73 (3,98)	5,84	3,72 (1,31)	4 075 (452)	199	108 (4)
BOU 11	104,51	13,28	1,60 (0,45)	4 259	640	56 (3)
CES 22	130,36	23,17	1,73 (0,39)	3 990	1 045	67 (8)

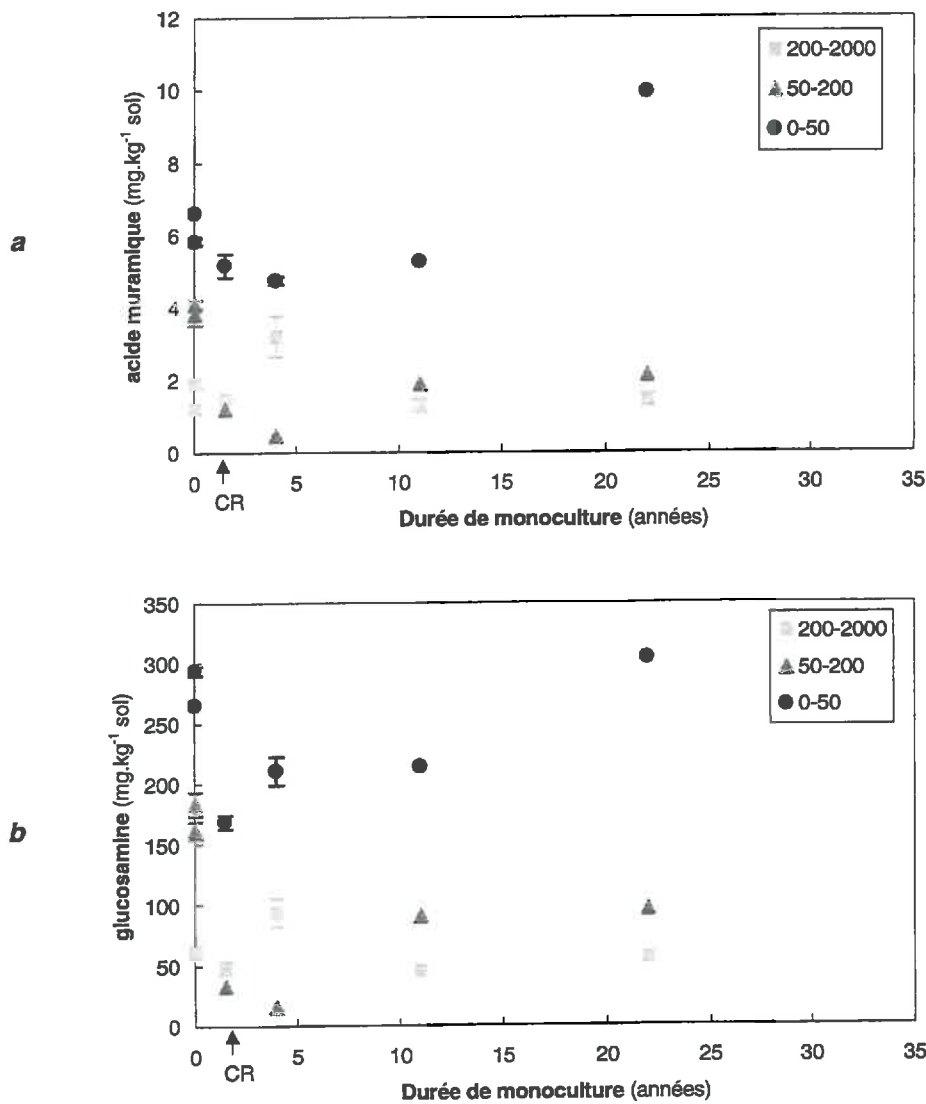


Figure VI.22 - Évolution des teneurs en acide muramique (a) et glucosamine (b) dans les fractions granulométriques 0-50, 50-200 et 200-2000 μm de la couche superficielle du sol (0-30 cm), avec la durée de monoculture de maïs. Les points de durée de monoculture nulle sont les parcelles forestières témoins. Les points notés CR correspondent à la parcelle Coupe rase 18 mois après la coupe. Les barres verticales correspondent aux écarts-types associés aux teneurs en sucres aminés.

Rapportées au sol entier, les teneurs en sucres aminés de chaque fraction granulométrique évoluent d'une façon comparable aux teneurs en sucres neutres (Figure VI.22). La diminution des teneurs en sucres aminés, immédiatement après la coupe rase, est particulièrement nette dans les fractions SF et ALF, alors que la fraction SG semble moins sensible à cette opération sylvicole et à la mise en culture. Dans la fraction fine, la mise en culture se traduit par une augmentation des teneurs en sucres aminés, à partir 11 ans pour l'acide muramique et dès 4 ans pour la glucosamine. Les teneurs en acide muramique augmentent ensuite d'une manière très importante dans la parcelle cultivée depuis 22 ans. Dans la fraction SF, les teneurs en sucres aminés augmentent également à partir de 11 ans, après avoir diminué à un niveau très faible après la coupe rase et la mise en culture.

4.2.3- Évolution des lignines

a) Distribution des unités phénoliques

Les phénols dérivés de la lignine représentent entre 30 et 60 g.kg⁻¹ dans les échantillons de matériel végétal et d'humus sélectionnés, soit entre 5 et 10 % du carbone organique total (Tableau VI.16). Dans les sols, les teneurs en phénols sont beaucoup plus faibles. Elles sont comprises entre 0,2 et 0,4 g.kg⁻¹, ce qui représente environ 1 % du carbone organique total. Ces teneurs sont comparables aux résultats obtenus par Guggenberger *et al.* (1994), Maman (1997) et Sanger *et al.* (1997). La distribution des unités phénoliques est différente selon les échantillons. Les unités vanilliques sont largement majoritaires dans les échantillons organiques d'origine forestière (aiguilles de pin, humus) alors que les unités syringiques représentent une proportion importante des tiges et des feuilles de maïs. De même, les unités cinnamiques et p-hydroxybenzoïques, faiblement représentées dans les matériaux forestiers occupent une proportion nettement plus importante des tissus maïsicoles. Dans les sols, les unités vanilliques sont majoritaires dans les sols forestiers et cultivés, mais semblent décroître avec la mise en culture, tout comme les unités p-hydroxybenzoïques. Au contraire, les unités cinnamiques et syringiques semblent augmenter dans les sols cultivés. Rapportées au pourcentage de carbone organique total des échantillons (Tableau VI.17), l'évolution des teneurs en carbone dérivé des lignines confirment les résultats précédents. La mise en culture des sols forestiers s'accompagne d'une diminution des unités vanilliques et d'une augmentation des unités syringiques et cinnamiques.

La distribution des unités phénoliques constitutives de la lignine peut être représentée selon un diagramme bidimensionnel faisant apparaître le rapport S/V en fonction du rapport C/V (Hedges et Mann, 1979). Cette représentation permet de préciser les sources végétales possibles, l'origine ligneuse ou non des tissus végétaux transformés et l'intensité de l'altération de ces tissus dans les échantillons de sols sélectionnés. Ce diagramme, qui ne prend en compte que les unités syringiques (S), cinnamiques (C) et vanilliques (V), permet de distinguer la contribution des tissus provenant des angiospermes et des gymnospermes, ainsi que celle des dicotylédones et des monocotylédones. Sur la Figure VI.23, les aiguilles de pin et l'humus forestier se trouvent près de l'origine, ce qui correspond à une prédominance des unités vanilliques dans les tissus des gymnospermes. Le sol forestier possède un rapport S/V plus élevé (0,20) qui témoigne de la présence dans le sol de matériel ligneux provenant de végétaux angiospermes, probablement apportés par la végétation du sous-bois. La position des tiges et des feuilles de maïs à l'autre extrémité du graphique met clairement en évidence la signature des monocotylédones, dans lesquelles les proportions d'unités syringiques et cinnamiques sont plus importantes. L'incorporation de résidus de maïs est particulièrement nette dans les sols cultivés. Dans le sol de la parcelle de 4 ans, la mise en culture se traduit par une augmentation importante du rapport C/V, par rapport au sol forestier. Une durée plus longue de monoculture (M22) se traduit par une augmentation du rapport S/V, le rapport C/V restant à un niveau équivalent à celui de la parcelle de 4 ans.

Tableau VI.16 - Principales caractéristiques des matières organiques et teneurs en composés phénoliques dérivés de la lignine des échantillons de sol, d'humus et de matériel végétal sélectionnés. Les écart-types associés aux teneurs en carbone, au $\delta^{13}C$ et aux teneurs en composés phénoliques figurent entre parenthèses.

	Carbone ($mg.g^{-1}$)	$\delta^{13}C$	C/N	pH	Unités ($mg.g^{-1}$)			Phénols ($mg.g^{-1}$)		
					syringique	vanillique	cinnamique	p-hydroxy	lignines	totaux
Aiguilles de pin	520,20	-27,30	98	-	0,42	30,26	0,94	3,54	31,62	35,15
Humus	424,00	-28,45	33	4,30	1,28	34,34	0,36	3,60	35,98	39,58
Forêt de pin	34,15 (3,23)	-27,34 (0,04)	30	4,30	0,072 (0,019)	0,333 (0,070)	0,007 (0,004)	0,086 (0,046)	0,412 (0,093)	0,498 (0,136)
Maïs 4 ans	23,05 (2,18)	-26,68 (0,25)	24	5,60	0,045 (0,002)	0,200 (0,037)	0,032 (0,003)	0,033 (0,004)	0,277 (0,035)	0,310 (0,035)
Maïs 22 ans	19,01 (0,54)	-24,54 (0,06)	18	6,02	0,090 (0,002)	0,129 (0,000)	0,022 (0,012)	0,047 (0,013)	0,241 (0,010)	0,288 (0,002)
Tiges de maïs	417,10	-12,51	16	-	31,37	22,25	6,50	9,61	60,12	69,73
Feuilles de maïs					18,83	23,25	7,19	5,82	49,28	55,10

Tableau VI.17 - Caractéristiques des composés phénoliques dérivés de la lignine des échantillons de sol, d'humus et de matériel végétal sélectionnés : proportion de monomères phénoliques dans le carbone organique total et rapports pondéraux entre les monomères et les unités phénoliques des lignines. (S : syringique, V : vanillique, C : cinnamique, H : p-hydroxybenzoïque, al : aldéhyde, ac : acide)

	Unités ($mgC.gC^{-1}$)					Rapports					
	syringique	vanillique	cinnamique	p-hydroxy		S/V	C/V	H/V	ac/al (V)	ac/al (S)	ac/al (SV)
Aiguilles de pin	0,44	36,19	1,16	4,37		0,01	0,03	0,12	0,40	3,30	0,42
Humus	1,76	50,36	0,56	5,75		0,04	0,01	0,10	0,37	0,26	0,37
Forêt de pin	1,22 (0,33)	5,91 (1,25)	0,13 (0,08)	1,64 (0,90)		0,21	0,02	0,24	1,45	0,68	1,27
Maïs 4 ans	1,14 (0,03)	5,17 (1,02)	0,91 (0,09)	0,90 (0,11)		0,23	0,17	0,17	3,34	0,83	2,44
Maïs 22 ans	2,73 (0,06)	4,08 (0,05)	0,74 (0,41)	1,58 (0,47)		0,69	0,17	0,36	1,73	0,99	1,40
Tiges de maïs	44,43	33,41	10,11	16,00		1,41	0,29	0,43	0,27	0,49	0,38
Feuilles de maïs	26,61	34,79	11,02	9,60		0,81	0,31	0,25	0,39	0,85	0,53

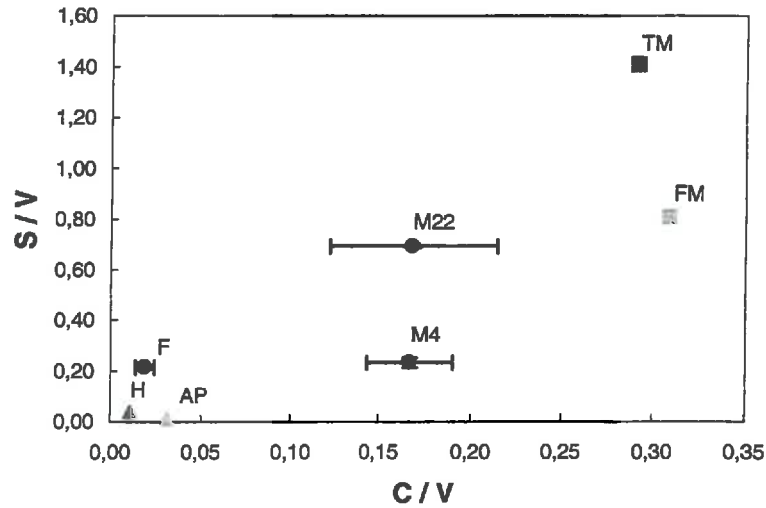


Figure VI.23 - Répartition des échantillons de sol, d'humus et de matériel végétal dans le diagramme S/V (syringique/vanillique) en fonction de C/V (cinnamique/vanillique). Les barres verticales et horizontales correspondent respectivement aux écart-types associés aux valeurs des rapports S/V et C/V. (F : sol forestier, M4 et M22 : sols de monocultures de maïs de 4 et 22 ans, H : humus forestier, AP : aiguilles de Pin maritime, TM et FM : tiges et feuilles de maïs)

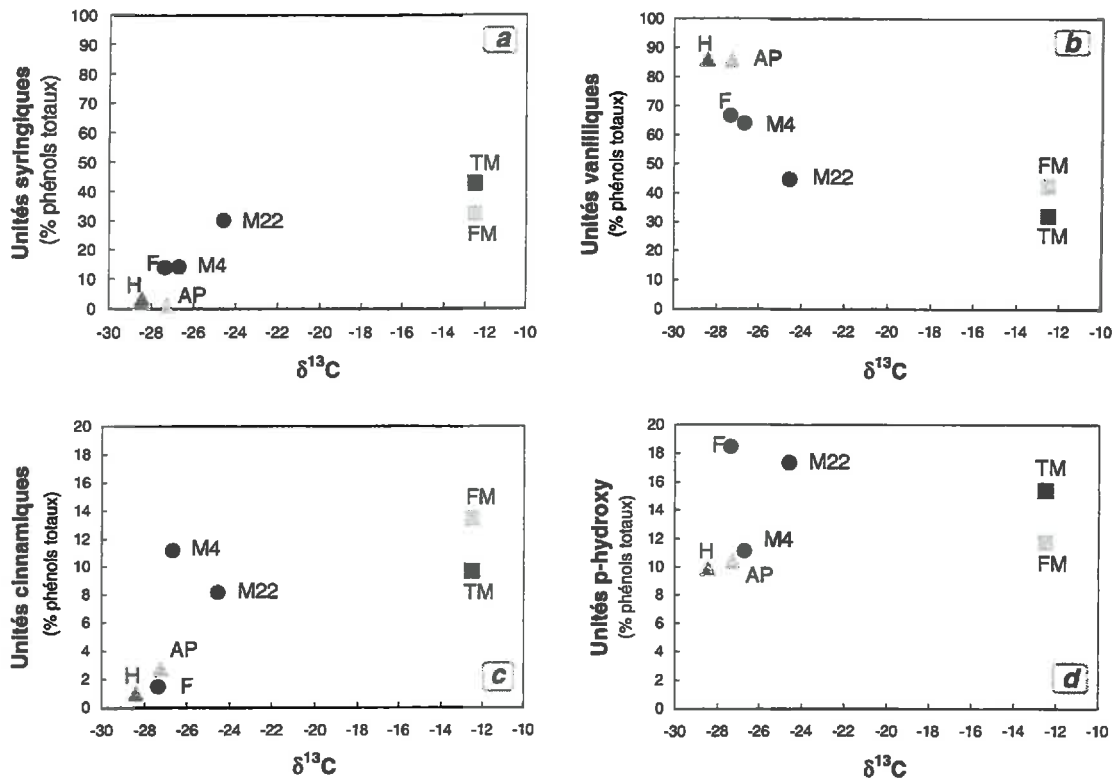


Figure VI.24 - Distribution des unités phénoliques syringiques (a), vanilliques (b), cinnamique (c) et p-hydroxy (d) dérivées de la lignine, en fonction de la composition isotopique des matières organiques dans les échantillons de sol, d'humus et de matériel végétal sélectionnés. (F : sol forestier, M4 et M22 : sols de monocultures de maïs de 4 et 22 ans, H : humus forestier, AP : aiguilles de Pin maritime, TM et FM : tiges et feuilles de maïs)

b) Monomères traceurs de l'origine et de l'évolution des matières organiques

L'abondance naturelle en isotope ^{13}C constitue un traceur de l'origine des matières organiques, qui a permis de caractériser la dynamique du carbone d'origine forestière ou maïsicole dans les sols cultivés des Landes de Gascogne. L'évolution de la distribution des différentes unités phénoliques en fonction de la composition isotopique des matières organiques, dans les échantillons de sol, d'humus et de matériel végétal sélectionnés, montre que les unités vanilliques et syringiques peuvent également constituer des traceurs de l'origine des matières organiques et de l'influence de la mise en culture sur la qualité des matières organiques des sols (Figure VI.24). La lignine de Pin maritime et des sols forestiers est caractérisée par une prédominance d'unités vanilliques. A l'inverse, la lignine du maïs est riche en unités syringiques. L'incorporation de carbone d'origine maïsicole durant les années de monoculture, qui se traduit par une augmentation significative du $\delta^{13}\text{C}$, s'accompagne d'une diminution de la proportion d'unités vanilliques et d'une augmentation de la proportion d'unités syringiques. L'évolution opposée de ces deux unités phénoliques s'accroît avec la durée de monoculture. Les unités cinnamiques augmentent également avec la mise en culture, mais cette augmentation semble identique quelle que soit la durée de monoculture. Les unités p-hydroxybenzoïques ne semblent pas réagir particulièrement à l'incorporation de carbone maïsicole.

c) Altération de la lignine dans les sols cultivés

Tandis que la distribution des composés phénoliques évolue dans les sols cultivés, la composition des matériaux ligneux d'origine forestière change également avec le temps. Cette évolution de la composition des unités phénoliques peut être suivie à travers le rapport entre les acides et les aldéhydes (ac/al), qui entrent dans la composition des unités vanilliques et syringiques. La proportion d'aldéhyde diminue avec l'altération de la lignine et durant les processus d'humification des matières organiques des sols (Hedges *et al.*, 1988 ; Kogel-Knabner *et al.*, 1988) par conséquent, ce rapport augmente d'autant plus que l'altération des lignines est importante. Dans le cas des monomères vanilliques, qui caractérisent la signature forestière, le suivi de ce rapport dans les sols cultivés constitue un indicateur de l'évolution de la lignine avec la mise en culture. Dans les aiguilles de pin, le rapport ac/al vanillique est de 0,40. Ce rapport reste stable dans l'humus forestier, mais augmente par contre de manière assez importante dans la couche superficielle des sols forestiers (1,45). Cette augmentation semble indiquer une altération relativement importante des unités phénoliques vanilliques dans les sols forestiers. Dans les sols cultivés, le rapport ac/al augmente par rapport au sol forestier, ce qui témoigne d'une dégradation plus prononcée des unités vanilliques, bien que cette augmentation ne semble pas corrélée avec la durée de monoculture.

4.2.4- Évolution de la biomasse microbienne du sol

Les mesures de carbone extractible microbien ont été réalisées au mois de mars 1998, qui correspond à une période de températures relativement faibles et de pluviométrie importante. L'humidité du sol est donc élevée. Nous avons montré au chapitre précédent (V) que cette situation, correspondait à un fort développement des micro-organismes, par ailleurs peu abondants dans les sols landais. En sol forestier, le carbone extractible microbien atteint une valeur de 75 mg.kg^{-1} (Tableau VI.18). Dans la parcelle coupe rase, les mesures ont été réalisées après l'incorporation des résidus de coupe rase et avant le labour forestier, c'est-à-dire au maximum de développement de la biomasse microbienne (*cf.* Figure V.14). Cette augmentation du carbone extractible microbien et de son activité est la conséquence des modifications du microclimat du sol, d'une augmentation des teneurs en eau du sol et de l'apport de quantité importantes de matières organiques fraîches et donc de substrats assimilables par les micro-organismes

(carbone organique soluble). La mise en culture provoque au contraire une forte diminution des teneurs en carbone extractible microbien, qui se produit dès les premières années. Par la suite, le carbone extractible microbien se maintient à un niveau relativement stable dans les parcelles cultivées, proche de 40 mg.kg^{-1} . La mise en culture se traduit donc par une réduction de près de 50 % de la biomasse microbienne initiale des sols forestiers.

Tableau VI.18 - Principales caractéristiques organiques de la couche superficielle du sol (0-30 cm). La parcelle Ligniculture est le témoin forestier. La parcelle CR 9 mois correspond à la parcelle Coupe rase 9 mois après la coupe. Les parcelles cultivées sont identifiées par leur localisation (CES ou SYM) et par leur durée de monoculture de maïs (6 à 28 ans). Les valeurs entre parenthèses correspondent aux écart-types. (C total : carbone organique total, COS : carbone organique soluble, H : humidité du sol, EC : carbone extractible microbien, Cmin : carbone minéralisable)

Parcelle	pH eau	C total (g.kg^{-1})	C/N	COS (mg.kg^{-1})	H (%)	EC (mg.kg^{-1})	Cmin ($\text{mg.kg}^{-1}.\text{j}^{-1}$)
Ligniculture	4.2	28.07	26	217.40	13.20	75,57 (1,13)	12,66 (0,47)
CR 9 mois	4.3	29.09	30	245.95	20.02	85,08 (1,47)	19,77 (0,26)
CES 6	5.9	20.41	24	90.45	15.53	38,23 (2,05)	10,70 (1,41)
SYM 6	5.8	30.75	28	117.45	18.74	63,91 (3,41)	14,61 (0,61)
CES 11	5.9	22.42	25	84.45	13.53	44,24 (1,93)	9,68 (0,65)
CES 15	6.3	20.00	20	77.30	11.84	46,95 (1,96)	7,92 (1,08)
CES 17	5.6	18.50	19	69.85	12.98	38,77 (1,23)	8,17 (0,36)
SYM 20	5.6	24.57	22	81.25	12.13	34,49 (0,60)	8,60 (1,31)
CES 22	6.0	17.99	18	88.90	12.75	34,68 (1,19)	8,20 (0,87)
SYM 27	5.8	21.60	22	64.25	10.99	39,41 (2,61)	6,84 (0,57)
CES 28	5.9	18.57	19	66.30	12.82	37,01 (1,99)	6,81 (1,58)

Le carbone minéralisable qui reflète l'activité des micro-organismes du sol présente une dynamique similaire aux teneurs en carbone extractible microbien. En sol forestier, le taux de minéralisation atteint $12,7 \text{ mgC.kg}^{-1}.\text{j}^{-1}$, ce qui correspond aux valeurs moyennes observées dans les sols, généralement comprises entre 3 et $30 \text{ mgC.kg}^{-1}.\text{j}^{-1}$ pour les horizons organo-minéraux (Gregorich *et al.*, 1994). La coupe rase provoque une forte augmentation de l'activité des micro-organismes, qui se traduit par une augmentation du taux de minéralisation qui passe à près de $20 \text{ mgC.kg}^{-1}.\text{j}^{-1}$, neuf mois après la coupe rase. Ce flush d'activité correspond également à une augmentation de la biomasse microbienne. Il est lié aux raisons évoquées précédemment pour expliquer l'accroissement de la biomasse microbienne du sol. La mise en culture se traduit par une réduction importante de l'activité des micro-organismes, qui correspond à une diminution progressive du taux de minéralisation. Après 30 ans de monoculture, ce dernier atteint $6,8 \text{ mgC.kg}^{-1}.\text{j}^{-1}$. La mise en culture des sols forestiers s'accompagne donc d'une réduction de près de 50 % de l'activité respiratoire des micro-organismes du sol.

La biomasse microbienne est fortement dépendante de la teneur en eau du sol. Dans le chapitre précédent, nous avons montré que l'humidité du sol constitue l'un des facteurs déterminant de l'abondance et de l'activité des micro-organismes. Afin de s'affranchir de ce facteur explicatif et de pouvoir caractériser le véritable effet de la coupe rase et de la mise en culture, nous avons calculé le rapport entre le carbone extractible microbien et l'humidité du sol (EC/H) et le rapport entre le carbone minéralisable et l'humidité du sol (Cmin/H). La coupe rase entraîne une diminution de près

de 30 % du rapport EC/H, ce qui met en évidence l'effet fortement dépressif de cette intervention sur la biomasse microbienne (Figure VI.25). En revanche, le rapport Cmin/H ne montre pas d'impact majeur de la coupe rase sur l'activité microbienne, neuf mois après la coupe (Figure VI.26). Le rapport EC/H confirme l'effet de la mise en culture, qui provoque une réduction importante de la biomasse microbienne dès les premières années, puis reste relativement stable par la suite. Le rapport Cmin/H montre que l'activité microbienne diminue progressivement durant les années de monoculture sans atteindre de palier apparent.

4.3 – Discussion

4.3.1 – Conséquences de la coupe rase et de la mise en culture sur les sucres

Dans les sols forestiers landais, le carbone des sucres neutres représente en moyenne 7,3 % du carbone organique total sous peuplement monospécifique de Pin maritime et 5,6 % sous végétation mixte de feuillus et de résineux. Cette valeur est comparable aux teneurs mesurées dans d'autres types de sol, sous végétation forestière (Folsom *et al.*, 1974 ; Guggenberger *et al.*, 1994). Le rapport hexoses plus déoxyhexoses sur pentoses, proche de 1,5, met en évidence une prédominance des sucres microbiens dans les sols forestiers, si l'on ne tient pas compte du glucose, largement majoritaire devant tous les autres sucres. La coupe rase et la mise en culture se traduisent par une diminution importante des stocks de carbone organique total, qui se répercute dans un premier temps sur tous les monosaccharides. Plusieurs travaux ont étudié l'effet d'un changement d'occupation du sol sur les teneurs en sucres des sols (Dalal et Henry, 1988 ; Guggenberger *et al.*, 1994 ; Trouve *et al.*, 1996 ; Sanger *et al.*, 1997), mais peu ont évalué l'effet d'une coupe rase ou de la mise en culture de sols forestiers. Les travaux de Benzing-Purdie et Nikiforuk (1989) et Dalal et Henry (1988) ont montré l'effet dépressif de plusieurs années de culture intensive de maïs ou de céréales sur les teneurs en sucres de sols différents. Cette évolution peut être mise en relation avec la diminution importante des stocks de matières organiques lors de la mise en culture, que l'on peut attribuer à une réduction du volume des intrants d'origine organique, à une stimulation de l'activité microbienne ainsi qu'à une réduction de la résistance des matières organiques originelles, du fait de profondes modifications des propriétés physico-chimiques du sol.

A plus long terme, les teneurs en sucres augmentent de manière significative dans les sols cultivés, sans toutefois atteindre le niveau initial observé sous forêt. Cependant, si l'on considère la proportion de carbone organique total représentée par les sucres, le niveau atteint dans la parcelle de 22 ans est tout à fait comparable à celui observé dans les sols forestiers, voire plus important pour certains monosaccharides tels que le rhamnose ou l'arabinose. L'intensité de cette augmentation varie selon les monosaccharides, entraînant par conséquent une modification de la distribution des sucres dans les sols. Ainsi la proportion de sucres microbiens diminue au profit des sucres d'origine végétale dans le sol de la parcelle cultivée depuis 22 ans. Cette augmentation des sucres d'origine végétale (xylose et arabinose) peut être attribuée à l'incorporation au sol des résidus de culture de maïs, particulièrement riches en cellulose et en hémicelluloses (75 % du poids sec total d'après Robin, 1997). Outre ces apports aériens, d'autres travaux ont également montré que l'incorporation d'hydrates de carbone au sol sous forme soluble, par l'intermédiaire des exsudats racinaires du maïs, pouvait représenter une forte proportion des apports de sucres dans les sols (Benzing-Purdie et Nikiforuk, 1989 ; Cheshire et Mundie, 1990). De tels changements dans la distribution des monosaccharides ont déjà été mis en évidence lors de travaux antérieurs, toutefois ces travaux ont montré des évolutions souvent opposées, en raison de conditions de minéralisation des sucres d'origine végétale et d'apport de sucres microbiens variables selon les sols (Guggenberger *et al.*, 1994).

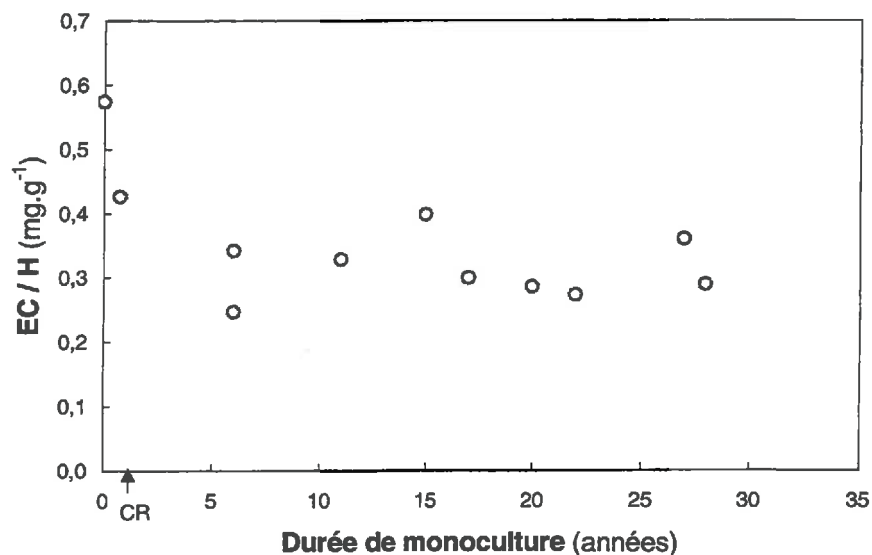


Figure VI.25 - Évolution du rapport carbone extractible microbien (EC) sur humidité du sol (H) dans la couche superficielle du sol (0-30 cm), avec la durée de monoculture de maïs. Le point de durée de monoculture nulle correspond à la parcelle forestière témoin. Le point noté CR correspond à la parcelle Coupe rase 9 mois après la coupe (après l'incorporation des résidus de coupe). Les barres verticales correspondent aux écart-types.

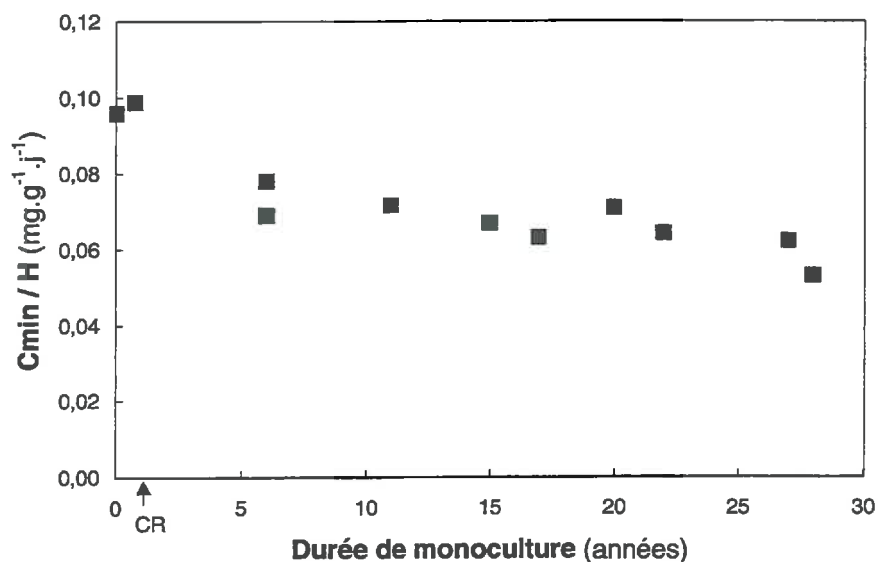


Figure VI.26 - Évolution du rapport carbone minéralisable (Cmin) sur humidité (H) dans la couche superficielle du sol (0-30 cm), avec la durée de monoculture de maïs. Le point de durée de monoculture nulle correspond à la parcelle forestière témoin. Le point noté CR correspond à la parcelle Coupe rase 9 mois après la coupe (après l'incorporation des résidus de coupe). Les barres verticales correspondent aux écart-types.

Les teneurs en sucres aminés sont relativement faibles dans les sols forestiers, puisque l'acide muramique et la glucosamine représentent moins de 1 % du carbone organique total du sol, soit environ 10 % des teneurs en hydrates de carbone. Ces teneurs sont d'un ordre de grandeur comparable aux mesures réalisées par Millar et Casida (1970), Casagrande et Park (1978) ou Zhang et Amelung (1996). Le rapport glucosamine sur acide muramique constitue un indicateur permettant d'évaluer l'importance relative des micro-organismes procaryotes (bactéries) et eucaryotes (champignons) dans la biomasse microbienne du sol (Millar et Casida, 1970 ; Casagrande et Park, 1978 ; Stevenson, 1983 ; Zelles, 1988 ; Zhang et Amelung, 1996 ; Coelho *et al.*, 1997). Ainsi l'acide muramique est principalement présent dans les bactéries et la glucosamine dans les parois des champignons. Dans les sols forestiers landais, ce rapport est largement en faveur de la glucosamine, ce qui témoigne de l'importance de la flore fongique dans ce milieu. Bien que l'acide muramique ne représente qu'une faible proportion des sucres et du carbone organique total, Millar et Casida (1970) ont montré que cet hydrate de carbone pouvait constituer un indicateur de la population bactérienne du sol. La coupe rase et la mise en culture se traduisent par une réduction importante des teneurs en sucres aminés. Durant les premières années de monoculture la dynamique de ces deux sucres est similaire à celle des sucres neutres et du carbone organique total. Les populations bactériennes et fongiques semblent donc affectées par ce changement d'occupation du sol. Cependant, la proportion de carbone organique total provenant de ces deux sucres montre que seule la glucosamine diminue significativement dans les parcelles cultivées. Par conséquent, les populations fongiques semblent d'avantage affectées par ces pratiques de gestion que les populations bactériennes, puisqu'on observe même une augmentation sensible de la proportion d'acide muramique dans la parcelle de 22 ans.

L'observation de l'évolution des teneurs en sucres dans les fractions granulométriques apporte des informations complémentaires permettant de mieux comprendre la dynamique du carbone au cours du temps. Dans les fractions granulométriques des sols forestiers, la distribution des monosaccharides montre que plus les fractions sont fines, plus elles sont riches en sucres. Par ailleurs, le rapport entre les sucres d'origine microbienne et d'origine végétale, met en évidence que plus les fractions sont fines plus la proportion de sucres microbiens est importante. Un tel enrichissement en sucres microbien dans les fractions de taille inférieure à 50 μm a déjà été mis en évidence, dans d'autres types de sol (Turchenek et Oades, 1979 ; Anderson *et al.*, 1981 ; Cheshire et Mundie, 1981 ; Angers et Mehuys, 1990 ; Cheshire et Mundie, 1990 ; Guggenberger *et al.*, 1994 ; Puget *et al.*, 1999), en relation avec une biomasse microbienne plus importante dans cette fraction. Dans les fractions grossières, les sucres représentent une proportion importante du carbone total ($C_{\text{sucres}}/C_{\text{total}}$), bien que la teneur en sucres soit plus faible que dans la fraction fine. Cette importance relative des sucres dans les fractions grossières est certainement liée à la présence de matières organiques végétales particulières, encore peu décomposées et par conséquent riches en cellulose et en hémicelluloses (Turchenek et Oades, 1979). Les observations que nous avons réalisées en microscopie optique ou à balayage (*cf.* paragraphe 3.2.2) ainsi que la valeur du rapport hexoses sur pentoses dans les fractions SF et SG confirment la présence de débris végétaux peu décomposés et par conséquent la part plus importante de sucres végétaux dans les fractions grossières que dans la fraction fine.

Peu de travaux ont étudié l'effet de la mise en culture de sols naturels sur les teneurs en sucres de fractions granulométriques. Dans les sols landais, la coupe rase et la mise en culture affectent de manière différente les teneurs en sucres des fractions granulométriques. Les sucres de la fraction fine réagissent très rapidement à la perturbation du sol, avec une dynamique comparable à celle des teneurs en sucres du sol. Les sucres d'origine végétale et microbienne se comportent de manière similaire, diminuant dans les premières années suivant la coupe rase et la mise en culture puis remontant par la suite au niveau des sols forestiers. La dynamique des teneurs en glucosamine montre que la population fongique de la fraction fine est particulièrement sensible à la coupe rase, puis se rétablit progressivement dans les sols

cultivés. Benzing-Purdie (1984) mesure des teneurs en sucres aminés dans des sols de différentes textures, cultivés en maïs depuis 35 ans, comparables à ce que nous obtenons dans les sols cultivés des Landes de Gascogne. Ces travaux montrent de plus, comme pour les sols landais, un enrichissement en sucres aminés dans la fraction fine (<105 µm). La dynamique des sucres des fractions SF et SG est par contre très différente de celle de la fraction fine. Alors que les sucres de la fraction SG ne sont pas affectés par la coupe rase et ne réagissent que tardivement à la mise en culture, les sucres de la fraction SF diminuent très rapidement après la coupe rase et restent à un niveau relativement constant par la suite. Les travaux de Dalal et Henry (1988) n'ont pas mis en évidence d'effet significatif de la mise en culture sur la distribution des sucres végétaux et microbiens dans les fractions granulométriques. Au contraire, nos résultats montrent clairement que le changement d'occupation du sol se traduit par une modification importante de la distribution des monosaccharides dans les fractions grossières. On observe en effet une diminution significative du rapport (MAN+GAL+FUC+RHA) / (XYL+ARA) qui correspond à une augmentation de la proportion de sucres d'origine végétale et à une diminution des sucres d'origine microbienne, qui se répercute également dans les teneurs en sucres aminés de la fraction SF.

Les changements observés de la composition des sucres avec la mise en culture des sols forestiers pourraient jouer un rôle dans l'augmentation de la proportion de revêtements organiques à la surface des grains de quartz de la fraction 200-500 µm (cf. § 3.3.2). Les sucres sont en effet impliqués directement dans les processus d'agrégation des matières organo-minérales dans les sols, qu'ils soient d'origine végétale (exsudats racinaires) ou microbienne (Guckert, 1985 ; Benzing-Purdie et Nikiforuk, 1989 ; Angers *et al.*, 1993). Par contre, les sucres végétaux entrant dans la composition des plantes (cellulose et hémicelluloses) auraient plutôt un effet indirect en stimulant l'activité microbienne productrice de polysaccharides ou autres produits (composés) agrégeants d'origine microbienne (Golchin *et al.*, 1994). Cet effet agrégeant serait en outre favorisé en sol cultivé par la présence de résidus de maïs, plus facilement décomposables que les résidus ligneux. Toutefois, l'augmentation du rapport en faveur des sucres végétaux indique que les sucres d'origine microbienne, qui sont importants en situation forestière, diminuent plus rapidement avec la mise en culture que les sucres d'origine végétale. On peut alors penser que ce n'est pas l'activité microbienne induite par la décomposition des résidus de maïs qui joue un rôle dans l'agrégation mais plutôt les exsudats racinaires. Dans le cas du maïs, ces exsudats peuvent représenter une forte proportion des apports de sucres dans les sols (Cheshire et Mundie, 1990). Le rôle des exsudats racinaires du maïs sur l'agrégation a été démontré par Habib *et al.* (1990). En plus de ce rôle direct, les racines de maïs peuvent libérer dans le sol des composés chélatants, susceptibles de favoriser l'action agrégeante des sucres présents dans les sols (Oades, 1984).

4.3.2 – Conséquences de la mise en culture sur les lignines

La lignine de Pin maritime et des sols forestiers est caractérisée par une prédominance d'unités vanilliques, avec des rapports C/V et S/V très faibles, représentatifs de la signature des gymnospermes. A l'inverse, la lignine du maïs est plus riche en unités cinnamiques et syringiques, avec par conséquent des rapports C/V et S/V plus élevés, caractéristiques de la signature des monocotylédones. Ces résultats sont conformes aux observations que Hedges et Mann (1979) ont faites à propos des grandes divisions du règne végétal. L'incorporation de carbone d'origine maïsicole au cours des années de monoculture se traduit par une augmentation significative du $\delta^{13}\text{C}$ qui s'accompagne d'une évolution de la signature phénolique du sol. Cela se traduit par une diminution de la proportion d'unités vanilliques et par une augmentation de la proportion d'unités syringiques. Les unités vanilliques et syringiques représentent par conséquent des traceurs de l'évolution de la composition de la lignine, permettant de suivre l'incorporation du carbone maïsicole et la disparition d'une partie du carbone forestier dans les sols mis en culture.

L'utilisation des unités vanilliques comme traceur des matières organiques dérivées d'une végétation dominée par les gymnospermes a déjà été mise en évidence par de nombreux travaux (Guggenberger *et al.*, 1994 ; Marseille, 1996 ; Maman, 1997 ; Sanger *et al.*, 1997). Ces différents travaux ont également montré que les unités cinnamiques ou p-hydroxybenzoïques pouvaient constituer des indicateurs de la présence d'une végétation à base de graminées. Dans le cas du maïs, nos résultats suggèrent que les unités cinnamiques peuvent constituer un marqueur précoce de l'incorporation des matières organiques dérivées du maïs. Cependant, ces unités sont moins résistantes que les unités syringiques et sont rapidement dégradées au fur et à mesure de l'incorporation des résidus du maïs dans le sol, de sorte qu'elles ne s'accumulent pas dans les sols cultivés. Chez les graminées, les acides cinnamiques sont liés par liaisons ester aux phénols d'une part et aux hémicelluloses d'autre part (Scalbert, 1984). La biodégradation très rapide de ces derniers entraîne vraisemblablement tout aussi rapidement la décarboxylation des acides cinnamiques et la rupture de la chaîne propanoïdique. Les acides coumariques deviendraient ainsi de banaux phénols participant aux biosynthèses humiques. Le résultat est une large atténuation de la signature cinnamique, que l'on perçoit avec le plafonnement rapide (dès 4 ans) du rapport C/V, signe d'une instabilité biologique notable et d'un turn-over rapide (Guillet, communication personnelle). Contrairement aux unités cinnamiques, les unités syringiques plus résistantes s'accumulent dans les sols cultivés. Elles peuvent donc constituer un marqueur de l'incorporation à plus long terme du carbone maïsicole.

L'altération des unités phénoliques vanilliques dans les sols forestiers landais est relativement importante comparativement aux résultats obtenus dans d'autres types de sols forestiers. Ces travaux mettent en évidence des rapports ac/al de l'ordre de 0,5 pour des horizons A de sol de pessière (Guggenberger *et al.*, 1994 ; Marseille, 1996). En outre, Guggenberger *et al.* (1994) considérant que ce rapport diminue en sol cultivé, émettent l'idée d'une décomposition plus avancée des lignines en sol forestier qu'en sol cultivé. Ils ne donnent pas d'explications à cette évolution. Nos résultats indiquent une évolution inverse, c'est à dire une augmentation de l'altération des unités vanilliques, héritées de l'écosystème forestier, avec la mise en culture, bien qu'il ne semble pas possible de dégager de tendance liée à la durée de monoculture. Les lignines représentent avec les composés cellulosiques l'une des fractions les plus importantes des matières organiques dans les sols. De par sa composition, cette fraction est réputée résistante et n'est que lentement dégradée sous l'action de certains micro-organismes du sol. L'ensemble des résultats précédents a montré que la mise en culture des sols forestiers des Landes de Gascogne se traduit par une évolution quantitative des matières organiques du sol. Les nouveaux résultats apportés par l'analyse des unités phénoliques montrent que la mise en culture se traduit également par une modification qualitative de la composition des matières organiques des sols, en relation avec l'apport de matières organiques de qualité différente (carbone dérivé du maïs) et avec la dégradation progressive des matières organiques d'origine forestière. En matière de signature par la lignine, c'est l'unité syringique plutôt que l'unité cinnamique qui trace les apports nouveaux du maïs et c'est la décroissance de l'unité vanillique qui révèle la dégradation des matières organiques forestières initiales, stimulée par la mise en culture.

4.3.3 – Conséquences de la mise en culture sur la biomasse microbienne

La forte diminution de la biomasse microbienne du sol et de son activité dans les sols cultivés comparativement aux sols forestiers confirme les résultats obtenus au chapitre V pour la parcelle cultivée (CES6). La mise en culture provoque une forte homogénéisation des sols qui se traduit par une réduction de l'abondance et de l'activité des micro-organismes du sol. Cette évolution intervient très rapidement après la mise en culture et la biomasse microbienne se maintient ensuite à un niveau relativement stable, alors que son niveau d'activité diminue progressivement avec la durée de monoculture. Cette diminution peut être mise en relation avec la modification des conditions physico-chimiques du sol du fait des pratiques culturales (labour, chaulage, fertilisation, irrigation). De

nombreux travaux ont mis en évidence une évolution similaire après la mise en culture de sol forestier (Mignot-Delprat, 1997 ; Görres *et al.*, 1998) ou sous l'influence d'une intensification des pratiques agricoles (Follett et Schimel, 1989 ; Collins *et al.*, 1992 ; Salinas-Garcia *et al.*, 1997).

La teneur en eau du sol est le principal déterminant de la distribution et de l'abondance de la biomasse microbienne dans les sols landais (*cf.* chapitre V). Plusieurs travaux ont mis en évidence le rôle déterminant joué par la teneur en eau du sol dans le contrôle de l'abondance de la biomasse microbienne du sol et de son activité en sol forestier ou cultivé (Van Gestel *et al.*, 1992 ; Görres *et al.*, 1998). La figure VI.27 illustre la relation existant entre les micro-organismes et la teneur en eau du sol. Toutefois en sol cultivé, les fluctuations saisonnières de la biomasse microbienne sont également liées aux apports de substrats organiques qui dépendent de la présence et de l'évolution des résidus de culture au cours de l'année (Franzluebbers *et al.*, 1995). Ainsi, si l'on ne tient pas compte de l'influence de l'humidité du sol (Figure VI.28), la biomasse microbienne est d'autant plus abondante et active que les teneurs en carbone organique soluble du sol sont élevées. Cette relation est particulièrement nette si l'on compare les sols forestier et les sols cultivés. Dans ces derniers, les relations entre biomasse microbienne, teneur en eau du sol et en carbone organique soluble sont assez médiocres, alors que l'activité des micro-organismes est proportionnelle à ces deux paramètres.

Les travaux de Mignot-Delprat (1997) ont montré que la quantité et la qualité du carbone organique soluble changeaient avec la durée de monoculture de maïs. A long terme, la monoculture conduit à une importante diminution de la production de carbone soluble. Dans le même temps, on assiste à une augmentation de la proportion de carbone soluble d'origine maïsicole, la quasi totalité du carbone labile d'origine forestière ayant été dégradée. La biomasse microbienne du sol est relativement constante dans les sols cultivés, indépendamment de l'ancienneté de la mise en culture. Par contre son activité, qui est déterminée par la teneur en eau et en carbone soluble, diminue progressivement avec la production de carbone soluble au cours des années de monoculture. Cette diminution est toutefois modérée comparativement à celle constatée immédiatement après la mise en culture. Il est probable que l'augmentation relative du carbone organique soluble d'origine maïsicole, qui constitue une source de carbone facilement minéralisable et représente un substrat potentiellement utilisable par les micro-organismes (Mignot-Delprat, 1997), favorise l'activité microbienne et limite l'influence de la diminution à long terme de la production totale de carbone organique soluble.

4.3 – Conclusion partielle

Les sucres représentent l'une des fractions les plus importantes des matières organiques de sols. Ils dérivent essentiellement des plantes (cellulose et hémicelluloses) ou sont produits par les micro-organismes du sol. Dans les sols forestiers, les sucres représentent environ 7 % du carbone organique total. Ils sont composés de deux tiers de sucres d'origine microbienne et d'un tiers de sucres végétaux, si l'on ne tient pas compte du glucose largement majoritaire devant les autres sucres. La coupe rase et les premières années suivant la mise en culture provoquent une diminution de près de 65 % des teneurs en sucres. A plus long terme, la proportion de carbone organique total représentée par les sucres dans les sols cultivés, remonte à un niveau comparable à celui des sols forestiers, voire plus important pour certains monosaccharides tels que le rhamnose ou l'arabinose. La distribution des monosaccharides est modifiée par la mise en culture. Ainsi la proportion de sucres microbiens diminue au profit des sucres d'origine végétale. Cette augmentation des sucres d'origine végétale (xylose et arabinose) peut être attribuée à l'incorporation au sol des résidus de culture, particulièrement riches en cellulose et en hémicelluloses ainsi qu'aux exsudats racinaires du maïs.

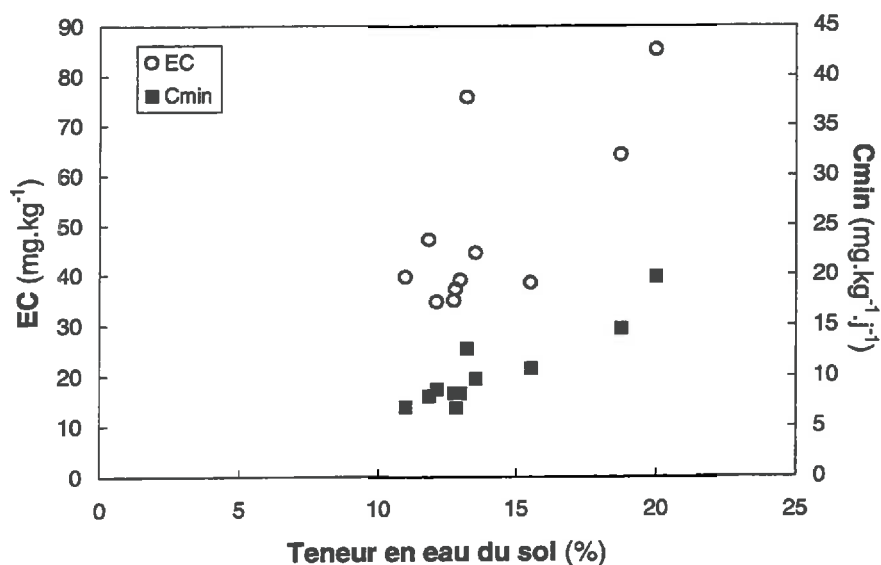


Figure VI.27 - Relation entre le carbone extractible microbien (EC), le carbone minéralisable (Cmin) et la teneur en eau du sol dans la couche superficielle du sol (0-30 cm) des parcelles étudiées.

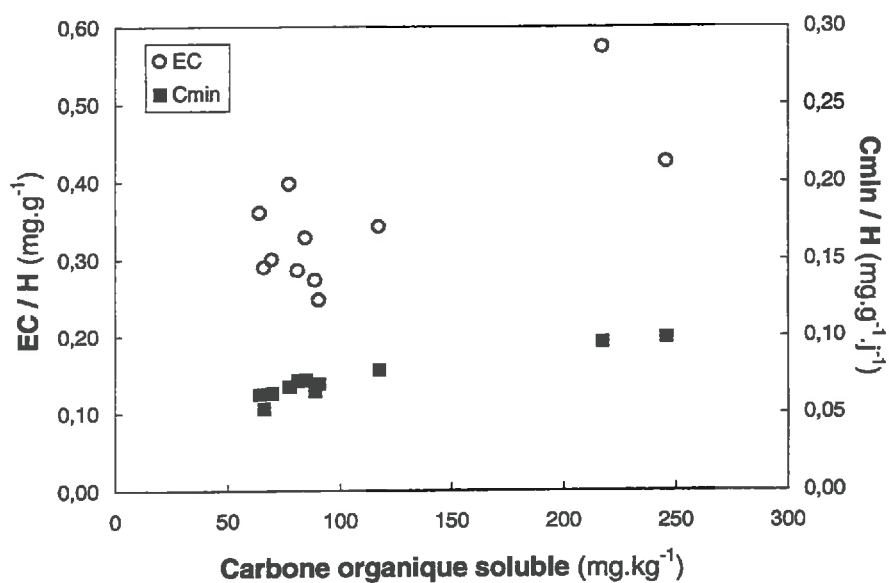


Figure VI.28 - Relation entre les rapports carbone minéralisable (Cmin) sur humidité (H) et carbone extractible microbien (EC) sur humidité (H) et la teneur en carbone organique soluble dans la couche superficielle du sol (0-30 cm) des parcelles étudiées.

Les teneurs en sucres aminés sont relativement faibles dans les sols forestiers, puisque l'acide muramique et la glucosamine représentent moins de 1 % du carbone organique total du sol, soit environ 10 % des teneurs en hydrates de carbone. Le rapport entre l'acide muramique et la glucosamine est largement en faveur de la glucosamine, ce qui témoigne de l'importance de la flore fongique dans ce milieu. La coupe rase et la mise en culture se traduisent par une réduction importante des teneurs en sucres aminés. Durant les premières années de monoculture la dynamique de ces deux sucres est similaire à celle des sucres neutres et du carbone organique total. Les populations bactériennes et fongiques semblent donc affectées par ce changement d'occupation du sol. Cependant, la proportion de carbone organique total provenant de ces deux sucres montre que seule la glucosamine diminue significativement dans les parcelles cultivées. Par conséquent, les populations fongiques sont davantage affectées par ces pratiques de gestion que les populations bactériennes.

Dans les sols forestiers, les fractions granulométriques fines sont enrichies en sucres, principalement d'origine microbienne. Au contraire, bien que les sucres végétaux représentent une proportion importante du carbone organique des fractions grossières en raison de la présence de matières organiques végétales particulières peu décomposées, ces fractions sont pauvres en sucres. Au cours de la mise en culture, la dynamique des sucres de la fraction fine est identique à celle des sucres du sol entier. Dans cette fraction, les sucres d'origine fongique sont particulièrement affectés par la coupe rase et la mise en culture puis leur niveau initial se rétablit progressivement dans les sols cultivés. Dans les fractions grossières, la dynamique des sucres est différente. Alors que les sucres de la fraction SG ne semblent pas être affectés par la coupe rase et ne réagissent que tardivement à la mise en culture, les sucres de la fraction SF diminuent très rapidement après la coupe rase et se maintiennent à un niveau constant par la suite. La mise en culture se traduit dans ces fractions par une augmentation de la proportion de sucres d'origine végétale. Ces changements de la composition des sucres pourraient être responsable de l'augmentation des revêtements organiques à la surface des grains de sable de la fraction SMG.

Les lignines représentent avec les composés cellulosiques l'une des fractions les plus importantes des matières organiques dans les sols. De par sa composition, cette fraction est réputée résistante et n'est que lentement dégradée sous l'action de certains micro-organismes du sol. La lignine de Pin maritime et des sols forestiers est caractérisée par une prédominance d'unités vanilliques, représentatives de la signature des gymnospermes. A l'inverse, la lignine du maïs est riche en unités cinnamiques et syringiques qui sont caractéristiques de la signature des monocotylédones. La dégradation progressive du carbone d'origine forestière et l'incorporation de carbone d'origine maïsicole, qui accompagnent la mise en culture des sols forestiers, engendrent une évolution de la signature phénolique du sol. Cela se traduit par une diminution de la proportion d'unités vanilliques et par une augmentation de la proportion d'unités syringiques. Les unités vanilliques et syringiques représentent des traceurs de l'évolution de la composition de la lignine, permettant de suivre l'incorporation du carbone maïsicole et la disparition d'une partie du carbone forestier dans les sols mis en culture. Les unités cinnamiques constituent également un marqueur précoce de l'incorporation des matières organiques dérivées du maïs. Cependant, ces unités sont moins résistantes que les unités syringiques et sont rapidement dégradées de sorte qu'elles ne s'accumulent pas dans les sols. Contrairement aux unités cinnamiques, les unités syringiques plus résistantes s'accumulent dans les sols cultivés et peuvent donc constituer un marqueur de l'incorporation à plus long terme du carbone maïsicole. En matière de signature par la lignine, c'est donc l'unité syringique plutôt que l'unité cinnamique qui trace les apports nouveaux de carbone maïsicole et c'est la décroissance de l'unité vanillique qui révèle la dégradation progressive des matières organiques forestières.

La mise en culture des sols forestiers provoque une forte diminution du carbone extractible microbien et du carbone minéralisable, en accord avec les résultats obtenus au chapitre V. Cette diminution se produit très rapidement après la mise en culture. A plus long terme, la biomasse microbienne se maintient à un niveau relativement stable, alors que son niveau d'activité diminue progressivement avec la durée de monoculture. L'ensemble des raisons évoquées au chapitre V pour expliquer la diminution et la baisse d'activité des micro-organismes après la mise en culture (modification des propriétés physico-chimiques du sol avec les pratiques agricoles) est applicable à ces nouveaux résultats. La biomasse microbienne du sol est relativement constante dans les sols cultivés, indépendamment de l'ancienneté de la mise en culture. Par contre son activité, qui varie en fonction de la teneur en eau et en carbone organique soluble, diminue progressivement au cours des années de monoculture, en raison de la diminution de la production de carbone organique soluble. Cette diminution est toutefois modérée comparativement à celle qui se produit immédiatement après la mise en culture, certainement du fait de l'augmentation de la proportion de carbone organique soluble d'origine maïsicole, qui constitue une source de carbone facilement minéralisable et représente un substrat potentiellement utilisable par les micro-organismes.

5 – Conclusion

La couche superficielle des sols forestiers landais est caractérisée par de fortes teneurs en matières organiques (de l'ordre de 12 kg.m^{-2}). En l'absence quasi complète de protection minérale, du fait de la texture sableuse des sols, l'accumulation de carbone résulte de la résistance des matières organiques, due à leur composition (rapport C/N élevé), à la faible activité biologique et à une stabilisation chimique induite par de faibles pH et de fortes teneurs en aluminium. La mise en culture se traduit par une diminution de près de 40 % des stocks de carbone organique total et de près de 50 % des stocks de carbone organique forestier, en 30 ans de monoculture. Dans le même temps, l'incorporation de carbone maïsicole est très faible (de l'ordre de $1,2 \text{ kg.m}^{-2}$), certainement en raison de la nature labile des résidus de culture et de l'absence de protection physique offerte par ces sols sableux. La diminution du carbone d'origine forestière est rapide dans les premières années qui suivent la mise en culture et plus lente par la suite, ce qui suggère l'existence d'un compartiment labile et d'un compartiment stable se comportant différemment avec la mise en culture. Les temps moyens de résidence de ces compartiments ont été estimés respectivement à 10 et 125 ans par modélisation. L'existence de ces compartiments est confirmée par la dynamique du carbone des fractions granulométriques 0-50, 50-200 et 200-2000 μm . Le compartiment labile correspond aux fractions granulométriques grossières de taille supérieure à 50 μm , constituées de matières organiques facilement décomposables et particulièrement réactives. Le compartiment stable correspond à la fraction fine de taille inférieure à 50 μm , qui constitue un pool de matières organiques résistantes à la dégradation permettant le maintien de stocks de carbone relativement élevés dans les sols.

La diminution du carbone forestier au cours des années de monoculture est essentiellement liée à la disparition du carbone des fractions grossières qui représente près de 50 % du carbone organique total des sols forestiers. Après 30 ans de monoculture, 70 % du carbone de cette fraction a disparu. Malgré son maintien à un niveau relativement important après 30 ans de monoculture, la fraction fine contribue également à la chute globale du carbone organique forestier puisqu'elle perd pendant ce laps de temps environ 20 % de ses stocks initiaux. Le caractère labile du carbone maïsicole des fractions grossières est confirmé par le fractionnement granulométrique, qui montre que le temps moyen de résidence ne dépasse pas

10 ans pour ces fractions. En revanche, le carbone maïscicole des fractions fines est relativement résistant puisqu'il s'accumule progressivement dans ces fractions. L'accumulation de carbone maïscicole dans le sol se fait donc essentiellement par l'intermédiaire de la fraction fine qui est certainement alimentée par la décomposition des matières organiques labiles des fractions grossières.

Les résultats suggèrent que les fractions fines et grossières possèdent une composition hétérogène vis à vis de leur dynamique et de leur turn-over. Un fractionnement granulométrique plus détaillé, associé à une séparation par densité des matières organique et minérales, ainsi qu'à des observations morphologiques en microscopie a permis de confirmer la composition hétérogène des fractions fines et grossières, ainsi que leur comportement différent après la mise en culture. Les fractions de taille supérieure à 50 µm sont composées de matières organiques particulaires et d'agrégats organo-minéraux, particulièrement sensibles à la mise en culture. Les stocks de carbone forestier associés à ces fractions disparaissent très rapidement après la mise en culture. Toutefois, la présence de matières organiques carbonisées résistantes, explique le maintien en sols cultivés de stocks de carbone forestier dans ces fractions et plus particulièrement dans la fraction SF (50-200 µm). De même, la fraction SG (200-500 µm) est caractérisée par la présence de matières organiques associées aux particules minérales, sous forme de revêtements organo-minéraux occupant les anfractuosités de la surface des grains de sable, dont la proportion augmente avec la mise en culture. Cette augmentation pourrait être liée à l'apport de matières organiques maïscicoles riches en polysaccharides, favorisant l'agrégation des matières organiques.

Ces résultats ont également montré l'hétérogénéité de la fraction fine. Une partie des matières organiques totales et forestières associées à la fraction LG (20-50 µm) se comporte comme celles des fractions de taille supérieure, diminuant rapidement après la mise en culture. Elle constitue ainsi un pool de carbone relativement labile, partiellement responsable de la décroissance des matières organiques de la fraction fine au cours de la monoculture ou du transfert de matières organiques vers d'autres fractions. La présence de matières organiques carbonisées d'origine forestière explique le maintien de stocks de carbone forestier dans cette fraction, de nombreuses années après la mise en culture. La fraction ALF constitue un compartiment permettant la stabilisation du carbone dans le sol, dont la capacité de stabilisation dépend essentiellement de l'importance de la fraction minérale 0-20 µm dans le sol. Par conséquent, la fraction ALF, initialement saturée par du carbone forestier, représente un compartiment dynamique capable de stabiliser du carbone maïscicole au cours des années de monoculture, au fur et à mesure de la disparition du carbone forestier.

Les chronoséquences de Cestas, Bourideys et St-Symphorien se distinguent par le niveau initial des stocks de carbone organique total sous forêt et par la dynamique de ces stocks au cours des années de monoculture. Le traçage isotopique du ^{13}C a permis de montrer que ces différences sont essentiellement liées au carbone organique forestier, alors que les stocks de carbone maïscicole évoluent de manière identique dans les trois chronoséquences et s'incorporent dans toutes les fractions. Ces trois chronoséquences se distinguent également par un stockage de carbone différent dans la fraction fine que l'on peut attribuer à la proportion relative de fraction minérale 0-20 µm dans le sol, qui détermine le niveau initial des stocks de carbone de la fraction fine en sol forestier. Lors de la mise en culture, la vitesse de disparition du carbone forestier de cette fraction détermine le potentiel de stabilisation du carbone maïscicole dans la fraction fine.

D'un point de vue qualitatif, l'évolution des indicateurs chimiques et biochimiques montre que la mise en culture provoque des changements majeurs de la qualité des matières organiques. La coupe rase et les premières années de culture se traduisent par une diminution de près de 65 % des teneurs en sucres. À plus long terme, la proportion de carbone organique total représentée par les sucres dans les sols cultivés, remonte à un niveau comparable à celui des sols forestiers. La distribution des monosaccharides est modifiée par la mise en culture. Ainsi la proportion de sucres microbiens diminue au profit des sucres d'origine végétale. Cette augmentation des sucres d'origine végétale (xylose et arabinose) peut être attribuée à l'incorporation au sol des résidus de culture, particulièrement riches en cellulose et en hémicelluloses ainsi qu'aux exsudats racinaires du maïs. La coupe rase et la mise en culture se traduisent par une réduction importante des teneurs en sucres aminés. Les populations bactériennes et fongiques sont donc toutes deux affectées par ce changement d'occupation du sol, mais les populations fongiques sont davantage affectées par ces pratiques de gestion que les populations bactériennes. Dans les fractions granulométriques, la dynamique des sucres varie avec la taille de la fraction. La mise en culture se traduit dans ces certaines fractions grossières par une augmentation de la proportion de sucres d'origine végétale. Ces changements de la composition des sucres pourraient être responsables de l'augmentation des revêtements organiques se trouvant à la surface des grains de sable de la fraction SG.

La dégradation progressive du carbone d'origine forestière et l'incorporation de carbone d'origine maïsicole, qui accompagnent la mise en culture des sols forestiers, provoquent une évolution significative de la signature phénolique du sol. Cela se traduit par une diminution de la proportion d'unités vanilliques et par une augmentation de la proportion d'unités syringiques. En matière de signature par la lignine, c'est donc l'unité syringique plutôt que l'unité cinnamique qui trace les apports nouveaux de carbone maïsicole et c'est la décroissance de l'unité vanillique qui révèle la dégradation progressive des matières organiques forestières

La mise en culture des sols forestiers provoque une forte diminution du carbone extractible microbien et du carbone minéralisable qui se produit très rapidement après la mise en culture. À plus long terme, la biomasse microbienne se maintient à un niveau relativement stable, indépendamment de l'ancienneté de la mise en culture, alors que son niveau d'activité diminue progressivement avec la durée de monoculture, en relation avec une diminution des apports de carbone organique soluble.

L'ensemble de ces résultats apparaît très cohérent et fournit un jeu d'indicateurs convergents pour la prédiction de l'évolution quantitative et qualitative des matières organiques de ces sols sous l'effet de la mise en culture. La diminution quantitative est finalement moins importante que ce à quoi nous nous attendions, en raison du caractère résistant de certains compartiments, mais aussi en raison des modifications qualitatives qui provoquent une stabilisation partielle par agrégation autour des grains de sable. Par contre, le potentiel de séquestration limité du carbone nouveau apporté par le maïs pose la question de la durabilité à très long terme de ce système de culture.

Conclusion générale

L'objectif de cette étude était de parvenir à une **évaluation de la dynamique temporelle des stocks de carbone organique des sols landais, face à un changement brutal de pratiques ou d'occupation du sol**. Cette étude, nécessitant l'estimation de stocks de carbone sous végétation naturelle et sous culture, nous a conduit au préalable à tenter de **comprendre et de quantifier la variabilité spatiale de ce paramètre**. Nous synthétisons ci-après les principaux résultats obtenus.

Principaux résultats

- *Variabilité spatiale du carbone organique et de ses déterminants*

Dans les Landes de Gascogne, les sols sont organisés sous forme de toposéquences qui conditionnent l'évolution pédogénétique et la dynamique des matières organiques. A l'échelle de la toposéquence, l'organisation des stocks de carbone des sols suit un certain nombre de lois – ni linéaires, ni monotones – qui correspondent à des conditions particulières d'hydromorphie, de productivité végétale ou de minéralisation, en relation avec l'organisation du relief, spécifique à chaque pédopaysage. Cette organisation se retrouve d'un point de vue spatial à l'échelle de la parcelle. En lande humide, le relief peut être décomposé en trois niveaux d'organisation emboîtés. Hormis la pente générale de faible intensité à l'échelle parcellaire, l'existence d'un méso-relief et d'un micro-relief permet d'expliquer une partie de la variabilité spatiale des stocks de carbone. Le méso-relief correspond aux toposéquences pluri-décamétriques décrites par les travaux antérieurs et détermine l'essentiel de la variabilité systématique des stocks de carbone. Le micro-relief correspond à une organisation de période plus courte constituant également une source importante de variabilité. En lande mésophile, l'influence de la topographie prend plus d'importance en raison de la présence de lagunes et de dunes continentales qui représentent des déterminants majeurs de la répartition des stocks de carbone au sein de ce pédopaysage.

Le régime hydrique du sol représente un facteur essentiel contrôlant l'évolution et la minéralisation des matières organiques des sols landais. L'abondance et la répartition des micro-organismes du sol sont régies par plusieurs déterminants en forte interaction les uns avec les autres et dont l'influence varie en fonction des conditions environnementales. Parmi ces facteurs, la teneur en eau est le principal déterminant de la distribution spatiale de la biomasse microbienne du sol et de son activité. Toutefois, lorsque les conditions d'humidité du sol sont optimales, d'autres facteurs tels que le carbone ou l'azote organique total peuvent devenir prépondérants. Lorsque les conditions hydriques sont limitantes, les micro-organismes se développent préférentiellement dans les zones qui possèdent les plus fortes capacités de rétention en eau. Au contraire, lorsque les conditions d'humidité sont optimales, la qualité des matières organiques représente un critère déterminant de l'abondance et de la répartition des micro-organismes. Le carbone organique dissous constitue probablement l'un des principaux facteurs contrôlant l'activité de la biomasse microbienne du sol. La mise en solution de carbone organique et la diffusion de ce substrat vers les populations

microbiennes sont déterminées par les conditions d'humidité du sol. Lorsque les conditions sont favorables, la production de carbone organique soluble d'origine forestière ou maïsicole provoque une stimulation de l'activité des micro-organismes et de son taux de renouvellement.

La distribution des stocks de carbone est affectée d'une forte variabilité spatiale aléatoire à faible distance qui peut être influencée par un changement de pratique ou d'occupation du sol. L'intensification des pratiques sylvicoles (augmentation de la fréquence des éclaircies et des débroussailllements, coupe rase) se traduit par une augmentation importante de la variabilité aléatoire des teneurs en carbone organique total. Au contraire, la mise en culture provoque une forte homogénéisation de la couche de sol travaillée qui se traduit par une importante réduction de la variabilité spatiale des teneurs en carbone. La dynamique de la biomasse microbienne du sol et son activité varient également en fonction de l'occupation du sol. L'homogénéisation du sol liée à la mise en culture se traduit par une importante réduction de l'abondance et de la variabilité spatiale de la biomasse microbienne. En sol cultivé, la présence et l'évolution des résidus de culture influencent notablement l'activité des micro-organismes par le biais du carbone organique soluble qui constitue un substrat assimilable par les micro-organismes. En période de forte humidité du sol, la mise en solution de carbone organique soluble et sa diffusion vers les populations microbiennes provoquent une forte augmentation du taux de renouvellement des micro-organismes.

- ***Conséquences pour l'établissement des stratégies d'échantillonnage***

L'une des conséquences majeures de la variabilité spatiale systématique et aléatoire qui caractérise les teneurs en carbone organique concerne la stratégie à adopter pour le suivi de l'évolution de ce paramètre. En effet, l'évaluation de l'impact d'un changement d'occupation ou de certaines pratiques de gestion sylvicole telles que la coupe rase suppose que l'on soit capable de concevoir un dispositif permettant la séparation des variabilités spatiales et temporelles. Deux stratégies d'échantillonnage ont été définies pour évaluer l'impact de la coupe rase et de la mise en culture sur les stocks et la qualité des matières organiques des sols.

L'impact à court terme de la coupe rase, a été étudiée grâce à une approche de type « *monitoring* », s'appuyant sur un plan d'échantillonnage aléatoire stratifié, de manière à restreindre les surfaces échantillonnées et à limiter la variabilité spatiale dans les comparaisons temporelles. Outre le carbone organique, le choix d'utiliser la biomasse microbienne du sol comme indicateur de l'évolution des matières organiques a été motivé par la nécessité de disposer d'un indicateur sensible et compatible avec l'échelle de temps du processus étudié. L'évolution à long terme, quantitative et qualitative, des matières organiques des sols sous l'effet de la mise en culture a été étudiée par une approche de type chronoséquentielle, stratifiée en fonction des pédopaysages landais. Un plan d'échantillonnage systématique, de maille supérieure à la distance d'autocorrélation du paramètre étudié et de ses déterminants, a été utilisé afin de limiter le nombre d'échantillons, en se plaçant dans des conditions d'indépendance statistique.

- ***Évolution quantitative et qualitative des matières organiques sous l'effet de pratiques et de changements d'occupation***

- a) ***Effet de la coupe rase***

En l'absence d'interventions sylvicoles, la distribution spatiale et les teneurs moyennes en carbone organique total des sols forestiers sont stables sur un pas de temps saisonnier. Au contraire, la coupe rase et les différentes

opérations sylvicoles qui lui sont associées provoquent une forte perturbation des horizons superficiels qui se répercute dans la distribution spatiale des teneurs en carbone. Cela se traduit par une réduction de la variabilité systématique, liée à l'organisation des sols, au micro-relief et à la répartition de la végétation, au profit d'une augmentation de la variabilité aléatoire. Le dessouchage et le labour ont un impact particulièrement important, puisqu'après ces travaux, seules les zones contrastées en terme d'amplitude des teneurs en carbone se maintiennent dans la parcelle. La coupe rase affecte les stocks de carbone organique dont le niveau diminue après les différentes opérations. Près de la moitié des pertes totales en carbone provoquées par la coupe rase se produit immédiatement après la coupe des arbres et l'incorporation au sol des résidus de coupe. Le labour provoque une dilution des matières organiques et une réduction supplémentaire des stocks de carbone. L'ensemble des opérations réalisées conduit à une perte nette en carbone organique évaluée à près de 2 kg.m^{-2} , à l'échelle de la parcelle. Au cours de ces travaux, près de 2 kg.m^{-2} de carbone sont également incorporés sous forme de débris grossiers.

Le bilan organique indique une perte nette de carbone dans la couche superficielle du sol, mais également une incorporation d'une quantité équivalente sous forme de résidus grossiers. Comment vont évoluer ces matières organiques ? Leur décomposition suffira-t-elle à compenser les pertes en carbone organique de la fraction organo-minérale ? Il est probable que non, mais dans l'état actuel des connaissances, il n'est pas possible de répondre à ces questions de façon quantitative. Seul un suivi à plus long terme des compartiments organiques apportera des éléments de réponse.

La biomasse microbienne du sol s'avère être un indicateur particulièrement sensible aux modifications des systèmes de gestion sylvicole ou de l'occupation du sol. A court terme, la coupe rase provoque une forte diminution de ce paramètre, mais en réalité les différentes opérations sylvicoles ont un impact très différent sur les micro-organismes du sol. L'exploitation, le débardage, le broyage des résidus de coupe et leur incorporation par disquage provoquent une forte augmentation de la biomasse microbienne du sol et de son activité, en raison d'une modification du microclimat du sol, d'un apport massif de matières organiques fraîches et de l'augmentation des teneurs en eau du sol favorisant la production et la diffusion de carbone organique soluble. Ceci provoque un « flush » respiratoire à l'origine d'une activation de la minéralisation. Au contraire, le labour provoque une importante perturbation des horizons superficiels et une dilution des matières organiques du sol qui entraînent une diminution significative de la biomasse microbienne du sol et de son activité. La distribution spatiale des micro-organismes est également modifiée par la coupe rase et plus particulièrement par le labour. La coupe rase constitue par conséquent une intervention majeure qui modifie profondément l'organisation du sol d'un point de vue physique, chimique et biologique.

b) Effet de la mise en culture

Dans le cas de la mise en culture, la quasi-totalité de la biomasse végétale de la parcelle est exportée avant l'installation du maïs. Par conséquent, les pertes en carbone enregistrées après la coupe rase se produisent, mais il y a beaucoup moins de retour de matières organiques au sol. L'effet de l'humidité du sol sur le taux de minéralisation suggère également que la pratique de l'irrigation dans le cadre de la monoculture de maïs présente un impact majeur vis-à-vis de l'évolution des matières organiques du sol.

La mise en culture se traduit par une diminution de près de 40 % des stocks de carbone organique total et de près de 50 % des stocks de carbone organique forestier, en 30 ans de monoculture. Dans le même temps, l'incorporation de carbone maïsicole est très faible (de l'ordre de $1,2 \text{ kg.m}^{-2}$). La diminution du carbone d'origine

forestière est rapide dans les premières années de culture et plus lente par la suite, ce qui suggère l'existence de compartiments se comportant différemment. Les fractions granulométriques grossières de taille supérieure à 50 μm sont constituées de matières organiques facilement décomposables et particulièrement réactives. La fraction fine de taille inférieure à 50 μm constitue un pool de matières organiques globalement plus résistantes à la dégradation, permettant le maintien de stocks de carbone relativement élevés dans les sols.

La diminution du carbone forestier au cours des années de monoculture est essentiellement liée à la disparition du carbone des fractions grossières qui représente près de 50 % du carbone organique total des sols forestiers. Après 30 ans de monoculture, 70 % du carbone de cette fraction a disparu. Malgré son maintien à un niveau relativement important après 30 ans de monoculture, la fraction fine contribue également à la chute globale du carbone organique forestier puisqu'elle perd pendant ce laps de temps environ 20 % de ses stocks initiaux.

Cependant, les résultats suggèrent que les fractions fines et grossières possèdent une composition hétérogène vis à vis de leur dynamique et de leur turn-over. Un fractionnement granulométrique plus détaillé, associé à une séparation par densité des matières organiques et minérales, ainsi qu'à des observations morphologiques en microscopie a permis de confirmer la composition hétérogène des fractions fines et grossières, ainsi que leur comportement différent après la mise en culture. Les fractions de taille supérieure à 50 μm sont composées de matières organiques particulaires et d'agrégats organo-minéraux particulièrement sensibles à la mise en culture. Les stocks de carbone forestier associés à ces fractions disparaissent très rapidement après la mise en culture. Toutefois, la présence de matières organiques carbonisées résistantes explique le maintien en sols cultivés de stocks de carbone forestier dans ces fractions et plus particulièrement dans la fraction SF (50-200 μm). La fraction SG (200-500 μm) est caractérisée par la présence de matières organiques associées aux particules minérales, sous forme de revêtements organo-minéraux occupant les anfractuosités de la surface des grains de sable et dont la proportion augmente avec la mise en culture. Cette augmentation pourrait être liée à l'apport de matières organiques maïsicoles riches en polysaccharides favorisant l'agrégation des matières organiques, probablement via les exsudats racinaires.

Les résultats ont également montré l'hétérogénéité de la fraction fine. Une partie des matières organiques totales et forestières associées à la fraction LG (20-50 μm) se comporte comme celles des fractions de taille supérieure, diminuant rapidement après la mise en culture. Elle constitue ainsi un pool de carbone relativement labile, partiellement responsable de la décroissance des matières organiques de la fraction fine au cours de la monoculture ou du transfert de matières organiques vers d'autres fractions. La présence de matières organiques carbonisées d'origine forestière, explique le maintien de stocks de carbone forestier dans cette fraction, de nombreuses années après la mise en culture.

La fraction ALF (0-20 μm) constitue un compartiment permettant la stabilisation du carbone organique dans le sol, dont la capacité de stabilisation dépend essentiellement de l'importance de la fraction minérale de taille équivalente dans le sol. Par conséquent, la fraction ALF, initialement saturée par du carbone forestier, représente un compartiment dynamique capable de stabiliser du carbone maïsicole au cours des années de monoculture, au fur et à mesure de la disparition du carbone forestier. La proportion relative de fraction minérale 0-20 μm dans le sol détermine le niveau initial des stocks de carbone de la fraction fine en sol forestier. Lors de la mise en culture, la vitesse de disparition du carbone forestier de cette fraction détermine le potentiel de stabilisation du carbone nouveau maïsicole dans cette fraction fine. Ainsi, le potentiel de séquestration est déterminé par la taille de cette fraction mais aussi par son niveau de saturation.

D'un point de vue qualitatif, l'évolution des indicateurs chimiques et biochimiques montre que la mise en culture provoque des changements majeurs de la qualité des matières organiques. La coupe rase et les premières années de culture se traduisent par une diminution de près de 65 % des teneurs en sucres. A plus long terme, la proportion de carbone organique total représentée par les sucres dans les sols cultivés remonte à un niveau comparable à celui des sols forestiers, voire plus important pour certains monosaccharides tels que le rhamnose ou l'arabinose. La distribution des monosaccharides est modifiée par la mise en culture. Ainsi la proportion de sucres microbiens diminue au profit des sucres d'origine végétale. Cette augmentation des sucres d'origine végétale (xylose et arabinose) peut être attribuée à l'incorporation au sol des résidus de culture, particulièrement riches en cellulose et en hémicelluloses ainsi qu'aux exsudats racinaires du maïs. La coupe rase et la mise en culture se traduisent par une réduction importante des teneurs en sucres aminés. Les populations bactériennes et fongiques sont donc toutes deux affectées par ce changement d'occupation du sol. Cependant, les populations fongiques sont davantage affectées par ces pratiques de gestion que les populations bactériennes. Dans les fractions granulométriques, la dynamique des sucres varie avec la taille de la fraction. La mise en culture se traduit dans certaines fractions grossières par une augmentation de la proportion de sucres d'origine végétale. Ces changements de la composition des sucres pourraient être responsables de l'augmentation des revêtements organiques se trouvant à la surface des grains de sable de la fraction SG.

La dégradation progressive du carbone d'origine forestière et l'incorporation de carbone d'origine maïsicole qui accompagnent la mise en culture des sols forestiers, provoquent une évolution significative de la signature phénolique du sol. Cela se traduit par une diminution de la proportion d'unités vanilliques et par une augmentation de la proportion d'unités syringiques. En matière de signature par la lignine, c'est donc l'unité syringique plutôt que l'unité cinnamique qui trace les apports nouveaux de carbone maïsicole et c'est la décroissance de l'unité vanillique qui révèle la dégradation progressive des matières organiques forestières

La mise en culture des sols forestiers provoque une forte diminution du carbone extractible microbien et du carbone minéralisable qui se produit très rapidement après la mise en culture. A plus long terme, la biomasse microbienne se maintient à un niveau relativement stable, indépendamment de l'ancienneté de la mise en culture, alors que son niveau d'activité diminue progressivement avec la durée de monoculture, en relation avec une diminution des apports de carbone organique soluble.

L'ensemble de ce travail nous a permis de caractériser la variabilité spatiale des matières organiques des sols et de déterminer les principaux facteurs qui contrôlent l'organisation des sols et des stocks de carbone organique qui leurs sont associés, au sein de plusieurs pédopaysages du massif des Landes de Gascogne. Grâce à ces connaissances, nous avons analysé la dynamique temporelle des matières organiques des sols, puis caractérisé d'un point de vue quantitatif et qualitatif l'impact d'une intensification des pratiques de gestion sylvicole et de l'introduction de la monoculture de maïs sur la fraction organique des sols. L'ensemble des résultats obtenus apparaît très cohérent et fournit un jeu d'indicateurs convergents pour prédire l'évolution quantitative et qualitative des matières organiques des sols sous l'effet de la coupe rase et de la mise en culture.

Perspectives

La mise en culture des sols landais s'accompagne à moyen terme d'une diminution de près de 50 % des stocks de carbone organique initiaux ainsi que d'une évolution qualitative des matières organiques. La diminution quantitative est finalement moins importante que ce à quoi nous nous attendions, en raison du caractère résistant de certains compartiments, mais aussi en raison des modifications qualitatives qui provoquent une stabilisation partielle par agrégation autour des grains de sable. Par contre, le potentiel de séquestration limité du carbone nouveau apporté par le maïs pose la question de la durabilité à très long terme de ce système de culture. Des essais *in situ* pourraient permettre de proposer des alternatives ou des recommandations vis-à-vis des pratiques utilisées, afin d'assurer à long terme le maintien de la fertilité et de la qualité des sols landais et d'une manière générale, une gestion durable des ressources du sol. Parmi l'ensemble des modifications des facteurs de l'humification et de la minéralisation, il reste difficile de démêler tous les effets et leurs interactions. Nous avons pu quantifier l'effet initial de la coupe rase, mais dans la suite des itinéraires maïsicoles, il resterait à évaluer l'impact du travail du sol, du chaulage, de la fertilisation et de l'irrigation. Seuls des essais *in situ* de longue durée pourraient apporter des éléments de réponse à cette question.

Dans la parcelle Coupe rase le bilan indique une perte nette de carbone organique de la fraction organo-minérale de la couche superficielle du sol. Toutefois, dans l'état actuel des connaissances, il n'est pas possible de savoir si la décomposition des résidus grossiers incorporés au sol suffira à compenser ces pertes. Seul un suivi à plus long terme des compartiments organiques pourrait apporter des éléments de réponse. A cet égard, la poursuite du *monitoring* de cette parcelle au cours de la phase d'installation du nouveau peuplement forestier et dans les années qui suivront cette opération, permettrait d'acquérir des informations précieuses vis-à-vis de la dynamique des matières organiques et de savoir si à long terme le système de gestion des peuplements forestiers, tel qu'il est appliqué dans le massif, permet le maintien de la qualité du sol.

La qualité des résultats obtenus à partir des études temporelles valide *a posteriori* les choix effectués quant aux stratégies d'échantillonnage retenues. Malgré une extrême variabilité des teneurs en carbone et de la biomasse microbienne du sol, l'échantillonnage de type « aléatoire stratifié » se révèle extrêmement performant pour détecter des évolutions spatio-temporelles sur des pas de temps même relativement courts. Au moment où se développent de nouveaux réseaux de surveillance des sols à l'échelle nationale et européenne, ces résultats donnent des pistes en vue de l'élaboration de stratégies d'échantillonnage à retenir. L'approche chronoséquentielle continuera de se développer dans la mesure où il n'est pas toujours possible de réaliser un suivi à long terme des paramètres du sol, compte tenu de l'échelle de temps de la plupart des processus pédologiques. De la même façon, la nécessité de raisonner sur des évolutions passées pour caractériser la dynamique de certains paramètres du sol rend indispensable l'utilisation de telles approches. Ceci étant, notre travail montre qu'une caractérisation de l'organisation spatiale des sols et une quantification de leur variabilité devrait constituer un préalable à la mise en place de ce type de dispositif.

En effet, les dynamiques différentes mises en évidence au sein des unités pédopaysagiques étudiées soulignent l'importance de raisonner par type d'organisation et la nécessité de caractériser la variabilité spatiale des paramètres dont on souhaite réaliser le suivi, en préalable à ce type d'approche. Ainsi toute tentative de spatialisation des stocks de carbone organique à l'échelle du massif landais doit prendre en compte ces variations d'organisation des sols. Cette spatialisation des stocks et des flux de carbone à l'échelle du massif nécessitera le couplage entre les bases de données régionales délimitant les pédopaysages, le suivi de l'occupation du sol et des pratiques, et des modèles mécanistes

adaptés aux données d'entrée disponibles. Notre travail fournira alors un jeu de données précieux pour calibrer et valider ces modèles.

Au delà de son intérêt local, ce travail s'inscrit dans une problématique majeure qui est de connaître l'impact de la gestion des écosystèmes sur le bilan carboné de la planète. A cet égard, la région des Landes de Gascogne prend une valeur de « modèle » compte tenu de ses caractéristiques et de son évolution. Notre travail fournit par conséquent un cadre méthodologique dont nous pourrions envisager de généraliser la démarche dans d'autres régions de France ou de la planète (défriche des savanes ou des forêts boréales, intensification des cultures dans les grands greniers céréaliers du monde, etc.) pour la mise en place de programmes de surveillance ou l'étude d'impact de changements de pratiques de gestion ou d'occupation du sol.



Références bibliographiques

- Acton D.F. et Gregorich L.J. 1995. *La santé de nos sols, vers une agriculture durable au Canada*. Centre de recherches sur les terres et les ressources biologiques. Direction générale de la recherche, Agriculture et Agroalimentaire Canada, Ottawa (Ontario).
- AFES. 1996. Etude et Gestion des sols - Numéro spécial. Conférence : *Forum "Le sol, un patrimoine menacé ?"*, 344 p. Paris.
- AFNOR. 1996. *Recueil de normes françaises. Qualité des sols - Environnement*. Paris.
- Akinremi O.O., McGinn S.M. et McLean H.D.J. 1999. Effects of soil temperature and moisture on soil respiration in barley and fallow plots. *Can. J. Soil Sci.* **79**, 5-13.
- Ambès A., Jambu P., Jacquesy J.C., Parlanti E. et Secouet B. 1993. Changes in the ketone portion of lipidic components during the decomposition of plant debris in a hydromorphic forest-podzol. *Soil Science*. **156**, 49-56.
- Ambès A., Jambu P. et Ntsikoussalabongui B. 1989. Evolution des lipides naturels d'un podzol forestier induite par l'apport d'engrais minéraux : hydrocarbures, cétones, alcools. *Science du Sol*. **27**, 201-214.
- Ambès A., Jambu P. et Ntsikoussalabongui B. 1990. Evolution des acides gras d'un podzol forestier induite par l'apport d'engrais minéraux. *Science du Sol*. **28**, 27-42.
- Ambès A., Jambu P., Parlanti E., Joffre J. et Riffe C. 1994. Incorporation of natural monoacids from plant residues into an hydromorphic forest podzol. *European Journal of Soil Science*. **45**, 175-182.
- Anderson D.W., Sagggar S., Bettany J.R. et Stewart J.W.B. 1981. Particle size fractions and their use in studies of soil organic matter : I. The nature and distribution of forms of carbon, nitrogen, and sulfur. *Soil Sci. Soc. Am. J.* **45**, 767-772.
- Anderson J.P.E. et Domsch K.H. 1978. Mineralization of bacteria and fungi in chloroform-fumigated soils. *Soil Biology and Biochemistry*. **10**, 207-213.
- Anderson T.H. et Domsch K.H. 1989. Ratios of microbial biomass carbon to total organic carbon in arable soils. *Soil Biology and Biochemistry*. **21**, 471-479.
- Anderson T.-H. et Domsch K.H. 1993. The metabolic quotient for CO₂ (qCO₂) as a specific activity parameter to assess the effects of environmental conditions, such as pH, on the microbial biomass of forest soils. *Soil Biology and Biochemistry*. **25**, 393-395.
- Andreux F. 1985. Rôle des agrégats dans la stabilité de la matière organique des sols. *Sols*. **15**, 93-114.
- Andreux F. 1997. La matière organique des sols : interactions avec les polluants. *C. R. Acad. Agric. Fr.* **83**, 111-123.
- Andreux F., Bruckert S., Correa A. et Souchier B. 1980. Sur une méthode de fractionnement physique et chimique des agrégats des sols : origines possibles de la matière organique des fractions obtenues. *C. R. Acad. Sc. Paris*. **291**, 381-384.
- Andreux F., Cerri C.C., Vose P.B. et Vittorello V.A. 1990. Potential of stable isotope, ¹⁵N and ¹³C, methods for determining input and turnover in soils. In : *Nutrient cycling in terrestrial ecosystems : fields methods, applications and interpretation* (H.F. Harrison, P. Ineson et O.W. Heal, eds.), 259-275. Elsevier, London.
- Andreux F., Chaussod R., Descotes A., Laumonier A., Lévêque J. et Sauvage D. 1996. Effets des pratiques agro-viticoles sur l'activité biologique et la matière organique des sols : exemples en Champagne et en Bourgogne. Conférence : *Les terroirs viticoles*, 17-18 juillet 1996, Angers, France.
- Andreux F. et Correa A. 1981. Caractères généraux de la matière organique de sols eutrophes et mésotrophes affectés ou non par des migrations particulières. Conférence : *Migrations organo-minérales dans les sols tempérés*, 329-339.
- Andreux F., Dupuis T., Guillet B. et Jambu P. 1984. Constituants organiques et interactions organo-minérales dans les sols. In : *Livre jubilaire du cinquantenaire* (AFES, ed.), 241-251.
- Andreux F., Faivre P. et Bonne M. 1987. Nature et dynamique des matières organiques impliquées dans les processus de podzolisation. In : *Podzols et podzolisation* (D. Righi et A. Chauvet, eds.), 119-130. AFES INRA.
- Angers D.A., Bissonnette N., Légère A. et Samson N. 1993. Microbial and biochemical changes induced by rotation and tillage in a soil under barley production. *Can. J. Soil Sci.* **73**, 39-50.
- Angers D.A. et Mehuys G.R. 1990. Barley and alfalfa cropping effects on carbohydrate contents of a clay soil and its size fractions. *Soil Biology and Biochemistry*. **22**, 285-288.
- Angers D.A. et N'Dayegamiye A. 1991. Effects of manure application on carbon, nitrogen, and carbohydrate contents of a silt loam and its particle-size fractions. *Biol. Fertil. Soils*. **11**, 79-82.
- Angers D.A., Samson N. et Légère A. 1993. Early changes in water-stable aggregation induced by rotation and tillage in a soil under barley production. *Can. J. Soil Sci.* **73**, 51-59.
- Anne P. 1945. Sur le dosage rapide du carbone organique des sols. *Annales Agronomiques*. **15**, 161-172.
- Arbez M. 1996. *Fonctionnement de l'écosystème forestier landais. Rapport d'étape et perspectives*. Conseil Scientifique du GIP Ecofor.
- ARBORA. 1997. Conférence : *De forêt cultivée à l'industrie de demain : de la gestion au développement durable*, 325 p. Bordeaux. 20-21 novembre 1997.
- Arp P.A. et Krause H.H. 1984. The forest floor : lateral variability as revealed by systematic sampling. *Can. J. Soil Sci.* **64**, 423-437.

- Arrouays D. 1994. Intérêt du fractionnement densimétrique des matières organiques en vue de la construction d'un modèle bi-compartimental d'évolution des stocks de carbone du sol. Exemple après défrichement et monoculture de maïs grain des sols de "touyas". *C. R. Acad. Sci. Paris*. **318**, 787-793.
- Arrouays D., Balesdent J., Mariotti A. et Girardin C. 1995. Modelling organic carbon turnover in cleared temperate forest soils converted to maize cropping by using ^{13}C natural abundance measurements. *Plant and Soil*. 191-196.
- Arrouays D., Bernoux M. et Jolivet C. 1998a. Spatialisation des stocks d'éléments dans les sols - outils actuels et potentialités : cas du carbone organique. *Cahiers Agricultures*. **7**, 347-356.
- Arrouays D., Daroussin J., Kicin J.L. et Hassika P. 1998b. Improving topsoil carbon storage prediction using a digital elevation model in temperate forest soils of France. *Soil Science*. **163**, 103-108.
- Arrouays D. et Pelissier P. 1994. Changes in carbon storage in temperate humic loamy soils after forest clearing and continuous corn cropping in France. *Plant and Soil*. **160**, 215-223.
- Arrouays D., Vion I., Jolivet C., Guyon D., Couturier A. et Wilbert J. 1997. Variabilité intraparcellaire de quelques propriétés des sols sableux des Landes de Gascogne (France) conséquences sur la stratégie d'échantillonnage agronomique. *Etude et Gestion des Sols*. **4**, 5-15.
- Arrouays D., Vogel H., Eckelmann W., Armstrong-Brown S., Loveland P. et Coulter B. 1998. Soil monitoring networks in Europe. A review. Conférence : *16th World Congress of Soil Science*, Montpellier, France. August 1998.
- Arshad M.A., Schnitzer M., Angers D.A. et Ripmeester J.A. 1990. Effects of till vs no-till on the quality of soil organic matter. *Soil Biology and Biochemistry*. **22**, 595-599.
- Augris-Poirier N. 1999. *Processus de stabilisation du carbone dans les sols : Rôle des macromolécules chimiquement résistantes*. Thèse, Université Pierre et Marie Curie, Paris VI.
- Aurouze J. 1974. Carte piézométrique des Landes au 1/100 000ème, Centre d'Hydrogéologie, Université de Bordeaux I
- Balesdent J. 1991. Estimation du renouvellement du carbone des sols par mesure isotopique ^{13}C - Précision, risque de biais. *Cah. Orstom, Sér. Pédol.* **XXVI**, 315-326.
- Balesdent J. 1996a. The significance of organic separates to carbon dynamics and its modelling in some cultivated soils. *European Journal of Soil Science*. **47**, 485-493.
- Balesdent J. 1996b. Un point sur l'évolution des réserves organiques des sols en France. *Etude et Gestion des Sols*. **3**, 245-260.
- Balesdent J. 1997. La matière organique des sols : dynamique du carbone. *C. R. Acad. Agric. Fr.* **83**, 99-110.
- Balesdent J. et Arrouays D. 1999. Usage des terres et stockage de carbone dans les sols du territoire français. Une estimation des flux nets pour la période 1900-1999. *C.R. Acad. Agric. Fr.* **85**, 265-277.
- Balesdent J., Besnard E., Arrouays D. et Chenu C. 1998. The dynamics of carbon in particle-size fractions of soil in a forest-cultivation sequence. *Plant and Soil*. **201**, 49-57.
- Balesdent J. et Guillet B. 1982. Les datations par le ^{14}C des matières organiques des sols. Contribution à l'étude de l'humification et du renouvellement des substances humiques. *Science du Sol*. **2**, 93-111.
- Balesdent J. et Mariotti A. 1996. Measurement of soil organic matter turnover using ^{13}C natural abundance. In : *Mass spectrometry of soil* (T.W. Boutton et S.-I. Yamasaki, eds.), 83-111. Marcel Dekker, New York - Basel - Hong Kong.
- Balesdent J., Mariotti A. et Boisgontier D. 1990. Effect of tillage on soil organic carbon mineralization estimated from ^{13}C abundance in maize fields. *Journal of Soil Science*. **41**, 587-596.
- Balesdent J., Mariotti A. et Guillet B. 1987. Natural ^{13}C abundance as a tracer for studies of soil organic matter dynamics. *Soil Biology and Biochemistry*. **19**, 25-30.
- Balesdent J., Pétraud J.-P. et Feller C. 1991. Effets des ultrasons sur la distribution granulométrique des matières organiques des sols. *Science du Sol*. **29**, 95-106.
- Balesdent J., Wagner G.H. et Mariotti A. 1988. Soil organic matter turnover in long-term field experiments as revealed by Carbon-13 natural abundance. *Soil Sci. Soc. Am. J.* **52**, 118-124.
- Ball D.F. 1964. Loss-on-ignition as an estimate of organic matter and organic carbon in non-calcareous soils. *Journal of Soil Science*. **15**, 84-92.
- Barralis G., Chadoeuf R. et Gouet J.-P. 1986. Essai de détermination de la taille de l'échantillon pour l'étude du potentiel semencier d'un sol. *Weed Research*. **26**, 291-297.
- Barriuso E., Calvet R., Schiavon M. et Soulas G. 1996. Les pesticides et les polluants organiques des sols : transformations et dissipation. *Etude et Gestion des Sols*. **3**, 279-295.
- Batjes N.H. 1996. Total carbon and nitrogen in the soils of the world. *European Journal of Soil Science*. **47**, 151-163.
- Batjes N.H. 1999. *Dutch national research programme on global air pollution and climate change. Management options for reducing CO₂ concentrations in the atmosphere by increasing carbon sequestration in the soil*. International Soil Reference and Information Center, Wageningen, The Netherlands.
- Bazelaire J. 1997. *Influences de l'utilisation des herbicides en culture du Pin maritime*. Mémoire ENITA de Bordeaux.
- Beckett P.H.T. et Webster R. 1971. Soil variability : a review. *Soil and Fertilizers*. **34**, 1-15.
- Bender M.M. 1968. Mass spectrometric studies of carbon 13 variations in corn and other grasses. *Radiocarbon*. **10**, 468-472.

- Bender M.M. 1971. Variations in the $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ratios of plants in relation to the pathway of photosynthetic carbon dioxide fixation. *Phytochemistry*. **10**, 1239-1244.
- Benzing-Purdie L. 1984. Amino sugar distribution in four soils as determined by high resolution gas chromatography. *Soil Sci. Soc. Am. J.* **48**, 219-222.
- Benzing-Purdie L.M. et Nikiforuk J.H. 1989. Carbohydrate composition of hay and maize soils and their possible importance in soil structure. *Journal of Soil Science*. **40**, 125-130.
- Bernoux M., Arrouays D., Cerri C., de Alencastro Graça P.M., Volkoff B. et Trichet J. 1998a. Estimation des stocks de carbone des sols du Rondonia (Amazonie brésilienne). *Etude et Gestion des Sols*. **5**, 31-42.
- Bernoux M., Cerri C.C., Neill C. et de Moraes J.F.L. 1998b. The use of stable carbon isotopes for estimating soil organic matter turnover rates. *Geoderma*. **82**, 43-58.
- Besnard E. 1995. *Protection physique des matières organiques dans les agrégats du sol - Cas d'une chronoséquence de mise en culture de sols bruns acides dans les Landes*. DEA Geosciences - filière Pédologie, Université de Nancy I.
- Besnard E., Chenu C., Balesdent J., Puget P. et Arrouays D. 1996. Fate of particulate organic matter in soil aggregates during cultivation. *European Journal of Soil Science*. **47**, 495-503.
- Beuffe H., Vernier F. et Chossat J.C. 1998. *Fonctionnement de l'écosystème forestier Landais, Phase II 1997-1998 : Spatialisation à l'échelle du bassin versant*. GIP ECOFOR.
- Bhaumik H.D. et Clark F.E. 1947. Soil moisture tension and microbiological activity. *Soil Sci. Soc. Am. J.* **12**, 234-238.
- Billac J.M. 1997. Gestion durable de la forêt de Pin maritime. Risques forestiers : les feux de forêt. Conférence : *De la forêt cultivée à l'industrie de demain. De la gestion au développement durable*, 195-206, Bordeaux, 20-21 novembre 1997.
- Blayac J. 1916. Contribution à l'étude du sol des Landes de Gascogne. *Annales de Géographie*. **XXV**, 23-47.
- Bolinder M.A., Angers D.A., Gregorich E.G. et Carter M.R. 1999. The response of soil quality indicators to conservation management. *Can. J. Soil Sci.* **79**, 37-45.
- Bonde T.A., Christensen B.T. et Cerri C.C. 1992. Dynamics of soil organic matter as reflected by natural ^{13}C abundance in particle size fractions of forested and cultivated oxisols. *Soil Biology and Biochemistry*. **24**, 275-277.
- Bonny S. 1994. Les possibilités d'un modèle de développement durable en agriculture. Le cas de la France. *Le courrier de l'environnement de l'INRA*. **23**, 5-15.
- Bormann F.H. et Likens G.E. 1979. *Pattern and process in a forested ecosystem*. Springer-Verlag, New-York.
- Bosatta E. et Agren G.I. 1997. Theoretical analyses of soil texture effects on organic matter dynamics. *Soil Biology and Biochemistry*. **29**, 1633-1638.
- Boudot J.-P., Choné T. et Guéniot B. 1980. Minéralisation et réorganisation de l'azote dans deux sols de pelouse subalpine des Hautes-Vosges : influence de la nature du complexe d'altération. *Science du Sol*. **2**, 113-126.
- Bourennane H. 1997. *Etude des lois de distribution spatiale des sols de Petite Beauce - Application à la cartographie d'un horizon par couplage de méthodes morphométriques et géostatistiques*. Thèse, Université d'Orléans.
- Bowman R.A. 1991. Spatial variability of selected carbon, nitrogen, and phosphorus parameters on acid and calcareous rangeland soils. *Commun. in Soil Sci. Plant Anal.* **22**, 205-212.
- Boyé M. 1957. Clots, lagües et lagunes de la Lande girondine. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*. **244**, 1058-1060.
- Boyé M. 1958. Les lagunes du plateau landais. *Biuletyn Perigracjalny*. **6**, 195-225.
- Bragato G. et Primavera F. 1998. Manuring and soil type influence on spatial variation of soil organic matter properties. *Soil Sci. Soc. Am. J.* **62**, 1313-1319.
- Bregt A.K. 1992. *Processing of soil survey data*. Thèse, Wageningen Agricultural University, The Netherlands.
- Bremer E., Ellert B.H. et Janzen H.H. 1995. Total and light-fraction carbon dynamics during four decades after cropping changes. *Soil Sci. Soc. Am. J.* **59**, 1398-1403.
- Bremner J.M. 1958. Amino sugars in soil. *J. Sci. Food Agric.* **9**, 528-532.
- Brossard M. 1986. *Effets de la sylviculture moderne sur la répartition, le niveau et l'état du stock organique des sols de la pinède des Landes de Gascogne*. Thèse, Université de Poitiers.
- Burgess T.M. et Webster R. 1980. Optimal interpolation and isarithmic mapping of soil properties - I. The semi-variogramme and punctual kriging. *Journal of Soil Science*. **31**, 315-331.
- Buurman P. 1987. pH-dependant character of complexation in podzols. In : *Podzols et podzolisation* (D. Righi et L. Chauvel, eds.), 181-186. AFES, INRA, France.
- Cambardella C.A. et Elliott E.T. 1992. Particulate soil organic-matter changes across a grassland cultivation sequence. *Soil Sci. Soc. Am. J.* **56**, 777-783.
- Campbell C.A., Lafond G.P., Biederbeck V.O., Wen G., Schoenau J. et Hahn D. 1999. Seasonal trends in soil biochemical attributes: effects of crop management on a black chernozem. *Can. J. Soil Sci.* **79**, 85-97.
- Campbell J.B. 1978. Spatial variation of sand content and pH within single contiguous of two soil mapping units. *Soil Sci. Soc. Am. J.* **42**, 460-464.
- Capriel P. 1997. Hydrophobicity of organic matter in arable soils: influence of management. *European Journal of Soil Science*. **48**, 457-462.
- Capriel P., Härter P. et Stephenson D. 1992. Influence of management on the organic matter of a mineral soil. *Soil Science*. **153**, 122-128.
- Casagrande D.J. et Park K. 1978. Muramic acid levels in bog soils from the Okefenokee swamp. *Soil Science*. **125**, 181-183.

- Casenave A. 1970. *Contribution à l'étude de l'aliol*. Thèse, Université de Bordeaux I.
- Cerri C., Feller C., Balesdent J., Victoria R. et Plenecassagne A. 1985. Application du traçage isotopique naturel en ^{13}C , à l'étude de la dynamique de la matière organique dans les sols. *C.R.Acad.Sc.* **300**, série II, 423-428.
- Cerri C.C. et Andreux F. 1990. Changes in organic carbon content in oxisols cultivated with sugar cane and pasture, based on ^{13}C natural abundance measurement. Conférence : *14th International Congress of Soil Science*, 98-103. Kyoto (Japan).
- Chantigny M.H., Angers D.A. et Beauchamp C.J. 2000. Decomposition of de-inking paper sludge in agricultural soils as characterized by carbohydrate analysis. *Soil Biol. Biochem.* (in Press),
- Chantigny M.H., Angers D.A., Prévost D., Vézina L.P. et Chalifour F.P. 1997. Soil aggregation and fungal and bacterial biomass under annual and perennial cropping systems. *Soil Sci. Soc. Am. J.* **61**, 262-267.
- Chaperon H. 1989. *Nouveaux principes de culture du Pin maritime : "Une troisième génération de boisements pour une production accélérée de bois de qualité"*. AFOCEL.
- Chaperon H. 1990. Fertilisation initiale du Pin maritime dans les Landes de Gascogne. *Annales AFOCEL*. **2**, 133-140.
- Chassin P., Baize D., Cambier P. et Steckerman T. 1996. Les éléments traces métalliques et la qualité des sols : impacts à moyen et à long terme. *Etude et Gestion des Sols*. **3**, 297-305.
- Chaussod R. 1987. Activité microbienne et évolution de la matière organique. Conférence : *La capacité d'échange cationique et la fertilisation des sols agricoles*, Caen. 19 et 20 novembre.
- Chaussod R. 1996. La qualité biologique des sols : évaluation et implications. *Etude et Gestion des sols*. **3**, 261-278.
- Chaussod R., Houot S., Guiraud G. et Hetier J.M. 1988. Size and turnover of the microbial biomass in agricultural soils : laboratory and field measurements. In : *Nitrogen efficiency in agricultural soils* (D.S. Jenkinson et K.A. Smith, eds.), 312-326. Elsevier applied science, London.
- Chaussod R., Nicolardot B. et Catroux G. 1986a. Mesure en routine de la biomasse microbienne des sols par la méthode de fumigation au chloroforme. *Science du Sol*. 201-211.
- Chaussod R., Nicolardot B., Soulas G. et Joannes H. 1986b. Mesure de la biomasse microbienne dans les sols cultivés II - Cinétiques de minéralisation de matière organique microbienne marquée au carbone 14. *Rev. Ecol. Biol. Sol*. **23**, 183-196.
- Chenu C. et Lichtfouse E. 1994. Constitution organique du sol : nature, propriétés, interactions avec les constituants minéraux. Conférence : *Journées de Formation Jeunes Chercheurs*, Toulouse, 14-18 novembre.
- Cheshire M.V. 1977. Origins and stability of soil polysaccharide. *Journal of Soil Science*. **28**, 1-10.
- Cheshire M.V. et Mundie C.M. 1981. The distribution of labelled sugars in soil particle size fractions as a means of distinguishing plant and microbial carbohydrate residues. *Journal of Soil Science*. **32**, 605-618.
- Cheshire M.V. et Mundie C.M. 1990. Organic matter contributed to soil by plant roots during the growth and decomposition of maize. *Plant and Soil*. **121**, 107-114.
- Choisnel E., Payen D. et Lamarque P. 1987. *Climatologie de la zone du projet HAPEX-MOBILHY*. Direction de la Météorologie Nationale, INRA, CNRS.
- Chossat J.C. 1989. Caractéristiques hydriques et hydrodynamiques des sols sableux des Landes de Gascogne - conséquences en irrigation et drainage. Conférence : *Etude et mise en valeur des sols sableux de Pologne et de France*, 177-183. Orléans - Bordeaux.
- Christensen B.T. 1992. Physical fractionation of soil and organic matter in primary particle size and density separates. *Advances in Soil Science*. **20**, 2-90.
- Coelho R.R.R., Sacramento D.R. et Linhares L.F. 1997. Amino sugars in fungal melanins and soil humic acids. *European Journal of Soil Science*. **48**, 425-429.
- Collins H.P., Paul E.A., Paustian K. et Elliot E.T. 1997. Characterization of soil organic carbon relative to its stability and turnover. In : *Soil organic matter in temperate agroecosystems : long-term experiments in North America* (E.A. Paul, K. Paustian, E.T. Elliot et C.V. Cole, eds.), 51-72. CRC Press, Inc.
- Collins H.P., Rasmussen P.E. et Douglas C.L. 1992. Crop rotation and residue management effects on soil carbon and microbial dynamics. *Soil Sci. Soc. Am. J.* **56**, 783-788.
- Comps B., Gelpé J. et Saint-didier J. 1979. Nouvelle typologie des Landes de Gascogne : Modèle d'étude sur la commune de Pissos (Landes). *Bulletin d'Ecologie*. **10**, 43-54.
- Conférence de Lisbonne. 1998. Troisième Conférence Ministérielle pour la protection des forêts en Europe. Conférence : Lisbonne. juin 1998.
- Conférence de Strasbourg. 1991. Première Conférence Ministérielle pour la protection des forêts en Europe. Conférence : 258. Strasbourg.
- Conférence d'Helsinki. 1993. Deuxième Conférence Ministérielle pour la protection des forêts en Europe. Conférence : 186. Helsinki. 16-17 juin 1993.
- Cottinet D. 1974. *Contribution à l'étude des fluctuations de la nappe du massif forestier landais*. Thèse, Univ. Bordeaux I.
- Courcoux P. 1982. *Approche du cycle biologique d'un écosystème à pin maritime (Pinus pinaster ait) en lande humide*. Thèse, Université de Bordeaux.
- Courtin P., Feller M.C. et Klinka K. 1983. Lateral variability in some properties of disturbed forest soils in southwestern british columbia. *Can. J. Soil Sci.* **63**, 529-539.
- Covington W.W. 1981. Changes in forest floor organic matter and nutrient content following clear cutting in northern hardwoods. *Ecology*. **62**, 41-48.
- Crétois J.E. 1982. *Etude de l'hétérogénéité de sols sableux des Landes de Gascogne*. Mémoire ENITA de Bordeaux.
- Dalal R.C. et Henry R.J. 1988. Cultivation effects on carbohydrate contents of soil and soil fractions. *Soil Sci. Soc. Am. J.* **52**, 1361-1365.

- Dambrine E., Thomas A., Party J., Probst A., Boudot J., Duc M., Dupouey J., Gégout J., Guérold F., King D., Landmann G., Maitat O., Nicolai M., Pollier B. et Thimonier A. 1998. Acidité des écosystèmes forestiers dans les Vosges gréseuses : distribution, évolution, rôle des dépôts atmosphériques et conséquences biologiques. *Compte-Rendu de l'Académie d'Agriculture Française*. **84**, 75-94.
- Davet P. 1996. *Vie microbienne du sol et production végétale*. 383 p. INRA France.
- de Coninck F., Righi D., Maucorps J. et Robin A.M. 1974. Origin and micromorphological nomenclature of organic matter in sandy spodosols. Conférence : *4th international working-meeting on soil micromorphology*, 263-280. Kingston, Ontario, Canada.
- de Leenheer L., Van Hove J. et Van Ruymbeke M. 1957. Détermination quantitative de la matière organique du sol. *Pédologie*. **VII**, 324-347.
- de Moraes J.F.L., Volkoff B., Cerri C.C. et Bernoux M. 1996. Soil properties under Amazon forest and changes due to pastures installation in Rondônia, Brazil. *Geoderma*. **70**, 63-81.
- Decau J. 1968. Les polysaccharides du sol : origine, évolution et rôle. *Ann. Agron.* **19**, 65-82.
- Delprat L., Chassin P., Linères M. et Jambert C. 1997. Characterization of dissolved organic carbon in cleared forest soils converted to maize cultivation. *European Journal of Agronomy*. **7**, 201-210.
- Demoune R. 1965. Relation entre les sols, la composition floristique de la lande girondine et la croissance du Pin maritime. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*. **261**, 2513-2516.
- Demoune R. 1968. Influence du type forestier sur la croissance des espèces arbustives du sous-bois des Landes de Gascogne. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*. **266**, 1501-1504.
- Demoune R. 1969. *Climat, sols et associations végétales dans les Landes de Gascogne*. CRDP, Bordeaux.
- Demoune R. 1979. *Essai de définition et de caractérisation de niveaux écophysologiques dans le massif forestier des Landes de Gascogne*. Thèse, Université de Grenoble I.
- Desjardins T., Andreux F., Volkoff B. et Cerri C.C. 1994. Organic carbon and ¹³C contents in soils and soil size-fractions, and their changes due to deforestation and pasture installation in eastern Amazonia. *Geoderma*. **61**,
- Dick R.P., Myrold D.D. et Kerle E.A. 1988. Microbial biomass and soil enzyme activities in compacted and rehabilitated skid trail soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* **52**, 512-516.
- Diot M.-F. 1999. Le pléistocène de la façade atlantique du Nord-Médoc (France) : Synthèse sur la palynologie des "Argiles du Gurb" *s.l.* et comparaison avec les données de l'Aquitaine. *Quaternaire*. **10**, 213-225.
- Doran J.W. 1980. Soil microbial and biochemical changes associated with reduced tillage. *Soil Sci. Soc. Am. J.* **45**, 755-771.
- Doran J.W., Mielke L.N. et Power J.F. 1990. Microbial activity as regulated by soil water-filled pore space. Conférence : *14th International Congress of Soil Science*, 94-99. Kyoto, Japan.
- Dreyfus P. 1984. Substitutions de flore après entretien chimique des plantations forestières. Méthodes de diagnostic. Application au nord-est de la France. *Revue forestière française*. **XXXVI**, 1-5.
- Dubalen P.E. 1911. Aperçu géologique sur la région du Sable des Landes. *Bulletin de la Société Borda, Dax*. 141-157.
- Duchaufour P. 1949. Evolution pédologique des sols landais. *Cahiers des Ingénieurs Agronomes*. **4**, 41-43.
- Duchaufour P. 1961. Le rôle de la végétation dans l'évolution des sols. *Bull. AFES*. 171.
- Duchaufour P. 1976. Dynamics of organic matter in soils of temperate regions : its action on pedogenesis. *Geoderma*. **15**, 31-40.
- Duchaufour P. 1983. Dynamique de la matière organique. In : *Pédologie. I. Pédogenèse et classification* (P. Duchaufour et B. Souchier, eds.), 27-68. Masson.
- Duchaufour P. 1990. La formation et l'évolution des complexes organo-minéraux dans les sols et leur rôle dans la pédogenèse. *Science du Sol*. **28**, 273-284.
- Duteils S. 1998. *Analyse de la variabilité spatiale intraparcellaire du carbone organique des sols sableux maïsicoles des Landes de Gascogne - Comparaison de méthodes d'estimation applicables à l'agriculture de précision*. Mémoire de fin d'études, ENITA Bordeaux
- Edwards N.T. et Ross-Todd B.M. 1983. Soil carbon dynamics in a mixed deciduous forest following clear-cutting with and without residue removal. *Soil Sci. Soc. Am. J.* **47**, 1014-1021.
- Ellert B.H. et Bettany J.R. 1995. Calculation of organic matter and nutrients stored in soils under contrasting management regimes. *Can. J. Soil Sci.* **75**, 529-538.
- Ellert B.H. et Gregorich E.G. 1995. Management-induced changes in the activity cycling fractions of soil organic matter. In : *Carbon forms and functions in forest soils* (W.W. McFree et M.J. Kelly, eds.), 119-138. Soil Science Society of America, Inc., Madison, Wisconsin USA.
- Ellert B.H. et Gregorich E.G. 1996. Storage of carbon, nitrogen and phosphorus in cultivated and adjacent forested soils of Ontario. *Soil Science*. **161**, 587-603.
- Elliott E.T., Anderson R.V., Coleman D.C. et Cole C.V. 1980. Habitable pore space and microbial trophic interactions. *Oikos*. **35**, 327-335.
- Enjalbert H. 1950. Observations morphologiques sur les Landes de Gascogne. Les gorges du Ciron et le karst de Casteljaloux. *Revue géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest, Toulouse*. **XXI**, 5-42.
- Enjalbert H. 1960. *Les Pays Aquitains. Le modelé et les sols*. Bière, Bordeaux.
- Eswaran H., Van Den Berg E. et Reich P. 1993. Organic carbon in soils of the world. *Soil Science Society of American Journal*. **57**, 192-194.
- Evans J. 1976. Plantations : productivity and prospects. *Aust. For.* **39**, 150-163.

- F.A.O. 1995. *Harmonization of criteria and indicators for sustainable forest management*. expert consultation. F.A.O / I.T.T.O. Rome.
- Fabre L. 1905. Le sol de la Gascogne. *La Géographie*. 11.
- Federer C.A. 1982. Subjectivity in the separation of organic horizons of the forest floor. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 46, 1090-1093.
- Feller C. 1979. Une méthode de fractionnement granulométrique de la matière organique des sols - application aux sols tropicaux, à textures grossières, très pauvres en humus. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.* XVII, 339-346.
- Feller C. 1997. La matière organique des sols : aspects historiques et état des conceptions actuelles. *C. R. Acad. Agric. Fr.* 83, 85-98.
- Feller C., Burtin G., Gérard B. et Balesdent J. 1991a. Utilisation des résines sodiques et des ultrasons dans le fractionnement granulométrique de la matière organique des sols. Intérêt et limites. *Science du Sol.* 29, 77-93.
- Feller C., Casabianca H. et Cerri C. 1991b. Renouvellement du carbone des fractions granulométriques d'un sol ferrallitique forestier (Brésil) mis en culture de canne à sucre - Etude par le ^{13}C en abondance naturelle. *Cah. Orstom, sér. Pédol.* XXVI, 365-369.
- Filipuzzi G. 1974. *Etude géomorphologique de la plaine landaise entre le Barp et Labouheyre*. Travail d'Etude et de Recherche, Univ. Bordeaux III.
- Fisher R.F. 1995. Soil organic matter: clue or conundrum ? In : *Carbon forms and functions in forest soils* (W.W. McFree et M.J. Kelly, eds.), 1-11. Soil Science Society of America, Inc., Madison, Wisconsin USA.
- Flach K.W., Barnwell T.O. et Crosson P. 1997. Impacts of agriculture on atmospheric carbon dioxide. In : *Soil organic matter in temperate agroecosystems : long-term experiments in North America* (E.A. Paul, K. Paustian, E.T. Elliot et C.V. Cole, eds.), 3-13. CRC Press, Inc.
- Follett R. 1997. CRP and microbial biomass dynamics in temperate climates. In : *Management of carbon sequestration in soil* (R. Lal, J.M. Kimble, R.F. Follett et B.A. Stewart, eds.), 305-322. Agricultural Research Service, New York.
- Follett R.F. et Schimel D.S. 1989. Effect of tillage practices on microbial biomass dynamics. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 53, 1091-1096.
- Folsom B.L., Wagner G.H. et Scrivner C.L. 1974. Comparison of soil carbohydrate in several prairie and forest soils by gas-liquid chromatography. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 38, 305-309.
- Franzuebbers A.J., Hons F.M. et Zuberer D.A. 1994. Seasonal changes in soil microbial biomass and mineralizable C and N in wheat management systems. *Soil Biology and Biochemistry.* 26, 1469-1475.
- Franzuebbers A.J., Hons F.M. et Zuberer D.A. 1995. Tillage and crop effects on seasonal soil carbon and nitrogen dynamics. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 59, 1618-1624.
- Fustec-Mathon E., Righi D. et Jambu P. 1975. Influence des bitumes extraits de podzols humiques hydromorphes des Landes du Médoc sur la microflore tellurique. *Revue d'écologie et de biologie du sol.* 12, 393-404.
- Garcia F.O. et Rice C.W. 1994. Microbial biomass dynamics in tallgrass prairie. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 58, 816-823.
- Gascuel-Oudou C. 1987. Variabilité spatiale des propriétés hydriques du sol, méthodes et résultats ; cas d'une seule variable : revue bibliographique. *Agronomie.* 7, 61-71.
- Gascuel-Oudou C., Boivin P. et Walter C. 1994. Eléments de géostatistique. In : *Modélisation mathématique des processus pédologiques* (H. Laudelout, C. Cheverry et R. Calvet, eds.), 217-248. Actes Editions, Rabat, Maroc.
- Gaucher G. 1968. *Traité de pédologie agricole : le sol et ses caractéristiques agronomiques*. Dunod. Paris.
- Gelpe J. et Guinaudeau J. 1974. Essai de fertilisation minérale sur Pins maritimes à Mimizan (Landes). Résultats après la 16e année. *Revue Forestière Française.* XXVI, 459-463.
- GEREA. 1985. *Intérêt écologique et fragilité des zones humides des Landes de Gascogne*. Ministère de l'Environnement (ACE), Ministère de l'Agriculture (ENGREF), Conseil Régional d'Aquitaine.
- GEREA. 1990. *Impact du défrichement sur l'environnement dans le massif forestier des Landes de Gascogne*. 104 p. Secrétariat d'Etat à l'Environnement, Ministère de l'agriculture et de la forêt.
- Godbout C. et Brown J.-L. 1995. Spatial and temporal variability in chemical properties of a podzolic B horizon of an old-growth maple forest. *Can. J. Soil Sci.* 75, 343-348.
- Golchin A., Oades J.M., Skjemstad J.O. et Clarke P. 1994. Soil structure and carbon cycling. *Australian Journal of Soil Research.* 32, 1043-1068.
- Golchin A., Oades J.M., Skjemstad J.O. et Clarke P. 1995. Structural and dynamic properties of soil organic matter as reflected by ^{13}C natural abundance, pyrolysis mass spectrometry and solid-state ^{13}C NMR spectrometry in density fractions of an oxisol under forest and pasture. *Aust. J. Soil Res.* 33, 59-76.
- Gonzalez O.J. et Zak D.R. 1994. Geostatistical analysis of soil properties in a secondary tropical dry forest St. Lucia, West Indies. *Plant and Soil.* 163, 45-54.
- Görres J.H., Dichiaro M.S., Lyons J.B. et Amador J.A. 1998. Spatial and temporal patterns of biological activity in a forest and an old field. *Soil Biology and Biochemistry.* 30, 219-230.
- Gotway C.A. et Hartford A.H. 1996. Geostatistical methods for incorporating auxiliary information in the prediction of spatial variables. *Journal of Agricultural, Biological, and Environmental Statistics.* 1, 17-39.
- Gregorich E.G., Carter M.R., Angers D.A., Monreal C.M. et Ellert B.H. 1994. Towards a minimum data set to assess soil organic matter quality in agricultural soils. *Canadian Journal of Soil Science.* 74, 367-385.
- Gregorich E.G. et Ellert B.H. 1993. Light fraction and macroorganic matter in mineral soils. In : *Soil sampling and methods of analysis* (M.R. Carter, ed.), 397-407. Canadian Society of Soil Science,

- Gregorich E.G., Ellert B.H. et Monreal C.M. 1995. Turnover of soil organic matter and storage of corn residue carbon estimated from natural ^{13}C abundance. *Can. J. Soil Sci.* **75**, 161-167.
- Gregorich E.G., Monreal C.M., Ellert B.H., Angers D.A. et Carter M.R. 1993. Evaluating changes in soil organic matter. In : *A program to assess and monitor soil quality in Canada*, (D.F. Acton, ed.). Agriculture Canada, Ottawa.
- Grundmann G.L. 1990. Utilisation des méthodes géostatistiques en microbiologie du sol : revue bibliographique. *Revue d'Ecologie et de Biologie du Sol*. **27**, 353-369.
- Guckert A. 1985. Rôle des polysaccharides dans les processus d'agrégation du sol. *Sols*. **15**, 115-138.
- Guggenberger G., Christensen B.T. et Zech W. 1994. Land-use effects on the composition of organic matter in particle-size separates of soil : I. Lignin and carbohydrate signature. *European Journal of Soil Science*. **45**, 449-458.
- Guillet B. 1987. L'âge des podzols. In : *Podzols et podzolisation* (D. Righi et A. Chauvel, eds.), 131-144. AFES INRA.
- Guinaudeau J., Illy G., Maugé J.P. et Dumas F. 1963. Essai de fertilisation minérale sur Pin maritime à mimiwzan. Résultats après la sixième année. *Annales de l'Ecole Nationale des Eaux et Forêt*. **XX**, 1-71.
- Habib L., Morel J.L., Guckert A., Plantureux S. et Chenu C. 1990. Influence of root exudates on soil aggregation. *Symbiosis*. **9**, 87-91.
- Hassink J. 1995. Decomposition rate constants of size and density fractions of soil organic matter. *Soil Sci. Soc. Am. J.* **59**, 1631-1635.
- Hassink J. 1996. Preservation of plant residues in soils differing in unsaturated protective capacity. *Soil Science Society of America Journal*. **60**, 487-491.
- Hassink J., Bouwman L.A. et Brussaard L. 1993. Relationships between habitable pore space, soil biota and mineralization rates in grassland soils. *Soil Biol. Biochem.* **25**, 47-55.
- Hassink J. et Whitmore A.P. 1997. A model of the physical protection of organic matter in soils. *Soil Science Society of America Journal*. **61**, 131-139.
- Hassink J., Whitmore A.P. et Kubat J. 1997. Size and density fractionation of soil organic matter and the physical capacity of soils to protect organic matter. *European Journal of Agronomy*. **7**, 189-199.
- Haynes R.J. et Francis G.S. 1993. Changes in microbial biomass C, soil carbohydrate composition and aggregate stability induced by growth of selected crop and forage species under field conditions. *Journal of Soil Science*. **44**, 665-675.
- Haynes R.J. et Swift R.S. 1988. Effects of lime and phosphate additions on changes in enzyme activities, microbial biomass and levels of extractable nitrogen, sulfur and phosphorus in an acid soil. *Biol. Fertil. Soils*. **6**, 153-158.
- Hays D. 1981. *La haute Lande : vie rurale et aménagement*. Thèse, Université de Bordeaux III.
- Hedges J.I., Blanchette A., Weliky K. et Devol A.H. 1988. Effect of fungal degradation on the CuO oxidation of lignin : a controlled laboratory study. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. **52**, 2717-2726.
- Hedges J.I. et Mann D.C. 1979. The characterization of plant tissues by their lignin oxidation products. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. **43**, 1803-1807.
- Hendrickson O.Q., Chatarpaul L. et Burgess D. 1989. Nutrient cycling following whole-tree and conventional harvest in northern mixed forest. *Canadian Journal of Forest Research*. **19**, 725-735.
- Holland E.A. et Coleman D.C. 1987. Litter placement effects on microbial and organic matter dynamics in an agroecosystem. *Ecology*. **68**, 425-433.
- Homann P.S., Sollins P., Chappell H.N. et Stangenberger A.G. 1995. Soil organic carbon in a mountainous, forested region : relation to site characteristics. *Soil Sci. Soc. Am. J.* **59**, 1468-1475.
- Hughes S. et Reynolds B. 1991. Effects of clearfelling on microbial biomass phosphorus in the Oh horizon of an afforested podzol in Mid-Wales. *Soil Use and Management*. **7**, 183-188.
- Hunter I.R. et Smith W. 1996. Principles of forest fertilisation - illustrated by New Zealand experience. *Fertilizer Research*. **43**, 21-29.
- I.F.N. 1991. *Massif des Landes de Gascogne. Résultats de l'inventaire forestier 1987-1988*. Ministère de l'Agriculture.
- I.N.R.A. 1996. La gestion durable des forêts : contribution de la recherche. *Les Dossiers de l'INRA*, **12**.
- Illmer P., Marschall K. et Schinner F. 1995. Influence of available aluminium on soil microorganisms. *Letters in Applied Microbiology*. **21**, 393-397.
- Insam H. et Parkinson D. 1989. Influence of macroclimate on soil microbial biomass. *Soil Biology and Biochemistry*. **21**, 211-221.
- Jacquin F., Juste C. et Dureau P. 1965. Contribution à l'étude de la matière organique des sols sableux des Landes de Gascogne. *C.R. Acad. Agric. Fr.* **18**, 1190-1197.
- Jambert C. 1995. *Emissions de composés azotés dans l'atmosphère par les agrosystèmes fertilisés : maïsiculture dans les Landes de Gascogne*. Thèse, Université Paul Sabatier, Toulouse.
- Jambert C., Delmas R., Labroue L., Chassin P. et Plenet D. 1993. Effect de la fertilisation sur l'émission de composés azotés gazeux dans le système maïsiculture-pinède des Landes de Gascogne. *C.R. Acad. Sc. Paris, science de la vie/Life sciences*. **316**, 623-627.
- Jambu P., Amblès A., Dinel H. et Secouet B. 1991. Incorporation of natural hydrocarbons from plant residues into an hydromorphic humic podzol following afforestation and fertilization. *Journal of Soil Science*. **42**, 629-636.
- Jambu P., Amblès A., Jacquesy J.C., Secouet B. et Parlanti E. 1993. Incorporation of natural alcohols from plant residues into a hydromorphic forest-podzol. *Journal of Soil Science*. **44**, 135-146.
- Jambu P., Bilong P., Ambles A., Ntsikoussalabongui B. et Fustec E. 1987. Influence d'apports minéraux sur l'évolution des lipides naturels de sols acides. *Science du Sol*. **25**, 161-172.
- Jambu P. et Righi D. 1973. Contribution à l'étude de l'humus des podzols et des sols hydromorphes des Landes du Médoc. *Science du sol*. **3**, 207-219.

- Janzen H.H., Campbell C.A., Brandt S.A., Lafond G.P. et Townley-Smith L. 1992. Light-fraction organic matter in soils from long-term crop rotations. *Soil Sci. Soc. Am. J.* **56**, 1799-1806.
- Jenkinson D.S. et Powlson D.S. 1976. The effects of biocidal treatments on metabolism in soil_V. A method for measuring soil biomass. *Soil Biology and Biochemistry.* **8**, 209-213.
- Jenkinson D.S. et Rayner J.H. 1977. The turnover of soil organic matter in some of the Rothamsted classical experiments. *Soil science.* **123**, 298-305.
- Jenny H. 1941. *Factors of soil formation.* Mac Graw Hill. New-York.
- Jocteur Monrozier L. et Duchauffour P. 1986. Données récentes sur l'humification. *Science du sol.* **24**, 377-388.
- Johnson C.E., Driscoll C.T., Fahey T.J., Siccama T.G. et Hughes J.W. 1995. Carbon dynamics following clear-cutting of a northern hardwood forest. In : *Carbon forms and functions in forest soils* (W.W. McFee et M.J. Kelly, eds.), 463-488. Soil Science Society of America, Inc., Madison, Wisconsin USA.
- Johnson C.E., Johnson A.H., Huntington T.G. et Siccama T.G. 1991a. Whole-tree clear-cutting effects on soils horizons and organic-matter pools. *Soil Sci. Soc. Am. J.* **55**, 497-502.
- Johnson C.E., Johnson A.H. et Siccama T.G. 1991b. Whole-tree clear-cutting effects on exchangeable cations and soil acidity. *Soil Sci. Soc. Am. J.* **55**, 502-508.
- Johnson D.W. 1992. Effect of forest management on soil carbon storage. *Water, Air, Soil Pollution.* **64**, 83-120.
- Johnson D.W. 1994. Reasons for concern over impacts of harvesting. In : *Impacts of forest harvesting on long-term site productivity* (W.J. Dyck, D.W. Cole et N.B. Comerford, eds.), 1-12. Chapman and Hall, London.
- Jolivet C. 1996. *Evolution des stocks de carbone organiques des sols sous l'effet d'un changement d'occupation, possibilité de généralisation spatiale sur les Landes de Gascogne.* DEA National de Science du Sol, ENSA Rennes.
- Jolivet C. et Arrouays D. 1997a. Comparaison de quelques méthodes de caractérisation des teneurs en carbone et en matières organiques des sols sableux podzolisés. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, série II, fascicule a.* **324**, 393-400.
- Jolivet C. et Arrouays D. 1997b. Short-range soil organic carbon variability in forested and cultivated french spodosols. *Comm. Austr. Soil Sci. Soc.* **55**, 35-38
- Jolivet C., Arrouays D., Andreux F. et Lévêque J. 1997. Soil organic carbon dynamics in cleared temperate forest spodosols converted to maize cropping. *Plant and Soil.* **191**, 225-231.
- Jolivet C., Arrouays D. et Bernoux M. 1998. Comparison between analytical methods of organic carbon and organic matter determination in sandy spodosols of France. *Commun. Soil Sci. Plant anal.* **29**, 2227-2233.
- Juste C. 1965. *Contribution à l'étude de la dynamique de l'aluminium dans les sols acides du Sud-Ouest atlantique : application à leur mise en valeur.* Thèse, Faculté des Sciences de Nancy.
- Juste C. 1989. Caractéristiques et évolution de la matière organique en sols sableux. Conférence : *Etude et mise en valeur des sols sableux de Pologne et de France*, 135-142. Orléans - Bordeaux. Octobre 1989.
- Juste C. et Dutil P. 1965. Importance relative du fer et de l'aluminium dans les sols sableux des Landes de Gascogne. *Science du Sol.* **1**, 33-42.
- Juste C., Gréciet P., Rouquié R. et Wilbert J. 1971. Relation entre la teneur en matière organique du sol et le rendement des cultures de maïs non irriguées, dans la zone sableuse des Landes de Gascogne, *Comptes Rendus de l'Académie d'Agriculture de France*, **57**, 68-74.
- Juste C. et Menet M. 1978. Intérêt du semis direct du maïs pour le contrôle de l'érosion éolienne dans le sol sableux des Landes de Gascogne. *C.R. Acad. Agri. de France.* **64**,
- Juste C., Tauzin J., Courpron C. et Dureau P. 1977. Lessivage des éléments fertilisants dans les sols sableux des Landes et contribution de ce phénomène à la pollution éventuelle des exutoires (fossés de drainage et lacs littoraux). Conférence : *Protection des eaux souterraines captées pour l'alimentation humaine*, 173-191. Orléans-la-Source.
- Juste C., Tauzin J., Dureau P. et Courpron C. 1982. Exportation des éléments fertilisants par lessivage en sol sableux des Landes de Gascogne. Résultats de 8 années d'observations en cases lysimétriques. *Agronomie.* **2**, 91-98.
- Juste C. et Wilbert J. 1987. *Défrichement raisonné dans les Landes de Gascogne.* In : *L'aménagement des Landes de Gascogne*, INRA, 13-81.
- Karlen D.L., Mausbach M.J., Doran J.W., Cline R.G., Harris R.F. et Schuman G.E. 1997. Soil quality : a concept, definition and framework for evaluation (a guest editorial). *Soil Science Society of America Journal.* **61**, 4-10.
- Karnay G. et Dubreuilh J. 1991. Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Soustons (949). Orléans, BRGM
- Kennedy A.C. et Gewin V.L. 1997. Soil microbial diversity : present and future considerations. *Soil Science.* **162**, 607-617.
- Kennedy A.C. et Smith K.L. 1995. Soil microbial diversity and the sustainability of agricultural soils. *Plant and Soil.* **170**, 76-86.
- Khoxayo C. 1975. *Contribution à l'étude de l'activité biologique des sols des landes du Médoc (France).* Thèse, Université de Poitiers.
- Killham K., Amato M. et Ladd J.N. 1993. Effect of substrate location in soil and soil pore-water regime on carbon turnover. *Soil Biol. Biochem.* **25**, 57-62.
- Kockmann F., Fabre B. et Chaussod R. 1990. Le chaulage en limons battants. *Perspectives Agricoles.* 37-48.
- Kogel-Knabner I., Hempfing R., Zech W., Hatcher P.G. et Schulten H.R. 1988. Chemical composition of the organic matter in forest soils : 1. Forest litter. *Soil Science.* **146**, 124-236.
- Koutika L.-S., Bartoli F., Andreux F., Cerri C.C., Burtin G., Choné T. et Philippy R. 1997. Organic matter dynamics and aggregation in soils under rain forest and pastures of increasing age in the eastern amazon basin. *Geoderma.* **76**, 87-112.

- Lal R. 1997. Residue management, conservation tillage and soil restoration for mitigating greenhouse effect by CO₂-enrichment. *Soil and Tillage Research*. 43, 81-107.
- Laplana R. et Brunstein D. 1992. Les érosions éoliennes et regressives dans le bassin versant de la Leyre. Conférence : *La Leyre et son Bassin Versant*, 21-29. Pissos.
- Lascombes G. et Leredde C. 1955. Carte de la végétation de la France (1/200 000). Feuille de Mont-de-Marsan (63), CNRS, Service de la Carte de la Végétation de la France, Toulouse
- Le Ribault L. 1975. *L'exoscopie. Méthode et applications*. Compagnie Française des Pétroles, Notes et Mémoires n°12, Paris.
- Legigan. 1970. Quelques précisions à propos du Sable des Landes. *Compte Rendu Sommaire des Séances de la Société Géologique de France*. 4, 116-117.
- Legigan P. 1979. *L'élaboration de la formation du Sable des Landes, dépôt résiduel de l'environnement sédimentaire Pliocène - Pléistocène centre aquitain*. Thèse, Thèse de Doctorat d'Etat, Univ. de Bordeaux I
- Lesgourgues Y. et Champagne P. 1992. La pratique de l'assainissement forestier dans le massif des Landes de Gascogne. Conférence : *La Leyre et son Bassin Versant*, 103-114. Pissos.
- Lesgourgues Y., Merzeau D., Crémère L. et Bailleres V. 1997. Conduite des boisements de Pin maritime sur le plateau landais : itinéraires techniques - pistes pour le futur. Conférence : *De la forêt cultivée à l'industrie de demain. De la gestion au développement durable*, 207-222. Bordeaux. 20-21 novembre 1997.
- Liang B.C. et Mackenzie A.F. 1992. Changes in soil organic carbon and nitrogen after six years of corn production. *Soil Science*. 153, 307-313.
- Linn D.M. et Doran J.W. 1984. Effect of water-filled pore space on carbon dioxide and nitrous oxide production in tilled and non-tilled soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 48, 1267-1272.
- Liski J. 1995. Variation in soil organic carbon and thickness of soil horizons within a boreal forest stand - effect of trees and implications for sampling. *Silva Fennica*. 29, 266-266.
- Loustau D., Bert D. et Trichet P. 1997. La productivité forestière du massif landais et sa gestion durable. Conférence : *De la forêt cultivée à l'industrie de demain. De la gestion au développement durable*, 119-144. Bordeaux. 20-21 novembre 1997.
- Lubet E., Plénet D. et Juste C. 1993. Effet à long terme de la monoculture sur le rendement en grain du maïs (*Zea mays* L) en conditions non irriguées. *Agronomie*. 13, 673-683.
- Luizao R.C.C., Bonde T.A. et Rosswall T. 1992. Seasonal variation of soil microbial biomass - the effects of clearfelling a tropical rainforest and establishment of pasture in the central amazon. *Soil Biology and Biochemistry*. 24, 805-813.
- Lundström U.S., Van Breemen N. et Jongmans A.G. 1995. Evidence for microbial decomposition of organic acids during podzolisation. *European Journal of Soil Science*. 46, 489-496.
- Maman O. 1997. *Analyse des produits d'hydrolyse de la lignine par électrophorèse capillaire : application à la reconnaissance de signatures d'écosystèmes dans les sols, les paleosols et les sédiments*. Thèse, Université d'Orléans.
- Mann L.K. 1986. Changes in soil carbon storage after cultivation. *Soil Science*. 142, 279-288.
- Mariotti A. 1991. Le carbone 13 en abondance naturelle, traceur de la dynamique de la matière organique des sols et de l'évolution des paléoenvironnements continentaux. *Cah. Orstom, sér. Pédol.* XXVI, 299-313.
- Marseille F. 1996. *Evolution des polysaccharides, des lipides et de la lignine dans les litières et les sols de trois écosystèmes montagnards du monts lozère : reconnaissance des phytohéritages et des néoformations microbiennes*. Thèse, Université d'Aix-Marseille.
- Martin J.P. 1971. Decomposition and binding action of polysaccharides in soil. *Soil Biology and Biochemistry*. 3, 33-41.
- Martin J.P., Haider K. et Kassim G. 1980. Biodegradation and stabilization after 2 years of specific crop, lignin and polysaccharide carbons in soils. *Soil Science Society of American Journal*. 44, 1250-1255.
- Mattson K.G. et Swank W.T. 1989. Soil and detrital carbon dynamics following forest cutting in the southern Appalachians. *Biol. Fert. Soils*. 7, 247-253.
- McBratney A.B. et Webster R. 1981. Spatial dependence and classification of the soil along a transect in northeast Scotland. *Geoderma*. 26, 63-82.
- McBratney A.B. et Webster R. 1983. How many observations are needed for regional estimation of soil properties? *Soil Science*. 135, 177-183.
- McBratney A.B. et Webster R. 1986. Choosing functions for semi-variograms of soil properties and fitting them to sampling estimates. *Journal of Soil Science*. 37, 617-639.
- McGill W.B., Cannon K.R., Robertson J.A. et Cook F.D. 1986. Dynamics of 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.
- Mehta N.C., Streuli H., Müller M. et Deuel H. 1960. Rôle de polysaccharides in soil aggregation. *J.Sci. Food Agric.* 11, 40-47.
- Mignot-Delprat L. 1997. *Caractérisation du carbone organique soluble sous monoculture de maïs en sol sableux landais - influence sur les émissions de protoxyde d'azote*. Thèse, Université de Bordeaux.
- Millar W.N. et Casida L.E. 1970. Evidence for muramic acid in soil. *Can. J. Microbiol.* 16, 299-304.
- Monestiez P. et Goulard M. 1989. Traitement spatial des données : les outils mathématiques de l'interpolation spatiale et du zonage. Conférence : *Le zonage agropédoclimatique*, 40-52. Paris. 23 et 24 mars 1989.
- Monreal C.M. et Janzen H.H. 1993. Soil organic-carbon dynamics after 80 years of cropping a dark brown chernozem. *Can. J. Soil Sci.* 73, 133-136.
- Monreal C.M., Schulten H.R. et Kodama H. 1997. Age, turnover and molecular diversity of soil organic matter in aggregates of a Gleysol. *Can. J. Soil Sci.* 77, 379-388.

- Montès E. 1992. Etude préliminaire des lagunes des Landes de Gascogne. Conférence : *La Leyre et son Bassin Versant*, 69-83. Pissos. 22-23 avril 1992.
- Moore I.D., Grayson R.B. et Ladson A.R. 1991. Digital terrain modelling : a review of hydrological, geomorphological, and biological applications. *Hydrological processes*. 5, 3-30.
- Mosier A.R. 1998. Soil processes and global change. *Biology and fertility of soils*. 27, 221-229.
- Mroz G.D., Jurgensen M.F. et Frederick D.J. 1985. Soil nutrient changes following whole tree harvesting on three northern hardwood sites. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 49, 1552-1557.
- Munson A.D., Margolis H.A. et Brand D.G. 1993. Intensive silvicultural treatment : impacts on soil fertility and planted conifer response. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 57, 246-255.
- Murayama S. 1984. Changes in the monosaccharide composition during the decomposition of straws under field conditions. *Soil Sci. Plant Nutr.* 30, 367-381.
- Nambiar E.K.S. 1996. Sustained productivity of forest is a continuing challenge to soil science. *Soil Science Society of America Journal*. 60, 1629-1642.
- Nicolardot B., Chaussod R. et Catroux G. 1982. Revue des principales méthodes disponibles pour mesurer la biomasse microbienne et ses activités. *Science du Sol*. 4, 253-261.
- Nye P.H. et Greenland D.J. 1964. Changes in the soil after clearing tropical forest. *Plant and Soil*. 21, 101-112.
- Nys C., Didier S., Levy G., Lefevre Y. et Trichet P. 1995. *Effet à moyen terme de la fertilisation sur le fonctionnement de l'écosystème forestier*. Rapport intermédiaire GIP ECOFOR.
- Nys C. et Ranger J. 1985. Influence de l'espèce sur le fonctionnement de l'écosystème forestier : le cas de la substitution d'une essence résineuse à une essence feuillue. *Sciences du Sol*. 4, 203-216.
- O.E.C.D. 1997. Sustainable development, Special Edition. *The O.E.C.D. observer*. 51.
- Oades J.M. 1984. Soil organic matter and structural stability : mechanisms and implications for management. *Plant and Soil*. 76, 319-337.
- Ohtonen R., Munson A. et Brand D. 1992. Soil microbial community response to silvicultural intervention in coniferous ecosystems. *Ecological Applications*. 2, 363-375.
- Oldeman L.R. 1992. The global extent of soil degradation. Conférence : *Soil resilience and sustainable land use*, 99-118. Budapest, Hungary. 28 Sept. - 02 Oct. 1992.
- Oliver M.A. et Webster R. 1991. How geostatistics can help you ?. *Soil Use and Management*. 7, 206-217.
- Papritz A. et Webster R. 1995. Estimating temporal change in soil monitoring : I. Statistical theory. *European Journal of Soil Science*. 46, 1-12.
- Paquereau M.M. 1964. Flores et climats post-glaciaires en Gironde. *Actes de la Société Linnéenne de Bordeaux*. 101, 178.
- Parfitt R.L., Theng B.K.G., Whitton J.S. et Shepherd T.G. 1997. Effects of clay minerals and land use on organic matter pools. *Geoderma*. 75, 1-12.
- Parfitt R.L., Yuan G. et Theng B.K.G. 1999. A ¹³C-NMR study of the interactions of soil organic matter with aluminium and allophane in podzols. *European Journal of Soil Science*. 50, 695-700.
- Parkin T.B. 1993. Spatial variability of microbial processes in soil _ a review. *J. Environ. Qual.* 22, 409-417.
- Parkinson D. et Coleman D.C. 1991. Methods for assessing soil microbial populations, activity and biomass. *Agriculture, Ecosystems and Environment*. 34, 3-33.
- Parnas H. 1976. A theoretical explanation of the priming effect based on microbial growth with two limiting substrates. *Soil Biol. Biochem.* 8, 139-144.
- Paustian K., Andren O., Janzen H.H., Lal R., Smith P., Tian G., Tiessen H., Van Noorwijk M. et Woomer P.L. 1997a. Agricultural soils as a sink to mitigate CO₂ emissions. *Soil Use and Management*. 13, 230-244.
- Paustian K., Collins H.P. et Paul E.A. 1997b. Management controls on soil carbon. In : *Soil organic matter in temperate agroecosystems : long-term experiments in North America* (E.A. Paul, K. Paustian, E.T. Elliot et C.V. Cole, eds.), 15-49. CRC Press, Inc.,
- Pennock D.J. et Van Kessel C. 1997a. Clear-cut forest harvest impacts on soil quality indicators in the mixedwood forest of Saskatchewan, Canada. *Geoderma*. 75, 13-32.
- Pennock D.J. et Van Kessel C. 1997b. Effect of agriculture and of clear-cut forest harvest on landscape-scale soil organic carbon storage in Saskatchewan. *Canadian Journal of Soil Science*. 77, 211-218.
- Plénet D., Lubet E. et Juste C. 1993. Evolution à long terme du statut carboné du sol en monoculture non irriguée du maïs (*Zea mays* L.). *Agronomie*. 13, 685-698.
- Polglase P.J., Comerford N.B. et Jokela E.J. 1992. Mineralization of nitrogen and phosphorus from soil organic matter in southern pine plantations. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 56, 921-927.
- Porté A. 1999. *Modélisation des effets du bilan hydrique sur la production primaire et la croissance d'un couvert de Pin maritime en Lande humide*. Thèse, Université d'Orsay.
- Post W.M., Emanuel W.R., Zinke P.J. et Stangenberger A.G. 1982. Soil carbon pools and world life zones. *Nature*. 298, 156-159.
- Powlson D.S., Brookes P.C. et Christensen B.T. 1987. Measurement of soil microbial biomass provides an early indication of changes in total soil organic matter due to straw incorporation. *Soil Biology and Biochemistry*. 19, 159-164.
- Preston C.M. 1996. Applications of NMR to soil organic matter analysis : history and prospects. *Soil Science*. 161, 144-166.

- Preston C.M., Newman R.H. et Rutherford P. 1994. Using ^{13}C CPMAS NMR to assess effects of cultivation on the organic matter of particle size fractions in a grassland soil. *Soil Science*. **157**, 26-35.
- Pritchett W.L. et Fisher R.F. 1987. *Properties and management of Forest Soils*. John Wiley and Sons, Inc. New-York, USA.
- Puget P., Angers D.A. et Chenu C. 1999. Nature of carbohydrates associated with water-stable aggregates of two cultivated soils. *Soil Biology and Biochemistry*. **31**, 55-63.
- Ranger J. 1996. La fertilité des sols des forêts est-elle durable ? INRA mensuel - Les Dossiers. **12**, 26-31
- Ranger J. et Bonneau M. 1984. Effets prévisibles de l'intensification de la production et des récoltes sur la fertilité des sols de forêt. Le cycle biologique en forêt. *Revue Forestière Française*. **XXXVI**, 93-112.
- Ranger J., Marques R., Colin-Belgrand M., Flammang N. et Gelhaye D. 1996. La dynamique d'incorporation d'éléments nutritifs dans un peuplement de Douglas. Conséquences pour la gestion sylvicole. *Revue Forestière Française*. **XLVIII**, 217-230.
- Ranger J. et Nys C. 1994. The effect of spruce (*Picea abies* Karst.) on soil development : an analytical and experimental approach. *European Journal of Soil Science*. **45** (2), 193-204.
- Reeves D.W. 1997. The role of soil organic matter in maintaining soil quality in continuous cropping systems. *Soil and Tillage Research*. **43**, 131-167.
- Richer de Forges A. 1999. *Variabilité spatiale et temporelle du carbone microbien dans les Landes de Gascogne*. DEA, Institut National Agronomique Paris - Grignon.
- Righi D. 1977. *Genèse et évolution des podzols et des sols hydromorphes des Landes du Médoc*. Thèse, Université de Poitiers.
- Righi D. 1987. Microstructures des horizons B des sols podzolisés : influence de la texture et de la minéralogie de la roche mère. In : *Podzols et podzolisation* (D. Righi et L. Chauvel, eds.), 107-116. AFES, INRA, France,
- Righi D. 1995. Podzosols. In : *Référentiel pédologique* (D. Baize et M.C. Girard, eds.), 229-235. INRA, France,
- Righi D. et De Coninck F. 1977. Mineralogic evolution in hydromorphic sandy soils and podzols in "Landes du Médoc", France. *Geoderma*. **19**, 339-359.
- Righi D. et Wilbert J. 1984. Les sols sableux podzolisés des Landes de Gascogne (France) : répartition et caractères principaux. *Science du sol*. **4**, 253-264.
- Robin D. 1997. Intérêt de la caractérisation biochimique pour l'évaluation de la proportion de matière organique stable après décomposition dans le sol et la classification des produits organominéraux. *Agronomie*. **17**, 157-171.
- Rosek M.J., Gardner J.C., Allen D.B., Alms M.J., Bezdicsek D.F., Huggins M., Karlen D.L., Miller B.S. et Staben M.L. 1995. Soil quality changes in response to the conservation reserve program. In : *Converting CRP-land to cropland and grazing : conservation technologies for the transition*, 42-43. Soil and water conserv. Soc., Ankeny.
- Ross D.J. 1987. Soil microbial biomass estimated by the fumigation-incubation procedure : seasonal fluctuations and influence of soil moisture content. *Soil Biology and Biochemistry*. **19**, 397-404.
- Ross D.J. 1991. Microbial biomass in a stored soil : a comparison of different estimation procedures. *Soil Biology and Biochemistry*. **23**, 1005-1007.
- Ruelle P., Ben Salah D. et Vauclin M. 1986. Méthodologie d'analyse de la variabilité spatiale d'une parcelle agronomique. Application à l'échantillonnage. *Agronomie*. **6**, 529-539.
- Saetre P. 1999. Spatial patterns of ground vegetation, soil microbial biomass and activity in a mixed spruce-birch stand. *Ecography*. **22**, 1-10.
- Saint-Didier J. 1976. *Nature et évolution de la végétation de la Grande Lande à Pissos*. Mémoire ENITA de Dijon.
- Salinas-Garcia J.R., Hons F.M. et Matocha J.E. 1997. Long-term effects of tillage and fertilization on soil organic matter dynamics. *Soil Science Society of America Journal*. **61**,
- Sanger L.J., Anderson J.M., Little D. et Bolger T. 1997. Phenolic and carbohydrate signatures of organic matter in soils developed under grass and forest plantations following changes in land use. *European Journal of Soil Science*. **48**, 311-317.
- Sargos J. 1998. *Histoire de la forêt landaise. Du désert à l'âge d'or*. L'Horizon chimérique. Bordeaux.
- Sargos R. 1949. *Contribution à l'histoire du boisement des Landes de Gascogne*. Delmas, France.
- Scalbert A. 1984. *Caractérisation des lignines de paille de blé : fractionnements, associations avec les oses et les acides phénoliques*. Thèse, Institut National Agronomique de Paris-Grignon.
- Schimel D.S., Coleman D.C. et Horton K.A. 1985. Soil organic matter dynamics in paired rangeland and cropland toposequences in north dakota. *Geoderma*. **36**, 201-214.
- Schlecht-Pietsch S., Wagner U. et Anderson T.-H. 1994. Changes in composition of soil polysaccharides and aggregate stability after carbon amendments to different textured soils. *Applied Soil Ecology*. **1**, 145-154.
- Schmidt M.G., Macdonald S.E. et Rothwell R.L. 1996. Impacts of harvesting and mechanical site preparation on soil chemical properties of mixed-wood boreal forest sites in Alberta. *Can. J. Soil Sci.* **76**, 531-540.
- Schmidt W.I., Rumpel C. et Kögel-Knabner I. 1999. Particle size fractionation of soil containing coal and combusted particles. *European Journal of Soil Science*. **50**, 515-522.
- Schnitzer M. 1991. Soil organic matter - the next 75 years. *Soil Science*. **151**, 41-58.
- Schnüner J., Clarholm M. et Rosswall T. 1985. Microbial biomass and activity in an agricultural soil with different organic matter contents. *Soil Biology and Biochemistry*. **17**, 611-618.
- Schnüner J. et Rosswall T. 1982. Fluorescein diacetate hydrolysis as a measure of total microbial activity in soil and litter. *Applied and environmental microbiology*. **43**, 1256-1261.

- Schulten H.R., Leinweber P. et Sorge C. 1993. Composition of organic matter in particle-size fractions of an agricultural soil. *Journal of Soil Science*. **44**, 677-691.
- Schwartz D. 1991. Intérêt de la mesure du $\delta^{13}\text{C}$ des sols en milieu naturel équatorial pour la connaissance des aspects pédologiques et écologiques des relations savane-forêt - exemple du Congo. *Cah. Orstom, sér. Pédol.* **XXVI**, 327-341.
- Scott N.A., Cole C.V., Elliott E.T. et Huffman S.A. 1996. Soil textural control on decomposition and soil organic matter dynamics. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **60**, 1102-1109.
- Sculden H.-R., Leinweber P. et Sorge C. 1993. Composition of organic matter in particle-size fractions of an agricultural soil. *Journal of Soil Science*. **44**, 677-691.
- Shang C. et Tiessen H. 1997. Organic matter lability in a tropical oxisol : evidence from shifting cultivation, chemical oxidation, particle size, density, and magnetic fractionations. *Soil Science*. **162**, 795-807.
- Skopp J., Jawson M.D. et Doran J.W. 1990. Steady-state aerobic microbial activity as a function of soil water content. *Soil Sci. Soc. Am. J.* **54**, 1619-1625.
- Smethurst P.J. et Nambiar E.K.S. 1990a. Distribution of carbon and nutrient and fluxes of mineral nitrogen after clear-felling a *Pinus radiata* plantation. *Canadian Journal of Forest Research*. **20**, 1490-1497.
- Smethurst P.J. et Nambiar E.K.S. 1990b. Effects of slash and litter management on fluxes of nitrogen and tree growth in a young *Pinus radiata* plantation. *Canadian Journal of Forest Research*. **20**, 1498-1507.
- Smith J.L., Halvorson J.J. et Bolton H. 1994. Spatial relationships of soil microbial biomass and C and N mineralization in a semi-arid shrub-steppe ecosystem. *Soil Biology and Biochemistry*. **26**, 1151-1159.
- Snedecor G.W. et Cochran W.G. 1967. *Méthodes statistiques*. ACTA. Paris.
- Sollins P., Homann P. et Caldwell B.A. 1996. Stabilization and destabilization of soil organic matter: mechanisms and controls. *Geoderma*. **74**, 65-105.
- Sommerfeldt T.G., Chang C. et Entz T. 1988. Long-term annual manure applications increase soil organic matter and nitrogen, and decrease carbon to nitrogen ratio. *Soil Sci. Soc. Am. J.* **52**, 1668-1672.
- Sommers L.E., Gilmour C.M., Wildung R.E. et Beck S.M. 1981. The effect of water potential on decomposition processes in soils. In : *Water potential relations in soil microbiology* (J.F. Parr, ed.), 97-117. Soil Science Society of America.
- Souchier B. 1984. Les podzols et la podzolisation en climats tempérés et montagnards. In : *Livre jubilaire du cinquantenaire*, 77-95. AFES, France,
- Sparling G.P., Feltham C.W., Reynolds J., West A.W. et Singleton P. 1990. Estimation of soil microbial C by fumigation-extraction method : use on soils of high organic matter content, and a reassessment of the k_{EC} -factor. *Soil Biology and Biochemistry*. **22**, 301-307.
- Startsev N.A., McNabb D.H. et Startsev A.D. 1998. Soil biological activity in recent clearcuts in west-central Alberta. *Can. J. Soil Sci.* **78**, 69-76.
- Stemmer M., Von Lütow M., Kandeler E. et Pichlmayer F. 1999. The effect of maize straw placement on mineralization of C and N in soil particle size fractions. *European Journal of Soil Science*. **50**, 73-85.
- Stevenson F.J. 1957. Investigations of aminopolysaccharides in soils : I. colorimetric determination of hexosamines in soils hydrolysates. *Soil Science*. **83**, 113-122.
- Stevenson F.J. 1983. Isolation and identification of amino sugars in soil. *Soil Sci. Soc. Am. J.* **47**, 61-65.
- Tastet J.-P. 1999. Le pléistocène de la façade atlantique du Nord-Médoc (France) : Etat des connaissances sur la lithologie et la chronostratigraphie des "Argiles du Gup" s.l. *Quaternaire*. **10**, 199-212.
- Tessier D., Bruand A., Le Bissonnais Y. et Dambrine E. 1996. Qualité chimique et physique des sols : variabilité spatiale et évolution. *Etude et Gestion des Sols*. **3**, 229-243.
- Tessier L., Gregorich E.G. et Topp E. 1998. Spatial variability of soil microbial biomass measured by the fumigation extraction method, and k_{EC} as affected by depth and manure application. *Soil Biology and Biochemistry*. **30**, 1369-1377.
- Theng B.K.G., Tate K.R. et Becker-Heidmann P. 1992. Towards establishing the age, location, and identity of the inert soil organic matter of a Spodosol. *Z. Pflanzenernähr. Bodenk.* **155**, 181-184.
- Tiessen H., Salcedo I.H. et Sampaio E.V.S.B. 1992. Nutrient and soil organic matter dynamics under shifting cultivation in semi-arid northeastern Brazil. *Agriculture, Ecosystems and Environment*. **38**, 139-151.
- Tiessen H. et Stewart J.W.B. 1983. Particle-size fractions and their use in studies of soil organic matter : II. Cultivation effects on organic matter composition in size fractions. *Soil Sci. Soc. Am. J.* **47**, 509-514.
- Tretin C.C., Davidian M., Jurgensen M.F. et Lea R. 1996. Organic matter decomposition following harvesting and site preparation of a forested wetland. *Soil Sci. Soc. Am. J.* **60**, 1994-2003.
- Trichet P., Boisauvert B., Frochot H. et Picard J.F. 1987. Impact sur le chevreuil des traitements herbicides contre la ronce. *Gibier Faune Sauvage*. **4**, 165-188.
- Trichet P., Jolivet C., Arrouays D., Loustau D. et Ranger J. 1999. Le maintien de la fertilité des sols forestiers landais dans le cadre de la sylviculture intensive du pin maritime. *Etude et Gestion des Sols*. **6**, 197-214.
- Trichet P., Loustau D., Lagane F., Lardit A. et Rosseto P. 1996. *Biomasse-minéralomasse d'un sous-bois de molinie dans une plantation de pin maritime de 25 ans (Site du bray)*, rapport annuel du GIP ECOFOR Pin maritime. GIP ECOFOR.
- Trouve C., Disnar J.R., Mariotti A. et Guillet B. 1996. Changes in the amount and distribution of neutral monosaccharides of savanna soils after plantation of *Pinus* and *Eucalyptus* in the Congo. *European Journal of Soil Science*. **47**, 51-59.
- Turchenek L.W. et Oades J.M. 1979. Fractionation of organo-mineral complexes by sedimentation and density techniques. *Geoderma*. **21**, 311-343.

- Vaan Breemen N., Mulder J. et Driscoll C.T. 1983. Acidification and alcalinization of soils. *Plant and Soil*. **75**, 283-308.
- Van Cleve K. et Powers R.F. 1995. Soil carbon, soil formation, and ecosystem development. In : *Carbon forms and functions in forest soils* (W.W. McFree et M.J. Kelly, eds.), 155-200. Soil Science Society of America, Inc., Madison, Wisconsin USA.
- Van Gestel M., Ladd N.J. et Amato M. 1992. Microbial biomass responses to seasonal change and imposed drying regimes at increasing depths of undisturbed topsoil profiles. *Soil Biology and Biochemistry*. **24**, 103-111.
- Van Veen J.A. et Kuikman P.J. 1990. Soil structural aspects of decomposition of organic matter by micro-organisms. *Biogeochemistry*. **11**, 213-233.
- Vance E.D., Brookes P.C. et Jenkinson D.S. 1987. An extraction method for measuring soil microbial biomass C. *Soil Biology and Biochemistry*. **19**, 703-707.
- Vauclin M. 1982. Méthodes d'étude de la variabilité spatiale des propriétés d'un sol. Conférence : *Variabilité spatiale des processus de transfert dans les sols*, 9-43. Avignon. 24-25 juin 1982.
- Veldkamp E. 1994. Organic carbon turnover in three tropical soils under pasture after deforestation. *Soil Sci. Soc. Am. J.* **175**-180.
- Veldkamp E. et Weitz A.M. 1994. Uncertainty analysis of $\delta^{13}\text{C}$ method in soil organic matter studies. *Soil Biol. Biochem.* **26**, 153-160.
- Vitorello V.A., Cerri C.C., Andreux F., Feller C. et Victoria R.L. 1989. Organic matter and natural carbon-13 distribution in forested and cultivated oxisols. *Soil Sci. Soc. Am. J.* **53**, 773-778.
- Wackernagel H. 1995. *Multivariate geostatistics*. Springer-Verlag, Berlin, Germany.
- Wagenet R.J. et Jurinak J.J. 1978. Spatial variability of soluble salt content in a mancos shale watershed. *Soil Science*. **126**, 342-349.
- Walkley A. et Black I.A. 1934. An examination of the Detjareff method for determining soil organic matter and a proposed modification of the chromic acid titration method. *Soil Science*. **37**, 29-38.
- Webster R. et Oliver M.A. 1992. Sample adequately to estimate variograms of soil properties. *Journal of Soil Science*. **43**, 177-192.
- Wedin D.A., Tieszen L.L., Dewey B. et Pastor J. 1995. Carbon isotope dynamics during grass decomposition and soil organic matter formation. *Ecology*. **76**, 1383-1392.
- Wilbert J. 1977. Les Sols sableux de la forêt des Landes. Compte rendu du colloque sur les problèmes de la forêt landaise, Bordeaux, juin 1977, INRA
- Wilding L.P. et Drees L.R. 1983. Spatial variability and pedology. In : *Pedogenesis and soil taxonomy I. Concepts and interactions* (L.P. Wilding, ed.), 83-116. Amsterdam.
- Williot B. 1995. Variabilité spatiale et risques d'erreurs dans l'analyse des horizons holorganiques forestiers. *Etude et Gestion des Sols*. **2**, 73-84.
- Winter J.P., Zhang Z., Tenuta M. et Voroney R.P. 1994. Measurement of microbial biomass by fumigation-extraction in soil stored frozen. *Soil Sci. Soc. Am. J.* **58**, 1645-1651.
- Witter E., Martensson A.M. et Garcia F.V. 1993. Size of the soil microbial biomass in a long-term field experiment as affected by different N-fertilizers and organic manures. *Soil Biology and Biochemistry*. **25**, 659-669.
- Wu J., Joergensen R.G., Pommerening B., Chaussod R. et Brookes P.C. 1990. Measurement of soil microbial biomass C by fumigation-extraction - an automated procedure. *Soil Biology and Biochemistry*. **22**, 1167-1169.
- Zelles L. 1988. The simultaneous determination of muramic acid and glucosamine in soil by high-performance liquid chromatography with precolumn fluorescence derivatization. *Biol Fertil Soils*. **6**, 125-130.
- Zelles L., Scheunert I. et Kreutzer K. 1987a. Bioactivity in limed soil of a spruce forest. *Biology and Fertility of Soils*. **3**, 211-216.
- Zelles L., Scheunert I. et Kreutzer K. 1987b. Effect of artificial irrigation, acid precipitation and liming on the microbial activity in soil of a spruce forest. *Biology and Fertility of Soils*. **4**, 137-143.
- Zhang H., Thompson M.L. et Sandor J.A. 1988. Compositional differences in organic matter among cultivated and uncultivated Argiudolls and Hapludalfs derived from loess. *Soil Science Society of America Journal*. **52**, 216-222.
- Zhang X. et Amelung W. 1996. Gas chromatographic determination of muramic acid, glucosamine, mannosamine, and galactosamine in soils. *Soil Biol. Biochem.* **28**, 1201-1206.

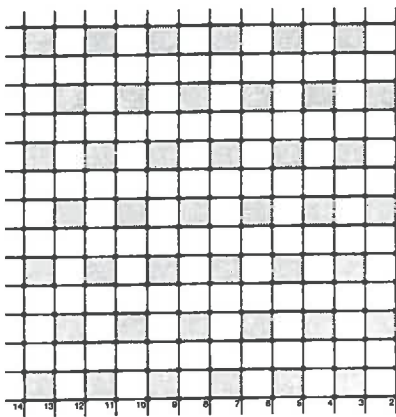
Annexes

Annexe VI.1 : Calculs d'incertitude



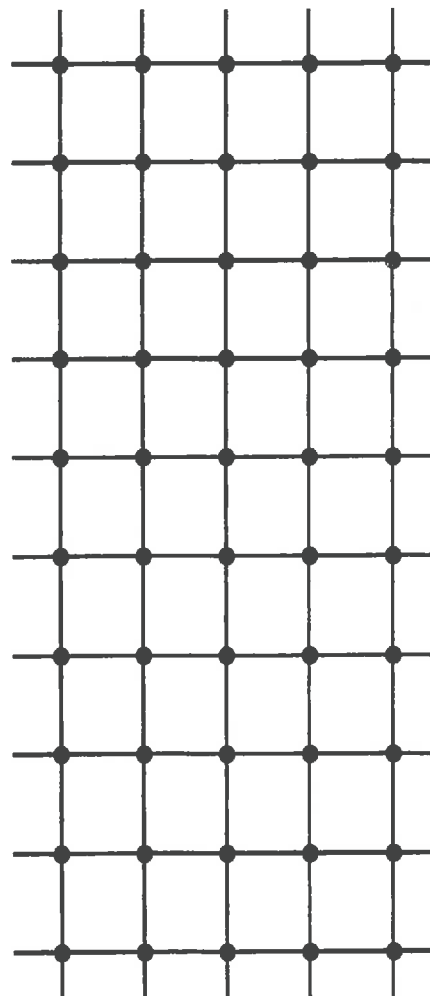
On souhaite étudier l'influence de la mise en culture de sols forestiers sur l'évolution des stocks de carbone dans les sols les Landes de Gascogne. Pour cela on dispose d'un ensemble de parcelles forestières témoins et de parcelles défrichées puis cultivées en monoculture de maïs sur des durées croissantes.

Selon la taille des parcelles, le plan d'échantillonnage se compose d'une grille systématique de 40 points de prélèvement, espacés de 30 m, ou bien d'une grille systématique dense d'environ 200 points/ha.



Plan d'échantillonnage utilisé pour l'analyse de la variabilité spatiale sur une surface restreinte :
- S200 = grille systématique (~ 1 ha - maille 7,5 m - ~ 200 pts)
- A50 = aléatoire stratifié (carrés gris - ~ 50 pts)

grille systématique (S40) utilisée pour l'échantillonnage des parcelles de la chronoséquence
(~ 2,5 ha - maille 30 m - 40 pts)



Dans chaque parcelle, un prélèvement à la tarière est réalisé à chaque nœud de la grille systématique. Selon les parcelles, le nombre d'échantillons prélevés peut être différent. Lorsqu'une analyse de la variabilité spatiale a été réalisée, la valeur moyenne de C retenue est celle obtenue par krigeage de la moyenne, elle n'est pas significativement différente de la moyenne arithmétique, ni de la valeur d'un échantillon composite obtenu en mélangeant à parts égales les 200 échantillons de la grille S200, sur lequel nous réalisons les mesures de composition isotopique. Sur les autres

parcelles, on suppose en première approximation que les échantillons sont spatialement indépendants. On estime donc la valeur moyenne par la moyenne arithmétique, et l'on réalise les calculs d'intervalle de confiance de façon classique. Pour l'analyse de la composition isotopique, on réalise un échantillon composite, ce composite est obtenu en mélangeant les 40 échantillons de la grille S40. Sur chaque échantillon individuel on détermine la teneur en C, et sur chaque échantillon composite obtenu, supposé équivalent à une moyenne arithmétique de l'ensemble des prélèvements, la teneur en C et l'abondance naturelle en ^{13}C ($\delta^{13}\text{C}$) sont analysés.

Sur chacune des parcelles, une vingtaine d'échantillons supplémentaires sont également prélevés, de manière aléatoire stratifiée sur les parcelles où la grille S200 a été utilisée, ou à l'emplacement d'un nœud sur deux de la grille sur les parcelles échantillonnées avec la grille S40. Ces échantillons ont été prélevés à l'aide de cylindres métalliques et analysés individuellement pour une détermination de la densité apparente (D_a).

Pour étudier l'influence de la mise en culture, on souhaite comparer les teneurs en C des différentes parcelles, et associer à chaque valeur un intervalle de confiance afin d'évaluer la précision et le niveau de confiance des résultats, en intégrant les différentes sources de variabilité (variabilité spatiale et analytique).

1 - Calcul des intervalles de confiance des différentes variables

1.1 - Densité apparente

La densité apparente moyenne de la parcelle est obtenue en calculant une moyenne arithmétique des D_a des 20 prélèvements individuels, supposés indépendants. Cette moyenne intègre les différentes sources de variabilité (spatiale et analytique). L'intervalle de confiance $\mathcal{E}(x)$ associé à la moyenne est calculé à l'aide de la formule suivante :

$$\mathcal{E}(x) = t_{0,025} \frac{s}{\sqrt{n}} \quad \text{avec le } t \text{ de Student} \quad (1)$$

1.2 - Teneur en carbone (g/kg de sol)

Selon les parcelles, on dispose d'un ou plusieurs jeux de données individuelles permettant de calculer un intervalle de confiance sur la moyenne de C. On aura donc :

soit

- 200 échantillons prélevés à partir de la grille S200
- et 50 échantillons prélevés à partir du plan aléatoire stratifié A50
- et 1 échantillon composite obtenu par mélange des échantillons de la grille S200 dont la maille est inférieure à la distance maximum d'autocorrélation de la variable considérée

soit

- 40 échantillons prélevés à partir de la grille S40
- 1 échantillon composite obtenu par mélange des 40 échantillons de la grille S40 dont la maille est supposée supérieure à la distance maximum d'autocorrélation de la variable considérée

- ◆ Dans le premier cas, sous l'hypothèse que la moyenne définie sur l'ensemble des données disponibles soit le meilleur estimateur de la moyenne du champ, on peut calculer cet estimateur de la manière suivante :

On note $\gamma(h)$ le variogramme que l'on estime sur les 250 données (Z_i) issus des grilles S200 et A50.

On note alors, $m_{250} = \sum_i \lambda_i Z_i$ l'estimateur de la moyenne du champ calculé sur les 250 points.

et $m_c = \frac{1}{J} \sum_j Z_j$ l'estimateur de la valeur moyenne du composite

L'intervalle de confiance de la valeur moyenne est égal à 2 fois l'écart type d'estimation du krigeage de la moyenne.

- ◆ Dans le deuxième cas, on ne dispose que de 40 échantillons par parcelle, ayant fait l'objet d'une analyse de matière organique. Sous l'hypothèse d'indépendance spatiale, on calcule alors l'intervalle de confiance de façon classique.

1.2 - $\delta^{13}\text{C}$

Le $\delta^{13}\text{C}$ et la teneur en C sont analysés simultanément sur les mêmes aliquotes provenant des échantillons composites (le spectromètre de masse utilisé pour l'analyse isotopique est couplé à l'analyseur élémentaire qui détermine la teneur en C). Par conséquent, le calcul d'un intervalle de confiance va poser les mêmes problèmes que dans le cas de la teneur en C, avec une difficulté supplémentaire pour évaluer la variabilité spatiale, puisque seuls les échantillons composites ont été analysés. Dans ce cas, seule la variabilité analytique, déterminée à partir de l'analyse avec répétitions de plusieurs aliquotes du même échantillon, sera prise en compte. Une estimation de la variabilité régionale et interparcelle est toutefois possible, à partir d'une comparaison des différentes parcelles forestières.

2 - Opérations sur les intervalles de confiance

Pour pouvoir comparer les parcelles entre elles, il est nécessaire de combiner ou de transformer les variables mesurées. Les intervalles de confiance calculés ci-dessus doivent donc être intégrés dans ces calculs.

2.1 - Carbone total

Les résultats des analyses de C total (C_t) peuvent être utilisés directement et dans ce cas exprimés sous forme de teneurs (g/kg de sol). Un calcul supplémentaire permet de passer des teneurs aux stocks de C_t , en considérant une profondeur et une surface donnée.

$$C_t \text{ (kg/m}^2\text{)} = C_t \text{ (g/kg)} \times Da \text{ (g/cm}^3\text{)} \times \text{Prof (cm)} \quad (2)$$

L'intervalle de confiance sur C_t peut être calculé de la manière suivante :

$$\frac{\epsilon C_t}{C_t} = \frac{\epsilon C}{C} + \frac{\epsilon Da}{Da}$$

De plus, chaque intervalle de confiance est rapporté à la valeur moyenne de la variable correspondante, de manière à pouvoir sommer des valeurs d'unités comparables.

2.2 - Carbone forestier et maïsicole

Grâce aux signatures isotopiques différentes ($\delta^{13}\text{C}$) du maïs et de la forêt et à la mesure de l'abondance naturelle du ^{13}C du sol, il est possible de déterminer les parts relatives du C_t du sol qui sont dérivées de la forêt initiale (C_f) ou apportées par la culture de maïs (C_m). La fraction de C apportée par le maïs (f) est calculée à partir de la formule suivante :

$$f = (\delta - \delta_{\text{ref}}) / (\delta_{\text{crop}} - \delta_{\text{ref}})$$

dans laquelle, δ représente la valeur du $\delta^{13}\text{C}$ dans l'échantillon au temps t , δ_{ref} représente la valeur du $\delta^{13}\text{C}$ de la forêt originelle et δ_{crop} représente la valeur du $\delta^{13}\text{C}$ du maïs. Les teneurs en C dérivé du maïs (C_m) et dérivé de la forêt (C_f) sont alors donné par :

$$\begin{aligned} C_m &= C_t \times f \\ \text{et} \quad C_f &= C_t - C_m \end{aligned}$$

Les intervalles de confiance de C_f et C_m sont calculés avec les formules suivantes :

$$\begin{aligned} \varepsilon C_m &= (\varepsilon C_t \times f) + \text{abs} \left(\frac{\varepsilon^{13}\text{C}}{^{13}\text{C}} \right) \\ \varepsilon C_f &= [\varepsilon C_t \times (1 - f)] + \text{abs} \left(\frac{\varepsilon^{13}\text{C}}{^{13}\text{C}} \right) \end{aligned}$$

3 – Cas des échantillons fractionnés

La deuxième étape de cette l'analyse de l'évolution du C du sol sous l'effet de la mise en culture a consisté en un fractionnement granulométrique des échantillons composites de la chronoséquence, afin d'étudier la dynamique temporelle des différentes fractions isolées. Cette étape supplémentaire fait intervenir une modalité opératoire à laquelle on peut associer une incertitude qui devra être prise en compte dans le calcul des intervalles de confiance. De plus, la méthode de calcul des intervalles diffère en fonction de l'unité choisie pour exprimer les résultats (cf. § 2.1).

NB : dans les formules suivantes, les indices t , m et f se rapportent respectivement au carbone total, forestier et maïsicole ; les exposants « frac » et « sol » se rapportent respectivement au carbone mesuré dans une fraction ou dans le sol entier. Comme dans le cas des sols entiers, chaque intervalle de confiance est rapporté à la valeur moyenne de la variable correspondante, de manière à pouvoir sommer des valeurs d'unités comparables.

3.1 – résultats exprimés en g/kg de fraction

La méthode de calcul des intervalles de confiance est identique au cas des sols entiers (cf. § précédent). Une source supplémentaire d'incertitude est ajoutée. Elle correspond à $\varepsilon_{\text{fractionnement}}$ qui représente la précision analytique liée au

fractionnement granulométrique. Cette valeur unique est une moyenne obtenue à partir de répétitions de fractionnement réalisées sur quelques échantillons.

$$\varepsilon C_t^{\text{frac}} = \left(\frac{\varepsilon C_t^{\text{sol}}}{C_t^{\text{sol}}} \times C_t^{\text{frac}} \right) + \varepsilon_{\text{fractionnement}}$$

$$\varepsilon C_m^{\text{frac}} = (\varepsilon C_t^{\text{frac}} \times f) + abs \left(\frac{\varepsilon^{13}C}{^{13}C} \right)$$

$$\varepsilon C_f^{\text{frac}} = [\varepsilon C_t^{\text{frac}} \times (1 - f)] + abs \left(\frac{\varepsilon^{13}C}{^{13}C} \right)$$

3.2 – Résultats exprimés en g/kg de sol

La teneur en C mesurée dans une fraction est multipliée par la proportion pondérale de cette fraction dans le sol ($S_{\text{fractionnement}}$), ce qui permet d'exprimer cette teneur en carbone en g de C par kg de sol.

$$\varepsilon C_t^{\text{frac}} \text{ g/kg de sol} = \varepsilon C_t^{\text{frac}} \text{ g/kg de fraction} \times S_{\text{fractionnement}}$$

$$\varepsilon C_m^{\text{frac}} \text{ g/kg de sol} = \varepsilon C_m^{\text{frac}} \text{ g/kg de fraction} \times S_{\text{fractionnement}}$$

$$\varepsilon C_f^{\text{frac}} \text{ g/kg de sol} = \varepsilon C_f^{\text{frac}} \text{ g/kg de fraction} \times S_{\text{fractionnement}}$$

3.3 – Résultats exprimés en kg/m² de sol

La transformation des teneurs exprimées en g/kg de sol en kg/m² fait appel à la formule (2) détaillée au § 2.1.

$$\frac{\varepsilon C_t^{\text{frac}}}{C_t^{\text{frac}}} \text{ kg/m}^2 \text{ de sol} = \frac{\varepsilon C_t^{\text{frac}}}{C_t^{\text{frac}}} \text{ g/kg de sol} + \frac{\varepsilon Da}{Da}$$

$$\varepsilon C_m^{\text{frac}} \text{ kg/m}^2 \text{ de sol} = (\varepsilon C_t^{\text{frac}} \text{ kg/m}^2 \text{ de sol} \times f) + abs \left(\frac{\varepsilon^{13}C}{^{13}C} \right)$$

$$\varepsilon C_f^{\text{frac}} \text{ kg/m}^2 \text{ de sol} = [\varepsilon C_t^{\text{frac}} \text{ kg/m}^2 \text{ de sol} \times (1 - f)] + abs \left(\frac{\varepsilon^{13}C}{^{13}C} \right)$$

Table des matières

Introduction générale.....	1
Première partie : Cadre général, problématique et démarche.....	7
Chapitre I : Les Landes de Gascogne	9
1 – Le milieu naturel.....	9
1.1 – Cadre géographique.....	9
1.2 – Origine et mise en place du Sable des Landes.....	11
1.3 – Cadre paléoclimatique et paléobotanique du Postglaciaire	12
1.4 – Climat et géomorphologie actuels	13
1.5 – Historique de l’occupation du sol.....	17
1.5.1 – De la forêt à la lande : la destruction d’une forêt primitive.....	17
1.5.2 – De la lande à la forêt : une douloureuse reconversion	18
1.5.3 – De la sylviculture traditionnelle à la ligniculture : la forêt intensive	20
1.5.4 – De la forêt au maïs : le nouvel âge d’or.....	20
2 – Pédopaysages forestiers actuels des Landes de Gascogne.....	22
2.1 – Caractères généraux des sols forestiers landais	22
2.1.1 – La podzolisation en milieu tempéré.....	22
2.1.2 – Principales propriétés des sols forestiers.....	24
2.2 – Caractérisation et répartition régionale des pédopaysages landais	25
2.2.1 – La lande sèche (ou xérophile)	27
2.2.2 – La lande mésophile.....	27
2.2.3 – La lande humide s.l. (ou hygrophile).....	27
2.3 – Diversité pédologique à l’échelle d’une toposéquence (site du Bray).....	30
2.3.1 – Profil Bray1 : PODZOSOL DURIQUE	33
2.3.2 – Profil Bray2 : PODZOSOL HUMO-DURIQUE	35
2.3.3 – Profil Bray3 : PODZOSOL HUMIQUE.....	37
3 – La matière organique des sols landais	38
3.1 – Principes généraux de l’humification	38
3.2 – Matières organiques et humification dans les podzols landais	39
3.3 – Podzolisation, humification et régime hydrique du sol	40
4 – Conclusion	40
Chapitre II : Problématique et démarche.....	43
1 – Gestion durable et occupation du sol.....	44
1.1 – La sylviculture du Pin maritime et ses conséquences sur les sols	44
1.1.1 – Coupe rase et préparation du terrain.....	45
1.1.2 – Fertilisation à l’installation des peuplements	46
1.1.3 – Entretien des plantations et gestion de la strate basse.....	47

1.1.4 – Sylviculture du Pin maritime et acidification des sols.....	47
1.1.5 – Bilan de l'évolution des stocks minéraux et organiques du sol.....	48
1.2 – La monoculture du maïs et ses conséquences sur les sols	48
1.2.1 - Risques portant sur le sol.....	49
1.2.2 - Risques portant sur la ressource en eau	50
1.2.3 - Évolution de la fraction organique du sol avec la mise en culture	50
1.3 – Conclusion partielle.....	51
2 – L'évaluation de la qualité des matières organiques des sols.....	52
2.1 – Matières organiques, carbone et azote.....	53
2.1.1 – Détermination des teneurs totales	55
2.1.2 – Caractérisation de fractions chimiques.....	56
2.2 – Propriétés isotopiques des matières organiques (¹³ C).....	57
2.3 – Fractionnement physique des matières organiques	58
2.3.1 – Fractionnement densimétrique.....	59
2.3.2 – Fractionnement granulométrique.....	60
2.3.3 – Séparation des matières organiques particulières.....	60
2.4 – Indicateurs chimiques et biochimiques de qualité des matières organiques	61
2.4.1 – Carbone organique soluble.....	61
2.4.2 – Sucres	62
2.4.3 – Lignines.....	63
2.5 – Indicateurs biologiques de qualité des matières organiques	65
2.5.1 – Biomasse microbienne.....	65
2.5.2 – Carbone et azote minéralisable.....	66
2.5.3 – Enzymes.....	67
2.6 – Les approches multiples	68
2.7 – Conclusion partielle.....	70
3 - La démarche	71
Deuxième partie : Variabilité spatiale du carbone organique	73
Chapitre III : Variabilité des profils de carbone à l'échelle de la toposéquence.....	75
1 – Matériels et méthodes.....	77
1.1 – Sites	77
1.1.1 – Dispositif de Pierroton.....	77
1.1.2 – Dispositif de St-Symphorien.....	79
1.2 – Échantillonnage.....	80
1.2.1 – Toposéquences sur fosses pédologiques.....	80
1.2.2 – Toposéquences de surface.....	81
1.3 – Analyses	81
1.4 - Traitements et expression des résultats	81

2 – Résultats	82
2.1 – Distribution du carbone en sol forestier (Ligniculture)	82
2.2 – Distribution du carbone dans les sols de la coupe rase	82
2.3 – Distribution du carbone dans les sols cultivés	85
3 – Discussion	89
3.1 – Organisation des stocks de carbone organique en sol forestier	89
3.2 – Effet de la coupe rase et de la mise en culture sur les stocks de carbone	89
3.3 – Organisation des stocks de carbone et influence des pratiques de gestion	91
4 – Conclusion	94

Chapitre IV : Variabilité spatiale des teneurs en carbone et de leurs déterminants à l'échelle de la parcelle 97

1 – Relations entre les types de sol, la topographie et les teneurs en carbone.....	99
1.1 – Matériels et méthodes.....	99
1.1.1 – Dispositif.....	99
1.1.2 – Échantillonnage	100
1.1.3 – Analyses.....	100
1.2 - Résultats.....	103
1.2.1 - Relation type de sol - topographie	103
1.2.2 - Relation type de sol – teneurs en carbone	115
1.2.3 - Relation topographie – teneurs en carbone	115
1.2.4 - Relation topographie – type de sol – rapport C/N.....	118
1.3 – Discussion	118
1.3.1 – Variabilité des relations topographie – type de sol – carbone.....	118
1.3.2 – Conséquences des variations pédopaysagiques	122
1.3.3 – Influence de l'occupation du sol	123
1.4 – Conclusion partielle.....	125
2 – Analyse spatiale des teneurs en carbone organique et de leurs déterminants	126
2.1 – Matériels et méthodes.....	126
2.1.1 – Dispositif et échantillonnage.....	126
2.2 – Résultats	129
2.3 – Discussion	138
2.3.1 – Variabilité spatiale du relief et des teneurs en carbone	138
2.3.2 – Influence de l'occupation du sol et des pratiques de gestion	141
2.3.3 – Conséquences pour le suivi temporel.....	142
2.4 – Conclusion partielle.....	145
3 – Conclusion	145

Troisième partie : Évolution des matières organiques	147
Chapitre V : Évolution saisonnière des matières organiques du sol	149
1 – Évolution du carbone organique total sous l’effet d’une coupe rase	150
1.1 – Matériels et méthodes.....	150
1.1.1 – Dispositif.....	150
1.1.2 – Échantillonnage	151
1.1.3 – Mesures et analyses.....	151
1.2 – Résultats	153
1.2.1 – Parcelle ligniculture.....	153
1.2.2 - Parcelle Coupe rase.....	157
1.3 – Discussion	157
1.3.1 – Influence de la coupe rase sur la variabilité spatiale du carbone.....	157
1.3.2 – Bilan de carbone à l’échelle parcellaire : impact d’une coupe rase.....	160
1.4 – Conclusion partielle.....	161
2 – Évolution spatio-temporelle du carbone extractible microbien	162
2.1 – Matériels et méthodes.....	162
2.1.1 – Dispositif et échantillonnage.....	162
2.1.2 – Préparation des échantillons.....	162
2.1.3 - Mesures et analyses	163
2.2 – Résultats	163
2.2.1 – Variabilité spatio-temporelle du carbone extractible microbien	164
2.2.2 – Déterminants de la variabilité du carbone extractible microbien.....	170
2.3 – Discussion	174
2.3.1 – Teneurs et variabilité du carbone extractible microbien	174
2.3.2 – Déterminants de la variabilité spatiale du carbone extractible microbien.....	174
2.3.3 – Impact des pratiques culturales sur le carbone extractible microbien.....	177
2.3.4 – Conséquences pour le suivi temporel.....	178
2.4 – Conclusion partielle.....	179
3 – Évolution saisonnière du carbone microbien sur les quatre parcelles.....	179
3.1 – Matériels et méthodes.....	179
3.1.1 – Dispositif, échantillonnage et conditionnement	179
3.1.2 - Mesures et analyses	179
3.2 – Résultats	180
3.2.1 – Évolution saisonnière du carbone extractible microbien	180
3.2.2 – Évolution saisonnière de l’activité microbienne.....	182
3.2.3 – Évolution saisonnière de l’humidité du sol.....	183
3.2.4 – Évolution saisonnière du carbone organique soluble.....	183
3.3 – Discussion	183
3.3.1 – Influence de l’humidité du sol sur la biomasse microbienne.....	183
3.3.2 – Amplitude des variations saisonnières	185

3.3.3 – Impact de la coupe rase.....	187
3.3.4 – Impact de la mise en culture.....	188
3.4 – Conclusion partielle.....	188
4 – Conclusion.....	189
Chapitre VI : Évolution des matières organiques du sol à moyen et long termes.....	191
1 – Évolution des stocks de carbone organique du sol.....	192
1.1 – Matériels et méthodes.....	192
1.1.1 – Dispositif et échantillonnage.....	192
1.1.2 – Analyses chimiques et isotopiques.....	194
1.1.3 – Traitements et expression des résultats.....	195
1.1.4 – Analyse d’incertitudes.....	195
1.2 – Résultats.....	196
1.2.1 – Évolution des stocks de carbone organique total.....	196
1.2.2 – Abondance naturelle en isotope ¹³ C.....	199
1.2.3 – Évolution et modélisation du carbone d’origine forestière.....	199
1.2.4 – Évolution et modélisation du carbone d’origine maïsicole.....	200
1.2.5 – Variations des stocks de carbone organique avec la topographie.....	202
1.3 – Discussion.....	202
1.3.1 – Stabilisation du carbone dans les sols forestiers.....	202
1.3.2 – Effet de la mise en culture.....	203
1.3.3 – Nature et dynamique des différents compartiments du carbone.....	205
1.3.4 – Variabilité entre chronoséquences.....	205
1.3.5 – Conclusion partielle.....	206
2 – Évolution des stocks de carbone organique des fractions granulométriques.....	207
2.1 – Matériels et méthodes.....	207
2.1.1 – Dispositif et échantillonnage.....	207
2.1.2 – Protocole de fractionnement granulométrique.....	207
2.1.3 – Analyses.....	207
2.1.4 – Analyse d’incertitude.....	208
2.2 – Résultats.....	208
2.2.1 – Distribution des fractions granulométriques.....	208
2.2.2 – Distribution du carbone organique total dans les fractions.....	208
2.2.3 – Abondance naturelle en isotope ¹³ C dans les fractions.....	210
2.2.4 – Évolution et modélisation du carbone forestier dans les fractions.....	210
2.2.5 – Évolution et modélisation du carbone maïsicole dans les fractions.....	213
2.3 – Discussion.....	214
2.3.1 – Évolution du δ ¹³ C dans les fractions de sol forestier.....	214
2.3.2 – Effets de la mise en culture.....	217
2.3.3 – Dynamique du carbone forestier.....	218
2.3.4 – Dynamique du carbone maïsicole.....	221

2.3.5 Variabilité entre chronoséquences et stabilisation du carbone	222
2.3.6 – Conclusion partielle	225
3 - Évolution des matières organiques particulières et associées aux fractions minérales	227
3.1 – Matériels et méthodes.....	227
3.1.1 – Dispositif et échantillonnage.....	227
3.1.2 – Fractionnement et séparation des matières organiques particulières	227
3.1.3 – Observations en microscopie optique et électronique (MEB).....	227
3.1.4 – Analyses, traitement et expression des résultats.....	228
3.2 – Résultats	228
3.2.1 – Évolution des stocks de carbone des matières organo-minérales	230
3.2.2 – Évolution des stocks de carbone des matières organiques particulières	230
3.2.3 – Évolution des stocks de carbone associés aux matières minérales	237
3.3 – Discussion	237
3.3.1 – Séparation des fractions granulométriques.....	237
3.3.2 – Dynamique des matières organiques des fractions grossières (SG)	239
3.3.3 – Dynamique des matières organiques des fractions intermédiaires (SF).....	247
3.3.4 – Dynamique des matières organiques des fractions fines (ALF et LG)	248
3.4 – Conclusion partielle.....	250
4 - Évolution de trois indicateurs de qualité des matières organiques : les sucres, les lignines et la biomasse microbienne du sol	253
4.1 – Matériels et méthodes.....	253
4.1.1 - Sucres neutres et sucres aminés.....	253
4.1.2 – Lignines	254
4.1.3 – Carbone extractible microbien et carbone minéralisable	254
4.1.4 – Autres analyses.....	255
4.2 – Résultats	255
4.2.1– Évolution des sucres neutres	255
4.2.2– Évolution des sucres aminés.....	262
4.2.3– Évolution des lignines	264
4.2.4– Évolution de la biomasse microbienne du sol.....	267
4.3 – Discussion	269
4.3.1 – Conséquences de la coupe rase et de la mise en culture sur les sucres	269
4.3.2 – Conséquences de la mise en culture sur les lignines.....	272
4.3.3 – Conséquences de la mise en culture sur la biomasse microbienne	273
4.3 – Conclusion partielle.....	274
5 – Conclusion.....	277
Conclusion générale	281
Références bibliographiques	291
Annexes.....	307

RESUME

Carbone et matières organiques font partie des constituants essentiels des sols. Ce rôle majeur justifie que l'on s'intéresse à leur évolution face aux modifications des milieux naturels, en terme de gestion durable des ressources du sol. Les Landes de Gascogne possèdent aujourd'hui un massif forestier de première importance avec 830 000 ha de Pin maritime. Malgré la pauvreté des sols, l'intensification des pratiques de sylviculture (drainage, mécanisation, fertilisation) donne à la forêt landaise un caractère d'exemple d'écosystème artificialisé très productif. Depuis les années 50, la déforestation et le développement de la monoculture de maïs sont à l'origine d'un changement majeur d'occupation du sol. La superficie cultivée représente actuellement entre 10 et 15 % du massif. Ce travail a pour objectif d'évaluer l'influence de la coupe rase et de la mise en culture sur les propriétés organiques des sols. Une première étape a permis de caractériser la variabilité spatiale des matières organiques des sols à plusieurs échelles (toposéquence, parcelle) et de déterminer les principaux facteurs qui contrôlent l'organisation des sols et des stocks de carbone organique, au sein de plusieurs pédopaysages du massif landais. Nous avons ainsi confirmé d'un point de vue spatial le rôle majeur joué par le relief et la nappe phréatique qui interagissent pour déterminer des régimes hydriques contrastés à l'origine de la répartition des sols et des stocks de carbone. Grâce à ces connaissances, plusieurs stratégies d'échantillonnage ont été définies en vue d'évaluer la dynamique spatio-temporelle des matières organiques des sols d'un point de vue quantitatif et qualitatif. L'effet de la coupe rase a été étudié par un suivi *in situ* du carbone organique total et de la biomasse microbienne sur un pas de temps saisonnier. L'impact de la mise en culture sur les stocks et la qualité des matières organiques (fractions granulométriques et densimétriques, lignine, sucres, biomasse microbienne) a été analysé grâce à une approche chronoséquentielle réalisée *a posteriori*. Nous avons ainsi montré que la coupe rase et la mise en culture se traduisaient par une modification de la variabilité spatiale du carbone des horizons superficiels et par une réduction importante des stocks de carbone organique qui se répercute aux différents compartiments des matières organiques du sol. L'ensemble des résultats obtenus apparaît très cohérent et fournit un jeu d'indicateurs convergents pour prédire l'évolution quantitative et qualitative des matières organiques des sols sous l'effet de ces changements d'usage. Ces indicateurs ont permis de mettre en évidence l'existence de processus de stabilisation physique et chimique des matières organiques dans les sols des Landes de Gascogne.

Mots clés : sol, carbone et matières organiques, sylviculture, coupe rase, monoculture de maïs, variabilité spatiale, stratégies d'échantillonnage, dynamique saisonnière et à long terme, ^{13}C , indicateurs de qualité du sol.

ABSTRACT

Soil organic matter represents a large reservoir of organic carbon and a main soil constituent. Natural or human disturbance of terrestrial ecosystems can lead to significant evolution of soil organic properties which is of prime interest in term of global change and sustainable management of natural soil resources. The Landes of Gascony are covered with the greatest forest area in Western Europe (about 1 million hectares) mainly composed of maritime pine. Contrasting with the natural infertile characteristic of the podzolic sandy soils of this area, intensification of silvicultural management (soil drainage, mechanization and fertilization) have resulted in highly productive artificial forest. During the last decades, numerous forest lands have been cleared and converted to continuous intensive maize cropping. About 10 to 15 % of the lands are now cultivated. The objective of this work, was to evaluate the effect of clear-cutting and conversion to agriculture on organic soil properties. The first part of this work was to characterize the spatial variability of soil organic matter at both toposéquence and plot scales and to examine which factors are involved in the distribution of soils and organic carbon contents, considering several landscapes of Gascony. This study confirmed the interaction of relief and water table level that determines some contrasted drainage situations which spatially govern the repartition of soils and organic carbon contents. This knowledge allowed to define sampling designs used to study the spatio-temporal evolution of soil organic matter contents and quality concerned with land-use changes. The effect of clear-cutting was monitored *in situ* by measuring total organic carbon contents and soil microbial biomass seasonal evolution. Cultivation effect on soil organic matter contents and quality was assessed by realizing an *a posteriori* chronosequence study involving total soil organic carbon, physical and isotopic fractionation, chemical and biochemical indicators (lignins, carbohydrates, microbial biomass). Clear-cutting and cultivation lead to changes in organic carbon spatial variability in superficial soil layers and to significant decrease of organic matter pools. All results were consistent and constituted a useful data set to predict quantitative and qualitative evolution according to changes in soil management. Moreover, these indicators evidenced some chemical and of organic carbon sequestration, associated with naturally resistant carbonized organic carbon or with organic on coarse sand-sized mineral fractions.

Key words : soil, carbon and organic matter, sylviculture, clear-cutting, maize cropping, spatial variability, sampling design, seasonal and long-term dynamic, ^{13}C isotope, soil quality indicators.