



HAL
open science

Evolution et effets sur la structuration du sol de la matière organique apportée en grande quantité

Claire Grosbellet

► **To cite this version:**

Claire Grosbellet. Evolution et effets sur la structuration du sol de la matière organique apportée en grande quantité. Autre. Université d'Angers, 2008. Français. NNT : . tel-00487882

HAL Id: tel-00487882

<https://theses.hal.science/tel-00487882>

Submitted on 31 May 2010

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

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

ÉVOLUTION ET EFFETS SUR LA STRUCTURATION DU SOL
DE LA MATIÈRE ORGANIQUE APPORTÉE EN GRANDE QUANTITÉ

THÈSE DE DOCTORAT

Spécialité : Sciences Agronomiques

ÉCOLE DOCTORALE D'ANGERS

Présentée et soutenue publiquement

le : 7 mai 2008

à : Angers

par : Claire Grosbellet

Devant le jury ci-dessous :

M. Ary BRUAND (Professeur, Université d'Orléans)	Président du jury
Mme. Claire CHENU (Professeur, INA-PG, Paris)	Rapporteur
M. Guy RICHARD (Directeur de recherche, INRA Orléans)	Rapporteur
M. Christophe SCHWARTZ (Professeur, INPL, Nancy)	Examineur
Mme. Fabienne DAVID (Ingénieur ADEME, Angers)	Examineur
M. Sylvain CHARPENTIER (Professeur, INH Angers)	Directeur de thèse
Mme. Laure BEAUDET (Maître de Conférences, INH Angers)	Co-encadrante

UMR A462 SAGAH (Sciences AGronomiques appliquées à l'Horticulture)
INRA/INH/Université d'Angers – INH - 2 rue Le Nôtre, 49045 Angers Cedex 01

AVANT-PROPOS, REMERCIEMENTS & Co...

Octobre 2004. Ça y est, nous y voilà, enfin presque. Dans une semaine, il faudra batailler vaillamment avec perceuse, marteaux, transpalette, pelles, pioches, râteaux, composts, terre, boue...

Mais commençons par le commencement : ce projet a été réalisé au sein de l'UMR SAGAH (Sciences AGronomiques Appliquées à l'Horticulture, INH/INRA/Université d'Angers), et co-financé par l'ADEME et la région Pays de la Loire.

Mon travail a été dirigé par Sylvain Charpentier, que je remercie pour m'avoir accordé sa confiance dans l'exercice difficile que fut cette thèse, pour les conversations enrichissantes, et pour m'avoir transmis (un peu de) sa rigueur.

J'ai aussi pu compter sur le soutien et la patience de Laure Beudet... Merci pour les bons moments et les (un peu) moins bons, pour l'accompagnement de chaque instant dans cette thèse, le temps passé à relire des chapitres et à tout barbouiller de rouge (ou presque), les pauses potins... difficile de dresser une liste exhaustive des raisons pour lesquelles je devrais la remercier, aussi je préfère m'arrêter là et juste ajouter tout le plaisir que j'ai eu à travailler avec elle.

Enfin la soutenance clôture ce cycle de presque quatre années. Je remercie Claire Chenu et Guy Richard d'avoir accepté d'être les rapporteurs de cette thèse, Christophe Schwartz, Ary Bruand, et Fabienne David pour avoir accepté de faire partie du jury.



Il est grand temps de vous présenter l'équipe des "Bricol-girls", puisque nous fûmes baptisées ainsi. Laure, Virginie, Claudie, Yvette, Isabelle (et moi). À laquelle il faut ajouter Sylvain, PEB, Christophe D., Alain, Abdel, Rémi G., Henri, Dominique, & Sulfate qui furent promus Bricol-girls d'honneur. 2 semaines de travaux ponctuées de buffets campagnards reconstituant les troupes en un clin d'œil.

Mi octobre, nous voici donc en face d'un bataillon de 49 "massifs terreux reconstitués", qui ne connaissent pas encore les tortures que nous leur ferons subir.

Après un repos bien mérité (c'est-à-dire au chaud contre le radiateur avec des piles d'articles et des litres de café... J'en profite pour remercier Michèle Leusie et ses dames de compagnie de la bibliothèque, qui ont relevé tous les challenges pour déloger les articles introuvables), une étude approfondie de l'ennemi, et la mise en place d'une stratégie imparable, nous voici, en mars 2005, à l'assaut de la première ligne. "Nous partîmes cinq cents (Claudie, Laure, Virginie, et moi); mais par un prompt renfort nous nous trouvâmes

trois mille en arrivant au port (et Sylviane n°1, recrutée après la première phase de la bataille)" (*Le Cid, Corneille, Acte IV, scène 3*)... Après quelques résistances (de 50 à 130 coups de masse pour déloger certains échantillons), et deux semaines de lutte acharnée, nous avons vaincu, du moins je le croyais : 196 échantillons gisaient sur les paillasses, confinés dans leurs anneaux de plastique, enfermés dans des sacs, ou étalés et séchés, passés à 105°C, trempant dans l'eau, ou pire, dans l'acétone ... Je ne suis pas fière de l'avouer aujourd'hui, mais nous étions prêts à employer tous les moyens pour les faire parler.

Après plusieurs semaines de bains d'alcool, de dépression (pas moi, les échantillons), de surpression (les échantillons, mais moi aussi), de dessiccation, d'incubation, de tamisage, de centrifugeuse (ça, ça doit vraiment être horrible... j'ai essayé une fois sur un manège, c'est épouvantable) nous obtînmes quelques bribes d'aveux... La conclusion était simple : il fallait persévérer et repartir à l'assaut d'une deuxième ligne, pour faire parler les plus matures, âgés d'un an. Heureusement entre temps, nous avons enfermés les assiégés dans de grands bains de sable, pour qu'ils conservent toute leur fraîcheur en été. Si ce n'est pas une preuve supplémentaire de sadisme, ça.

Trois phases d'assaut au total furent nécessaires pour obtenir toute la vérité. Au passage il nous fallut renouveler nos troupes, avec Nadia, puis Sylviane n°2.



Il s'est passé tellement de choses pendant ces trois années qu'il serait prétentieux de vouloir tout résumer en quelques lignes. L'INH m'était déjà familier depuis quelques années. Le laboratoire de sciences du sol, et des substrats, beaucoup moins . J'appris ce qu'était un "substrat" en côtoyant Rémi N., compagnon de route et de galère pendant un an, et qui m'a enseigné avec patience la pratique des expériences"de base".

J'appris aussi à fréquenter (mais modérément tout de même) les physiciens de la thermique des serres et du "génie rural" (d'ailleurs très franchement le terme "génie" s'applique aussi très bien aux sciences du sol, je ne vois pas pourquoi nous n'en bénéficierions pas... Mais je veux bien concevoir que la critique est facile), PEB, Christophe M., Gérard, et Sid-Ali, 2^{ème} compagnon de galère. Certains parmi eux font d'ailleurs un café très très noir, mais là je ne dénoncerai personne, je ne veux pas avoir de problème.

À ce rythme quotidien il faut ajouter d'autres événements, qui ponctuèrent annuellement ce travail, à savoir : le comité de pilotage. J'eus alors la chance de rencontrer, et de profiter des avis éclairés de Christophe Schwartz (Nancy), de Safya Menasseri (Rennes), et d'Isabelle Cousin (Orléans). J'eus même la chance d'être accueillie à Orléans pour aller affiner mes talents (soyons modeste surtout) sur la méthode de Wind, avec Loïc et Guillaume.



"C'est quoi ton sujet déjà?"...Combien de fois a-t-on droit à cette question pendant une thèse?

"je travaille sur

- ah oui... ? puis après un silence gêné : "et c'est intéressant?"

- bien sûr!", l'air outrée (faussement outrée, mais eux ne le savent pas...)

Je craquais : je tentais alors de m'enfuir au bout du monde, pour échapper à cette thèse qui devenait trop exigeante, l'ingrate, mais malgré la gentillesse de l'accueil des Québécois, le froid du Québec eut raison de moi, et je m'en retournais à mes bédouins... M'enfuyant à l'autre bout du monde, je me retrouvais immergée au milieu de "100 jeunes chercheurs français", et même là, à Pékin, la question fatidique fut répétée 100 fois... "c'est quoi ton sujet déjà?". Pourtant je l'avais bien vite oublié. Je tentais alors de remettre quelques mots clés (compost – structure – ??) dans l'ordre mais sans succès, et sans avoir l'air de bien convaincre mon auditoire. Le mal était sans doute déjà fait, et bien plus grand que je ne le pensais.



Heureusement pour remettre tout ceci en marche dans le bon sens, il y avait des parents, frère, sœur, toujours présents malgré la distance : que d'heures au téléphone, de petits messages, de soutien sans faille, de chocolat suisse...

Les fidèles en amitié : Claire et Emilie, présentes à Angers au quotidien, merci... et désolée pour le stress.

Et puis il y a toutes les "soupapes" prévenant l'excès de stress qui pourrait parfois, on ne sait pas très bien pourquoi, être associé à la thèse. Le club de volley et tous les fous qui le hantent...

Tous les autres Angevins, ex Angevins, puis de nouveau Angevins...j'ai nommé Gaëtan, Élise, Olivier, Maëlle, Nicolas, Patrice ... merci pour les relectures nombreuses !!

Enfin merci à Michel pour le "coup de main" final, à l'heure de l'impression.

Et tous les autres...

Un grand merci à vous.

TABLE DES MATIÈRES

Avant-propos, Remerciements & Co...	1
Table des matières	5
Liste des tableaux	9
Table des figures	10
Table des annexes	12
Liste des acronymes	12
Introduction	15
CHAPITRE 1. Les sols reconstitués pour la plantation d'arbres	21
1.1. Les ANTHROPOSOLS	21
1.1.1. Définitions	21
1.1.2. Les objectifs de la reconstitution de sol	22
1.1.3. Pratiques liées à la mise en place des ANTHROPOSOLS et connaissances empiriques	23
1.2. L'utilisation des composts en France	26
1.2.1. Définition du terme compost	26
1.2.2. Le contexte réglementaire en amont de la promotion des composts	27
1.2.3. Le point sur la marché du compost en France	29
1.3. Conclusions du chapitre 1	30
CHAPITRE 2. Évolution de la matière organique dans le sol	33
2.1. Les composants de la matière organique	33
2.1.1. Les familles biochimiques de composés organiques	33
2.1.2. Les méthodes d'identification des composés organiques	37
2.2. La minéralisation de la matière organique	38
2.2.1. Un phénomène lié à l'activité des microorganismes	38
2.2.2. Les facteurs intrinsèques influençant la minéralisation de la matière organique	39
2.2.3. Influence de facteurs externes sur la minéralisation	40
2.2.4. Mesure du carbone potentiellement minéralisable	41
2.3. Phénomènes de stabilisation de la matière organique	42
2.3.1. Définition de "matière organique stable"	42
2.3.2. Les mesures du carbone stable	43
2.3.3. Le cas particulier de la tourbe	44
2.4. Les modèles de l'évolution de la matière organique	44
2.4.1. Intérêt des modèles d'évolution de la matière organique	44
2.4.2. Le problème de la définition des compartiments	45
2.4.3. Conditions contrôlées / conditions naturelles	50
2.5. Conclusions du chapitre 2	50
CHAPITRE 3. Le rôle de la matière organique sur la structure et les propriétés physiques du sol	53
3.1. Relations structuration / porosité	53
3.1.1. Structure du sol / porosité	53
3.1.2. Conséquences d'un apport de matière organique sur la structuration du sol	55
3.1.2.a. Conséquences sur la masse volumique apparente	55

3.1.2.b. Réorganisation de l'espace poral	55
3.2. Évolution de la structure du sol.....	56
3.2.1. Notion de stabilité structurale	56
3.2.2. Les mécanismes d'agrégation des particules.....	57
3.2.2.a. Trois catégories de facteurs	57
3.2.2.b. Les facteurs physico-chimiques	57
3.2.2.c. Importance de la matière organique dans l'agrégation et le maintien de structures stables	58
3.2.3. Relations entre stabilité structurale et quantités de matière organique apportée	61
3.2.4. Les modèles de cycle de la stabilité structurale	62
3.2.5. Mécanismes de destruction des agrégats et tests de stabilité structurale	63
3.2.6. La notion de protection physique de la matière organique	65
3.3. Matière organique et propriétés hydriques du sol	66
3.3.1. Généralités	66
3.3.1.a. Propriétés de rétention d'eau	66
3.3.1.b. Propriétés de conductivité hydraulique	66
3.3.1.c. Notion d'hystérèse	66
3.3.2. Influence d'un apport de matière organique sur les propriétés hydriques des sols	67
3.3.2.a. Les modifications liées aux changements de la structure du sol.....	67
3.3.2.b. Influence de la matière organique sur la mouillabilité des sols	68
3.4. Conclusions du chapitre 3	69
CHAPITRE 4. Conclusions sur la synthèse bibliographique, problématique et objectifs de travail	71
4.1. Synthèse de l'étude bibliographique.....	71
4.2. Problématique et démarche adoptée.....	73
CHAPITRE 5. Caractérisation des matériaux choisis	79
5.1. Choix des matériaux.....	79
5.1.1. La "terre végétale"	79
5.1.2. Les produits organiques	79
5.2. Caractérisation des produits purs	80
5.2.1. Principales caractéristiques physico-chimiques des produits	80
5.2.2. Indice de stabilité biologique (ISB) des produits organiques	82
5.3. Conclusion du chapitre 5.....	82
CHAPITRE 6. Mise en place du site expérimental et analyses réalisées	85
6.1. Le choix des modalités expérimentales.....	85
6.1.1. Pourcentage d'incorporation des produits organiques	85
6.1.2. Reconstitution du massif terreux	86
6.1.3. Calendrier des prélèvements	87
6.1.4. Réalisation des prélèvements.....	87
6.2. Mesures de l'évolution de la matière organique des mélanges.....	89
6.2.1. Teneur totale en carbone.....	89
6.2.2. Fractionnement granulométrique de la matière organique	89
6.2.3. Fractionnement biochimique de la matière organique.....	90
6.2.4. Évaluation de la minéralisation potentielle des mélanges	90
6.3. Évaluation des propriétés physiques des sols reconstitués.....	90

6.3.1. Mesure de la masse volumique apparente	90
6.3.2. Analyse d'image	90
6.3.2.a. Analyse de l'espace poral	90
6.3.2.b. Analyse de la localisation et de la dégradation de la matière organique.....	93
6.3.3. Analyse de la stabilité structurale	93
6.4. Évaluation des propriétés hydriques des sols reconstitués	94
6.4.1. Propriétés de rétention d'eau	94
6.4.2. Conductivité hydraulique à saturation	94
CHAPITRE 7. Évolution de la matière organique apportée aux sols reconstitués	97
7.1. Évolution de la teneur en carbone total	97
7.1.1. Évolution de la teneur en carbone dans la couche 1	97
7.1.2. Évolution de la teneur en carbone dans la couche 2	98
7.1.3. Conclusion sur l'évolution des teneurs en carbone	98
7.2. Fractionnements de la matière organique.....	100
7.2.1. Analyse du fractionnement granulométrique de la matière organique	101
7.2.2. Analyse du fractionnement biochimique de la matière organique	105
7.2.2.a. Évolution des composants biochimiques des mélanges	105
7.2.2.b. Évolution de la composition biochimique des différentes fractions granulométriques ...	107
7.2.3. Corrélations de variables	111
7.3. Mesure du carbone potentiellement minéralisable.....	111
7.3.1. Potentiel de minéralisation du carbone apporté par les produits organiques.....	111
7.3.2. Évolution du potentiel de minéralisation des mélanges au cours du temps.....	113
7.3.3. Discussion.....	116
7.3.3.a. Minéralisation du carbone apporté par les produits organiques.....	116
7.3.3.b. Minéralisation du carbone des mélanges in situ.....	117
7.4. Modélisation de l'évolution du carbone	119
7.4.1. Présentation du modèle	119
7.4.2. Résultats de la simulation	120
7.5. Conclusions du chapitre 7	124
CHAPITRE 8. Évolution de la structure et des propriétés physiques des sols reconstitués	125
8.1. Évolution de la masse volumique apparente	125
8.1.1. Profils de masse volumique apparente.....	125
8.1.2. Influence de la teneur en carbone sur la masse volumique apparente	127
8.2. Évolution de la stabilité structurale	130
8.2.1. Évolution de la stabilité structurale des mélanges	130
8.2.2. Relation entre les mesures de stabilité structurale et la teneur en carbone.....	133
8.3. Évolution de l'espace poral.....	136
8.3.1. Évolution de la porosité dans la couche 1.....	136
8.3.2. Analyse de la porosité de la couche 2.....	141
8.3.3. Étude de la forme des pores	143
8.3.4. Impact de la matière organique sur la porosité des mélanges.....	147
8.4. Évolution des propriétés de rétention d'eau.....	150
8.4.1. Courbes potentiel / teneur en eau dans la couche 1	150
8.4.2. Courbes potentiel / teneur en eau dans la couche 2	152

8.4.3. Discussion sur l'évolution des courbes potentiel / teneur en eau dans la couche 1	154
8.5. Évolution des propriétés de conductivité hydraulique à saturation.....	157
8.5.1. Mesure de la conductivité hydraulique à saturation dans la couche 1	157
8.5.2. Mesures de la conductivité hydraulique à saturation dans la couche 2	159
8.5.3. Discussion sur les propriétés de conductivité hydraulique à saturation	160
8.5.3.a. Effets de l'apport de matière organique.....	160
8.5.3.b. Influence de la structuration des mélanges sur la conductivité hydraulique.....	161
8.6. Conclusions du chapitre 8	162
CHAPITRE 9. Synthèse des résultats et discussion générale.....	165
9.1. Évolution de la matière organique apportée.....	165
9.1.1. Évolution globale de la matière organique	165
9.1.2. Évolution de la fragmentation physique et de la composition biochimique.....	169
9.1.3. Conclusions sur l'évolution de la matière organique	171
9.2. Influence de la matière organique sur les propriétés physiques et hydriques des sols reconstitués.....	173
9.2.1. Structuration des mélanges	173
9.2.1.a. Effet de l'incorporation d'un produit organique sur la masse volumique apparente ...	173
9.2.1.b. Organisation de l'espace poral.....	176
9.2.1.c. Agencement des particules solides entre elles	177
9.2.2. Évolution des propriétés hydriques des mélanges	181
9.2.3. Conclusion sur l'évolution des propriétés physiques et hydriques des mélanges.....	182
9.3. Conclusions du chapitre 9	183
Conclusion.....	187
Références bibliographiques	195
Annexes.....	211

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1.1. Exemples de teneurs en matière organique de différents composts.....	26
Tableau 1.2. Exemples de recommandations dans les amendements organiques et supports de culture	28
Tableau 2.1. Exemples de modèles à plusieurs compartiments	43
Tableau 5.1. Caractéristiques physico-chimiques des produits	80
Tableau 5.2. ISB et détails du fractionnement van Soest pour les trois produits organiques.	82
Tableau 6.1. Principales caractéristiques physico-chimiques des mélanges TV/produit organique.....	85
Tableau 6.2. Correspondance entre les classes de surface de pores en pixel et en mm ² , et rayons de pores équivalents, pour les deux résolutions choisies	92
Tableau 6.3. Principe des tests de stabilité structurale et mécanismes testés	93
Tableau 7.1. Pourcentage de perte de carbone entre T0 et T24	99
Tableau 7.2. Coefficients de corrélation des trois fractions biochimiques avec les teneurs en carbone de leur fraction granulométrique respective	111
Tableau 7.3. Comparaison des pertes en carbone entre les conditions réelles et les conditions d'incubation sur 237 jours	117
Tableau 7.4. Paramètres ajustés du modèle	121
Tableau 7.5. Evolution de la part relative de C _{a2} par rapport au carbone apporté du mélange.....	121
Tableau 8.1. Évolution de l'épaisseur de chaque couche (en cm) du sol reconstitué au cours du temps.....	127
Tableau 8.2. Coefficients de corrélation entre porosités surfaciques et teneurs en carbone à chaque date	149

TABLE DES FIGURES

Figure 1.1. Schéma de principe d'une fosse de plantation (d'après Daunay, 1999)	24
Figure 1.2. Parts relatives des différents types de déchets municipaux produits (ADEME, 2006)	29
Figure 2.1. Principaux monomères constituant la lignine	36
Figure 2.2. Modèle de Hénin-Dupuis (1945)	45
Figure 2.3. Modèle de Hénin <i>et al.</i> (1959)	46
Figure 3.1. Illustration des différences d'échelle entre porosité texturale et porosité structurale	53
Figure 3.2. Illustration de la notion de tortuosité (Musy & Soutter, 1991)	54
Figure 3.3. Distribution (obtenue par analyse d'images) des surfaces de classes de pores de limon seul, et en mélange avec de la tourbe blonde (Vidal-Beaudet, 1998)	56
Figure 3.4. Les différents types de stabilisation par les matières organiques (Monnier, 1965)	59
Figure 3.5. Modèle conceptuel du turnover des agrégats avec et sans travail du sol (Six <i>et al.</i> , 2000)	63
Figure 3.6. Représentation schématique d'une molécule amphiphile et changements d'orientation de molécules amphiphiles sur une surface minérale, au contact de l'eau (Doerr <i>et al.</i> , 2000)	69
Figure 4.1. Démarche de l'étude	75
Figure 5.1. Profil granulométrique des produits organiques	80
Figure 5.2. Courbes de rétention d'eau des produits organiques	81
Figure 6.1. Schéma factoriel d'expérimentation	86
Figure 6.2. Vue en coupe d'un sol reconstitué	86
Figure 6.3. Planning des expérimentations	88
Figure 6.4. Schéma de principe de l'analyse granulométrique	89
Figure 6.5. Exemples de photographies sous différentes lumières (échelle 1px1 = 25µm)	91
Figure 7.1. Evolution de la teneur en carbone des mélanges en fonction du temps	97
Figure 7.2. Evolution de la teneur en carbone de la couche 2 des sols reconstitués	98
Figure 7.3. Pertes de carbone par lessivage sur toute la durée de l'expérimentation	100
Figure 7.4. Fractionnement granulométrique de la matière organique en surface (a) et en profondeur (b)	102
Figure 7.5. Evolution des teneurs en carbone dans les fractions granulométriques >2mm, 0,2-1mm, 0,05-0,2mm, <0,05mm (les teneurs sont rapportées à la matière sèche totale)	103
Figure 7.6. Fractionnement biochimique sur échantillons non fractionnés	106
Figure 7.7. Fractionnement biochimique à T0, T5, T12 et T24, exprimé en fonction de la teneur en matière organique totale	107
Figure 7.8. Évolution de la composition biochimique des mélanges au cours du temps et dans chaque fraction granulométrique, de 0 à 10cm de profondeur	108
Figure 7.9. Évolution de la composition biochimique des mélanges au cours du temps et dans chaque fraction granulométrique, de 10 à 20cm de profondeur	109
Figure 7.10. Potentiel de minéralisation du carbone à T5, exprimé par rapport au carbone apporté par les produits organiques	112
Figure 7.11. Potentiels de minéralisation des mélanges terre/produit organique	114
Figure 7.12. Schéma de synthèse du modèle	119
Figure 7.13. Comparaison des données d'incubation avec les données de la simulation	122
Figure 7.14. Comparaison de l'évolution des teneurs en carbone simulées et mesurées des mélanges	123
Figure 8.1. Évolution de la masse volumique apparente en fonction de la profondeur et en fonction du temps ...	125
Figure 8.2. Relation masse volumique apparente / teneur en carbone pour chaque produit organique	128
Figure 8.3. Relation masse volumique apparente / teneur en carbone aux trois dates de mesure	128

Figure 8.4. Relations masse volumique apparente / teneur en carbone aux trois dates de mesure, séparément pour les mélanges à base de composts et de tourbe	129
Figure 8.5. Comparaison des diamètres moyens pondéraux (MWD) de chaque mélange en fonction du temps et de la profondeur de prélèvement	132
Figure 8.6. Relations MWD / teneur en carbone des agrégats	134
Figure 8.7. Comparaison des teneurs en carbone total et dans les agrégats au cours du temps	135
Figure 8.8. Évolution de la porosité surfacique au cours du temps pour chaque mélange.....	138
Figure 8.9. Images colorisées des mélanges à 40%, prises à T5 et T24 (échelle : 1pxl = 100µm).....	140
Figure 8.10. Évolution de la porosité surfacique de la couche 2 de chaque sol reconstitué	142
Figure 8.11. Évolution de la forme des pores au cours du temps.....	145
Figure 8.12. Relations entre porosité surfacique totale et teneur en carbone à chaque date de mesure.....	148
Figure 8.13. Relation entre porosité surfacique des pores allongés et tortueux et teneur en carbone à T24.....	149
Figure 8.14. Courbes potentiel / teneur en eau de la couche 1 en fonction du temps	151
Figure 8.15. Courbes potentiel / teneur en eau de la couche 2 en fonction du temps	153
Figure 8.16. Densités volumiques de pores, en fonction de leur rayon, obtenues à partir de la dérivée de l'équation de van Genuchten	155
Figure 8.17. Exemple d'ajustement d'une double fonction de van Genuchten.....	156
Figure 8.18. Conductivité hydraulique en fonction du temps, pour les 3 types de produits organiques, et pour le témoin (représenté sur chaque figure)	158
Figure 8.19. Conductivité hydraulique en fonction du temps, pour la couche 2 de tous les sols reconstitués, et pour le témoin	159
Figure 8.20. Corrélations entre la conductivité hydraulique à saturation et la teneur en C des mélanges à T5, T12 et T24.....	161
Figure 8.21. Corrélations entre la conductivité hydraulique et les pores allongés et tortueux.....	162
Figure 9.1. Évolution de la matière organique des mélanges à base de composts	166
Figure 9.2. Évolution de la matière organique des mélanges à base de tourbe blonde	167
Figure 9.3. Évolution des fractions granulométriques et de leur composition biochimique pour les mélanges à base de compost et à base de tourbe	170
Figure 9.4. Effet immédiat de l'introduction de matière organique dans un limon sableux.....	172
Figure 9.5. Les effets des constituants d'un mélange terre / matière organique sur l'évolution de sa masse volumique apparente.....	174
Figure 9.6. Évolution de la masse volumique apparente au cours du temps, en fonction de la teneur en carbone pour tous les mélanges.....	175
Figure 9.7. Évolution 2D de la porosité des mélanges au cours du temps selon le type de matière organique	176
Figure 9.8. Mécanisme de structuration selon l'hypothèse n°1	179
Figure 9.9. Mécanisme de structuration selon l'hypothèse n°2	180
Figure 9.10. Synthèse des résultats – comparaison de l'effet de l'incorporation de composts ou de tourbe en grande quantité	184

TABLE DES ANNEXES

Annexe 1. Fiche des analyses physiques réalisées sur la tourbe par le producteur	213
Annexe 2. Plan du site expérimental	215
Annexe 3. Protocole de prélèvement des échantillons	217
Annexe 4. Protocole de fractionnement granulométrique	219
Annexe 5. Mesure du potentiel de minéralisation des mélanges	223
Annexe 6. Analyse d'image	225
Annexe 7. Protocole de conductivité hydraulique à saturation	229
Annexe 8. Détail du fractionnement granulométrique	231
Annexe 9. Évolution de la composition biochimique de chaque fraction granulométrique.....	233
Annexe 10. Résultats de la modélisation des courbes de rétention d'eau avec l'équation de van Genuchten	235

LISTE DES ACRONYMES

MO	Matière organique
MOP	Matière organique particulaire
MS	Matière sèche
bp	Compost de boue-palette
dv	Compost de déchets verts
tb	Tourbe blonde
bp20	Mélange à 20% de compost de boue-palette
bp40	Mélange à 40% de compost de boue-palette
dv20	Mélange à 20% de compost de déchets verts
dv40	Mélange à 40% de compost de déchets verts
tb20	Mélange à 20% de tourbe blonde
tb40	Mélange à 40% de tourbe blonde
SOLU	Fraction soluble
HEMI	Fraction hémicellulose
CELL	Fraction cellulose
LIGN	Fraction lignine
STEP	Station d'épuration
ISB	Indice de stabilité biologique
T0	Temps initial (octobre 2004)
T5, T12, T24	Prélèvements 5, 12 et 24 mois après la mise en place du site
MWD	Diamètre moyen pondéral (Mean Weight Diameter)
C_{sol}, C_{a1}, C_{a2}	Compartiments du modèle
k_{sol}, k_{a1}, k_{a2}	Coefficients de dégradation des compartiments C_{sol}, C_{a1} et C_{a2}
k_{h1}, k_{h2}	Coefficients d'humification de C_{a1} et C_{a2}

INTRODUCTION GENERALE

INTRODUCTION

Industrialisation, augmentation de la démographie : depuis la seconde moitié du XIX^{ème} siècle, les villes sont en pleine expansion. Avec le développement de zones urbaines très peuplées et des contraintes associées, l'organisation du cadre de vie est devenue un défi difficile à relever. La consommation d'énergie non produite sur place, la pollution éventuelle des ressources et la production croissante de nuisances et de déchets ont des incidences négatives sur le bilan environnemental des villes. Ce mode de fonctionnement est aujourd'hui incompatible avec un développement urbain durable. La gestion des "ressources urbaines" est au cœur des sujets d'actualité, et l'écologie gagne continuellement du terrain parmi les préoccupations des citoyens.

En s'agrandissant, les villes se réapproprient des zones plus ou moins dégradées : anciennes décharges, sites industriels pollués par exemple. Le réaménagement de ces espaces nécessite une "revégétalisation" (e.g. Parc de Balzac, Angers) et représente un enjeu politico-économique fort pour les villes. D'autres arguments plus scientifiques viennent conforter le besoin de "nature en ville" des populations. Les villes sont des "îlots de chaleur", dans lesquels on peut mesurer une température supérieure de 5°C en moyenne par rapport aux zones rurales environnantes (Hardin & Jensen, 2007). La végétation implantée en milieu urbain peut faire baisser la température, grâce à l'interception du rayonnement solaire et à l'évapotranspiration des plantes.

Mais le développement des plantes en milieu urbain est rendu difficile par de nombreuses contraintes : pollution de l'air, stress hydrique, volume de sol restreint, utilisation du sol pour de nombreuses infrastructures. Le sol est un milieu hétérogène et devient souvent le premier facteur de stress subi par la plante. Malgré l'attention qui est apportée à la mise en place des sols, les phénomènes de compaction sont importants et induisent des modifications rapides des propriétés physiques et des circulations d'air et d'eau.

Depuis quelques années, l'introduction de matière organique en grande quantité est une pratique courante dans la reconstitution de sol, d'une part pour contrebalancer la pénurie de terre végétale, d'autre part pour suivre les législations récentes sur l'utilisation obligatoire des ressources locales de matériaux issus du recyclage (composts). De plus l'apport de matière organique en grande quantité permet au sol d'avoir de bonnes propriétés physiques, et

d'assurer une bonne reprise des végétaux plantés. Cependant ces constats ont été faits à la mise en place des sols. Les connaissances sur ces mélanges riches en matière organique restent empiriques, notamment en ce qui concerne les propriétés agronomiques du sol reconstitué.

La majeure partie des études s'intéressant à l'évolution de la matière organique le font pour des sols agricoles, dans lesquels les apports sont faibles mais fréquents. Les pratiques de la reconstitution de sol sont radicalement différentes : l'apport de matière organique est massif, et n'a lieu qu'une seule fois au moment de la mise en place du sol. Les conditions initiales sont donc modifiées, et cela peut se répercuter sur la transformation de la matière organique, mais aussi sur l'évolution des propriétés physiques de ces mélanges terre / matière organique. La compréhension de la décomposition de la matière organique dans ce contexte ainsi que son interaction avec les autres constituants des "mélanges" initiaux est essentielle d'un point de vue agronomique mais aussi environnemental.

Par ailleurs, si de nombreuses études se sont intéressées aux pollutions potentielles liées à l'utilisation en grande quantité de matériaux issus du recyclage, l'évolution de la matière organique elle-même, dans ces conditions, n'est que très peu étudiée.

Notre étude porte sur l'évolution de la matière organique apportée en grande quantité, ainsi que sur son influence sur les modifications des propriétés physiques des sols reconstitués. Nous avons souhaité travailler dans les conditions de leur utilisation habituelle, en reconstituant des sols dans des volumes faibles et en les mettant dans des conditions climatiques naturelles. Nous avons utilisé trois matières organiques différentes : un compost de déchets verts, un co-compost de boue de station d'épuration et de broyat de palette de bois, et une tourbe blonde. Nous avons choisi ces composts parce qu'ils correspondent à ceux qui sont les plus fréquemment utilisés en reconstitution de sol. La tourbe est une matière organique issue de gisement, connue pour ses propriétés en horticulture.

La première partie de ce mémoire s'intéresse au contexte de l'étude, aux connaissances acquises sur la matière organique et son influence sur les propriétés physiques, notamment en termes de structuration du sol, et de propriétés hydriques (Chapitre 1 à 3). Le chapitre 4 synthétise l'état de l'art et présente le questionnement scientifique de notre étude et les hypothèses de travail. Les matériaux utilisés sont présentés dans le chapitre 5 et les méthodes

développées dans le chapitre 6. Le chapitre 7 présente et discute les résultats concernant l'évolution de la matière organique pendant deux ans. Le chapitre 8 présente et discute les résultats liés à la structuration et aux propriétés hydriques des mélanges reconstitués. Enfin le chapitre 9 synthétise les résultats et développe les mécanismes d'interactions possibles entre l'évolution de la matière organique et la structuration durant 24 mois.

PREMIÈRE PARTIE. ÉTUDE BIBLIOGRAPHIQUE

CHAPITRE 1. LES SOLS RECONSTITUÉS POUR LA PLANTATION D'ARBRES

Ce chapitre a pour objectif d'aborder les problématiques liées aux ANTHROPOSOLS et produits organiques, et de poser les limites du sujet. Nous commencerons par la notion d'ANTHROPOSOL, en la définissant du point de vue du pédologue, puis en l'abordant par un côté plus technique : celui des aménageurs du paysage. Il existe différents types de produits organiques, dont les composts, auxquels nous nous intéresserons : nous développerons en particulier les contextes législatif et économique qui entourent ces produits, et délimitent le cadre de leur utilisation.

1.1. Les ANTHROPOSOLS

1.1.1. Définitions

Le sol est la couche supérieure de la croûte terrestre, composée de matière minérale, de matière organique, d'eau, d'air et d'organismes. Il dispose de son atmosphère interne, ainsi que d'une flore et d'une faune spécifiques. Les sols proviennent de l'altération et de la transformation des roches sous l'action de la vie, de l'atmosphère et des échanges d'énergie qui s'y manifestent (Barles *et al.*, 1999). Ce sont des systèmes dynamiques complexes qui évoluent en permanence sous l'action de processus pédogénétiques relativement lents, bien que certains événements ponctuels puissent accélérer leur évolution (par exemple érosion rapide et importante dans le cas d'un événement climatique violent), et peuvent se dégrader (Duchaufour, 1997).

À un instant donné (Baize *et al.*, 1995), la description des sols permet de caractériser différents horizons, c'est-à-dire des subdivisions considérées comme homogènes (au niveau de leurs constituants), et de proposer des classifications. Les sols sont fréquemment modifiés par l'activité humaine (activité agricole par exemple), parfois à un point tel que le sol naturel initialement en place n'est plus reconnaissable. Baize & Rossignol (1995) ont adopté le terme de *processus anthropo-pédogénétique* pour caractériser l'intervention humaine. Une classe supplémentaire a été ajoutée aux référentiels pédologiques pour pouvoir caractériser ces sols plus ou moins modifiés, voire complètement artificiels. Cette classe est celle des **ANTHROPOSOLS**, que le Référentiel Pédologique Français (Baize & Girard, 1995) définit comme des **sols étant fortement modifiés par l'activité humaine** (Baize & Rossignol, 1995).

Plusieurs catégories d'ANTHROPOSOLS ont été définies : ANTHROPOSOLS TRANSFORMÉS, ARTIFICIELS, et RECONSTITUÉS. C'est cette dernière catégorie qui nous intéresse ici. Toujours d'après le Référentiel Pédologique de 1995 :

"Les ANTHROPOSOLS RECONSTITUÉS résultent de l'activité humaine en milieu urbain et péri-urbain, par l'utilisation de matériaux pédologiques transportés, remaniés puis mis en place dans les jardins, parcs et espaces verts pour la plantation de végétaux d'ornement" (Baize & Rossignol, 1995).

Ces sols pourraient être considérés comme des sols en cours de formation : les tout premiers instants de la "naissance" d'un sol n'ont en effet jamais été observés ! Mais à l'heure actuelle, il est difficile de savoir si ces sols peuvent être soumis aux processus pédogénétiques connus (e.g. la différenciation en horizons). Ces sols sont en effet le résultat de processus anthropogènes (Baumgartl, 1998 ; Schleuss *et al.*, 1998), et ils diffèrent en cela des sols étudiés habituellement, formés sans doute sur de très longues périodes. Dans le cas des ANTHROPOSOLS, tous les matériaux constitutifs des sols sont présents lors de leur mise en place, mais les interventions fréquentes, dues aux travaux de maintenance des infrastructures par exemple, perturbent le mélange mis en place, et empêchent toute différenciation en horizons (Jim, 1998).

1.1.2. Les objectifs de la reconstitution de sol

La reconstitution de sol est une méthode permettant de répondre à des demandes précises, et est principalement utilisée dans le cas de la réhabilitation de site : ancienne carrière, ancienne décharge, ancien site industriel par exemple, qui sont "revégétalisés". Elle est aussi pratiquée dans le cas d'aménagements à plus petite échelle : fosse de plantation pour des arbres d'alignement, etc.

Les ANTHROPOSOLS RECONSTITUÉS sont donc avant tout des produits techniques, constituant un support pour l'implantation et le développement de végétaux. Ces sols doivent répondre aux besoins des plantes. En termes de **nutrition**, ils doivent apporter des éléments fertilisants en quantité suffisante pour permettre la reprise des végétaux. Les **propriétés physiques** de ces sols sont aussi très importantes : une compaction trop élevée (supérieure à $1,6\text{g cm}^{-3}$; Zisa *et al.*, 1980 ; Jim, 1998) empêche le développement racinaire, et limite la circulation de l'air et de l'eau au niveau de la rhizosphère. Selon Craul (1992), de nombreuses

espèces végétales de milieux modérément humides nécessitent au moins 10 à 12% d'air (en volume), dans l'espace poral, pour se développer de façon satisfaisante. Mais la composition de l'air du sol varie en fonction de l'intensité de l'activité microbienne par exemple. Peu d'espèces d'arbres peuvent développer des racines lorsque la concentration en oxygène dans l'air du sol chute en-dessous de 2% du volume d'air (Lyr & Hoffmann, 1967). Il faut donc un sol avec une porosité élevée, dont la macroporosité permette un renouvellement d'air et un drainage rapides qui limitent ainsi les risques d'anoxie et d'asphyxie. Enfin les capacités de rétention d'eau doivent être suffisantes pour ne pas créer de situation de stress hydrique (Huinink, 1998 ; Marié & Rossignol, 1999).

Mais si les sols reconstitués répondent aux besoins énoncés ci-dessus au moment de leur mise en place, ils sont en revanche soumis à une grande variabilité dans le temps, et dans l'espace (Jim, 1998 ; Schleuss *et al.*, 1998 ; Lemaire & Rossignol, 1999 ; Impens, 1999). Leurs propriétés initiales évoluent et se dégradent rapidement, c'est pourquoi des méthodes de reconstitution permettant notamment de renforcer la structure et de limiter la compaction ont été créées, et consignées dans des cahiers des charges.

1.1.3. Pratiques liées à la mise en place des ANTHROPOSOLS et connaissances empiriques

Les ANTHROPOSOLS RECONSTITUÉS utilisent des quantités plus ou moins importantes de matériaux pédologiques ayant subi une pédogenèse, mais déplacés ("transportés"). Il s'agit souvent d'horizons L (Baize & Rossignol, 1995), issus du décapage de couches arables de terrains agricoles ou des 30 premiers centimètres décapés lors de l'aménagement de zones industrielles ou de réseaux routiers (Marié & Rossignol, 1999). Ce matériau constitue la base des mélanges mis en place lors d'aménagements paysagers, qui sont complétés par des apports d'éléments grossiers, ou de matériaux organiques.

Pour une même fosse de plantation, on distingue deux types de sols reconstitués (Figure 1.1) :

- Un horizon de 30 à 50cm d'épaisseur est enrichi en produit organique, au niveau de la motte, dans le trou de plantation (pour un volume d'environ 1m³)
- Un horizon de 1m à 1,50m d'épaisseur, en mélange terre-pierre (MTP), qui constitue l'assise de la plantation (pour un volume d'environ 8m³).

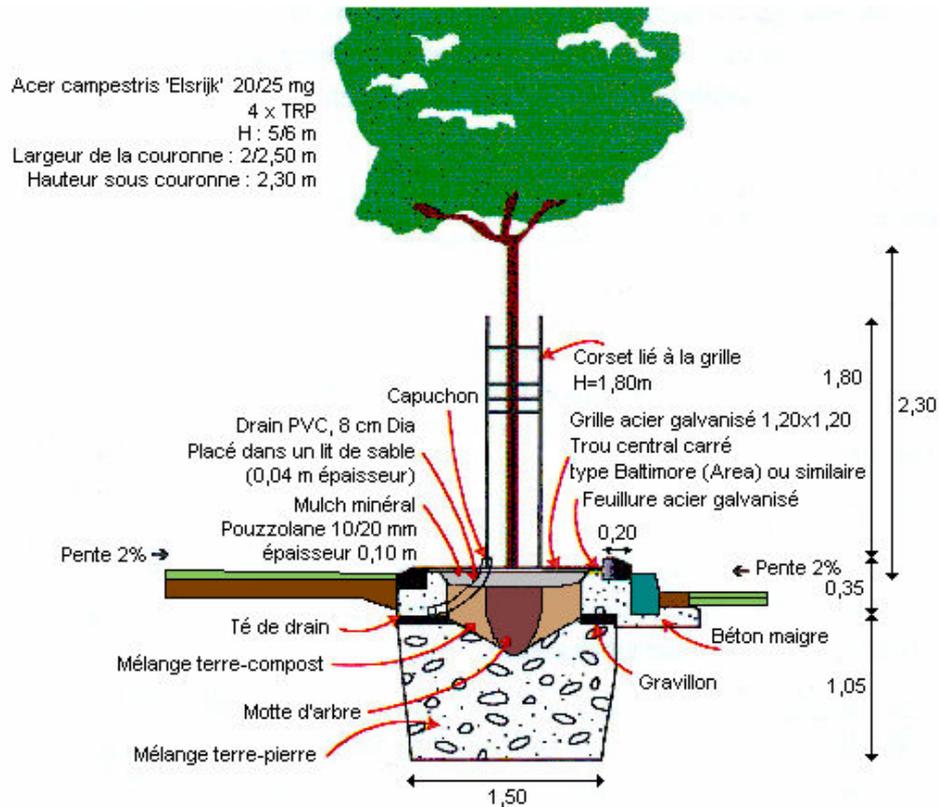


Figure 1.1. Schéma de principe d'une fosse de plantation (d'après Daunay, 1999)

L'intérêt du MTP est de diminuer le risque de compaction des sols mis en place : on fabrique une armature, en incorporant à la terre des éléments beaucoup plus grossiers. Un squelette cohérent est ainsi formé, qui assure la portance de la structure après compactage, et limite la compaction maximale, ce qui permet aux racines de se développer. La pouzzolane est très utilisée dans ce but, mais le coût de ce produit reste élevé, et on utilise plutôt des granulats de granite, leur diamètre variant entre 40 et 120mm (Damas, 2004). En ce qui concerne les proportions de ces mélanges, classiquement, un MTP est composé de 65% (en volume) de pierre et de 35% de terre; autrement dit dans la pratique, si on considère l'empilement des pierres, 50% de leur volume apparent est occupé par des espaces "vides" qui seront remplis par la terre. Ces proportions ont été déterminées de façon empirique. Des produits organiques peuvent être incorporés (Bancel, 1988), mais ils ne sont pas systématiques. Ces mélanges de produits minéraux ont été très utilisés depuis 1984 (Damas, 2004), mais aujourd'hui, les sols reconstitués avec des produits organiques sont de plus en plus fréquents, encouragés, voire rendus obligatoires par les collectivités locales (voir §1.2.2). Contrairement au cas du MTP, il n'existe pas de "mélange type" avec un produit organique : les aménageurs du paysage utilisent le plus souvent les produits disponibles localement

(Bacholle *et al.*, 2006), et dans le cas de la réalisation des fosses de plantation, le volume de produit organique apporté est supérieur à $0,2 \text{ m}^3 \text{ m}^{-2}$ dans plus de 50% des cas.

D'un point de vue agronomique, ces sols sont caractérisés par un apport en une seule fois et en grande quantité, de matière organique.

Des enquêtes réalisées auprès des professionnels du paysage montrent que leurs connaissances des propriétés de ces mélanges sont empiriques. Elles peuvent être résumées à (Alexander, 2001 ; Bacholle *et al.*, 2006) :

- ❑ bonne reprise des végétaux plantés,
- ❑ enrichissement du sol en matière organique, qui fournit des nutriments aux plantes, et permet de limiter la fertilisation minérale,
- ❑ augmentation de la porosité, de la rétention d'eau, et du drainage,
- ❑ limite de l'érosion des sols,

auxquelles il faut ajouter les avantages suivants (Alexander, 2001) :

- ❑ faible coût,
- ❑ facilité d'utilisation,
- ❑ possibilité d'utiliser le même produit organique pour différentes applications (amendement, milieu de culture, paillage...).

Et de fait, malgré un marché de l'aménagement paysager florissant, il existe peu d'études permettant d'évaluer l'impact des produits organiques au cours du temps sur les propriétés physiques de ces sols reconstitués, dans lesquels on a incorporé des produits organiques. On peut citer à titre d'exemple le programme de suivi *in situ* de sols reconstitués SCIENCIL (Agglomération du Grand Lyon - Ségur, 1997).

La majeure partie des études réalisées sur l'incorporation de produits organiques a pour objectif de mesurer les risques de contamination des sols et des eaux par d'éventuels polluants organiques, ou des éléments traces métalliques (à titre d'exemple, on cite Fuentes *et al.*, 2006; Mendoza *et al.*, 2006; Vogeler *et al.*, 2006; Dai *et al.*, 2007; Kapanen *et al.*, 2007).

1.2. L'utilisation des composts en France

Afin de mieux comprendre les raisons du développement du marché du compost en France, il est intéressant de revenir sur l'évolution du contexte réglementaire, avant de faire le point sur les quantités de composts produites et utilisées.

1.2.1. Définition du terme compost

Le processus de compostage permet de passer de l'état *matière organique brute* à l'état *matière organique stabilisée* (Leclerc, 2001). Francou (2003) propose la définition suivante :

"Le compostage est un processus contrôlé de dégradation des constituants organiques d'origine végétale et animale, par une succession de communautés microbiennes évoluant en conditions aérobies, entraînant une montée en température, et conduisant à l'élaboration d'une matière organique humifiée et stabilisée. Le produit ainsi obtenu est appelé **compost**."

La teneur en matière organique du produit final est variable d'un compost à l'autre. Elle dépend des constituants initiaux et de la durée de compostage, et se situe aux alentours de 300g de matière organique par kg de matière sèche (Tableau 1.1).

Tableau 1.1. Exemples de teneurs en matière organique de différents composts

Auteurs	Type de compost	Teneur en matière organique (%MS)
Hadas & Portnoy, 1997	Fumier de bovin	28,1
	Ordures ménagères	37,3
Aggelides & Londra, 2000	Ordures ménagères + boue + sciure de bois	31,2
Grandy <i>et al.</i> , 2002	Déchets de production de pomme de terre	58,6*
Francou, 2003	Déchets verts	37,6
	Boue de STEP	34,7
Tejada & Gonzalez, 2003	Résidus de production de coton	31,2*
Stabnikova <i>et al.</i> , 2005	Boue de STEP	72,4
	Déchets verts	64,7
Ros <i>et al.</i> , 2006	Boue de STEP	47
	Fumier composté	27
	Déchets verts	25
	Ordures ménagères	33

*valeur obtenue par teneur en carbone x 2

Le processus de compostage présente l'avantage de réduire les volumes de produits d'environ 50% par rapport aux déchets initiaux (Francou, 2003 ; ADEME, 2006), et la montée en température permet d'assainir le produit, en éliminant les agents pathogènes (Leclerc, 2001 ; norme NF U44-095, AFNOR, 2002).

D'un point de vue économique, le compostage est une méthode qui, appliquée à des déchets organiques, permet de passer d'un *déchet* à un *produit* valorisable. Les composts restent aujourd'hui des produits difficiles à rentabiliser, le plus souvent mis gratuitement à disposition des utilisateurs. C'est pourtant un aspect indispensable au développement de cette activité qui est largement encouragée par la législation.

1.2.2. Le contexte réglementaire en amont de la promotion des composts

Une des premières lois sur l'utilisation des composts a été publiée en 1979, mais les limites posées sont très imprécises : si un compost présentait des caractéristiques d'homogénéité, de constance de composition, d'innocuité et d'efficacité, alors il pouvait être homologué comme "matière fertilisante".

Suite à la mise en œuvre d'actions permettant de concrétiser les principes du "développement durable" (loi n°92-646 du 13 juillet 1992), la valorisation biologique des produits recyclés est devenue un enjeu fort pour les collectivités locales. La circulaire du 28 avril 1998 rappelle "qu'à terme, la moitié de la production de déchets dont l'élimination est de la responsabilité des collectivités locales doit être collectée pour récupérer des matériaux en vue de leur réutilisation, **de leur recyclage, de leur traitement biologique ou de l'épandage agricole**". L'accent doit alors être mis sur la qualité des amendements (MATE-BO N°2001-7). Les premières normes d'application obligatoire pour les composts datent des années 80 : en 1981, la norme NF U44-051 (AFNOR, 1981) délimite des seuils à ne pas dépasser pour certains éléments fertilisants, mais ne comporte pas de limites concernant les éléments toxiques. Mais cette norme ne s'applique pas aux composts de boues issues du traitement des eaux, pour lesquelles il n'y a pas de norme d'application obligatoire (MATE, BO N°1999-6). Ce n'est qu'en 2002 que la publication de la norme NF U44-095 (AFNOR, 2002) fixe les prescriptions à respecter en vue de mettre sur le marché des amendements organiques élaborés à partir de produits issus du traitement des eaux.

L'utilisation des produits locaux étant privilégiée (réduction des coûts logistiques), les produits les plus couramment utilisés sont les composts de déchets verts, seuls ou en mélange avec une boue de station d'épuration ("boue de STEP"), ou avec la fraction fermentescible des déchets ménagers (MATE – BO N° 2000-3). Cependant, il n'existe pas de "compost standard", dans la mesure où la nature des produits d'origine, le processus utilisé sur la plate-forme de compostage, et la durée du compostage, jouent sur les caractéristiques du produit final.

Afin de limiter les risques de pollution liés aux produits utilisés, l'accent a été mis sur les teneurs en éléments traces métalliques (ETM) et en certains pesticides organiques (Tableau 1.2). La norme NF U44-051 (AFNOR, 2006) est révisée et complétée en 2006, de façon à délimiter les teneurs maximales en éléments toxiques pour un panel d'amendements organiques assez large. Les boues de STEP sont soumises à de nombreux contrôles (Bacholle *et al.*, 2006) : apportées en grande quantité, on entre dans le cadre de la norme européenne NF U44-095 (AFNOR, 2002), qui détermine des teneurs maximales pour des éléments toxiques (polluants organiques et ETM).

Tableau 1.2. Exemples de recommandations dans les amendements organiques et supports de culture (en mg kg⁻¹ MS)

	Teneurs maximales selon la norme NFU44-551 (supports de culture ou pour homologation) - 2002	Teneurs maximales selon la norme NFU44-095 (Amendements organiques contenant des boues) - 2002	Valeurs limites selon la norme NF U44-051 (avril 2006)
Arsenic	-	18	18
Cadmium	2	3	3
Chrome	150	120	120
Cuivre	100	300	300
Mercure	1	2	2
Nickel	50	60	60
Plomb	100	180	180
Sélénium	-	12	12
Zinc	300	600	600
Total des 7 principaux PCB	-	0,8	-
Fluoranthène	-	4	4
Benzo(b)fluoranthène	-	2,5	2,5
Benzo(a)pyrène	-	1,5	1,5
Teneur en matière organique (sur MS)	>30%*	>30%	-

* pour un "support de culture végétal composté"

1.2.3. Le point sur la marché du compost en France

Un des objectifs de la mise en application des concepts du développement durable est de "[réduire] la quantité des déchets municipaux biodégradables mis en décharge à 35% (en masse) de la totalité des déchets municipaux biodégradables produits en 1995" (directive 1999/31/CE), objectif à atteindre en 2017. Les déchets industriels ou ménagers, les débris végétaux issus de l'entretien des espaces verts, les boues de station d'épuration sont autant de produits concernés par de vastes programmes de tri et de recyclage (ADEME, 2006).

En 2004, la production de déchets en France s'élève à 849 millions de tonnes, tous secteurs confondus. Les déchets organiques représentent environ 50% de la production totale de déchets. Les déchets municipaux représentent 46,5 millions de tonnes (Figure 1.2), soit 5,5% de la totalité des déchets produits. En dehors des déchets de l'agriculture (374 millions de tonnes), le plus souvent valorisés sur place par un retour au sol, les déchets compostables proviennent majoritairement des collectivités, des ménages et des entreprises.

En 2004, 1,73 millions de tonnes de compost ont été produites, à partir d'environ 2,5 millions de tonnes de déchets verts et boues de station d'épuration, et depuis 1975, 1 million de tonnes par an d'ordures ménagères sont compostées ; cette valeur reste stable alors que la quantité globale d'ordures ménagères a augmenté (de 10 à 26 millions de tonnes entre 1975 et 2004 ; ADEME, 2006). En s'appuyant sur la Figure 1.2, on constate que les déchets municipaux potentiellement compostables représentent plus de 40 millions de tonnes, les marges de progression sont donc encore importantes.

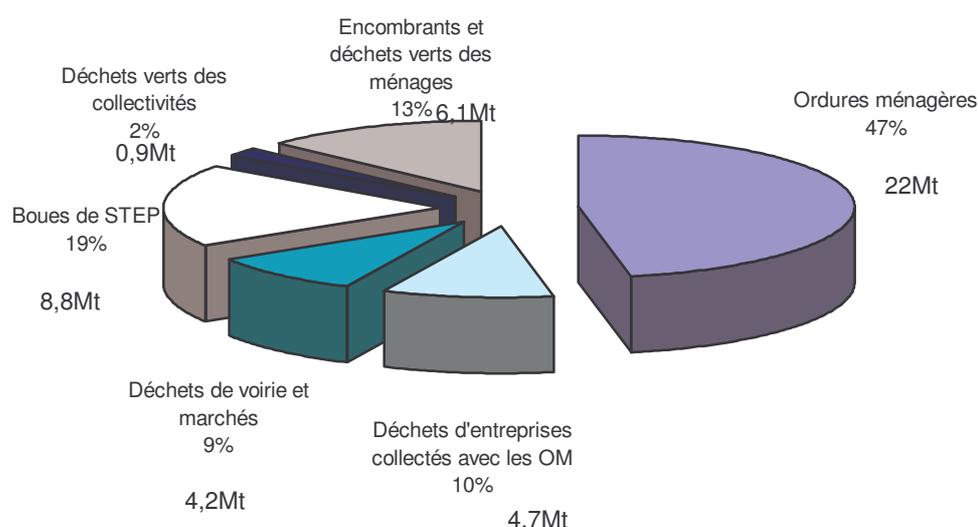


Figure 1.2. Parts relatives des différents types de déchets municipaux produits (ADEME, 2006)

Près de 82% des composts produits sont valorisés en agriculture, dont 70% en grandes cultures. Les débouchés varient aussi en fonction du type de produit :

- Les composts de boue de station d'épuration, et d'ordures ménagères sont peu valorisés, probablement à cause de réticences liées à l'image (ADEME, 2006). Ils sont utilisés majoritairement en grande culture, mais leur "commercialisation" se résume le plus souvent à une mise à disposition gratuite sur le site de production. Leur utilisation dans d'autres secteurs, comme la revégétalisation de site ou l'aménagement paysager, reste liée aux opportunités.
- Les composts de déchets verts, et/ou de biodéchets trouvent des débouchés plus diversifiés : cultures spécialisées (maraîchage par exemple), aménagement paysager, auxquels on peut ajouter ponctuellement la fabrication de substrat pour le marché des particuliers.

De façon générale, les marchés d'aménagement paysager sont encore trop souvent des marchés d'opportunité : ils deviennent attractifs en cas de pénurie de terre végétale. Cependant, les situations sont très variables d'une collectivité territoriale à une autre, et il n'existe que très peu de données compilées sur l'utilisation des composts (ADEME, 2006 ; Bacholle *et al.*, 2006). Par ailleurs, l'utilisation des produits compostés dans le secteur des substrats horticoles reste faible : la vente des composts n'est envisageable que si la plate-forme de compostage est présente dans un rayon limité autour du site de production de substrat (ADEME, 2006). De plus, beaucoup de producteurs de substrat et d'horticulteurs préfèrent encore utiliser des milieux de culture à base de tourbe: ses caractéristiques hydriques, sa stabilité physique et biologique sont autant de qualités recherchées par les horticulteurs (Naasz, 2005). Le principal reproche fait aux composts reste le manque d'homogénéité du produit, d'un lot à un autre. Cette hétérogénéité rend aujourd'hui toute standardisation des composts impossible, et donc toute préparation industrielle pour le marché des professionnels inadéquate.

1.3. Conclusions du chapitre 1

Les ANTHROPOSOLS sont des sols artificiels, dans la mesure où ils sont "fabriqués", par mélange de matériaux apportés, naturels (terre végétale) et/ou issus d'une transformation (composts par exemple).

Ces sols reconstitués sont des milieux vivants, aux propriétés biologiques, biochimiques et physiques particulières. Ces propriétés varient à la fois dans le temps et dans

l'espace (Baumgartl, 1998 ; Barles *et al.*, 1999 ; Lemaire & Rossignol, 1999) et les variations les plus importantes sont souvent observées dans les mois qui suivent la mise en place du sol.

Les sols reconstitués sont aussi un moyen "efficace" pour recycler beaucoup de produits. En effet les directives européennes, reprises par le système législatif français, sont très claires : dans le cadre de l'application des principes du développement durable, il faut privilégier l'utilisation des matériaux recyclés, afin de préserver les ressources naturelles non renouvelables de la planète. De plus, les pays se sont aussi engagés à diminuer leurs émissions de gaz à effet de serre. Cette réduction passe par un stockage de carbone sous des formes diverses. Le compost utilisé sert à enrichir le sol en carbone, et donc à diminuer le CO₂ émis dans l'atmosphère. La valorisation des produits compostés est donc devenue une priorité, mais composter n'a de sens que si ces composts trouvent des débouchés. Dans ce but, la reconstitution de sol, utilisant une grande quantité de produits organiques, peut être une voie de valorisation intéressante. Les doses introduites sont supérieures aux doses habituellement appliquées en agriculture : dans le cas de la reconstitution de sol, la teneur en carbone peut être de l'ordre de 50gC kg⁻¹ MS, alors qu'en agriculture, les doses incorporées se situent classiquement entre 5 et 10 gC kg⁻¹ MS (Annabi, 2005).

Afin de prévenir les risques éventuels, les impacts des composts en terme de pollution ont été largement étudiés. En revanche, peu d'études portent sur les sols reconstitués avec ces produits, en particulier sur l'évolution de la matière organique apportée en grande quantité et, corrélativement, sur l'évolution des propriétés physiques. Pourtant, ces propriétés sont déterminantes pour le bon développement des arbres plantés.

Ces constats nous ont amené à choisir de travailler avec des ANTHROPOSOLS RECONSTITUÉS en deux horizons, avec un premier horizon très riche en matière organique, et un second en terre végétale. Afin de bien cerner les différents mécanismes en jeu au cours de l'évolution de la matière organique apportée à un sol, le chapitre suivant a pour objectif de dresser l'état des connaissances dans ce domaine.

CHAPITRE 2. ÉVOLUTION DE LA MATIÈRE ORGANIQUE DANS LE SOL

Le devenir de la matière organique dans le sol est étroitement lié à son environnement. Afin de mieux comprendre les mécanismes d'évolution, on présentera dans ce chapitre les types de composés biochimiques, puis on s'intéressera aux deux voies d'évolution de la matière organique : la minéralisation et la stabilisation. Les microorganismes du sol utilisent la matière organique comme source de nutriments afin de bâtir leurs propres constituants (protéines, lipides, etc.). Ne faisant pas l'objet de ce travail, cette voie d'évolution ne sera pas développée. On présentera enfin les modèles d'évolution de la matière organique et leurs limites.

2.1. Les composants de la matière organique

Au sens large, la matière organique du sol comprend la biomasse vivante, et l'ensemble du matériel organique résiduel (Ekschmitt *et al.*, 2005). Nous ne nous intéresserons ici qu'à la matière organique résiduelle, d'origine végétale ou animale. On y retrouve les grands groupes de composés du monde vivant : glucides, lipides, protéines.

2.1.1. Les familles biochimiques de composés organiques

Les glucides

Ils sont séparés en trois classes principales: les *monosaccharides*, dont les formules sont habituellement des multiples de CH_2O (exemple : le glucose – $\text{C}_6\text{H}_{12}\text{O}_6$). Le nombre d'atomes de carbone varie entre 3 et 7. Les *disaccharides* se composent de deux monosaccharides unis par une liaison covalente, appelée liaison glycosidique (exemple : le saccharose). Enfin, les *polysaccharides* sont des macromolécules, composées de quelques centaines à quelques milliers de monosaccharides, unis par des liaisons glycosidiques. Ils peuvent avoir des fonctions de réserve, c'est le cas de l'amidon par exemple, ou des fonctions de structure, comme la cellulose.

Le niveau de dégradabilité des polysaccharides par les microorganismes est variable. Les polysaccharides d'origine végétale sont en général facilement décomposables (Díaz *et al.*, 1994 ; Nierop *et al.*, 2001) ; en revanche, les polysaccharides d'origine microbienne sont

résistants à la dégradation (Puget *et al.*, 1999 ; Chefetz *et al.*, 2002 ; Lützow *et al.*, 2006 ; Derrien *et al.*, 2006).

A l'échelle planétaire, les végétaux produisent environ 10^{11} tonnes de cellulose par an. C'est le composé organique le plus abondant. La cellulose constitue en effet les parois primaires des cellules végétales, et est l'un des principaux constituants du bois. On la retrouve donc en grande quantité dans les composts, qu'il s'agisse de composts de déchets verts, de boues résiduaires co-compostées avec de la sciure, ou avec des déchets issus de l'industrie papetière, dans des biodéchets, etc. (Linères & Djakovitch, 1993 ; Francou, 2003 ; Dignac *et al.*, 2006 ; Tejada & Gonzalez, 2007).

Remarque : les hémicelluloses sont des molécules composées de 2 à 6 monosaccharides. Elles sont plus ou moins ramifiées, et se retrouvent aussi au niveau de la paroi primaire des cellules végétales. Elles sont aussi présentes dans des matières organiques résiduaires.

Les lipides

Les lipides sont des composés regroupés autour d'une propriété commune importante : ils n'ont pas, ou très peu, d'affinité avec l'eau. Leur comportement hydrophobe repose sur leur structure moléculaire : ils sont en majeure partie composés de chaînes carbonées apolaires. Ils forment un groupe très hétérogène, dont les éléments varient par leur structure et leur fonction. On distingue trois familles majeures :

- Les graisses sont constituées de glycérol (alcool à trois atomes de carbone, qui portent chacun un groupement hydroxyle) et de trois acides gras, qui possèdent une longue chaîne carbonée : chez les animaux et les végétaux, celle-ci est habituellement longue de 16 à 40 atomes de carbone.
- Les phospholipides ressemblent aux graisses, à la différence qu'ils ne comportent que deux acides gras. Dans une molécule de phospholipides, le troisième groupement hydroxyle du glycérol est lié à un groupement phosphate, porteur de charges négatives. Ces molécules ont un comportement ambivalent à l'égard de l'eau : le groupement phosphate et les molécules qui s'y rattachent sont hydrophiles, mais les acides gras sont hydrophobes. Ces molécules ont un rôle majeur dans la mesure où, associées en double couche, elles constituent les membranes cellulaires de tous les êtres vivants.
- Le groupe des stéroïdes comprend le cholestérol et certaines hormones.

Le niveau de dégradabilité des lipides est très variable. Les cires par exemple, ayant un rôle de protection, sont difficiles à dégrader. On peut donc tout à fait retrouver des lipides dans les composts (Hernandez *et al.*, 2006 ; Dignac *et al.*, 2006), et dans les sols (Dinel *et al.*, 1998).

Les protéines

Le terme protéine exprime en lui-même l'importance de ces molécules : il vient du grec "*prôtos*", qui signifie "le premier". Elles représentent plus de 50% de la matière sèche de la plupart des cellules, et interviennent dans presque toutes les fonctions cellulaires. Elles soutiennent les tissus, emmagasinent et transportent des substances, sont impliquées dans la communication intra et intercellulaire. Ce sont aussi des molécules très complexes par leur structure. Chaque type de protéine possède une forme tridimensionnelle unique. Cependant, bien que diversifiées, les protéines sont toutes des polymères élaborés à partir de la même série de vingt acides aminés. Ces acides sont caractérisés par un groupement amine (R-NH₂), qui peut être mono ou polysubstitué. Ces composés sont la principale source d'azote : Knicker & Hatcher (1997), Kögel-Knabner (1997) montrent que 80 à 85% de l'azote est contenu dans des protéines et des amides. Ils sont de façon générale rapidement assimilés par la faune du sol (Kögel-Knabner, 2002).

Les lignines

Les lignines font partie des composés phénoliques. Elles se déposent dans la paroi des cellules végétales, leur conférant ainsi une plus grande rigidité. Ces molécules sont donc aussi synthétisées en abondance, et, comme la cellulose, sont retrouvées en grande quantité dans les composts. Elles représentent en effet 15% de la masse sèche totale des plantes (Chafetz *et al.*, 2002).

Les trois monomères de base de la lignine sont : l'alcool-p-coumarylique, l'alcool coniférylique et l'alcool sinapylique (Figure 2.1). Leurs proportions varient selon le type de végétal (feuillu / conifère par exemple) considéré. La présence de cycles phénoliques confère une grande résistance des lignines à la dégradation. Les "pourritures blanches", faisant partie des Basidiomycètes (Aiken *et al.*, 1985), sont les principaux champignons capables de les dégrader. Mais au cours d'un processus de compostage, ces champignons ne résistent en général pas à la montée en température de la phase thermophile (Tuomela *et al.*, 2000), ce qui rend leur rôle non significatif. En revanche, d'autres organismes, des bactéries et des microchampignons thermophiles sont aussi capables de dégrader la lignine. Enfin, des effets

de synergie entre différents microorganismes permettent d'augmenter sa dégradation de façon significative (Waksman *et al.*, 1939).

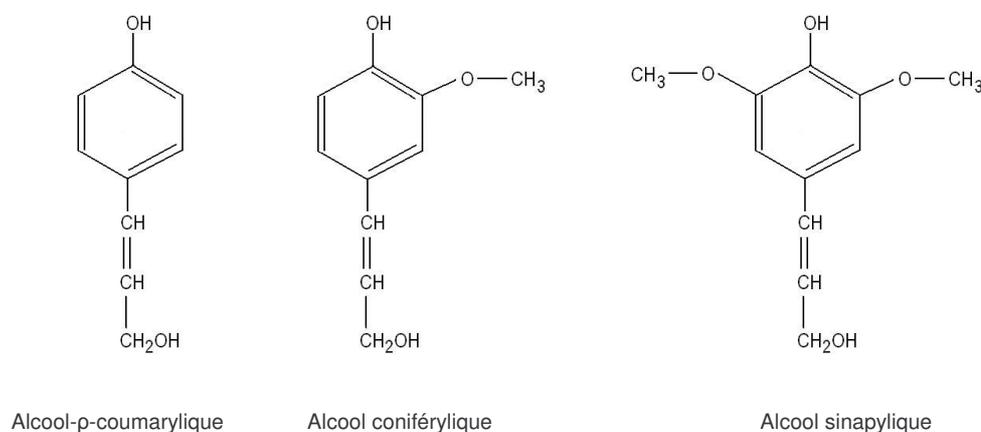


Figure 2.1. Principaux monomères constituant la lignine

De nombreux travaux font référence à un enrichissement relatif de la matière organique en lignine au cours de son évolution, qu'il s'agisse d'une évolution au cours d'un processus de compostage (Tuomela *et al.*, 2000 ; Francou, 2003 ; Hernandez *et al.*, 2006 ; Dignac *et al.*, 2006) ou de l'évolution de la matière organique d'un sol (Guggenberger & Zech, 1999 ; Rumpel *et al.*, 2004), ce qui est dû à son caractère résistant à la dégradation. Selon certains auteurs (Martens, 2000 ; Tuomela *et al.*, 2000 ; Nierop *et al.*, 2001), la lignine peut contribuer de façon importante à l'humification de la matière organique.

Cependant, les qualités intrinsèques de résistance de la lignine à la dégradation ne font pas l'unanimité. Rasse *et al.* (2006) supposent que son interaction avec la matrice du sol est très importante pour sa préservation à long terme. Ces auteurs font l'hypothèse que deux voies d'évolution de la lignine pourraient coexister : une partie de la lignine serait dégradée en sous-produits tandis que l'autre partie enrichirait le sol, partiellement protégée de la dégradation.

Plusieurs études tendent à corroborer ces hypothèses, par exemple :

- Chefetz *et al.* (2002) travaillent sur les sous-produits de la lignine, et montrent que l'oxydation de la lignine est très poussée au fur et à mesure que la taille des particules de sol diminue et que les chaînes carbonées secondaires de la lignine sont dégradées
- En s'intéressant aux dynamiques moléculaires de la matière organique dans un sol cultivé, Gleixner *et al.* (2002) ne détectent pas la présence de structures

dérivées de la lignine, qui proviendraient de résidus de culture de maïs incorporés auparavant. Cela suggère une stabilité de la lignine assez faible dans le sol.

2.1.2. Les méthodes d'identification des composés organiques

Qu'elle soit apportée ou résiduaire, on peut globalement de distinguer deux compartiments de matière organique dans le sol : une partie est sous forme particulaire (MOP) et une partie sous forme soluble. La MOP peut être libre, ou incluse dans des structures comme les agrégats. Elle peut être qualifiée de matière organique "légère", de densité inférieure à 1 (Six *et al.*, 1998 ; Guggenberger & Zech, 1999). La matière organique soluble circule avec la solution du sol.

En aucun cas, ces compartiments ne permettent de définir une unité biochimique des composés, de même qu'ils ne permettent pas de mettre en évidence une unité dans les vitesses de dégradation de ces composés. Leur seule caractéristique commune est d'être présents dans le même compartiment au moment où l'analyse est réalisée. Différentes méthodes de séparation chimique ont été mises au point, dans le but de caractériser la matière organique du sol par une approche de ses constituants.

Les méthodes les plus classiques sont basées sur des analyses utilisant les différences de solubilité des composés organiques dans différents types de solvants. C'est notamment le cas de la séparation en acides humiques / acides fulviques / humine. Les acides humiques sont définis par leur caractère soluble dans une solution alcaline, mais ils sont précipités par l'acidification de cet extrait. Les acides fulviques sont solubles dans une solution alcaline et restent solubles malgré l'acidification. Enfin, l'humine est le résidu d'extraction, qui n'est pas soluble dans une solution alcaline (Stevenson, 1982). Mais on a pu mettre en évidence, grâce aux progrès des méthodes chimiques, que ces analyses ne permettent pas d'obtenir des groupes de molécules homogènes, aux propriétés chimiques communes (Aiken *et al.*, 1985 ; MacCarthy, 2001).

D'autres méthodes analytiques reposent sur une "digestion séquentielle" des composés. C'est par exemple le cas de la méthode van Soest (van Soest & Wine, 1967 ; van Soest & Wine, 1968) où les composés sont solubilisés dans des solvants d'acidité croissante, et permettent ainsi d'obtenir quatre fractions : la fraction soluble est obtenue après une extraction dans un détergent neutre, puis on obtient successivement une fraction hémicellulose, cellulose, et lignine, dans des réactifs d'acidité croissante. La fraction soluble comprend entre autre des protéines, de l'amidon, des lipides, alors que les trois autres compartiments sont relativement

homogènes du point de vue de leur composition (Francou, 2003). Cette méthode peut être critiquée car les entités chimiques extraites ne sont pas parfaitement pures (Riquet, 1979).

Plus récemment, on s'intéresse à la caractérisation chimique des composés. Ex : spectroscopie infrarouge, pyrolyse, couplée à de la spectrométrie de masse, chromatographie, RMN-¹³C... Ces méthodes permettent d'identifier une grande variété de molécules organiques, et de faire le lien avec le matériel d'origine (Guggenberger & Zech, 1999 ; Chefetz *et al.*, 2002 ; Rumpel *et al.*, 2004 ; Derrien *et al.*, 2006 ; Dignac *et al.*, 2006 ; Huang *et al.*, 2006).

2.2. La minéralisation de la matière organique

La minéralisation de la matière organique est un processus de dégradation. Ses conséquences principales sont la diminution de la teneur en matière organique dans un sol, et une disparition sélective de certains composés (Abiven, 2004).

La décomposition d'une matière organique s'exprime en termes de carbone minéralisé et de types de molécules présentes dans le sol au cours du temps.

2.2.1. Un phénomène lié à l'activité des microorganismes

La minéralisation du carbone résulte de son utilisation comme source d'énergie (Tuomela *et al.*, 2000) par les microorganismes et la faune du sol : le carbone est alors minéralisé en dioxyde de carbone. Dans certaines conditions, le carbone peut être rejeté dans l'atmosphère sous forme de méthane (CH₄), issu d'un processus de fermentation (en cas d'anoxie – sols saturés d'eau par exemple).

Un apport de matière organique provoque un pic d'activité des microorganismes du sol (Bernal *et al.*, 1998 ; Pascual *et al.*, 1998 ; Guerrero *et al.*, 2000 ; Busby *et al.*, 2007). Cette matière organique, compostée ou non, constitue une source contenant des composés facilement minéralisables, notamment des sucres et des protéines (Jones & Murphy, 2007). Le pic de minéralisation est d'autant plus marqué que l'apport est généralement suivi d'un travail du sol, qui permet de mélanger le sol à la matière organique apportée, et de renouveler l'oxygène du sol. Les composés les plus facilement dégradables sont consommés en premier (Bernal *et al.*, 1998 ; Pascual *et al.*, 1998). Francou (2003) montre, dans le cadre d'une étude sur l'évolution des composts, que la teneur en composés facilement minéralisables, comme la cellulose, diminue.

Du point de vue des microorganismes, l'apport de matière organique est suivi d'une augmentation des populations à "stratégie r", qui ne sont pas spécifiques d'un type de substrat, et ont la capacité d'utiliser les ressources disponibles facilement dégradables. Ce sont ensuite les microorganismes à "stratégie K" qui se développent, mais plus lentement : ils sont en général spécifiques de la dégradation de substrats plus complexes (De Leij *et al.*, 1993). Les premiers sont responsables du pic de minéralisation qui suit l'incorporation de la matière organique.

Les microorganismes responsables de la dégradation occupent en général moins de 5% du volume disponible dans le sol (Ingham *et al.*, 1985). De plus, la décomposition de la matière organique est un phénomène discontinu dans le temps, mais aussi dans l'espace : les microorganismes sont abondants au niveau des matières organiques apportées, ce qu'on appelle la "résidusphère" (Parkin, 1987), et au niveau des extrémités racinaires (rhizosphère ; Lynch, 1990), où l'activité microbienne est stimulée par les exsudats racinaires, composés de polysaccharides faciles à dégrader (Dorioz *et al.*, 1993). Il est donc d'autant plus difficile de modéliser les dynamiques microbiennes (Fang *et al.*, 2005).

2.2.2. Les facteurs intrinsèques influençant la minéralisation de la matière organique

Facteurs d'ordre biochimique

La dégradabilité d'une matière organique dépend de sa **nature biochimique** (Christensen, 2001 ; Bruun *et al.*, 2005). La composition de la matière organique apportée varie beaucoup avec la nature des matériaux d'origine (résidus végétaux, boues de STEP...), et avec le degré de maturité (Bernal *et al.*, 1998 ; Francou, 2003). Au cours d'un compostage par exemple, on mesure un enrichissement relatif en produits résistants à la dégradation (Francou, 2003 ; Hernandez *et al.*, 2006). Plus une matière organique est stable (voir §2.3), moins elle est susceptible de stimuler l'activité des microorganismes (Bernal *et al.*, 1998 ; Pascual *et al.*, 1998).

Facteurs d'ordre physique

L'état physique de la matière organique (solide, liquide, pâteux) peut jouer sur sa minéralisation : sa teneur en eau est un paramètre important. D'autre part, la forme et la taille

des particules de matière organique sont aussi des facteurs influençant la minéralisation (exemple : Angers & Recous, 1997 ; Fangueiro *et al.*, 2007).

2.2.3. Influence de facteurs externes sur la minéralisation

La minéralisation d'une matière organique apportée à un sol est soumise à l'influence du climat, notamment des conditions de température et d'humidité, qui "pilotent" l'activité des microorganismes (Rodrigo *et al.*, 1997).

Effets de la température

Annabi (2005) compare des incubations réalisées à 4°C et à 28°C ; il met en évidence un ralentissement de la minéralisation du carbone pour une température faible. En microbiologie, la température est reconnue comme étant un facteur prépondérant pour le développement et l'activité d'une population microbienne (Ratkowsky *et al.*, 1982) : les bactéries présentent en effet une température optimale de fonctionnement. Dans les sols, l'activité biologique liée à la dégradation de la matière organique ralentit considérablement en hiver, lorsque la température diminue en-dessous des seuils favorables à l'activité biologique (Kirschbaum, 1995 ; Franzluebbers *et al.*, 2001 ; Cookson *et al.*, 2002 ; Papatheodorou *et al.*, 2004).

Effets de l'humidité

De la même façon, l'humidité du sol peut être limitante. Quand elle est trop abondante, les conditions du milieu deviennent anoxiques, et l'activité microbienne aérobie est perturbée. Les réactions qui ont lieu sont alors principalement des réactions de fermentation, qui sont moins efficaces pour dégrader la matière organique (Rodrigo *et al.*, 1997 ; Sahrawat, 2004). Quand au contraire la sécheresse augmente, l'eau se retire dans des micropores et les forces de capillarité deviennent trop élevées. La continuité du film d'eau peut être rompue, et donc la diffusion des matières organiques sous forme soluble est moins efficace. Or c'est le plus souvent sous cette forme que le carbone est utilisable par les microorganismes (Rodrigo *et al.*, 1997 ; Parnaudeau *et al.*, 2006 ; Jones & Murphy, 2007).

Par ailleurs, l'alternance de phases de dessiccation et de réhumectation dans un sol peut stimuler la minéralisation de la matière organique : en favorisant la désagrégation, des particules de matière organique, jusque là protégées, peuvent être exposées à l'activité microbienne (Miller *et al.*, 2005).

Influence du degré de contact entre la matière organique et le sol

Le travail du sol augmente les "points de contact" entre la matière organique et les particules minérales (Fruit *et al.*, 1999 ; Henriksen & Breland, 2002). On constate en général une minéralisation moins importante quand la matière organique est appliquée en mulch, sans incorporation (Edwards *et al.*, 2000). Coppens *et al.* (2007) estiment que dans le cas d'un mulch, 10% environ de la surface de la matière organique apportée est au contact avec le sol. La compaction améliore significativement la minéralisation de la matière organique apportée, tant que le système reste aérobie (Fruit *et al.*, 1999). Ce contact est essentiel pour permettre la colonisation par les microorganismes et la diffusion de composés solubles.

Influence de la teneur en azote

La disponibilité en azote dans le milieu est un facteur important (Recous *et al.*, 1995 ; Coppens *et al.*, 2007) car le C/N des microorganismes est faible (entre 8 et 12 ; Shaffer & Ma, 2001). Ils ont souvent besoin d'une source d'azote minéral pour utiliser le substrat carboné du produit organique de façon optimale. La minéralisation d'une matière organique non compostée conduit à une immobilisation d'azote importante par les microorganismes (Henriksen & Breland, 1999a ; Christensen, 2001 ; Widmer *et al.*, 2002 ; Busby *et al.*, 2007) ; la quantité présente dans le milieu peut alors devenir limitante pour la dégradation de la matière organique.

2.2.4. Mesure du carbone potentiellement minéralisable

La mesure du carbone minéralisable d'un amendement organique peut se faire en conditions "réelles", c'est-à-dire en plein champ, mais les méthodes demandent un matériel conséquent : c'est par exemple la mise en place d'une chambre sur une surface de sol suffisamment grande pour être représentative, dans laquelle on mesure la concentration en CO₂ émis par le sol par spectrophotométrie infrarouge (Giammanco *et al.*, 2007).

La réalisation d'incubations de mélanges de sol / amendement organique en conditions contrôlées permet d'obtenir d'autres informations. Les conditions fixées permettent de s'affranchir des facteurs influençant la minéralisation du carbone (cf. §2.2.3). Le plus souvent, on se place dans les conditions optimales de minéralisation : température élevée, entre 20 et 28°C (Carballas *et al.*, 1979 ; Francou, 2003 ; Tejada & Gonzalez, 2003 ; Annabi, 2005), et humidité fixée entre 60 et 75% de la valeur mesurée à -50kPa pour le sol considéré. Ces conditions favorisent l'activité microbienne (Stanford *et al.*, 1974), ce qui peut se traduire par

une augmentation de la dégradation des ressources du milieu, i.e. de la matière organique. On mesure donc conjointement un dégagement de CO₂ maximal.

Les méthodes employées sont souvent basées sur un piégeage du CO₂ dégagé dans de la soude. Ensuite, on peut doser directement le CO₂ fixé par colorimétrie en flux continu, ou doser la soude restante par titrage retour acido-basique.

2.3. Phénomènes de stabilisation de la matière organique

2.3.1. Définition de "matière organique stable"

Une matière organique est dite *stable* lorsqu'elle est résistante à la biodégradation (Dignac *et al.*, 2006). Christensen (2001) considère que la stabilité est une **propriété intrinsèque** liée à la structure chimique de la molécule. Autrement dit, certains polymères sont, par leur nature biochimique, plus résistants que d'autres : c'est notamment le cas des lignines (Gleixner *et al.*, 2002 ; Kalbitz *et al.*, 2006), ou encore des polysaccharides d'origine microbienne (Derrien *et al.*, 2006).

Mais de façon plus générale, une matière organique, à l'origine facilement dégradable, peut acquérir une capacité à résister à la dégradation au cours de son évolution. Les mécanismes impliqués peuvent être regroupés sous le terme de stabilisation (Lützow *et al.*, 2006).

Les **processus d'humification** font partie de ces processus de stabilisation. La matière organique se stabilise et devient réfractaire à la dégradation. On peut entre autres mesurer des diminutions de teneur en oxygène (Gleixner *et al.*, 2002 ; Zaccone *et al.*, 2007). Aiken *et al.* (1985) définissent un ensemble de "substances réfractaires". MacCarthy (2001) ajoute que c'est "l'hétérogénéité moléculaire inhérente aux substances humiques" qui rend ce matériel résistant à la dégradation. Ce phénomène fait intervenir un ensemble de réactions complexes, dont les produits finaux sont des molécules de haut poids moléculaire et ayant un niveau de condensation élevé (Kalbitz & Geyer, 2002 ; Gleixner *et al.*, 2002). Cette forme de stockage du carbone dans le sol est donc très importante d'un point de vue écologique.

Le phénomène d'humification peut être rapproché du processus de compostage (Atallah *et al.*, 1995 ; Lasaridi & Stentiford, 1998 ; Huang *et al.*, 2006), qui correspondrait à une "artificialisation" et une accélération de ce phénomène naturel (Francou, 2003).

La stabilisation peut aussi être due à des **processus physiques**, et liée dans ce cas aux interactions avec la matrice minérale. On parle de *protection physique* de la matière organique (Tisdall & Oades, 1982 ; Piccolo & Mbagwu, 1999 ; Chenu *et al.*, 2000 ; Rumpel *et al.*, 2004 ; Pulleman & Marinissen, 2004 ; Barral *et al.*, 2007). Dans ce cas le terme de stabilisation n'est pas le plus approprié, car dès qu'elle n'est plus protégée, cette matière organique peut de nouveau être décomposée (Tuomela *et al.*, 2000). La notion de protection physique sera plus amplement développée dans le §3.2.6.

2.3.2. Les mesures du carbone stable

Dans le cadre de la lutte contre l'émission de gaz à effet de serre, notamment le CO₂ et le CH₄, il est intéressant de savoir quelle quantité de carbone pourrait être stockée sous forme de matière organique dans un sol. Les sols constituent en effet le deuxième réservoir de carbone de la planète. Il est alors évident de supposer que cette matière organique sera stockée d'autant plus longtemps qu'elle se minéralise lentement. Des méthodes d'estimation du carbone stable ont été mises au point, ainsi que des indicateurs (Francou, 2003).

Parmi les indicateurs servant à caractériser la matière organique, l'un des plus utilisés est le rapport C/N, mais il est inapte à prévoir la quantité de carbone stable d'un produit organique, bien que l'on ait mis en évidence des tendances évolutives de ce ratio : on constate que le C/N diminue au cours d'un processus de compostage par exemple (Bernal *et al.*, 1998).

Linères et Djakovitch (1993) ont défini un Indice de Stabilité Biologique (ISB) des produits organiques. Cette méthode se base sur la composition biochimique des matériaux, explicitée par des fractionnements van Soest (van Soest & Wine, 1967 ; van Soest & Wine, 1968) et Weende. L'ISB (équation [2.1]) varie sur une échelle de 0 à 1 et il correspond à la fraction de matière organique stable contenue dans un produit organique.

$$ISB = a - b \cdot SOL - c \cdot HEM - d \cdot CEW + e \cdot LIGN \quad [2.1]$$

Avec : SOL, HEM, LIGN : fractions biochimiques issues du fractionnement Van Soest

HEW : Cellulose brute issue du fractionnement Weende.

2.3.3. Le cas particulier de la tourbe

Les tourbières sont des écosystèmes particuliers, caractérisés par l'accumulation de matière organique (Yu *et al.*, 2001 ; Zaccone *et al.*, 2007). Cette matière organique – ou tourbe – une fois extraite, est caractérisée par un ISB élevé, proche de 1 (Linères & Djakovitch, 1993). Il n'y a donc que très peu de dégradation, au sens de la minéralisation des résidus organiques, dans la partie supérieure du profil de sol. La principale caractéristique d'une tourbière est la présence permanente d'eau qui crée des conditions anoxiques et limite l'activité biologique. Avec la hauteur de la nappe d'eau, la température (climat tempéré humide) et l'acidité sont les principaux facteurs environnementaux contrôlant la vitesse de décomposition (Laiho, 2006). Les principales modifications sont donc d'ordre chimique, et se traduisent par une augmentation du caractère réfractaire de la matière organique. On mesure des réactions similaires à celles servant à caractériser les processus d'humification : augmentation de l'aromaticité du système et pertes des atomes d'oxygène (Kalbitz & Geyer, 2002 ; Zaccone *et al.*, 2007).

2.4. Les modèles de l'évolution de la matière organique

2.4.1. Intérêt des modèles d'évolution de la matière organique

La dynamique de la matière organique affecte directement la qualité et la productivité des sols, et a été largement étudiée dès les débuts de la science du sol. Si l'accumulation des connaissances s'est faite en se basant principalement sur les mécanismes individuels, aujourd'hui, les modèles sont des outils permettant de restituer l'environnement complexe du sol comme un tout, intégrant ces connaissances (Shaffer *et al.*, 2001).

Le développement des outils de simulation numérique au début des années 70 a permis de développer les premiers systèmes prenant en compte les cycles du carbone et de l'azote (Dutt *et al.*, 1972 ; Beek & Frissel, 1973). Ces modèles ont été les premiers à développer les relations sol/culture/apports en nutriments.

Dans les années 80, la prise de conscience de la fragilité de l'environnement entraîne le développement de modèles dont le but était d'assister les producteurs dans la gestion de la fertilisation, par exemple CENTURY (Parton *et al.*, 1983), NCSOIL (Molina *et al.*, 1983), EPIC (Williams & Renard, 1985), CERES (Ritchie *et al.*, 1986).

Jusqu'au milieu des années 90, plusieurs modèles ont été développés sur les bases existantes. De nouveaux modèles incluant la dynamique de l'azote apparaissent (exemple : HERMES, Kersebaum, 1989).

Depuis quelques années, les problématiques environnementales de réchauffement climatique dû aux gaz à effet de serre font apparaître de nouveaux besoins. On attend de l'outil de modélisation qu'il soit capable d'évaluer la capacité de stockage du sol en carbone, et de prévoir le comportement de ce réservoir en cas de modifications climatiques importantes.

2.4.2. Le problème de la définition des compartiments

Les progrès des analyses physico-chimiques ont permis de faire des avancées importantes dans la connaissance des composés organiques, de leur origine et de leur évolution (exemple : Dignac *et al.*, 2006). Cependant, la modélisation des flux d'entrée et de sortie organiques dans le sol reste une voie indispensable pour apprécier les dynamiques de la matière organique (Pansu, 2006). Un des tout premiers modèles s'étant penché sur le cycle du carbone dans le sol est le modèle de Hénin-Dupuis (1945), dans lequel l'évolution du carbone du sol est régie par la différence entre les entrées et la sortie organiques. Une matière organique apportée à un sol enrichit le stock de matière organique du sol selon un coefficient isohumique k_1 , tandis qu'une partie de la matière organique du sol peut être minéralisée selon un coefficient de minéralisation k_2 (Figure 2.2).



Figure 2.2. Modèle de Hénin-Dupuis (1945)

Ce modèle a été très utilisé, mais les coefficients k_1 et k_2 restent difficiles à expliquer car ils s'appliquent à des molécules aux caractéristiques diverses (exemple : matière organique soluble et lignine se voient appliquer le même coefficient k_1). Le modèle de Hénin-Dupuis (1945) est un modèle "à compartiments", avec un compartiment d'entrée, modifié en un compartiment de stockage. Ce modèle a ensuite été modifié (Figure 2.3 – Hénin *et al.*, 1959) et validé en laboratoire beaucoup plus tard (Pansu & Sidi, 1987).

Les modèles à compartiments peuvent être critiqués : en séparant la matière organique dans des groupes déterminés, on aboutit à des fractions conceptuelles, dont le turnover ne peut pas être déterminé expérimentalement, par des procédures de fractionnement physique ou chimique (Pansu & Sidi, 1987 ; Krull *et al.*, 2003 ; Ellerbrock & Kaiser, 2005). Mais ils restent les modèles les plus utilisés dans la prédiction de la décomposition de la matière organique, car les analyses physico-chimiques malgré leurs progrès, ne permettent pas aujourd'hui de réaliser des études prévisionnelles de simulations selon plusieurs scénarii, et ne renseignent pas sur les mécanismes de transferts entre les compartiments organiques vivants/résiduels dans le sol (Pansu, 2006).

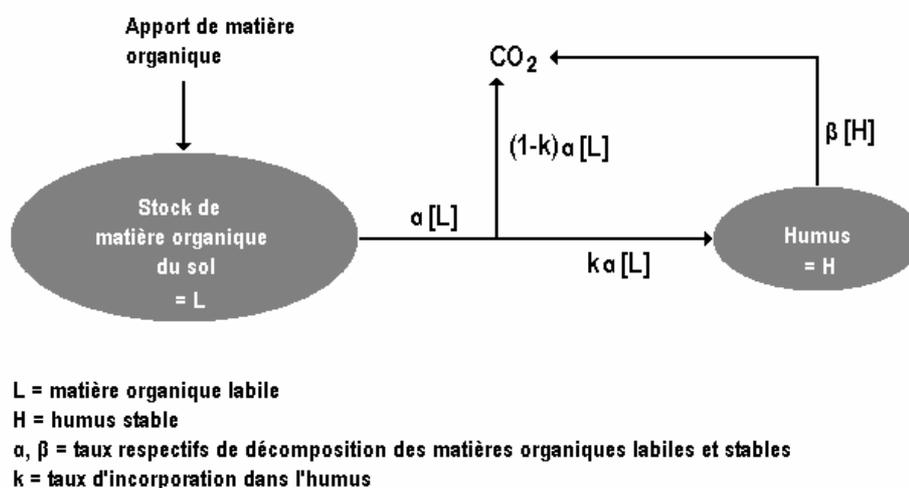


Figure 2.3. Modèle de Hénin *et al.* (1959)

La plupart des modèles à compartiments fonctionnent avec deux types de paramètres (Pansu, 2006) :

- Le premier type rassemble des constantes cinétiques de décomposition, et sont souvent fonction de la température et de l'humidité du sol
- Le deuxième type de paramètres rassemble des fractions de partage des flux (exemple : k dans le modèle de Hénin *et al.* (1959)), mais leur valeur est souvent peu justifiée, ou imprécise (Pansu, 2006).

Souvent, les modèles d'évolution de la matière organique dans le sol comprennent 2 ou 3 compartiments de matière organique (voir exemples dans le Tableau 2.1) dans lesquels on distingue : un compartiment de matière organique labile (turnover de l'ordre de quelques années), un compartiment dont le turnover est dit "intermédiaire", de l'ordre de 10 à 100 ans,

et un compartiment de matière organique (presque) stable, dont le turnover varie de 100 ans à des durées supérieures à 1000 ans (Thuriès *et al.*, 2002 ; Krull *et al.*, 2003). Ce dernier peut parfois être considéré comme inerte. La plupart des modèles étant faits pour raisonner à l'échelle de la saison de culture, il peut être considéré comme stable et n'est pas couplé aux autres pools de matière organique (Krull *et al.*, 2003).

Certains modèles vont jusqu'à 5 compartiments : à titre d'exemple, on peut citer le modèle Roth-C (Jenkinson & Rayner, 1977), construit pour décrire l'évolution de la matière organique à long terme à partir des données de la station expérimentale de Rothamsted. Ce modèle comporte 5 compartiments : matières organiques apportées labiles et stables, biomasse microbienne, matières organiques humifiées labile et stable (Tableau 2.1).

Tableau 2.1. Exemples de modèles à plusieurs compartiments

Auteurs	Schéma de fonctionnement du modèle	Équations	Paramètres
Hémin et al (1959)		<p>Compartiment labile A :</p> $\frac{d(A+m)}{dt} = -\alpha(A+m)$ <p>Compartiment stable B :</p> $\frac{d(B)}{dt} = k\alpha(A+m) - \beta \cdot B$	<p>t : temps (année) (A+m) : C organique total des compartiments A et B (en % de sol sec) alpha : coef. de destruction des matières labiles (année⁻¹) k : coef. isobumique beta : coef. de minéralisation des matières stables (année⁻¹)</p>
Jenkinson & Rayner (1977)		<p>Pour un compartiment actif donné Y :</p> $\frac{d(Y)}{dt} = -abck \cdot Y$	<p>DPM : Matériel végétal décomposable RPM : Matériel végétal résistant BIO : biomasse microbienne HUM : MO humifiée IOM : MO inerte k : constante de décomposition du compartiment Y a : facteur de température b : facteur d'humidité c : facteur lié au taux de couverture du sol t : temps (année)</p>
Pansu & Sidi (1987)		<p>Compartiment instable A :</p> $\frac{d(A)}{dt} = (m \cdot Pa) + \alpha Pa \cdot A + \beta Pa \cdot B - \alpha \cdot A$ <p>Compartiment stable B :</p> $\frac{d(B)}{dt} = (m \cdot Pb) + \alpha Pb \cdot A + \beta Pb \cdot B - \beta \cdot B$	<p>t : temps (année) A, B : C organique des compartiments A et B (en % de sol sec) m : C organique apporté Pa, Pb : proportions de C entrant dans les compartiments A et B alpha : coef. de destruction des matières labiles (année⁻¹) beta : coef. de minéralisation des matières stables (année⁻¹)</p>
Pansu & Sidi (1987)		<p>Compartiment V :</p> $\frac{d(V)}{dt} = -\Gamma[V]^2 (+m)$ <p>Compartiment A :</p> $\frac{d(A)}{dt} = Pa\alpha(A)^2 + Pa\alpha \cdot A + Pa\beta \cdot B - \alpha \cdot A$ <p>Compartiment B :</p> $\frac{d(B)}{dt} = Pb\Gamma(B)^2 + Pb\alpha \cdot A + Pb\beta \cdot B - \beta \cdot B$	<p>t : temps (année) m : apport de C végétal (en % de sol sec) V : C libre non remanié d'origine végétale A : C végétal et microbien de faible durée de vie B : C stable de l'humus Pa, Pb : proportions de C entrant dans les compartiments A et B alpha, beta : coef. de décroissance des compartiments A et B (année⁻¹) Gamma : coef. de décroissance hyperbolique du C à l'état végétal (année⁻¹)</p>

Auteurs &	Schéma de fonctionnement du modèle	Équations	Paramètres
Sallih & Pansu (1993)		$\frac{dC_m}{dt} = -k_m C_m + P_m \cdot \sum_{i=1}^5 k_i C_i$ <p>$m, i \in [V_L, V_R, A, B, H]$</p>	<p>C_m: Teneur en C des compartiments k_m, k_i: constantes de dégradation des compartiments (temps⁻¹) P_m: proportion de carbone apporté dans le compartiment m</p>
Gamier et al. (2001)		<p>CANTIS (Carbon and Nitrogen Transformations In Soil) Décomposition de HOM par AUB : $\frac{dC_H}{dt} = -k_H C_H \cdot \frac{B_A}{K_{MA} + B_A} \cdot f_T \cdot f_W$ Décomposition de FOM ou SOL par ZYB : $\frac{dC_i}{dt} = -k_i C_i \cdot \frac{B_Z}{K_{MZ} + B_Z} \cdot f_T \cdot f_W \cdot f_N$</p>	<p>HOM : MO humifiée FOM : MO fraîche SOL : composés organiques solubles AUB : biomasse microbienne autochtone ZYB: biomasse microbienne zymogène C_H, C_i: Teneur en C de HOM, et de FOM ou SOL k_H, k_i: Taux de décomposition de HOM, et de FOM ou SOL B_A, B_Z: Teneur en C dans AUB et ZYB K_{MA}, K_{MZ}: facteur de décomposition lié à la taille de AUB, et ZYB f_T, f_W, f_N: facteurs de température, d'humidité, et de teneur en azote</p>
Kätterer & Andrén (2001)		<p>Modèle ICBM (Introductory Carbon Balance Model) Compartiment Y : $\frac{d(Y)}{dt} = i + k_e r_e \cdot (e_y (1 - h_e) - 1) \cdot Y$</p>	<p>Y: compartiment C jeune O : compartiment C ancien i : carbone apporté e_y: taux de conversion en biomasse globale k_e: constante cinétique globale d'exportation de Y h_e: fraction humifiée r_e: facteur externe global (T°C, humidité)</p>
Thuriès et al. (2001)		<p>Forme analytique de la MO apportée restante : $P_L e^{-k_{m0} t} + 1 - P_L + k_{m0} \cdot t$</p>	<p>P_L: MO labile k_{m0}: constante cinétique du compartiment labile k_{m0}: constante cinétique d'ordre 0</p>

2.4.3. Conditions contrôlées / conditions naturelles

Certains auteurs considèrent que les expérimentations réalisées dans des conditions non limitantes peuvent induire des changements dans les communautés bactériennes (Zogg *et al.*, 1997 ; Andrews *et al.*, 2000 ; Sleutel *et al.*, 2005), ce qui peut conduire à une variation de la taille des compartiments en fonction de la température, et à une surestimation de la teneur en carbone potentiellement minéralisable (Sleutel *et al.*, 2005).

Mais certains auteurs considèrent que les conditions de laboratoire permettent de mesurer des teneurs en *carbone potentiellement minéralisable* de compartiments labiles par exemple, qui sont constantes (exemple : Francou, 2003 ; Annabi, 2005).

Les facteurs de température et d'humidité, pris en compte de façon explicite (exemple : Roth-C - Jenkinson & Rayner, 1977 ; CANTIS - Garnier *et al.*, 2001) ou intégrés aux constantes cinétiques de dégradation, sont nécessaires pour simuler au mieux l'évolution de la matière organique en conditions réelles. À titre d'exemple, on cite : la loi d'Arrhenius (exemple : Annabi, 2005 ; Hopkins *et al.*, 2006 ; Ågren & Wetterstedt, 2007). Cependant, si elle est simple à utiliser, certains auteurs considèrent qu'elle n'est pas pertinente dans la mesure où le sol est un système complexe, et que chaque communauté microbienne a sa propre réponse (Rodrigo *et al.*, 1997). Des constantes du type Q_{10} peuvent aussi être utilisées, et servent à expliciter l'augmentation de la minéralisation pour une augmentation de 10°C (Rodrigo *et al.*, 1997 ; Hopkins *et al.*, 2006). On trouve aussi des exemples de fonctions quadratiques (Manzoni & Porporato, 2007), ou de fonctions exponentielles (Garnier *et al.*, 2001).

2.5. Conclusions du chapitre 2

Le devenir de la matière organique est donc étroitement lié à sa nature biochimique, et à son interaction avec la matrice minérale. La minéralisation du carbone conduit à la dégradation des composés les plus labiles, ce qui contribue à un enrichissement relatif en composés plus résistants à la dégradation. Cette dégradation est de plus liée aux conditions environnementales.

La dégradation des composés organiques est ralentie par les interactions avec la fraction minérale du sol : adsorption sur des particules argileuses, formation de complexes

organo-minéraux, agrégation de particules, sont autant de processus contribuant à la stabilisation de la matière organique dans le sol.

À une échelle plus importante, ces interactions jouent sur l'organisation générale du sol, en modifiant l'agencement des particules entre elles, et donc la structure du profil de sol. Ces modifications, et leurs conséquences sur les propriétés physiques du sol, sont l'objet du chapitre 3.

CHAPITRE 3. LE RÔLE DE LA MATIÈRE ORGANIQUE SUR LA STRUCTURE ET LES PROPRIÉTÉS PHYSIQUES DU SOL

Si le sol est un milieu vivant, il peut aussi être défini par ses propriétés physiques. Ce système comporte les trois phases de la matière : solide, liquide, gazeuse. C'est un milieu poreux, caractérisé par sa structure, arrangement de particules solides du sol qui génère une porosité, permettant des transferts. Nous allons nous intéresser à la structure du sol, puis à sa stabilité et son évolution en fonction d'un apport de matière organique. Enfin, nous aborderons l'évolution des propriétés de rétention d'eau et de conductivité hydraulique, consécutives à un apport de matière organique.

3.1. Relations structuration / porosité

3.1.1. Structure du sol / porosité

La **structure du sol** est l'ensemble des caractères liés à la disposition spatiale des constituants du sol ainsi qu'à la nature et à l'intensité des liaisons qui existent entre eux (Stengel, 1990). Dexter (1988) la définit comme une traduction de l'hétérogénéité spatiale et temporelle des constituants et des propriétés du sol. Cette seconde définition est intéressante dans la mesure où elle fait apparaître la notion d'*hétérogénéité temporelle*, autrement dit la structure d'un sol n'est pas figée, c'est un processus dynamique.

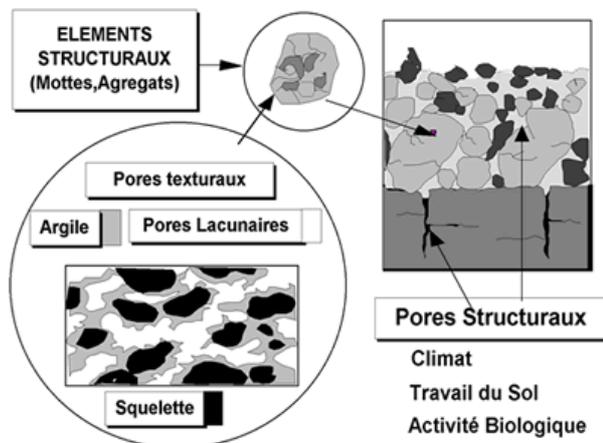


Figure 3.1. Illustration des différences d'échelle entre porosité texturale et porosité structurale (Roger-Estrade, www.agroparistech.fr)

L'arrangement des particules de sol entre elles permet de créer, conjointement, une porosité (Figure 3.1), qui peut être caractérisée par :

- des **paramètres géométriques de forme (longueur, diamètre)**. Hallaire & Curmi (1994), et Kribaa *et al.* (2001) ont montré que la morphologie des pores joue un rôle prépondérant en permettant de faire le lien entre la porosité et les mouvements de l'eau dans le sol. Les mesures directes étant difficilement réalisables, ces paramètres sont le plus souvent obtenus grâce aux techniques d'analyse d'image (exemple : Vidal-Beaudet, 1998 ; Marinari *et al.*, 2000 ; Lamandé *et al.*, 2003). Monnier *et al.* (1973) ont défini la **porosité texturale**, résultant de la disposition des particules élémentaires. Les particules secondaires ainsi formées permettent de créer une **porosité structurale**, généralement de plus grande taille.
- des **paramètres liés à l'organisation** de l'espace poral : la **connectivité** entre les pores permet de déterminer le niveau de continuité de l'espace poral ; cette continuité peut être élevée dans le cas de pores créés par l'activité de bioturbation des vers de terre par exemple (Lamandé *et al.*, 2003). Thomas *et al.* (2007) montrent que la croissance racinaire crée des pores bien connectés. On détermine aussi des paramètres de **tortuosité** (Figure 3.2). Ce paramètre est défini par le rapport moyen de la longueur du cheminement réel parcouru entre deux points, à la distance rectiligne qui les sépare (Musy & Soutter, 1991).

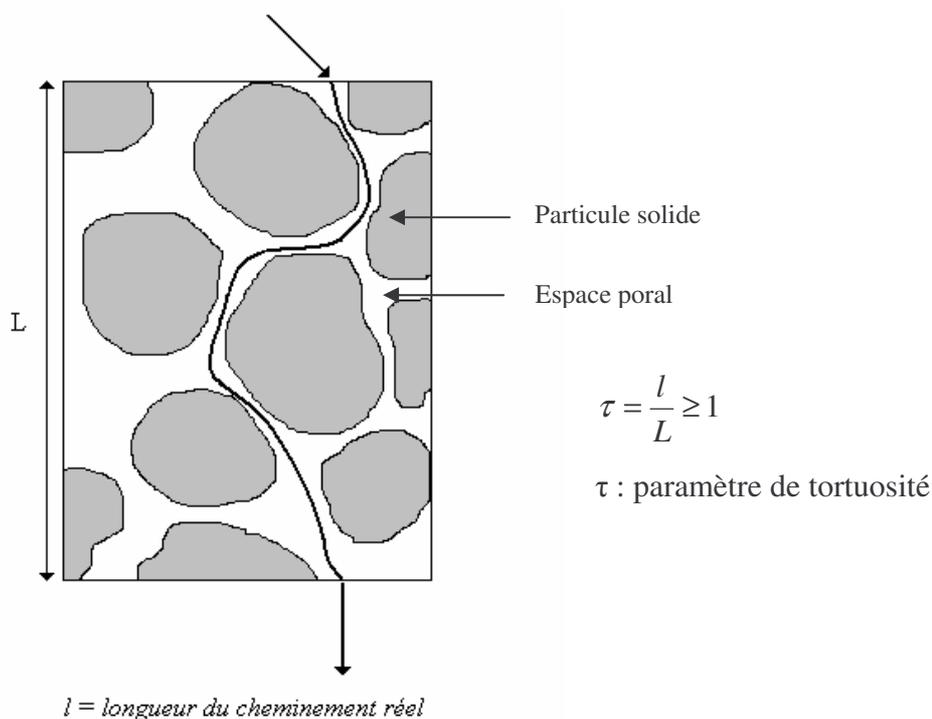


Figure 3.2. Illustration de la notion de tortuosité (Musy & Soutter, 1991)

3.1.2. Conséquences d'un apport de matière organique sur la structuration du sol

3.1.2.a. Conséquences sur la masse volumique apparente

Les matières organiques ont des masses volumiques réelles plus faibles que les matières minérales. Par simple effet de dilution, un apport de matière organique devrait donc diminuer la masse volumique apparente du sol (Khaleel *et al.*, 1981 ; García-Orenes *et al.*, 2005). De nombreux auteurs obtiennent des résultats allant dans ce sens, et montrent que la porosité augmente avec la dose de matière organique apportée (exemple : McCoy, 1998 ; Marinari *et al.*, 2000 ; Tejada & Gonzalez, 2003 ; Rawls *et al.*, 2003 ; Zeytin & Baran, 2003 ; Celik *et al.*, 2004).

Cependant, il faut prendre en compte la granulométrie propre de la matière organique : incorporer un matériau de texture très fine par exemple n'implique pas une diminution de la masse volumique apparente, ainsi que le montre Vidal-Beaudet (1998) pour des apports de tourbe fine en petite quantité : elle s'accumule dans l'espace poral, entraînant une augmentation de la masse volumique apparente.

En plus de cet effet de dilution, l'augmentation de porosité peut aussi être liée à l'augmentation de l'agrégation du sol, après un apport de matière organique. García-Orenes *et al.* (2005) montrent que l'augmentation de l'agrégation des particules de sol (voir §3.2.2) est le facteur expliquant le mieux la diminution de la masse volumique apparente. Il paraît évident que plus les particules de sol (primaires ou agrégées) sont grossières, plus les espaces lacunaires entre ces particules sont importants.

3.1.2.b. Réorganisation de l'espace poral

Toutes les classes de pores définies au préalable ne sont pas affectées de la même façon par un apport de matière organique. Un produit organique de texture grossière peut provoquer une augmentation significative de la macroporosité (exemple : Marinari *et al.*, 2000 ; Zeytin & Baran, 2003), mais jouer très peu sur la microporosité (exemple : Zeytin & Baran, 2003). L'incorporation et la dégradation de la matière organique apportée peuvent provoquer une **réorganisation de l'espace poral**, ainsi que le montre Vidal-Beaudet (1998). Sur la Figure 3.3 (Vidal-Beaudet, 1998), on mesure un pic de porosité entre les surfaces 0,041 et 0,323mm², qui est d'autant plus marqué que la quantité de tourbe blonde incorporée est

forte. De plus, l'analyse d'images met en évidence l'apparition de macropores pour les sols avec tourbe, par rapport au témoin, voire l'apparition de macropores de très grande taille (ayant une surface supérieure à $10,32\text{mm}^2$) pour le mélange "limon + 40% tourbe blonde".

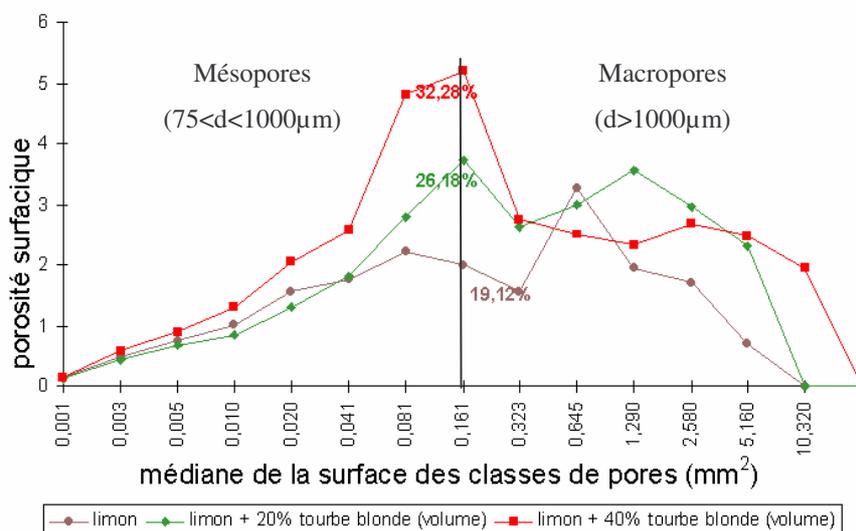


Figure 3.3. Distribution (obtenue par analyse d'images) des surfaces de classes de pores de limon seul, et en mélange avec de la tourbe blonde (Vidal-Beaudet, 1998)

Un apport de matière organique favorise donc l'augmentation de la porosité, par la stimulation des mécanismes de structuration du sol. Pourtant, plus que la mise en place d'une nouvelle structure, c'est la stabilité de cette structure qui est importante pour garantir le maintien de propriétés physiques favorables au développement des végétaux.

3.2. Évolution de la structure du sol

3.2.1. Notion de stabilité structurale

Kay (1990) définit la stabilité structurale comme la capacité d'un sol à conserver l'arrangement de sa phase solide et de sa porosité quand il est soumis à une contrainte. Ces contraintes peuvent être par exemple: le passage répété d'engins en milieu agricole, des vibrations importantes liées au trafic en milieu urbain, l'impact de gouttes de pluie ou une irrigation trop importante, etc. (Niewczas & Witkowska-Walczak, 2005). La stabilité structurale d'un sol est le plus souvent évaluée par la stabilité des agrégats (Le Bissonais, 1989 et 1996).

Les **agrégats** sont définis comme un volume de sol dans lequel les forces de cohésion entre les particules primaires sont supérieures aux forces existant entre les **agrégats** (Oades, 1993). Il existe différents mécanismes favorisant l'agrégation et le maintien de la stabilité structurale, que nous présentons dans le paragraphe suivant.

3.2.2. Les mécanismes d'agrégation des particules

3.2.2.a. Trois catégories de facteurs

Tisdall & Oades (1982) distinguent trois types d'agents favorisant l'agrégation :

- les **agents transitoires**, en général de la matière organique qui se décompose rapidement,
- les **agents temporaires**, comme des hyphes ou des réseaux de petites racines, qui peuvent favoriser l'agrégation de particules par leurs sécrétions mais aussi de façon mécanique, agissant comme un filet,
- les **agents persistants**, constitués des substances humiques, et de cations métalliques.

Il existe donc différents types de facteurs, agissant à différentes échelles de la structure, et ayant une action délimitée dans le temps. On distingue des facteurs physico-chimiques, plus liés à la matière minérale, et des facteurs liés à la matière organique.

3.2.2.b. Les facteurs physico-chimiques

Les **interactions électrostatiques** jouent un rôle à l'échelle nanométrique : elles sont impliquées lors de la floculation des argiles et pour assurer la formation de colloïdes. Un des mécanismes d'agrégation parmi les plus importants est dû aux liaisons de cations entre la surface des argiles et des groupes de molécules organiques chargées négativement, des groupes carboxyles par exemple (Tisdall & Oades, 1982).

Les **argiles** ont aussi la capacité de s'adsorber sur des particules organiques comme les polysaccharides. Dorioz *et al.* (1993) montrent que les interactions des particules d'argile avec d'autres types de molécules conduisent à la formation de structures organisées : des polysaccharides extracellulaires sécrétés par des microorganismes créent localement des conditions physico-chimiques favorisant l'orientation des feuillets. Ces conditions permettent d'augmenter localement la cohésion des particules, un des mécanismes à la base de la formation de microagrégats.

Ces interactions sont très localisées, et interviennent le plus souvent pour maintenir la stabilité des microagrégats. Leur "rayon d'action" est en effet limité. Dorioz *et al.* (1993) établissent un périmètre de l'ordre de 5µm autour d'hyphes mycéliens et de 10µm autour d'extrémités racinaires dans lequel on peut observer un réarrangement de l'orientation des argiles. Cependant dans des sols tropicaux, les macroagrégats "physico-chimiques" sont maintenus ensemble par des interactions électrostatiques minérales, qui sont fortes, mais qui ont une efficacité limitée dans le temps (Six *et al.*, 2002).

Enfin les alternances de dessiccation et de réhumectation d'un sol peuvent créer des agrégats par microfissuration (Le Bissonnais, 1989 ; Dorioz *et al.*, 1993 ; Balesdent *et al.*, 2000). Ces processus sont en particulier impliqués dans un sol riche en argile, dans lequel un gonflement différentiel peut avoir lieu (Le Bissonnais, 1989). Le dessèchement du sol provoque une augmentation de sa résistance mécanique, avec une "cimentation" plus forte des particules entre elles et une augmentation de l'hydrophobicité des agrégats (Le Bissonnais *et al.*, 1995). Ce dernier caractère leur permet de diminuer la vitesse de pénétration de l'eau lors du cycle de réhumectation suivant et de mieux résister à l'éclatement (Chenu *et al.*, 2000).

3.2.2.c. Importance de la matière organique dans l'agrégation et le maintien de structures stables

On peut établir un parallèle entre les trois types de facteurs de Tisdall & Oades (1982) et les travaux de Monnier (1965) qui dresse un schéma théorique de l'action de la matière organique sur la stabilité structurale. Il distingue en effet trois types d'actions (Figure 3.4) :

- la décomposition rapide de la matière organique provoque une augmentation rapide et importante de la stabilité structurale, mais son effet n'est mesurable que durant quelques semaines : **zone A**,
- effet moins marqué mais plus pérenne, associé à une décomposition moins rapide de la matière organique : **zone B**,
- augmentation de faible amplitude de la stabilité structurale, qui persiste quelques années. Elle est associée à une décomposition lente de la matière organique : **zone C**.

On peut donc déjà mettre en évidence une **action directe** de la matière organique par ses propriétés intrinsèques, et **indirecte**, car l'apport de matière organique stimule l'activité des microorganismes et de la faune du sol (Guckert *et al.*, 1975 ; Díaz *et al.*, 1994 ; Guerrero *et al.*, 2000 ; Abiven, 2004 ; Annabi, 2005).

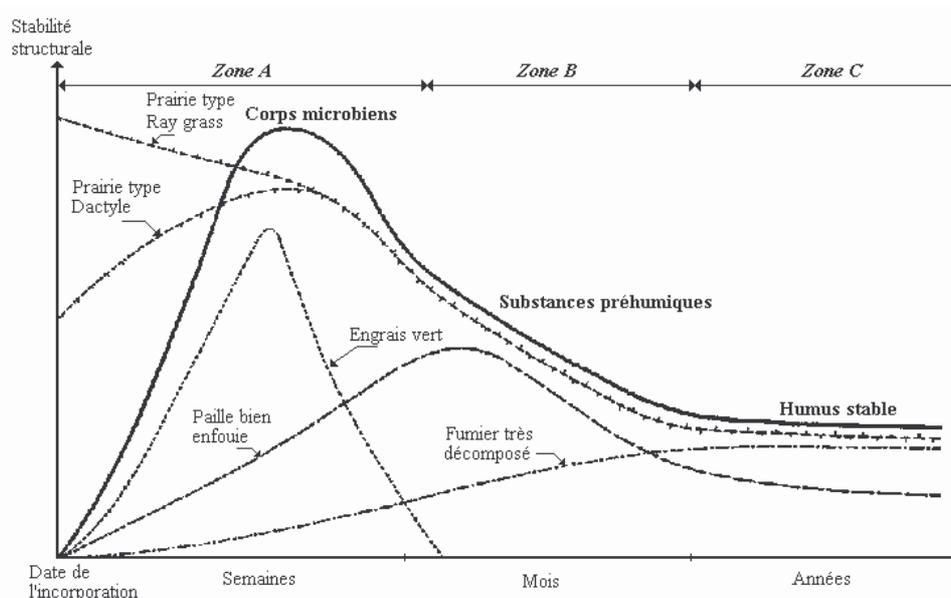


Figure 3.4. Les différents types de stabilisation par les matières organiques (Monnier, 1965)

L'activité des microorganismes du sol joue un rôle prépondérant pendant la première phase : Six *et al.* (2000) supposent que de la matière organique apportée, sous forme particulaire, constitue la base autour de laquelle l'agrégat se constitue, via l'activité microbienne. Guerrero *et al.* (2000) montrent qu'en trois mois, le nombre d'agrégats plurimillimétriques a augmenté de façon significative dans un sol brûlé, et donc très pauvre en matière organique, et que cette augmentation est liée à une multiplication significative des microorganismes du sol.

Toutes les matières organiques n'ont donc pas la même efficacité pour améliorer la stabilité structurale. Díaz *et al.* (1994) comparent l'effet de composts d'ordures ménagères avec l'effet d'un apport de tourbe, et montrent que la tourbe ne permet pas d'améliorer la stabilité structurale car elle ne stimule pas l'activité biologique du sol.

L'activité des microorganismes (bactéries et champignons) se traduit entre autre par la production d'**exopolysaccharides (EPS)** dans le milieu, qui semblent être plus efficaces pour stabiliser la structure du sol que les polysaccharides d'origine végétale (Greenland *et al.*, 1961 ; Puget, 1997). Ces polysaccharides se lient très fortement aux argiles (Dorioz *et al.*, 1993 ; Chenu, 1995 ; Christensen, 2001 ; Rumpel *et al.*, 2004). Les effets combinés de l'adsorption et des liaisons (liaisons Van der Waals ou liaisons hydrogène) entre les EPS et les particules sont très efficaces, aboutissant à la création d'un véritable filet. De plus les EPS ne diffusent pas, leur action est donc locale, permettant de créer de petits "amas" de constituants du sol plus cohérents entre eux.

La faune du sol, en particulier les vers de terre, joue un rôle important dans la production de macroagrégats d'origine biologique: les pelotes fécales, de taille millimétrique, sont riches en matière organique mélangée à des particules minérales (Six *et al.*, 2002).

Enfin les **exsudats racinaires** sont aussi des facteurs de stabilisation : les argiles peuvent s'adsorber sur ces substances (Dorioz *et al.*, 1993) de la même façon que sur les EPS sécrétés par les microorganismes. Ces exsudats peuvent de plus aussi stimuler l'activité microbienne du sol.

Le développement des hyphes mycéliens et la croissance racinaire jouent par ailleurs un **rôle mécanique** sur la stabilisation des agrégats, en créant un maillage maintenant la cohésion des particules. Cette action mécanique est plutôt mesurable au niveau de la structure des macroagrégats (supérieurs à 250 μ m).

Bien que l'activité de la biomasse du sol soit très importante dans la formation des agrégats, l'amélioration de la stabilité structurale n'est pas qu'une simple relation entre intensité de l'activité biologique et renforcement de la structure (Abiven, 2004). L'action de la matière organique semble plus complexe, et est liée à la dynamique de la décomposition.

Le mode d'action des polysaccharides est bien connu (Chenu, 1989 ; Dorioz *et al.*, 1993 ; Chenu, 1995 ; Cheshire *et al.*, 2000). Leur action dépend de la longueur de la chaîne carbonée et du nombre de liaisons qu'ils sont capables d'établir avec leur environnement immédiat (Cheshire *et al.*, 2000). Mais des corrélations entre teneur en polysaccharides et stabilité structurale ne sont pas toujours observées (e.g. Degens *et al.*, 1996). De façon générale, ce sont les polysaccharides microbiens qui sont le mieux corrélés à la stabilité des agrégats (Puget *et al.*, 1995).

Les composés humiques sont aussi impliqués dans la stabilisation des agrégats. Ils agiraient plutôt au niveau de la stabilité des microagrégats. Chefetz *et al.* (2002) montrent que plus les agrégats considérés sont petits, plus les structures moléculaires aromatiques sont nombreuses ; en se focalisant sur les molécules dérivées de la lignine, ils montrent aussi que plus les agrégats sont petits, plus la lignine est dégradée. Guggenberger *et al.* (1995) montrent que la matière organique associée aux argiles est plus dégradée que la matière organique associée aux limons et aux sables. Comme les composés humiques sont principalement hydrophobes, ils stabilisent les structures en diminuant la vitesse de réhumectation des agrégats, ce qui limite leur éclatement (Chenu *et al.*, 2000). Ils sont de plus fortement adsorbés sur les particules minérales par des liaisons entre hydroxyles et métaux (Schnitzer, 1986).

3.2.3. Relations entre stabilité structurale et quantités de matière organique apportée

De nombreux auteurs ont travaillé sur le manque de matière organique dans les sols. Le Villio *et al.* (2001) ont travaillé sur les quantités de matière organique à apporter pour restaurer la fertilité physique des sols sensibles au phénomène de battance : pour les sols à texture limoneuse, la diminution du taux de matière organique à des teneurs inférieures à 2 ou 3% (massiques), souvent observée dans les sols cultivés au cours des dernières décennies, est un des paramètres déterminants de cette dégradation. Le Bissonais & Arrouays (1997) montrent que des sols limoneux sont sensibles à la battance pour une teneur en carbone inférieure à 15g kg^{-1} . Cependant, la matière organique n'est pas le seul facteur de stabilisation de la structure (Le Bissonais & Arrouays, 1997) : il faut tenir compte des teneurs en argile et en oxydes métalliques. De plus, l'existence d'un "seuil" minimal n'est pas prouvée : Chenu *et al.* (2000), Zeytin & Baran (2003), Annabi (2005) observent des relations linéaires entre la stabilité des agrégats et la teneur en carbone organique. D'après Greenland *et al.* (1961), 0,1% à 1% massiques de sucres dans un sol suffisent à initier l'agrégation des particules. En effet ces matériaux, très labiles, stimulent l'activité microbienne, ce qui permet d'observer un pic de stabilité structurale très rapidement après l'incorporation. Mais Díaz *et al.* (1994) montrent que des doses inférieures à $19,5\text{kg.m}^{-2}$ de compost (équivalent ici à 45tC ha^{-1}) améliorent très peu la stabilité structurale de façon durable.

Mais si des corrélations positives entre teneur en carbone et stabilité structurale sont souvent mesurées (exemple : Angers *et al.*, 1999 ; Haynes & Tregurtha, 1999 ; Le Bissonais & Arrouays, 1997 ; Chenu *et al.*, 2000), leur caractère linéaire est sans doute lié aux faibles teneurs en carbone organique dans les sols étudiés.

Haynes (2000) mesure une relation linéaire entre teneur en carbone organique et stabilité structurale pour des teneurs en carbone inférieures à 3%. Annabi (2005) obtient des résultats comparables. Jastrow (1996) et Haynes & Tregurtha (1999) mesurent une stabilité structurale maximale pour une teneur en carbone de 4,5% massiques.

De façon générale, on ne peut pas établir de relation linéaire entre stabilité structurale et teneur en carbone. Il se peut qu'une fraction spécifique de la matière organique d'un sol soit impliquée dans la stabilisation des agrégats, et donc la mesure de la teneur en carbone organique total n'est pas une mesure suffisamment discriminante (Díaz *et al.*, 1994 ; Le

Bissonnais & Arrouays, 1997). Il faut de plus tenir compte des autres agents favorisant la stabilité structurale des sols : teneur en argile et en oxydes métalliques notamment.

3.2.4. Les modèles de cycle de la stabilité structurale

Tisdall & Oades (1982) ont fait l'hypothèse que l'organisation interne des agrégats n'était pas aléatoire, mais au contraire hiérarchisée : des microagrégats de l'ordre de 20 μ m composent des microagrégats d'environ 200 μ m de diamètre. Eux-mêmes sont liés par différents "ciments" et servent de particules primaires pour élaborer des macroagrégats. Ce modèle hiérarchique reste une référence, mais de nombreuses modifications lui ont été appliquées (Christensen, 2001), car il semble surtout concerner les sols riches en argile, ou dans lesquels la matière organique est le principal facteur de stabilisation.

Golchin *et al.* (1994) ont proposé un modèle décrivant les interactions entre la dynamique de la matière organique, la formation des microagrégats et la protection de la matière organique. Il est basé sur la caractérisation chimique et l'estimation du turnover de la matière organique du sol dans des fractions de différentes densités. Dans ce modèle la matière organique dérivant d'une plante est rapidement colonisée par des microorganismes qui la décomposent. On obtient alors une matière organique humifiée. Dans le même temps, la population bactérienne et ses mucilages s'adsorbent sur les particules argileuses, et la matière organique est donc incluse dans des microagrégats, ce qui a pour conséquence de ralentir la biodégradation. Quand la population microbienne diminue, les microagrégats deviennent plus fragiles, peuvent être détruits, et la matière organique du sol, principalement humifiée, est libérée dans le milieu et peut être utilisée à nouveau. Puget *et al.* (1995 et 1999) ont confirmé ce modèle en montrant que les agrégats stables étaient enrichis en matière organique récemment incorporée et en matière organique particulaire (MOP).

Le modèle de Six *et al.* (2000) va dans le même sens : il suppose que les macroagrégats sont formés autour de résidus organiques frais (MOP) (Figure 3.5). Ces résidus peuvent en effet être à la base de la formation de microagrégats car ils stimulent l'activité microbienne du sol, et donc la production de substances agrégeantes. L'activité biologique du sol implique une fragmentation de ces particules de matières organiques grossières en MOP plus fines, qui sont piégées dans une "gangué" d'argile et de produits microbiens. Il y a donc formation de microagrégats à l'intérieur de macroagrégats, ce qui a pu être montré par des études à l'aide de carbone radioactif (Angers *et al.*, 1997). Les agents liant les microagrégats

peuvent se dégrader, et les microagrégats sont alors dispersés et peuvent servir de matériel de base pour le prochain cycle d'agrégation.

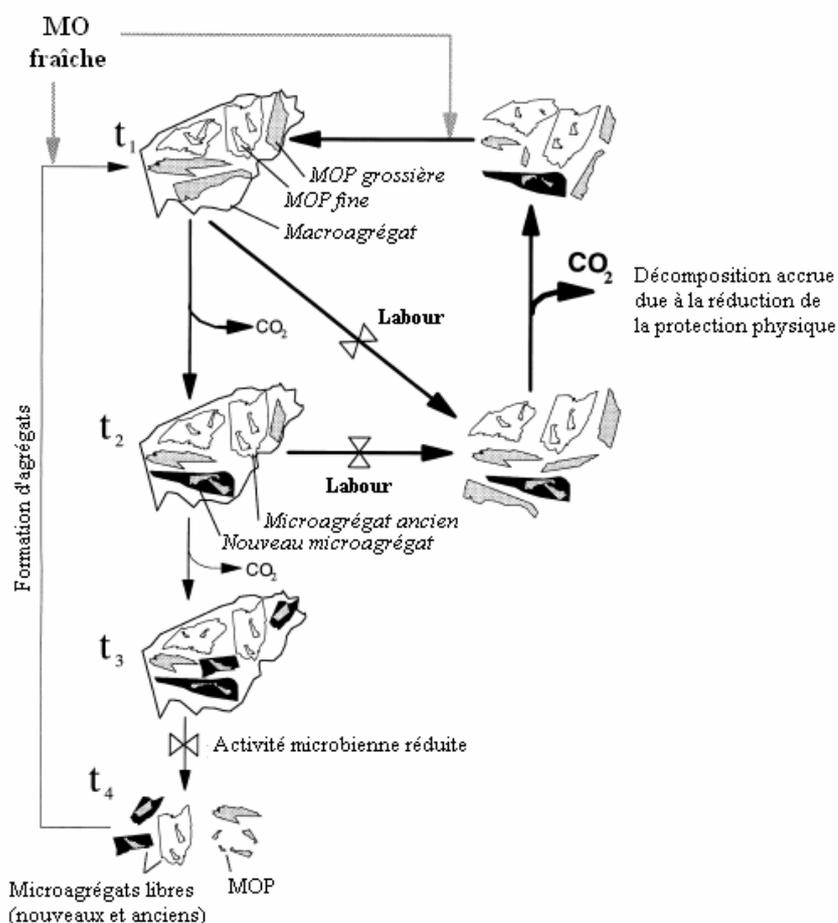


Figure 3.5. Modèle conceptuel du turnover des agrégats avec et sans travail du sol (Six *et al.*, 2000)

3.2.5. Mécanismes de destruction des agrégats et tests de stabilité structurale

On distingue quatre mécanismes principaux de destruction des agrégats (Le Bissonais, 1996) :

- **L'éclatement** des agrégats est provoqué par la compression de l'air, piégé lors de la réhumectation. Ce phénomène dépend de la vitesse de réhumectation des agrégats, de leur porosité, et de leur teneur en eau initiale.
- La **microfissuration** est liée à la fragmentation des agrégats à leur périphérie. Dans les sols argileux, elle est en général provoquée par le gonflement différentiel des argiles. Mais elle peut aussi être mise en évidence dans un sol limoneux, où le

potentiel de gonflement est réduit. Elle est dans ce cas liée à un éclatement partiel des agrégats de surface (Le Bissonnais, 1989).

- La **désagrégation mécanique** est due à l'énergie cinétique des gouttes de pluie. Ce phénomène joue un rôle important dans la désagrégation des sols humides, car les forces liant les agrégats sont plus faibles.
- La **dispersion physico-chimique** correspond à la réduction des forces de cohésion entre les particules colloïdales lors de l'humectation. Elle dépend de la valence des cations. Le sodium échangeable est par exemple considéré comme un agent dispersif, alors que les ions calcium sont des agents favorisant la floculation. La dispersion se caractérise par la production de particules élémentaires plutôt que de microagrégats. Ce mécanisme est donc très efficace, et il amplifie l'effet des autres mécanismes.

Le Bissonnais (1996) liste plusieurs types de tests mis au point pour évaluer la stabilité structurale des agrégats. La variabilité des méthodes, des tailles d'agrégats testés, de leur état hydrique rendent difficile la comparaison des résultats obtenus (Annabi, 2005). Le plus souvent les traitements appliqués aux échantillons consistent en une combinaison d'immersion, avec ou sans dispersion par agitation mécanique ou ultrasons (ex: Yoder, 1936, Edwards & Bremner, 1967). Les échantillons sont souvent tamisés (ex: Hénin *et al.*, 1958 ; Aggelides & Londra, 2000 ; Niewczas & Witkowska-Walczak, 2005 ; Pulleman & Marinissen, 2004 ; Barral *et al.*, 2007), et la distribution des agrégats résiduels permet de calculer des indices comme le MWD (Mean Weight Diameter, ou diamètre moyen pondéral), permettant de situer la stabilité du sol étudié sur une échelle. Cependant, l'indice de stabilité reste relatif et soumis à la méthode avec laquelle il a été établi (tamisage à sec / sous eau, nombre et taille des tamis, temps de rotation, etc.).

Le test de stabilité structurale mis au point par Le Bissonnais (1996) comporte trois phases permettant de tester les différents mécanismes cités au préalable, et fait aujourd'hui l'objet d'une normalisation (NF X31-515, AFNOR, 2005). Ces analyses sont réalisées sur des agrégats calibrés entre 3,15 et 5mm, et séchés à l'air :

- La **réhumectation rapide** permet de tester la résistance à l'éclatement.
- La **désagrégation mécanique** après réhumectation dans l'éthanol permet de tester la dispersion des agrégats, en limitant les risques d'éclatement puisque les agrégats sont préalablement humectés dans un liquide non polaire et miscible à l'eau.

- La **réhumectation lente** permet de tester la microfissuration.

Cette méthode est donc relativement complète quant aux mécanismes testés, et sera utilisée dans la suite de cette étude.

3.2.6. La notion de protection physique de la matière organique

Les fractions argileuses et limoneuses d'un sol sont plus riches en matière organique que la fraction sableuse, compte tenu de leurs capacités de fixation plus grandes (Guggenberger *et al.*, 1995 ; Christensen, 2001). L'adsorption de matière organique sur des particules d'argile l'isole de son environnement immédiat, en créant une barrière physique. Elle est donc inaccessible et **protégée de façon physique** contre la dégradation microbienne (Chenu, 1995 ; Balesdent *et al.*, 2000 ; Chenu *et al.*, 2000 ; Christensen, 2001). Mais cette stabilisation est "réversible" : de nombreuses études (Cabrera, 1993 ; Franzluebbers *et al.*, 1994, 1998) montrent que le travail du sol diminue le nombre de macroagrégats et provoque un pic de minéralisation : la matière organique servant d'agent liant aux macroagrégats est de type "transitoire", et peut être dégradée une fois accessible aux microorganismes. En ce qui concerne les microagrégats, plusieurs auteurs (exemple : Sorensen, 1983 ; Elliott, 1986 ; Gregorich *et al.*, 1989) montrent que la minéralisation est plus élevée quand on considère des microagrégats broyés. Cela suggère que les microagrégats protègent de la matière organique labile, pourtant c'est aussi au niveau des fractions les plus fines que l'on mesure des taux d'humification élevés. Selon Guggenberger *et al.* (1995), la matière organique est plus dégradée dans les fractions argileuses. Chefetz *et al.* (2002) montrent que les processus d'humification sont favorisés à l'intérieur des microagrégats, donc la matière organique y est de moins en moins labile. Allant dans le même sens, Rumpel *et al.* (2004) montrent que la matière organique associée à la fraction argileuse a un turnover beaucoup plus long que celui de la matière organique associée aux fractions limoneuses et sableuses.

3.3. Matière organique et propriétés hydriques du sol

3.3.1. Généralités

3.3.1.a. Propriétés de rétention d'eau

Dans les sols, la **teneur en eau** (θ) et le **potentiel hydrique** (ψ) sont les deux variables permettant de caractériser la phase hydrique. Ces variables varient simultanément, mais chaque couple de points (θ , ψ) dépend du type de sol dans lequel il est mesuré. La relation existant entre ces deux paramètres peut être représentée graphiquement par la **courbe de rétention d'eau**, et c'est un élément essentiel pour décrire la dynamique de la phase liquide en régime non saturé. Cette relation exprime les variations d'intensité des forces de capillarité et d'adsorption en fonction de la teneur en eau (Musy & Soutter, 1991). Comme ces forces dépendent de la taille et de la forme des pores, donc de la structure du sol, la courbe de rétention d'eau est une caractéristique spécifique d'un sol donné.

3.3.1.b. Propriétés de conductivité hydraulique

La conductivité hydraulique est une manifestation de l'effet de résistance à l'écoulement dû aux forces de frottement (Musy & Soutter, 1991). La phase liquide circulant dans l'espace poral, la conductivité hydraulique dépend donc de la structure, et de la texture du sol. La forme et la taille des pores déterminent en effet les profils de vitesse et les trajectoires d'écoulement. En ce qui concerne la texture du sol, les surfaces spécifiques déterminent l'importance des phénomènes d'adsorption, dont les frottements sont une conséquence.

Lorsque le sol se dessèche, les macropores se vident en premier, si bien que la section d'écoulement diminue en même temps que la vitesse moyenne, suite à la disparition des zones de vitesse relativement élevées situées au centre des pores. L'eau circule donc dans des pores de plus en plus petits, ou le long des films d'hydratation qui subsistent au niveau des pores déjà vidangés. La longueur du cheminement de l'eau augmente, caractérisé par un paramètre de tortuosité (Figure 3.2) et la conductivité hydraulique diminue rapidement.

3.3.1.c. Notion d'hystérèse

Les propriétés de rétention d'eau et de conductivité hydraulique ne sont pas réversibles, au sens thermodynamique du terme : ces relations ne sont pas les mêmes si elles sont

obtenues par un procédé de réhumectation ou de dessiccation. Les écarts mesurés permettent de mettre en évidence un phénomène dit **d'hystérèse**. Ce phénomène est sans doute le résultat de plusieurs facteurs, parmi lesquels on peut citer les phénomènes de gonflement et de retrait, la non uniformité géométrique des pores, et les variations de l'angle de contact entre le ménisque et la surface solide. Le dernier facteur dépend des propriétés de mouillabilité des matériaux (voir §3.3.2.b).

3.3.2. Influence d'un apport de matière organique sur les propriétés hydriques des sols

3.3.2.a. Les modifications liées aux changements de la structure du sol

Nous avons vu que la matière organique joue sur la structuration du sol en augmentant la porosité et en réorganisant l'espace poral. Autrement dit, l'espace dans lequel la phase liquide peut être stockée et/ou circuler augmente. Cela se traduit donc par :

- Une **capacité de rétention d'eau plus importante** (Khaleel *et al.*, 1981), ce qui a été observé par de nombreux auteurs (exemple : McCoy, 1998 ; Edwards *et al.*, 2000 ; Celik *et al.*, 2004). La réorganisation de l'espace poral peut se traduire par une augmentation de la macroporosité, et donc une augmentation de la teneur en eau dans les zones proches de la saturation. Les forces de capillarité étant moins fortes dans des macropores, on peut alors mesurer une vidange plus rapide lors d'une dessiccation, dans cette zone de la courbe. Un apport de matière organique modifie donc l'allure de la courbe de rétention d'eau. Aggelides & Londra (2000) observent une augmentation de la teneur en eau à saturation, en incorporant un compost à des doses de plus en plus fortes, alors que les différences de courbe de rétention sont peu marquées pour des potentiels beaucoup plus faibles.
- Une **augmentation de la conductivité hydraulique à saturation** (exemple : McCoy, 1998 ; Aggelides & Londra, 2000 ; Zeytin & Baran, 2003).
- Concernant les modifications de la conductivité hydraulique en conditions insaturées, les résultats sont partagés. Aggelides & Londra (2000), Singh & Malhi (2006) mesurent une augmentation de la conductivité hydraulique avec l'apport de matière organique. Au contraire Lampurnalés & Cantero-Martínez (2006) mesurent des diminutions de la conductivité hydraulique. Blair *et al.* (2006) mesurent une augmentation de la conductivité hydraulique avec une incorporation de paille ; en revanche, ils mesurent une diminution dans le cas d'un apport de fumier. Il est donc difficile de conclure.

3.3.2.b. Influence de la matière organique sur la mouillabilité des sols

Définition

La mouillabilité est l'aptitude d'un liquide à s'étaler sur la surface d'un matériau. Elle peut être évaluée par la mesure de l'angle de contact entre une goutte d'eau et la surface d'un sol (Letey *et al.*, 1962). Plus l'angle de contact est élevé, plus la surface solide s'oppose à la pénétration de l'eau. Cela peut avoir des avantages : par exemple, la vitesse de réhumectation du sol, plus faible, préserve sa structure en limitant les phénomènes d'éclatement des agrégats. Cependant, une forte hydrophobicité du sol provoque aussi du ruissellement, et entraîne l'apparition du phénomène d'érosion hydrique (Shakesby *et al.*, 2000 ; Buczko *et al.*, 2002).

Parmi les méthodes de mesure de l'hydrophobicité, on peut citer la méthode du "temps de pénétration d'une goutte d'eau" (WDPT : Water Drop Penetration Time, Van't Woudt, 1959). Cette mesure permet d'évaluer la persistance de l'hydrophobicité. Une autre méthode consiste à réhumecter le sol avec des solutions eau / éthanol en différentes concentrations (Watson & Letey, 1970), ce qui fournit une information sur le degré d'hydrophobicité, en indiquant la tension de surface apparente de la face solide.

L'hydrophobicité du sol dépend de sa teneur en eau, de l'alternance de dessiccation et de réhumectation, et enfin de sa teneur en matière organique. Concernant le rôle de la teneur en eau, Dekker & Ritsema (1994) ont établi l'existence d'une teneur en eau critique, délimitée par deux valeurs seuils de la teneur en eau : une valeur basse, au-dessous de laquelle le sol est hydrophobe, et une valeur haute, au-dessus de laquelle le sol est hydrophile. Täumer *et al.* (2005) ont montré que cette valeur critique augmente de façon significative avec la teneur en matière organique du sol.

Influence de la matière organique sur la mouillabilité

Il est communément admis que les substances organiques sont une des principales causes d'hydrophobicité des sols (Doerr *et al.*, 2000). Cependant, toutes les molécules organiques ne confèrent pas le même degré d'hydrophobicité à un sol. On distingue principalement deux groupes de composés organiques hydrophobes : les molécules aliphatiques apolaires, et les molécules ayant une structure amphiphile. Ces dernières sont en général solubles dans l'eau, mais peuvent toutefois créer une "enveloppe" hydrophobe à la surface du sol, et sont largement impliquées dans l'hydrophobicité des sols (Figure 3.6).

Des molécules issues de débris végétaux en cours de décomposition sont impliquées dans l'hydrophobicité, comme les cires qui constituent les cuticules de certaines plantes. Certains microorganismes peuvent aussi être associés à l'hydrophobicité des sols comme certains actinomycètes par exemple (Jex *et al.*, 1985).

Molécule amphiphile

Extrémité hydrophile (groupe fonctionnel polaire) → ● ← Extrémité hydrophobe (chaîne aliphatique non polaire)

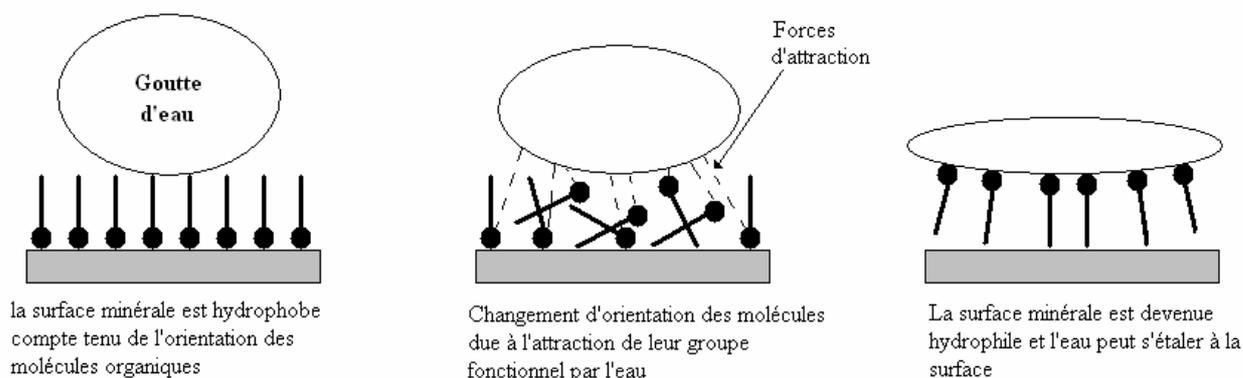


Figure 3.6. Représentation schématique d'une molécule amphiphile et changements d'orientation de molécules amphiphiles sur une surface minérale, au contact de l'eau (Doerr *et al.*, 2000)

Cependant, il n'a pas été possible jusqu'à présent d'établir des relations générales entre teneur en matière organique du sol et le degré d'hydrophobicité. Il se peut en effet que la quantité de composés hydrophobes présents dans un sol, et nécessaires pour créer l'hydrophobicité, ne soit pas proportionnelle aux quantités de matière organique présente ou apportée dans un sol (Doerr *et al.*, 2000).

3.4. Conclusions du chapitre 3

La structure du sol étant définie par l'arrangement entre phase solide et espace poral, la modification de l'une ou l'autre des composantes se répercute sur l'ensemble. L'apport de matière organique favorise la formation d'agrégats de taille plurimillimétrique, et donc conjointement, une porosité lacunaire de plus grande taille.

La dynamique de la structuration du sol joue aussi sur ses propriétés hydriques, et la matière organique peut interagir directement avec la phase liquide, notamment en conférant des propriétés d'hydrophobie au sol.

L'évolution de ces propriétés est donc liée aux apports de matière organique, mais de façon plus générale, elles sont liées à l'histoire du sol : variations climatiques, interventions humaines, sont autant de facteurs modifiant l'évolution du sol.

Les relations entre structuration du sol, évolution des propriétés physiques et hydriques et matière organique sont complexes, car elles tiennent compte à la fois de l'activité biologique du sol et de l'évolution des différents groupes de molécules organiques, donc de l'évolution qualitative de la matière organique.

CHAPITRE 4. CONCLUSIONS SUR LA SYNTHÈSE BIBLIOGRAPHIQUE, PROBLÉMATIQUE ET OBJECTIFS DE TRAVAIL

4.1. Synthèse de l'étude bibliographique

Les ANTHROPOSOLS RECONSTITUÉS sont des sols fabriqués à partir de matériaux meubles naturels ou transformés. Ils sont caractérisés par :

- Un apport de **matière organique en grande quantité** (20% en volume au minimum, et jusqu'à 40),
- Un apport de **matière organique en une seule fois**, au moment de la mise en place du sol reconstitué,
- Une variabilité importante de leurs propriétés physiques, conduisant souvent à la formation de milieux hétérogènes (Jim, 1998 ; Marié & Rossignol, 1999 ; Rossignol, 1999).

L'importance de l'apport de matière organique change considérablement les proportions terre / matière organique par rapport à ce qui est habituel en agriculture, et peut modifier l'évolution de la matière organique. Il est donc essentiel de **caractériser cette évolution**. Elle dépend de **facteurs intrinsèques** (nature biochimique, état physique), et **environnementaux** (température, humidité).

Évolution de la matière organique

Les recherches récentes s'intéressent beaucoup à la **caractérisation chimique** des composés organiques, en particulier à son devenir une fois apportée à un sol. Ce sont les mécanismes de dégradation de molécules – oxydations de groupements fonctionnels de molécules par exemple – qui sont examinés (e.g. Christensen, 2001 ; Chefetz *et al.*, 2002 ; Gleixner *et al.*, 2002 ; Dignac *et al.*, 2006 ; Lützow *et al.*, 2006). La grande diversité de produits organiques peut justifier le nombre de ces études à l'échelle moléculaire.

Mais les corrélations entre les composants biochimiques de la matière organique et les effets produits sur un sol, à une échelle macroscopique, ne sont pas simples à mettre en évidence, en raison des nombreuses interactions qui existent avec les paramètres biologiques, physiques et chimiques des sols.

D'autres approches permettent de caractériser la matière organique dans sa globalité : notamment l'évaluation de sa stabilité (Linères & Djakovitch, 1993 ; Francou, 2003) et de son

potentiel de minéralisation (Beloso *et al.*, 1993 ; Bernal *et al.*, 1998 ; Houot *et al.*, 2002 ; Busby *et al.*, 2007). Ces approches globales sont très souvent utilisées pour construire des modèles d'évolution quantitative de la matière organique dans les sols, basés sur des compartiments cinétiques.

Les approches de la matière organique d'un point de vue physique sont plus rares : si des articles s'intéressent à la taille initiale des particules de matière organique (e.g. Yakovchenko *et al.*, 1998 ; Angers & Recous, 1997 ; Fangueiro *et al.*, 2007), sa fragmentation physique au cours du temps n'est que peu étudiée.

Évolution des propriétés physiques des sols

L'apport de matière organique dans un sol influence sa structure. Dans la majeure partie des cas, l'incorporation de matière organique est associée au travail du sol, ce qui rend difficile l'appréciation des effets immédiats, en terme d'évaluation de l'espace poral et de masse volumique apparente.

Beaucoup d'études montrent qu'un effet de la matière organique en terme de structuration est mesurable, notamment par la réorganisation de l'espace poral (Marinari *et al.*, 2000 ; Zeytin & Baran, 2003) et par l'augmentation de la stabilité structurale due à une plus grande cohésion entre les particules de sol (Christensen, 1986 ; Díaz *et al.*, 1994 ; Le Bissonnais & Arrouays, 1997 ; Chenu *et al.*, 2000 ; Abiven, 2004). On mesure des corrélations fortes entre le degré de stabilité structurale et la teneur en matière organique des sols pour des teneurs en matière organique assez faibles. La valeur d'un seuil maximal d'efficacité, au-delà duquel la matière organique supplémentaire n'a plus d'effet sur la stabilité structurale, reste discutée (Jastrow, 1996 ; Haynes & Tregurtha, 1999 ; Annabi, 2005).

L'amélioration des propriétés physiques des sols par l'incorporation de matière organique a été largement étudiée. Mais la majeure partie des études sont réalisées sur des sols en place, avec incorporation ou non (laissé en surface) de produit organique. De plus les doses de produit organique incorporées sont le plus souvent telles que la teneur totale en carbone ne dépasse pas 10gC kg^{-1} (MS). Dans ce cas des améliorations proportionnelles aux quantités de matière organique ont souvent été mesurées. Cependant l'absence de référence dans le cas de fortes teneurs en carbone ne permet pas de conclure.

L'amélioration de la structure se répercute au niveau des propriétés hydriques des mélanges, notamment au niveau de la rétention d'eau (McCoy, 1998 ; Edwards *et al.*, 2000 ; Celik *et al.*, 2004) et de la conductivité hydraulique à saturation (McCoy, 1998 ; Aggelides &

Londra, 2000 ; Zeytin & Baran, 2003). Il est difficile d'établir des corrélations directes entre teneur en matière organique et amélioration des propriétés hydriques : celles-ci sont très dépendantes de l'espace poral et de sa stabilité, donc de la structure et des mécanismes de structuration du sol.

4.2. Problématique et démarche adoptée

Les principales données bibliographiques ont été obtenues soit par étude de la matière organique seule, soit lors de l'étude de sols utilisés pour des productions agricoles, et dans lesquels les apports de matière organique restent faibles.

Dans notre étude les quantités de matière organique incorporées sont bien supérieures aux doses appliquées habituellement en agriculture. Par ailleurs le matériel minéral a souvent été stocké, transporté, manipulé de nombreuses fois, et sa structure initiale est fortement détériorée. Le mélange initial est donc un matériau riche en matière organique, mais fortement déstructuré.

Cette différence est importante et rien ne permet d'affirmer que les quantités apportées n'influencent pas les mécanismes et les cinétiques d'évolution, déjà connus pour des quantités de matière organique plus faibles. Il en est de même en ce qui concerne les modifications des propriétés physiques.

La problématique de ce travail se situe dans ce cadre, et peut être formulée de la façon suivante :

Comment évolue la matière organique apportée en grande quantité?

Comment la matière organique influence-t-elle les propriétés physiques et hydriques des sols reconstitués?

Les questions scientifiques découlant de ces problématiques sont :

- La vitesse de transformation de la matière organique est-elle dépendante des quantités apportées ?
- Les mécanismes de stabilisation deviennent-ils prépondérants par rapport à ceux de la décomposition ?

- La modification des propriétés physiques est corrélée à la teneur en matière organique des sols, mais existe-t-il un optimum au-delà duquel la matière organique apportée n'est plus efficace ?

Afin d'apporter des éléments de réponse à ces questions, nous avons étudié le comportement de **trois types de produits organiques**, en les incorporant en différentes proportions à une terre végétale : un compost de déchets verts, un co-compost de boue de station d'épuration et de broyat de palettes, et une tourbe blonde. Les deux composts sont représentatifs des composts les plus fréquemment utilisés (ADEME, 2006). La tourbe blonde a été choisie car elle est très riche en matière organique et très stable. Les matériaux utilisés, ainsi que leurs caractéristiques, sont présentés au **chapitre 5**.

Nous avons placé les sols reconstitués dans des conditions d'évolution en site expérimental soumis aux conditions climatiques naturelles. Ce site sert à la fois de lieu d'observation, et de site de prélèvement d'échantillons. Les modalités de la construction du site, ainsi que les différentes analyses réalisées, sont présentées au **chapitre 6**.

Le travail est articulé en deux parties (Figure 4.1). Dans un premier temps, nous étudierons les aspects liés aux évolutions quantitatives et qualitatives de la matière organique apportée ; les résultats sont présentés dans le **chapitre 7**. Le **chapitre 8** portera sur la structuration des massifs terreux reconstitués, et sur l'évolution de leurs propriétés hydriques, en relation avec la matière organique apportée. Enfin le **chapitre 9** discutera des relations entre matière organique apportée, son évolution, et modification des propriétés physiques des sols reconstitués.

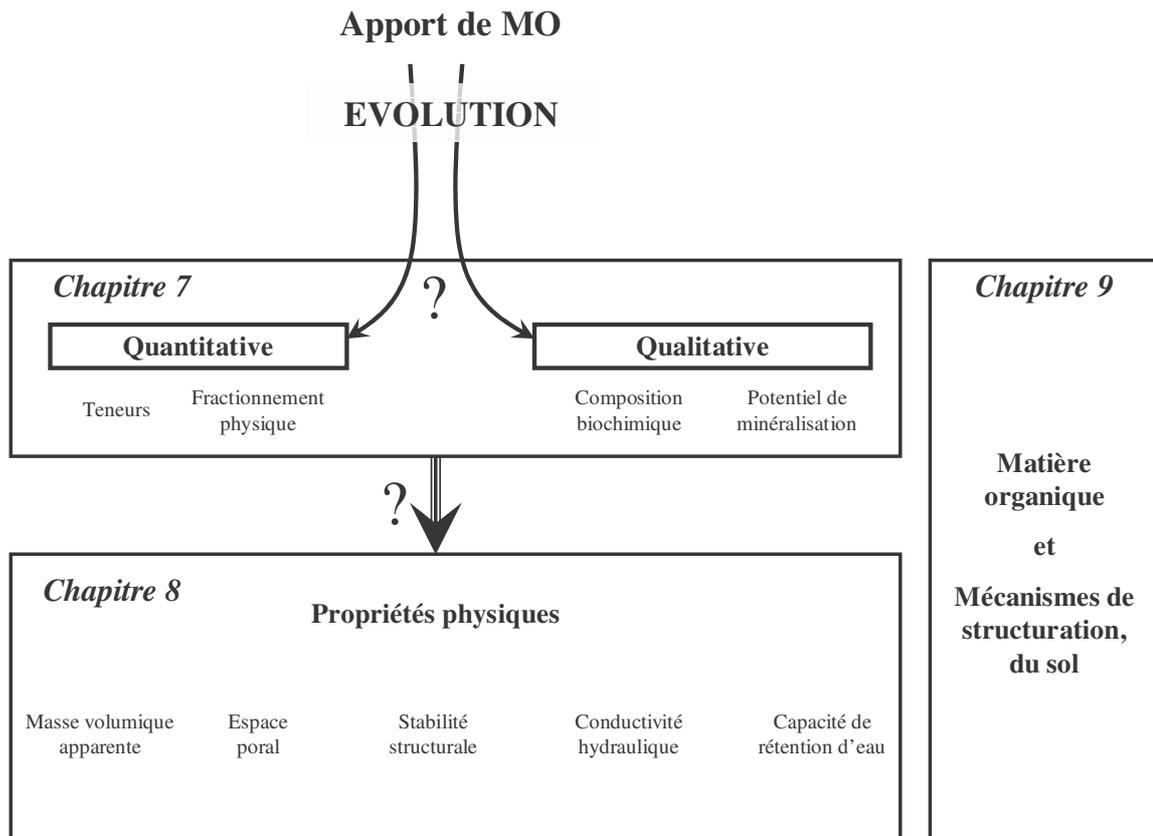


Figure 4.1. Démarche de l'étude

DEUXIÈME PARTIE.
MATÉRIELS & MÉTHODES

CHAPITRE 5. CARACTÉRISATION DES MATÉRIAUX CHOISIS

5.1. Choix des matériaux

5.1.1. La "terre végétale"

La terre (Tableau 5.1) a été prélevée en septembre 2004 dans un champ cultivé en maïs, et exploité par la société Brangeon, à Montjean-sur-Loire (département Maine et Loire). Le sol, situé sur les terrasses de la Loire, est un FLUVIOSOL BRUNIFIÉ selon le Référentiel Pédologique Français (Baize & Girard, 1995) (Rossignol, communication personnelle). Elle est issue d'un horizon de labour LA. Elle n'a reçu aucun traitement particulier, et a été stockée en andain avant la mise en place du site, recouverte d'une bâche agricole. Cette terre est la base des sols reconstitués, et sert de témoin. Nous l'appelons "**terre végétale**" (TV) selon la dénomination spécifiée dans la norme NF U44-551 (AFNOR, 2002).

5.1.2. Les produits organiques

Afin de comparer les effets de différents produits, nous travaillons avec trois types de matériaux. Nous appelons ces matériaux "produits organiques", pour les distinguer de "matière organique". En effet, ces produits, bien qu'assez riches en carbone organique (Tableau 5.1), comportent quelquefois une fraction minérale importante.

Nous avons donc choisi d'utiliser trois produits organiques différents : une tourbe blonde, un compost de déchets verts, et un mélange composté de boue de station d'épuration et de broyat de palettes.

- La **tourbe blonde** (tb) provient d'Estonie, et a été récoltée pendant l'été 2003 (E. Beaudet, communication personnelle). La fiche technique fournie par le producteur figure en Annexe 1. Elle a été conditionnée pour une utilisation à des fins professionnelles, par l'entreprise Florentaise (Loire Atlantique, France).
- Le **compost de déchets verts** (dv) a été composté 6 mois, retourné, mais sans arrosage. (Plate-forme de compostage de l'Ile de Noirmoutier).
- Le **compost de boue et de palette** (bp) est composé de 1/3 de boue de station d'épuration et de 2/3 de broyat de palettes. Durée de compostage : 6 mois, retourné et arrosé régulièrement. (Plate-forme de compostage de Rouen).

5.2. Caractérisation des produits purs

5.2.1. Principales caractéristiques physico-chimiques des produits

Les caractéristiques physico-chimiques des produits sont présentées dans le Tableau 5.1 :

Tableau 5.1. Caractéristiques physico-chimiques des produits

		TV	bp	dv	tb
	pH*	6,3	6,15	9	4,26
	Conductivité** ($\mu\text{S cm}^{-1}$)	123,2	2320	816	61,4
	Masse volumique apparente (g cm^{-3})	1,25	0,31	0,29	0,07
	Masse volumique réelle (g cm^{-3})	2,58	1,80	1,76	1,46
Granulométrie (g kg^{-1} MS)	d > 10mm	-	114	173	4
	10 > d > 5mm	12	82	65	11
	5 > d > 2mm	10	258	163	61
	2 > d > 0,2mm	262	312	297	559
	0,2 > d > 0,05mm	323	74	128	273
	d < 0,05mm	393	160	173	92
	Teneur en carbone (g kg^{-1})	7,4	253,2	260,1	484,4
	Azote total (g kg^{-1})	1,5	25,2	15,9	13,7

* extrait au 1/5^{ème} – produits organiques : selon la norme NF EN 13037 (2000) – TV : selon la norme NF ISO 10390 (1994)

** extrait au 1/5^{ème} – produits organiques : selon la norme NF EN 13038 (2000) – TV : selon la norme ISO 11265 (1994)

La tourbe (tb) est caractérisée par une masse volumique faible, et une granulométrie fine (Tableau 5.1 et Figure 5.1) : les particules de diamètre inférieur à 2mm représentent plus de 90% de sa composition, alors que la fraction supérieure à 2mm représente environ 20% de la composition des deux composts.

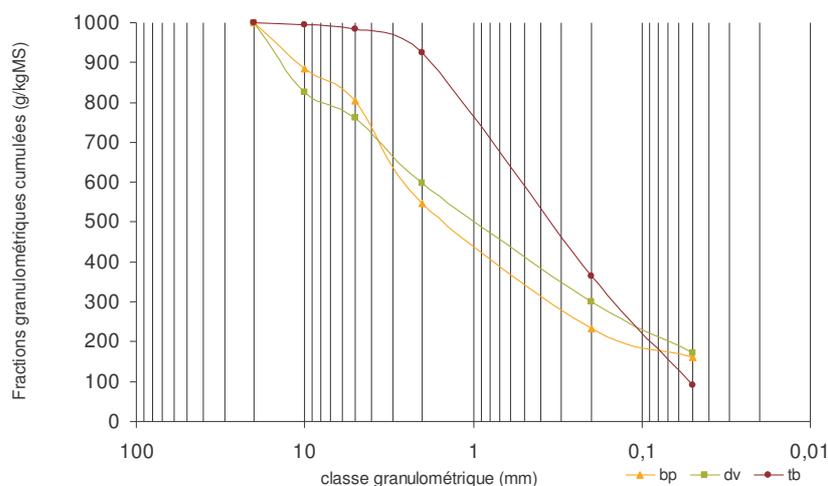


Figure 5.1. Profil granulométrique des produits organiques

Par ailleurs la tourbe est très riche en carbone ($450\text{gC kg}^{-1}\text{ MS}$), alors que la teneur en carbone des composts est de l'ordre de $250\text{gC kg}^{-1}\text{ MS}$ (Tableau 5.1).

Les caractéristiques des composts sont proches, en particulier en ce qui concerne leur teneur en carbone, leur distribution granulométrique et leur courbe de rétention d'eau (Figure 5.2).

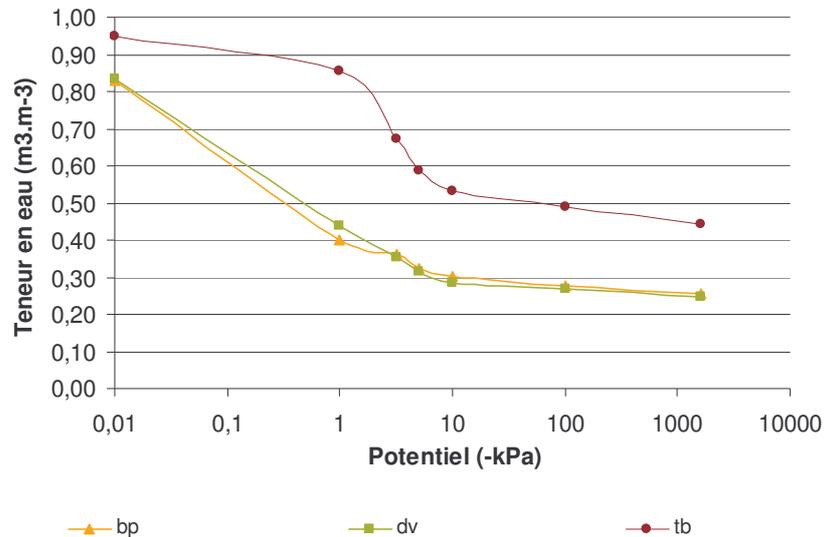


Figure 5.2. Courbes de rétention d'eau des produits organiques

La tourbe est caractérisée par une forte capacité de rétention d'eau (Figure 5.2) : sa porosité est très forte ($0,96\text{m}^3\text{ m}^{-3}$), et pour des potentiels proches de la saturation, sa teneur en eau reste élevée ($>0,8\text{m}^3\text{ m}^{-3}$ pour -10kPa). Aux potentiels les plus faibles, sa teneur en eau reste élevée, à $0,44\text{m}^3\text{ m}^{-3}$. Les deux composts ont des comportements très différents de celui de la tourbe, mais très proches entre eux. On mesure une porosité de l'ordre de $0,83\text{m}^3\text{ m}^{-3}$, due essentiellement à une porosité très grossière, mais leur capacité de rétention d'eau, pour des potentiels proches de la saturation, diminue très vite: pour un potentiel de -10kPa , la teneur en eau est de $0,4\text{m}^3\text{ m}^{-3}$ pour le compost de boue et de palette, et de $0,43\text{m}^3\text{ m}^{-3}$ pour le compost de déchets verts, soit une diminution de l'ordre de $0,4\text{m}^3\text{ m}^{-3}$ contre une diminution de $0,1\text{m}^3\text{ m}^{-3}$ pour la tourbe. Leur teneur en eau résiduelle est plus faible que celle de la tourbe: $0,24\text{m}^3\text{ m}^{-3}$.

5.2.2. Indice de stabilité biologique (ISB) des produits organiques

Les deux composts (Tableau 5.2) sont caractérisés par l'importance de leur fraction soluble ($>400\text{g kg}^{-1}$ MO), alors que cette fraction reste inférieure à 200g kg^{-1} de MO pour la tourbe.

Tableau 5.2. ISB et détails du fractionnement van Soest pour les trois produits organiques.

		Tourbe blonde	Compost de boue-palette	Compost de déchets verts
ISB		1	0,43	0,36
Détails du fractionnement van Soest (g kg^{-1} de MO)	SOLU*	160,5	461,6	443,2
	HEMI*	81,7	56,3	31,6
	CELL*	502,0	280,4	241,6
	LIGN*	255,8	201,8	283,6
"Cellulose brute" de Weende (g kg^{-1} MO)		353	354,9	461,7

*SOL : fraction soluble, HEM : fraction hémicellulose, CELL : fraction cellulose, LIGN : fraction lignine

D'après Linères & Djakovitch (1993), l'indice de stabilité est d'autant plus élevé que la teneur en lignine est importante. Les valeurs mesurées pour les trois produits organiques sont du même ordre de grandeur que celles mesurées par ces mêmes auteurs sur une tourbe acide et sur un compost urbain.

La stabilité de la tourbe peut s'expliquer par une teneur en lignine importante et une très faible concentration en hémicellulose. Cependant ces mêmes critères devraient conférer une grande stabilité aux composts. Si l'ISB du compost de boue et de palette est bien du même ordre de grandeur que ce que l'on est en mesure d'attendre d'un compost de ce type, le compost de déchets verts a un ISB inférieur à ce qu'on devrait obtenir pour ce type de compost (de 0,6 à 0,8). Cela peut s'expliquer par la valeur élevée mesurée par la "cellulose brute" de Weende. Cette fraction représente en effet un ensemble de molécules à la dégradabilité élevée (Linères & Djakovitch, 1993).

5.3. Conclusion du chapitre 5

On peut séparer les trois produits organiques choisis en deux groupes : la tourbe est un produit léger, fibreux, caractérisé par une forte capacité de rétention d'eau, une teneur en carbone élevée, et une grande stabilité de sa matière organique. Les composts constituent le second groupe : ce sont des produits riches en éléments grossiers, plus denses, présentant une

forte macroporosité du fait de leur texture grossière. Leur teneur en carbone est plus faible, et leur ISB faible indique que leur matière organique n'est pas totalement stabilisée.

CHAPITRE 6. MISE EN PLACE DU SITE EXPÉRIMENTAL ET ANALYSES RÉALISÉES

Nous avons mis en place un dispositif expérimental permettant de simuler les fosses de plantation habituellement réalisées par les aménageurs du paysage. Le fait de créer notre propre dispositif nous a permis de bien contrôler la reconstitution des sols et leur mise en place sur une plate-forme expérimentale. Cela nous a aussi permis de travailler avec du matériel plus conséquent, sur un site protégé. L'objet de ce chapitre est de présenter les modalités expérimentales de la mise en place du site, ainsi que les analyses réalisées.

6.1. Le choix des modalités expérimentales

6.1.1. Pourcentage d'incorporation des produits organiques

Nous avons six modalités expérimentales, et un témoin (Tableau 6.1 et Figure 6.1, cf. plan du site expérimental en Annexe 2.). Le nom de chaque mélange est composé de l'abréviation du produit organique, définie au Chapitre 5, auquel on a accolé le pourcentage d'incorporation (20 ou 40%).

Tableau 6.1. Principales caractéristiques physico-chimiques des mélanges TV/produit organique

Nom mélange	témoin (TV)	bp20	bp40	dv20	dv40	tb20	tb40
M volumique réelle (10^3kg m^{-3})	2,58	2,53	2,46	2,53	2,46	2,56	2,53
M volum. apparente (10^3kg m^{-3})	1,38	1,27	0,94	1,19	0,95	1,14	0,98
pH (eau) – extrait 1/5	6,4	6,8	6,4	7,5	7,8	6,1	5,3
C (g kg^{-1})	7,4	24,2	47,4	26,3	52,4	17,7	30,1
N total (g kg^{-1})	1,5	2,7	4,4	2,4	3,5	1,6	2
C/N total	4,9	8,4	10	9,4	12,5	9,1	12,6
C apporté par le produit ($\text{gC kg}^{-1} \text{MS}$)	-	15,8	37,7	15,6	37,2	7,3	18,1

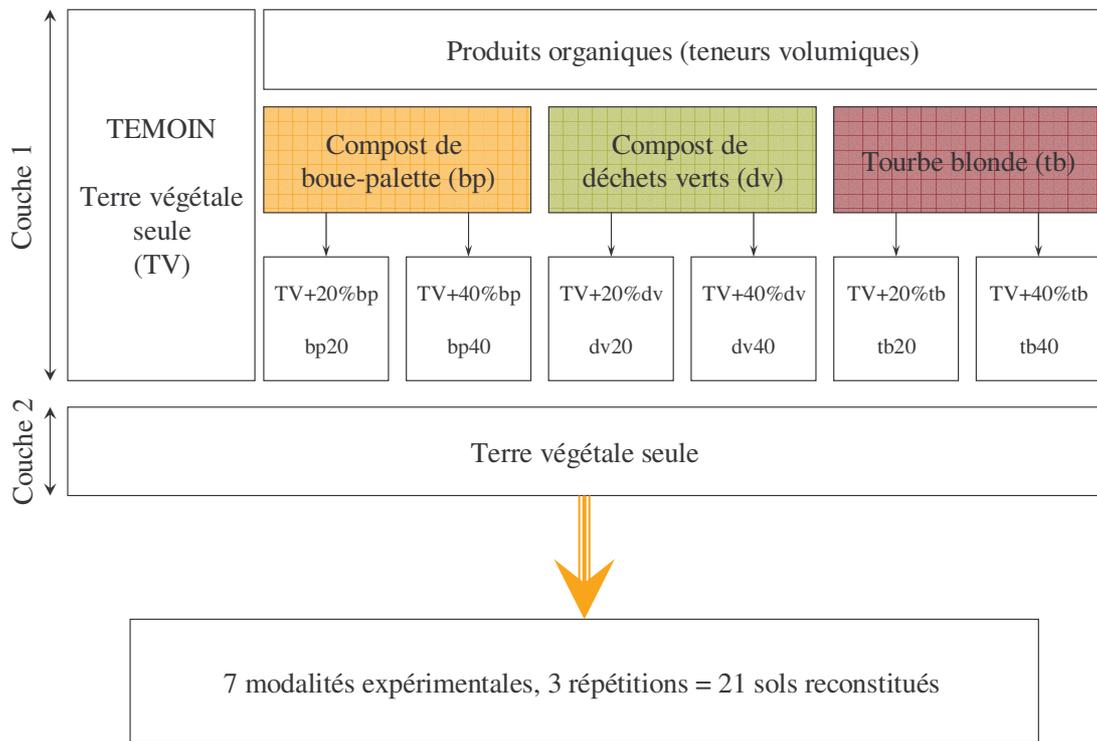


Figure 6.1. Schéma factoriel d'expérimentation

6.1.2. Reconstitution du massif terreux

Les milieux de plantation ont été reconstitués en deux couches (Figure 6.2) :

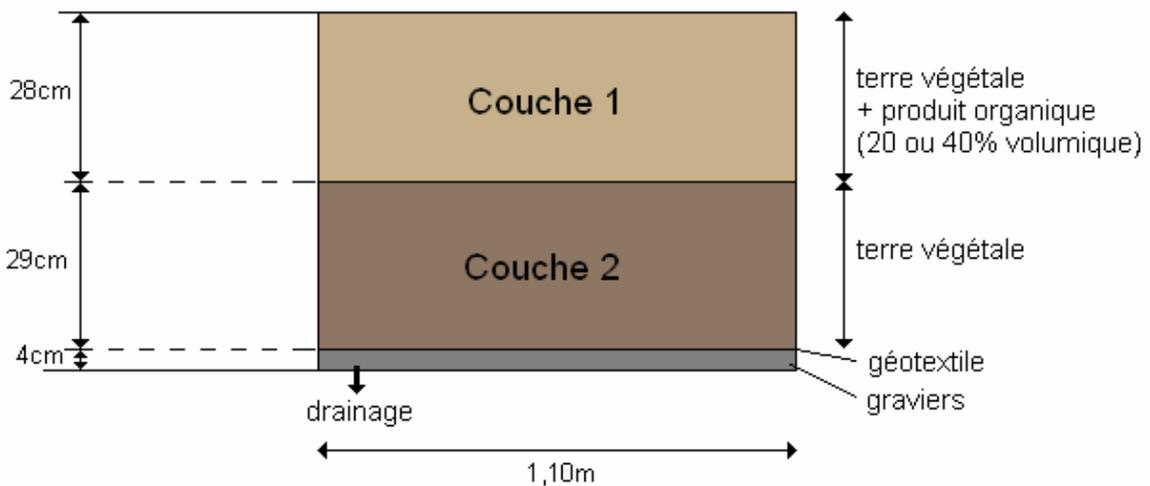


Figure 6.2. Vue en coupe d'un sol reconstitué

- Couche 1 : 28cm d'épaisseur, en surface, constituée du mélange terre végétale – produit organique. Les constituants des mélanges ont été mixés de façon mécanique, à l'aide d'un mélangeur cylindrique horizontal d'une capacité de 1m³.
- Couche 2 : 29cm d'épaisseur, en profondeur, constituée de terre végétale seule. La terre a été criblée à travers un tamis de maille 4cm, et les mottes ont été cassées.

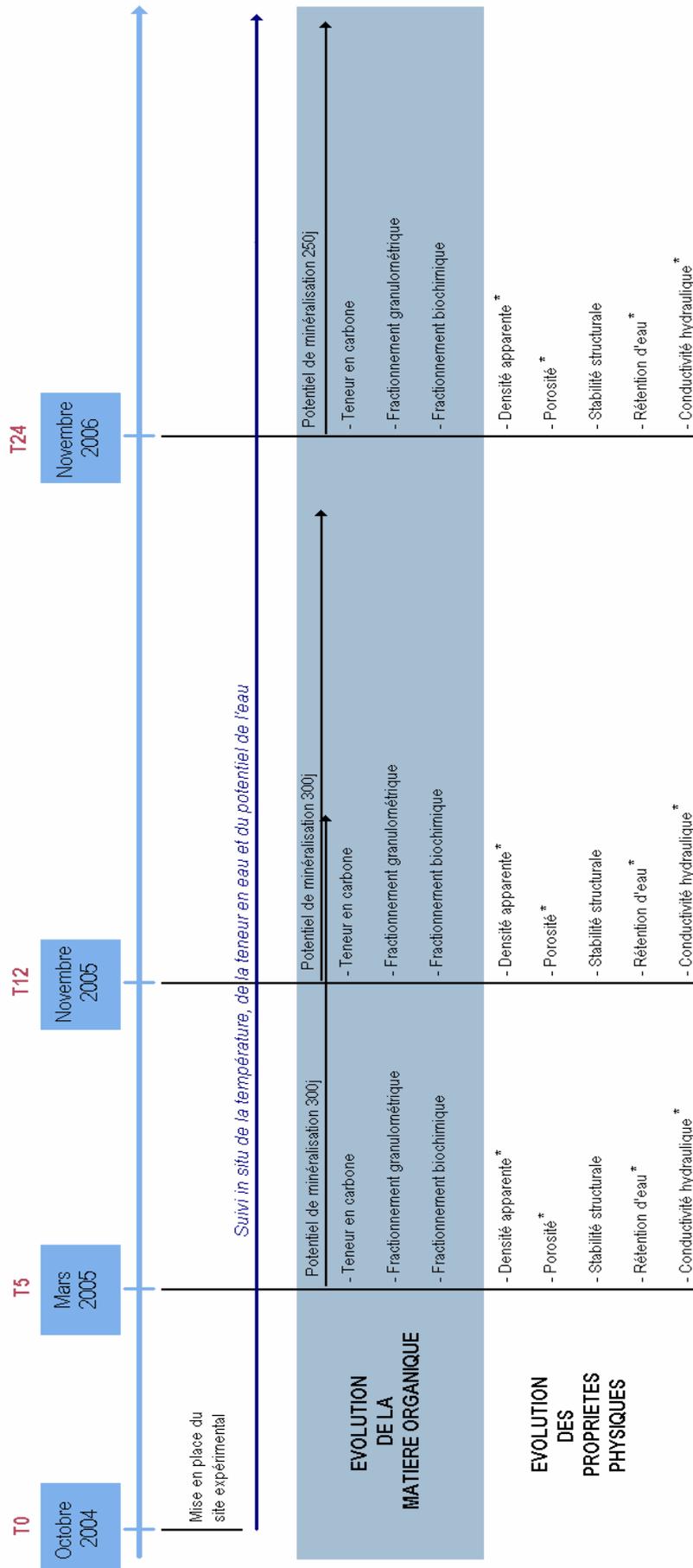
Le géotextile permet de limiter les pertes de matière solide et le colmatage du drain de graviers par la deuxième couche. Cette couche de graviers facilite ainsi le drainage vers un exutoire percé dans le fond du bac.

6.1.3. Calendrier des prélèvements

Nous désignons par T0 la date de mise en place du site expérimental, c'est-à-dire le mois d'octobre 2004 (Figure 6.3). Les répétitions (Figure 6.1) sont destinées à être détruites, afin d'y prélever différents échantillons pour des analyses en laboratoire. Les prélèvements ont été effectués en mars 2005, novembre 2005 et novembre 2006, soit 5, 12 et 24 mois après la mise en place du site expérimental. Les dates de prélèvements ont été nommées respectivement T5, T12 et T24.

6.1.4. Réalisation des prélèvements

Pour chaque analyse, trois répétitions ont été réalisées à l'intérieur des massifs de sols dans la couche 1, et deux répétitions dans la couche 2. Des échantillons moyens ont été prélevés et séchés à l'air. Une partie des analyses se réalisait avec des échantillons non destructurés : ceux-ci ont été prélevés dans des cylindres en plastique rigide, enfoncés progressivement sous une charge répétée (cf. protocole détaillé en Annexe 3.).



* sur échantillons non déstructurés

Figure 6.3. Planning des expérimentations

6.2. Mesures de l'évolution de la matière organique des mélanges

6.2.1. Teneur totale en carbone

La teneur totale en carbone a été mesurée par combustion sèche, avec un analyseur à carbone. L'analyse a été réalisée selon la norme NF ISO 10694 (ISO, 1995). Le principe de l'analyse est de provoquer la combustion totale d'un échantillon enfermé dans une capsule d'étain. Les gaz de la combustion sont mesurés par chromatographie en phase gazeuse (appareil Thermoquest®).

6.2.2. Fractionnement granulométrique de la matière organique

Il s'agit de "localiser" la matière organique. L'analyse comporte trois étapes : un fractionnement granulométrique sous eau déminéralisée (tamis de tailles 2, 1, 0,5, 0,2, 0,1, 0,05mm), suivie d'une séparation de la matière organique et de la matière minérale par décantations et remises en suspension successives (Figure 6.4) ; la teneur en carbone de chaque fraction organique est ensuite mesurée à l'aide d'un analyseur élémentaire (Annexe 4.).

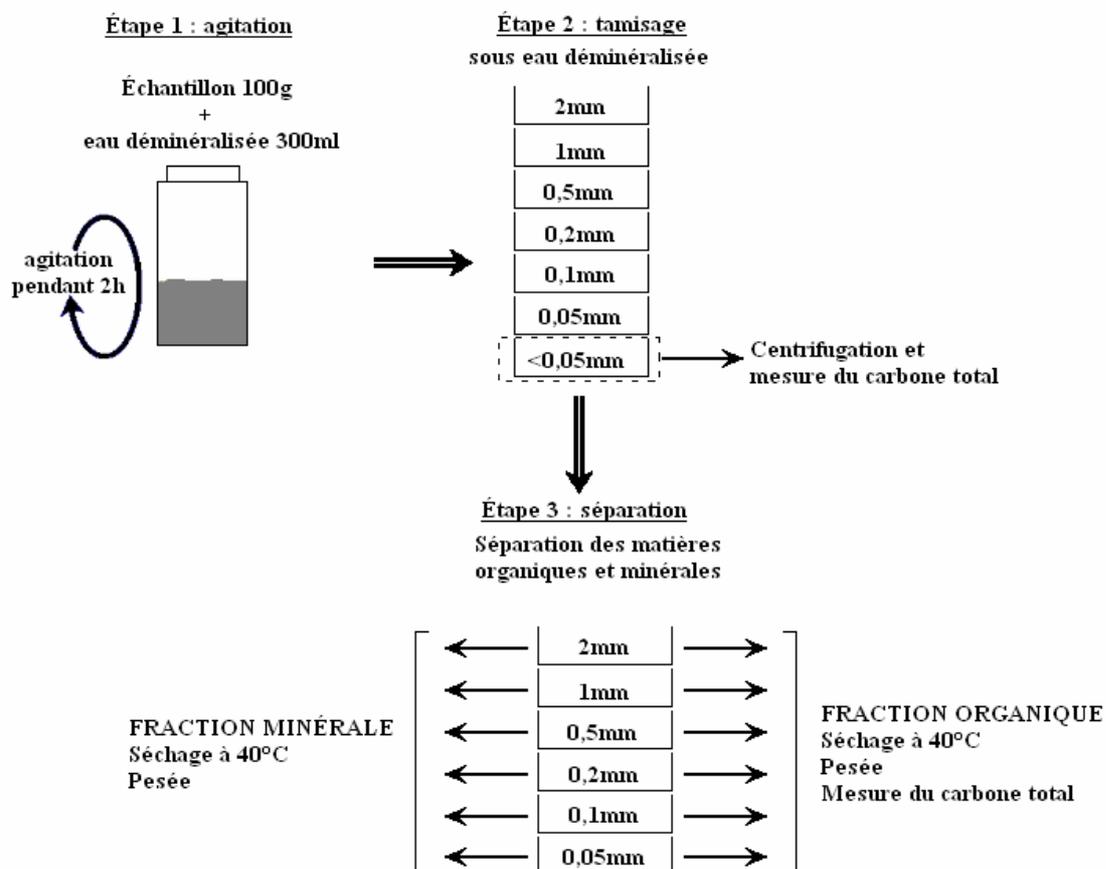


Figure 6.4. Schéma de principe de l'analyse granulométrique

6.2.3. Fractionnement biochimique de la matière organique

Pour chaque fraction organique isolée précédemment, un fractionnement van Soest est réalisé. Il permet d'isoler quatre fractions biochimiques : une fraction soluble, une fraction hémicellulose, une fraction cellulose et une fraction lignine. Cette analyse a été réalisée au laboratoire SAS à Orléans.

6.2.4. Évaluation de la minéralisation potentielle des mélanges

Des échantillons de mélange prélevés à chaque date de mesure ont été mis en incubation en conditions contrôlées à 28°C pendant 300 jours, dans des bocaux fermés hermétiquement. Les échantillons sont pesés pour avoir une masse sèche équivalente à 50g, et leur humidité ajustée à 18% (pondéral). Nous avons réalisé trois répétitions pour chaque mélange, et un "blanc" (trois bocaux vides). Le CO₂ dégagé est piégé dans de la soude (à 0,2mol L⁻¹), précipités avec du BaCl₂ et la quantité de soude restante est dosée avec du HCl (0,16mol L⁻¹) (Annexe 5.).

6.3. Évaluation des propriétés physiques des sols reconstitués

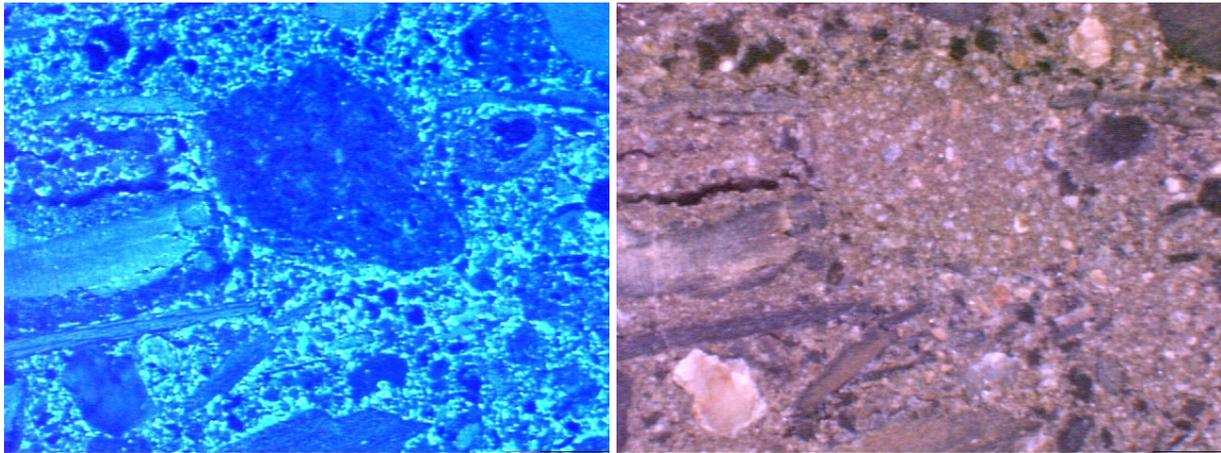
6.3.1. Mesure de la masse volumique apparente

Elle a été mesurée à l'aide d'une trousse coupante, au moment du démontage et à plusieurs profondeurs. Cette mesure a été complétée par la mesure de la densité des échantillons prélevés dans la base des échantillons non déstructurés (cf. protocole de démontage - Annexe 3.). Les masses sèches des échantillons sont mesurées après un séchage à 105°C pendant 48h.

6.3.2. Analyse d'image

6.3.2.a. Analyse de l'espace poral

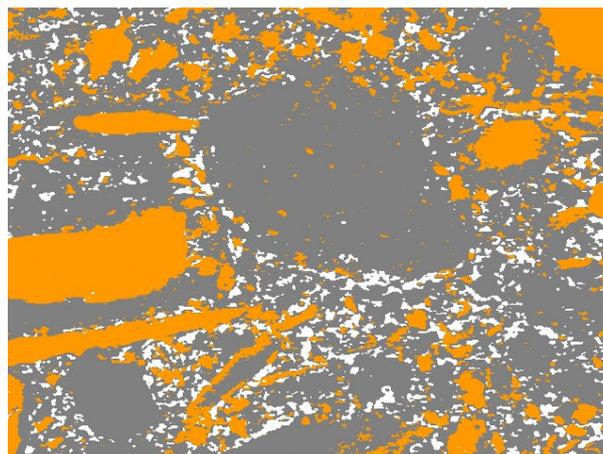
La porosité totale est évaluée par analyse d'image : des échantillons sont enrésinés, puis coupés dans le sens de la hauteur et photographiés sous rayonnement ultraviolet (Figure 6.5a)



6.5a. Lumière UV

6.5b. Lumière naturelle

Soustraction d'images



5,6cm

6.5c. Image colorisée artificiellement (blanc : espace poral – orange : MO – gris : matière minérale)

Figure 6.5. Exemples de photographies sous différentes lumières (échelle 1pxl = 25µm)

selon la méthode de Ringrose-Voase (1996) (Annexe 6.). Les résultats sont analysés à l'aide du logiciel Optimas® 5.0 qui permet de déterminer la taille des pores, leur nombre, et leur forme.

Tableau 6.2. Correspondance entre les classes de surface de pores en pixel et en mm², et rayons de pores équivalents, pour les deux résolutions choisies

classe de pores	surface en pixels	Médiane en pixels	surface médiane en mm ²		rayon de pores équivalent (µm)	
			échelle : 1 pxl = 100µm	échelle : 1 pxl = 25µm	échelle : 1 pxl = 100µm	échelle : 1 pxl = 25µm
classe 1	2 < aire ≤ 4	3	0,03	0,002	98	24
classe 2	4 < aire ≤ 8	6	0,06	0,004	138	35
classe 3	8 < aire ≤ 16	12	0,12	0,01	196	49
classe 4	16 < aire ≤ 32	24	0,24	0,02	277	69
classe 5	32 < aire ≤ 64	48	0,48	0,03	391	98
classe 6	64 < aire ≤ 128	96	0,96	0,06	553	138
classe 7	128 < aire ≤ 256	192	1,92	0,12	783	195
classe 8	256 < aire ≤ 512	384	3,85	0,24	1107	276
classe 9	512 < aire ≤ 1024	768	7,70	0,48	1565	391
classe 10	1024 < aire ≤ 2048	1536	15,39	0,96	2213	553
classe 11	2048 < aire ≤ 4096	3072	30,78	1,92	3130	782
classe 12	4096 < aire ≤ 8192	6144	61,56	3,84	4427	1106

Nous avons utilisé deux résolutions différentes : 1 pixel = 25µm, et 1 pixel = 100µm. Les deux images permettent de couvrir une très grande gamme de porosité, qui est organisée en classes de pores (Tableau 6.2), établies à partir d'une suite géométrique de nombre de pixels représentant des pores (Hallaire & Cointepas, 1993). Le domaine commun mesuré aux deux résolutions est surligné dans le tableau, et permet de raccorder les deux images.

Les pores sont classés selon leur forme, à partir du calcul d'un indice d'allongement (Coster & Chermant, 1989) :

$$\text{indice d'allongement} = \frac{\text{périmètre}^2}{4\pi \times \text{aire}} \quad [6.1]$$

nous avons défini les intervalles de valeurs retenus suivants :

- ❑ Indice inférieur à 5 : **pores arrondis**
- ❑ Indice compris entre 5 et 15 : **pores allongés**
- ❑ Indice supérieur à 15 : **pores tortueux**

6.3.2.b. Analyse de la localisation et de la dégradation de la matière organique

Les blocs enrésinés ont aussi été photographiés sous lumière naturelle. Dans ce cas la matière minérale ressort de couleur claire, tandis que les taches sombres correspondent à l'espace poral (résine) et à la matière organique (Figure 6.5b). En soustrayant cette image à celle prise sous lumière ultraviolette, on peut localiser la matière organique et évaluer sa dégradation (Figure 6.5c).

6.3.3. Analyse de la stabilité structurale

La résistance d'agrégats à différentes contraintes est évaluée selon la méthode de Le Bissonnais (1996), et normalisée (NF X31-515 - AFNOR, 2005). L'analyse de stabilité comprend trois tests, dans le but de distinguer les mécanismes qui assurent la cohésion des agrégats (Tableau 6.3).

Tableau 6.3. Principe des tests de stabilité structurale et mécanismes testés (d'après Le Bissonnais, 1989 et 1996)

Test	Propriétés testées
Humectation rapide par immersion dans l'eau	Résistance à l'éclatement
Désagrégation mécanique par agitation après humectation dans l'éthanol	Désagrégation mécanique
Humectation lente par capillarité	Éclatement partiel et/ou gonflement différentiel

Les échantillons, plus ou moins désagrégés, sont tamisés à sec, ce qui permet de calculer le MWD (Mean Weight Diameter, ou diamètre moyen pondéral) :

$$MWD = \sum_i (d_i \cdot w_i) \quad [6.2]$$

avec : d_i : ouverture moyenne entre deux tamis successifs (i et $i+1$)

w_i : fraction massique sur le tamis i

6.4. Évaluation des propriétés hydriques des sols reconstitués

6.4.1. Propriétés de rétention d'eau

Nous avons utilisé des tables à succion pour déterminer les capacités de rétention d'eau entre 0 et -10kPa et des presses de Richards (Richards, 1941) pour mesurer les teneurs en eau entre -50 et -1600kPa. Les analyses ont été faites selon la norme NF ISO 11274. Nous avons réalisé huit points de mesure, à partir d'échantillons initialement saturés : -0,5, -1, -3,16, -5, -10, -50, -316, -1600kPa.

6.4.2. Conductivité hydraulique à saturation

Des échantillons saturés ont été soumis à une charge d'eau constante. Une fois le régime permanent établi, on mesure le débit sortant (Annexe 7.). La conductivité hydraulique à saturation est obtenue par la formule suivante :

$$K_s = \frac{L \times V}{A \times t \times \Delta H} \quad [6.3]$$

Avec : L : hauteur de sol dans l'anneau plastique (m)

V : volume d'eau circulant à travers l'échantillon (m^3) pendant le temps t

A : section de l'échantillon traversée (m^2)

t : temps pendant lequel on mesure le débit (s)

ΔH : charge hydraulique (m)

K_s : conductivité hydraulique, ($m \text{ s}^{-1}$)

TROISIÈME PARTIE.
RÉSULTATS & DISCUSSION

CHAPITRE 7. ÉVOLUTION DE LA MATIÈRE ORGANIQUE APPORTÉE AUX SOLS RECONSTITUÉS

7.1. Évolution de la teneur en carbone total

7.1.1. Évolution de la teneur en carbone dans la couche 1

La Figure 7.1 représente l'évolution des teneurs en carbone, exprimées en grammes de carbone par kilogramme de matière sèche. Ces résultats permettent de "dresser un premier bilan" de l'évolution du carbone dans la couche 1.

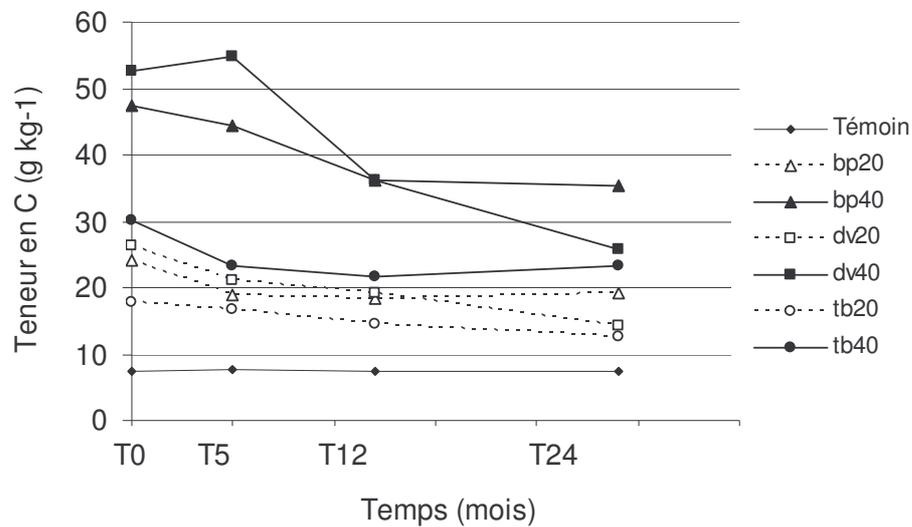


Figure 7.1. Evolution de la teneur en carbone des mélanges en fonction du temps

La teneur en carbone total du témoin est stable, autour de $7,4 \text{ g kg}^{-1}$ de sol (Figure 7.1), alors que les teneurs en carbone des mélanges varient au cours du temps.

Les teneurs en carbone diminuent fortement de T5 à T12 pour les mélanges contenant 40% de compost : de $54,9$ à $36,2 \text{ g kg}^{-1}$ et de $44,3$ à $36,3 \text{ g kg}^{-1}$ pour dv40 et bp40, respectivement. En revanche, la diminution n'excède pas 5 g kg^{-1} pour tb40. Pour dv40, la valeur mesurée à T5 est plus forte que celle mesurée à T0 ($54,9 \text{ g kg}^{-1}$ à T5 contre $52,5 \text{ g kg}^{-1}$ à T0). Cette valeur plus élevée pourrait être liée à l'hétérogénéité des mélanges, bien que toutes les précautions aient été prises lors de la fabrication.

Les pertes de carbone sont beaucoup plus faibles pour les mélanges contenant 20% de produit organique. Les diminutions sont de l'ordre de $2,5 \text{ g kg}^{-1}$ entre T5 et T12 pour tb20 et bp20, et de l'ordre de 5 g kg^{-1} pour dv20.

De T12 à T24, les teneurs en carbone se stabilisent, quelle que soit la dose de produit organique incorporée : les pertes n'excèdent pas 2g kg^{-1} , sauf pour les mélanges à base de dv, dans lesquels on mesure une diminution de $4,7\text{g kg}^{-1}$ pour dv20 et de $10,4\text{g kg}^{-1}$ pour dv40.

7.1.2. Évolution de la teneur en carbone dans la couche 2

Les mesures de teneurs en carbone n'ont pas été réalisées à T0 dans chaque massif terreux (Figure 7.2). La valeur moyenne utilisée à T0 est celle du témoin ($7,4\text{g kg}^{-1}$).

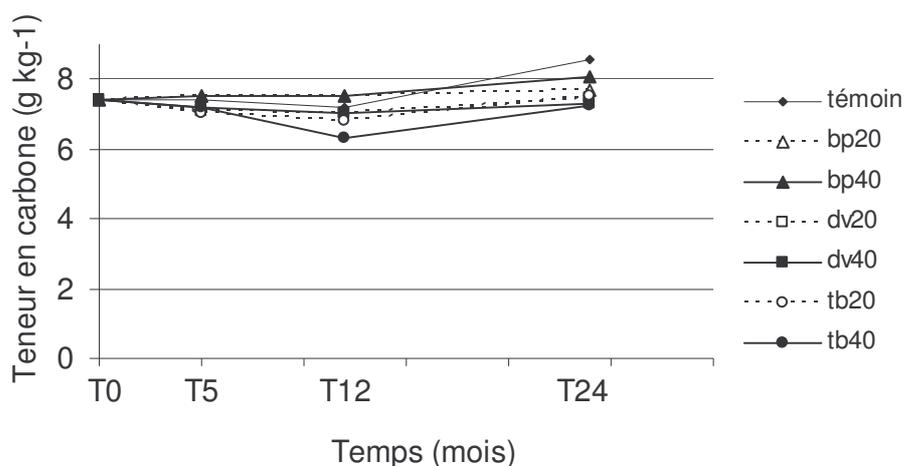


Figure 7.2. Evolution de la teneur en carbone de la couche 2 des sols reconstitués

Il est difficile de dégager une tendance évolutive au vu de ces résultats. Les valeurs mesurées à T5 varient entre 7 et $7,5\text{g kg}^{-1}$, elles ne sont pas significativement différentes de celles mesurées à T0 sur le témoin. De T5 à T12, et de T12 à T24, les variations maximales sont de $0,9\text{g kg}^{-1}$. De plus, la teneur maximale en carbone à T24 est obtenue pour le témoin ($8,6\text{g kg}^{-1}$). Les variations ne permettent pas de mettre en évidence une éventuelle migration de carbone provenant de la couche 1.

7.1.3. Conclusion sur l'évolution des teneurs en carbone

Dans la couche 1, enrichie en produit organique, les teneurs en carbone diminuent. Les variations mesurées sont beaucoup plus importantes pour les mélanges avec les composts que pour les mélanges à base de tourbe. Mais exprimées de façon relative, on constate que la teneur en carbone des mélanges à base de tourbe diminue de plus de 22% (Tableau 7.1). Pourtant l'ISB de la tourbe est de 1, ce qui indique que 100% de la matière organique est

stable, d'après la définition de l'ISB établie par Linères & Djakovitch (1993). La matière organique apportée est donc dégradée : beaucoup d'études (e.g. Jackson *et al.*, 2003 ; Kristensen *et al.*, 2003 ; Gregorich *et al.*, 2006) montrent que le travail du sol stimule l'activité bactérienne, en augmentant l'aération du sol et en favorisant le contact entre les particules de matière organique et les microorganismes. On peut considérer que le "brassage" initial des matériaux lors de la confection des mélanges joue ce rôle. Par ailleurs Laiho (2006) considère que la dégradation de la tourbe peut s'accélérer, une fois extraite de son milieu d'origine, notamment par le changement de pH du milieu.

Tableau 7.1. Pourcentage de perte de carbone entre T0 et T24

	témoin	bp20	bp40	dv20	dv40	tb20	tb40
Teneur en C à T0 (g kg ⁻¹)	7,4	24,2	47,4	26,3	52,5	17,8	30,1
Teneur en C à T24 (g kg ⁻¹)	7,3	19,2	35,4	14,4	25,8	12,6	23,3
Pourcentage de perte entre T0 et T24	0,72%	20,74%	25,30%	45,34%	50,86%	28,89%	22,49%

L'ISB de bp est de 0,43 donc 43% de la matière organique du compost bp peut être considérée comme stable d'après cet indice. Entre T0 et T24, la diminution de teneur en carbone dans bp40 est de l'ordre de 25% (soit 25% de perte de matière organique également si on considère que le carbone représente toujours la même fraction de la matière organique). Des pertes de matière organique sont donc encore possibles. Cependant, la faible variation de teneur en carbone mesurée entre T12 et T24 indique que la dégradation des composés restants sera beaucoup plus lente. En ce qui concerne les sols à base de dv, environ la moitié de la matière organique initialement présente a disparu 24 mois après la mise en place. Comme pour bp, des pertes de matière organique sont encore possibles. L'ISB de dv est de 0,36 ce qui indique que le produit n'est pas stable, et est donc cohérent avec les fortes variations mesurées.

Les variations des mélanges à base de dv sont beaucoup plus fortes que celles des mélanges à base de tb et de bp. L'ISB ne permet pas d'expliquer ces différences. On peut cependant souligner que la teneur en "cellulose brute", mesurée par le fractionnement Weende, est beaucoup plus élevée pour dv (462g kg⁻¹ de MO), que pour bp et tb (355 et 353g kg⁻¹ de MO respectivement). Or la cellulose brute Weende est une fraction biochimique qui contient des molécules assez facilement dégradables (Linères & Djakovitch, 1993), ce qui va dans le sens des résultats obtenus.

Les variations de la couche 2 sont d'autant moins significatives que la plus forte variation est mesurée sur le témoin. On ne mesure pas de migration de matière organique

provenant de la couche 1. Avnimelech *et al.* (1992) montrent que dans le cas d'un enfouissement superficiel (sur 5cm d'épaisseur), la couche située en-dessous est nettement enrichie en carbone, sur 30cm de profondeur.

Enfin, les pertes de matière organique par lessivage sont négligeables (Figure 7.3). À T24, bp40 affiche une perte de carbone totale de 14,4g : si on suppose que tout ce carbone provient de la couche 1, alors la perte de moyenne est de $0,05\text{g kg}^{-1}$.

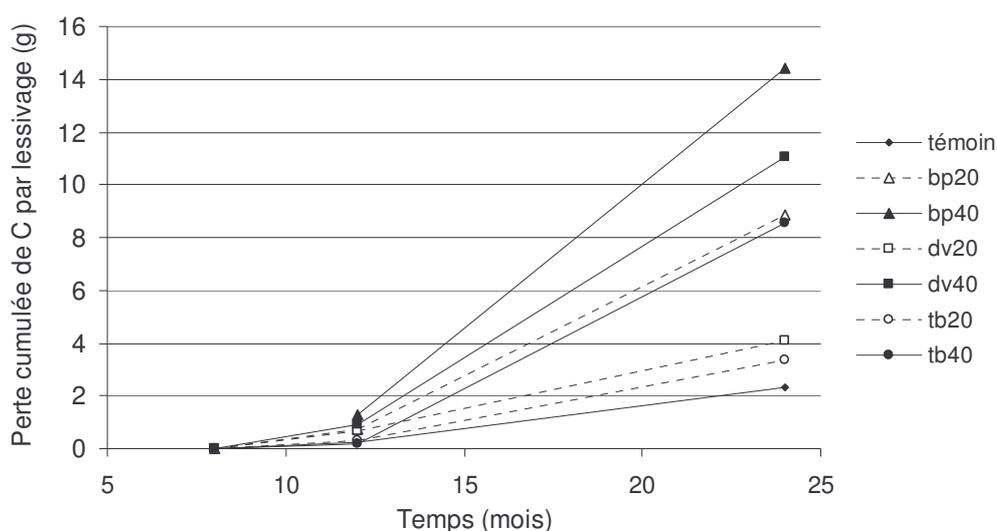


Figure 7.3. Pertes de carbone par lessivage sur toute la durée de l'expérimentation

Les "fuites" de matière organique de la couche 1 vers la couche 2 sont donc négligeables, et ne seront pas étudiées. Par ailleurs, le lessivage ne permet pas d'expliquer, même partiellement, les diminutions de teneur en carbone mesurées.

L'évolution de la teneur en matière organique dans nos mélanges implique donc principalement des phénomènes de dégradation, liés à l'activité de la faune du sol.

Nous cherchons à déterminer des mécanismes de cette évolution par l'analyse de la fragmentation physique des mélanges, et par l'évolution de leur composition biochimique.

7.2. Fractionnements de la matière organique

Note : les fractionnements ont été réalisés dans la couche 1 des sols reconstitués. À T5, nous avons considéré cette couche dans son ensemble. Par précaution lors des démontages de T12 et T24, nous avons subdivisé cette couche en deux parties : de 0 à 10cm, et de 10 à 20cm

de profondeur (Annexe 3.). Cependant, l'analyse des résultats montre qu'il n'y a pas de différences significatives entre les 2 profondeurs. Elles ne seront donc pas commentées.

7.2.1. Analyse du fractionnement granulométrique de la matière organique

Nous avons exprimé les teneurs en carbone dans les différentes fractions granulométriques. Ces teneurs sont rapportées à la matière sèche totale (Figure 7.4). Sur cette même figure, nous avons comparé la somme des teneurs en carbone dans chaque fraction granulométrique à la teneur en carbone total mesurée sur un échantillon non fractionné. D'après la comparaison de ces deux valeurs, nous pouvons affirmer que le fractionnement par des procédés physiques permet d'extraire la plus grande partie de la matière organique. Celle-ci est sous forme de matière organique particulaire (MOP), c'est-à-dire de la matière organique provenant de résidus végétaux dont les structures sont identifiables. Ces particules sont de taille supérieure à 53 μ m (Cambardella & Elliott, 1993a).

La principale cause des différences entre les teneurs en carbone total et la somme des teneurs en carbone dans les différentes fractions granulométriques (Figure 7.4) est la difficulté de séparer exactement les particules minérales et organiques. Les difficultés de séparation se retrouvent notamment dans les fractions inférieures ou égales à 0,2mm, où, par exemple, de nombreuses particules de micas se retrouvent en suspension dans la fraction organique.

Une première analyse des résultats du fractionnement nous a amenés à regrouper les fractions supérieures à 1mm (Figure 7.5a et b), les fractions comprises entre 0,2 et 1mm (Figure 7.5c et d), et celles comprises entre 0,05 et 0,2mm (Figure 7.5e et f). Les teneurs en carbone de la fraction inférieure à 0,05mm, ayant été mesurées sans séparation des fractions organique et minérale, sont présentées sur les derniers graphiques (Figure 7.5g et h). Les graphiques détaillés de chaque fraction figurent en Annexe 8.

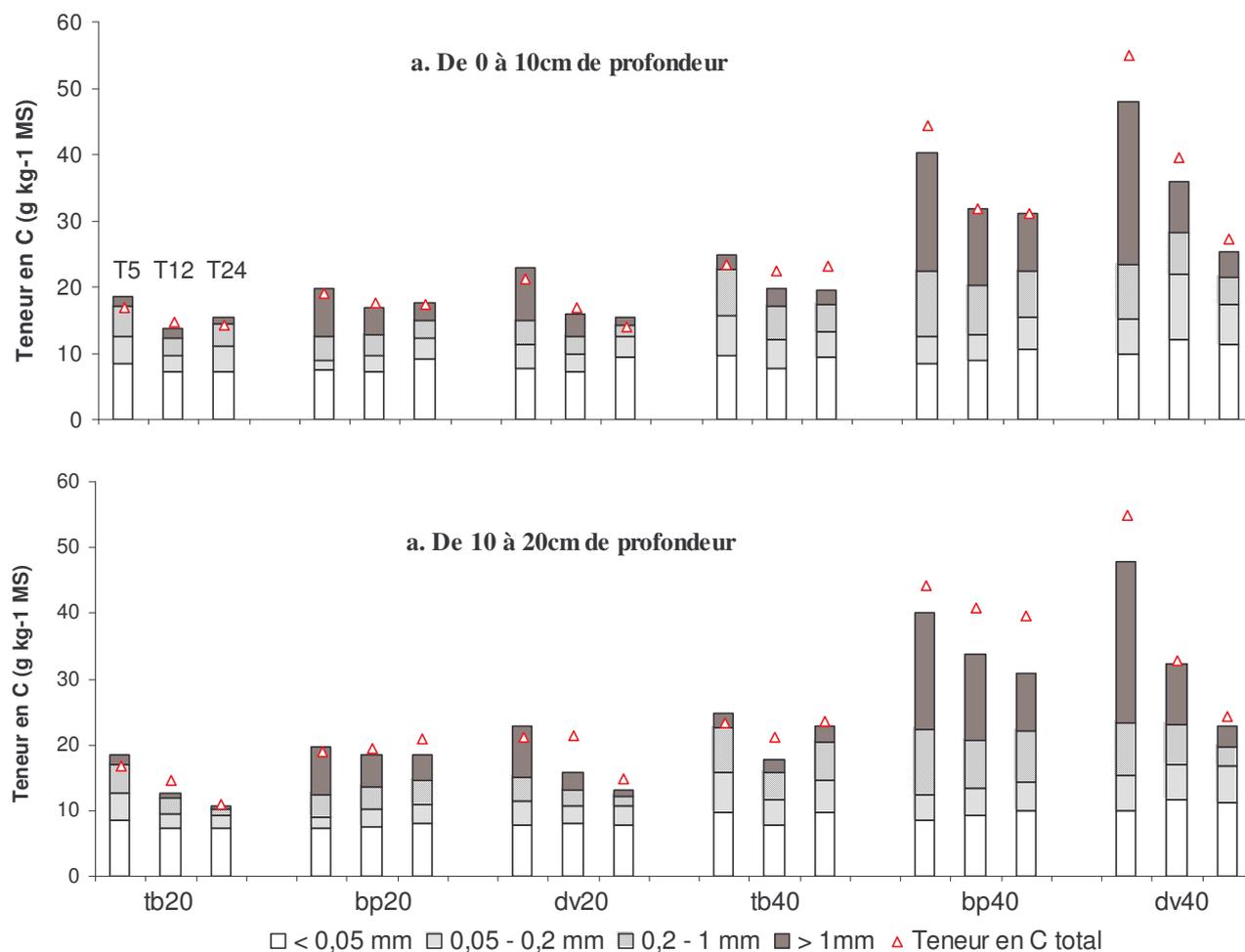


Figure 7.4. Fractionnement granulométrique de la matière organique en surface (a) et en profondeur (b)

Fractions supérieures à 1mm

À T5, les teneurs en carbone sont élevées pour les sols reconstitués avec les composts, et faibles pour les sols à base de tourbe (Figure 7.5a et b). Ces différences sont dues à la granulométrie propre des produits organiques : 8% de la tourbe a une granulométrie supérieure à 1mm, alors que cette fraction représente plus de 40% pour les composts (cf. Tableau 5.1).

Dans ces fractions, la teneur en carbone diminue rapidement de T5 à T12 pour les sols reconstitués avec les composts. De T12 à T24, les variations sont moins importantes. Au contraire, les teneurs en carbone de tb20 et tb40 sont constantes au cours du temps.

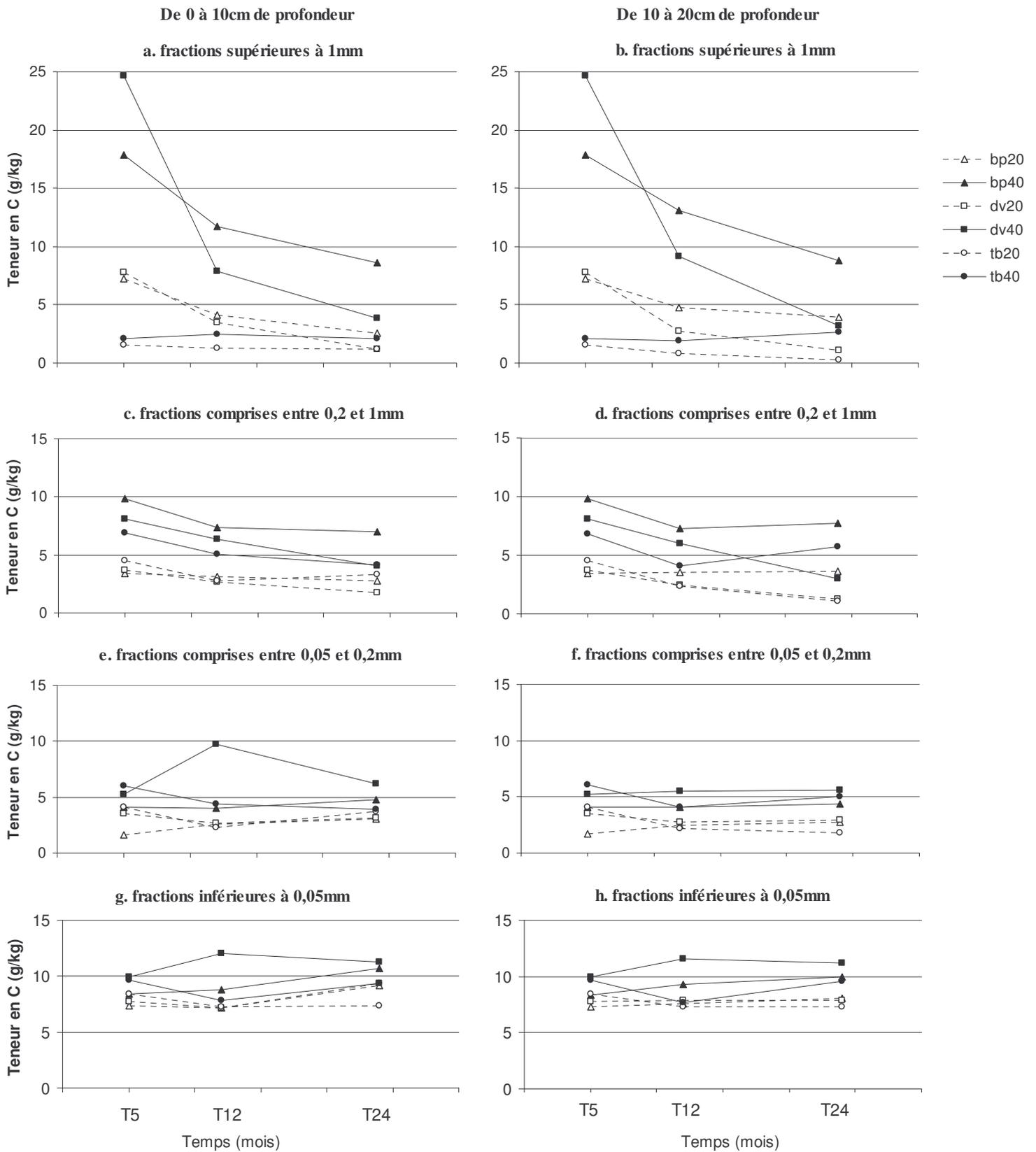


Figure 7.5. Evolution des teneurs en carbone dans les fractions granulométriques >2mm, 0,2-1mm, 0,05-0,2mm, <0,05mm (les teneurs sont rapportées à la matière sèche totale)

Fractions comprises entre 0,2 et 1mm

On mesure une diminution de la teneur en carbone de T5 à T12, quel que soit le mélange considéré (Figure 7.5c et d). De T12 à T24, les teneurs en carbone de bp20, bp40, tb20 et tb40 varient peu, alors qu'elles diminuent pour dv20 et dv40.

Fractions comprises entre 0,05 et 0,2mm

De T5 à T12, les teneurs en carbone de bp20 et dv40 augmentent, et diminuent pour les autres mélanges (Figure 7.5e et f). De T12 à T24 en revanche, elles sont stables, voire augmentent légèrement pour tous les sols sauf dv40.

Fraction inférieure à 0,05mm

Les teneurs en carbone de dv40 et bp40 augmentent de T5 à T12, alors qu'elles sont stables ou diminuent pour les autres mélanges (Figure 7.5g et h). De T12 à T24, les teneurs en carbone sont stables ou augmentent, sauf pour dv40.

Dans cette fraction fine, les teneurs en carbone sont globalement comprises entre 7,3 et 12,1g kg⁻¹. La teneur moyenne en carbone se situe à $8,8 \pm 1,4$ g kg⁻¹.

On mesure donc :

- Des diminutions fortes au cours du temps pour les fractions grossières des sols reconstitués avec les composts bp et dv. Pour dv, les variations sont fortes aussi dans les fractions intermédiaires. De plus, la forte accumulation de carbone dans les fractions fines à T12 nous amène à supposer que la fragmentation est élevée. L'accumulation de carbone dans ces fractions signifie que ce carbone est moins facilement dégradé par les microorganismes : soit parce que sa nature biochimique est telle qu'il est résistant à la dégradation (Dignac *et al.*, 2006), soit parce qu'il est moins accessible aux microorganismes. Ce carbone pourrait être protégé à l'intérieur d'agrégats par exemple (Tisdall & Oades, 1982 ; Chenu *et al.*, 2000 ; Pulleman & Marinissen, 2004).
- Les variations des mélanges terre/tourbe blonde sont de faible amplitude, ce qui est cohérent avec la stabilité de sa matière organique.
- Quel que soit le produit organique, la profondeur de prélèvement, et la fraction granulométrique, les teneurs en carbone sont toujours plus fortes pour les mélanges contenant 40% de produit.

Dans le §7.1, nous avons montré qu'il n'y a pas de migration de matière organique dans la couche 2, ni de pertes par lessivage. L'évolution de la matière organique met donc **principalement en jeu des mécanismes de dégradation liés à l'activité biologique**. Les analyses de fractionnement granulométrique montrent que les quantités de matière organique présentes dans les fractions grossières diminuent rapidement (Figure 7.4 et Figure 7.5), ce qui est une preuve de leur dégradation, soit par fragmentation physique, soit par minéralisation. Dans les fractions les plus fines la matière organique s'accumule plus vite qu'elle ne se dégrade, ce qui va dans le sens d'une matière organique de plus en plus stable (Chefetz *et al.*, 2002), mais masque une éventuelle dégradation par minéralisation.

Afin de vérifier cette hypothèse de stabilité, nous nous sommes intéressés à la composition biochimique de chaque classe granulométrique isolée.

7.2.2. Analyse du fractionnement biochimique de la matière organique

7.2.2.a. Évolution des composants biochimiques des mélanges

On rappelle que les fractions biochimiques isolées par la méthode van Soest sont : la fraction soluble (SOLU), l'hémicellulose (HEMI), la cellulose (CELL) et la lignine (LIGN). Les données sont exprimées en pourcentage de la matière organique (obtenue en multipliant par deux la teneur en carbone) présente dans chaque fraction granulométrique. Les fractions HEMI et CELL ont été ajoutées, pour ne former qu'une seule fraction contenant l'essentiel des sucres. Il est en effet difficile de traiter séparément l'évolution de ces deux compartiments. D'une part ils ne sont pas présents dans chaque analyse, d'autre part, la méthode van Soest peut être critiquée quant à sa capacité à séparer précisément les deux fractions biochimiques (Puget, 1997 ; Francou, 2003). Nicolardot *et al.* (2003) par exemple réunissent les deux fractions. De plus les mesures de l'hémicellulose restante peuvent être biaisées par des synthèses microbiennes de produits appartenant aux mêmes familles de composés, comme les parois et enveloppes cellulaires bactériennes (Henriksen & Breland, 1999b).

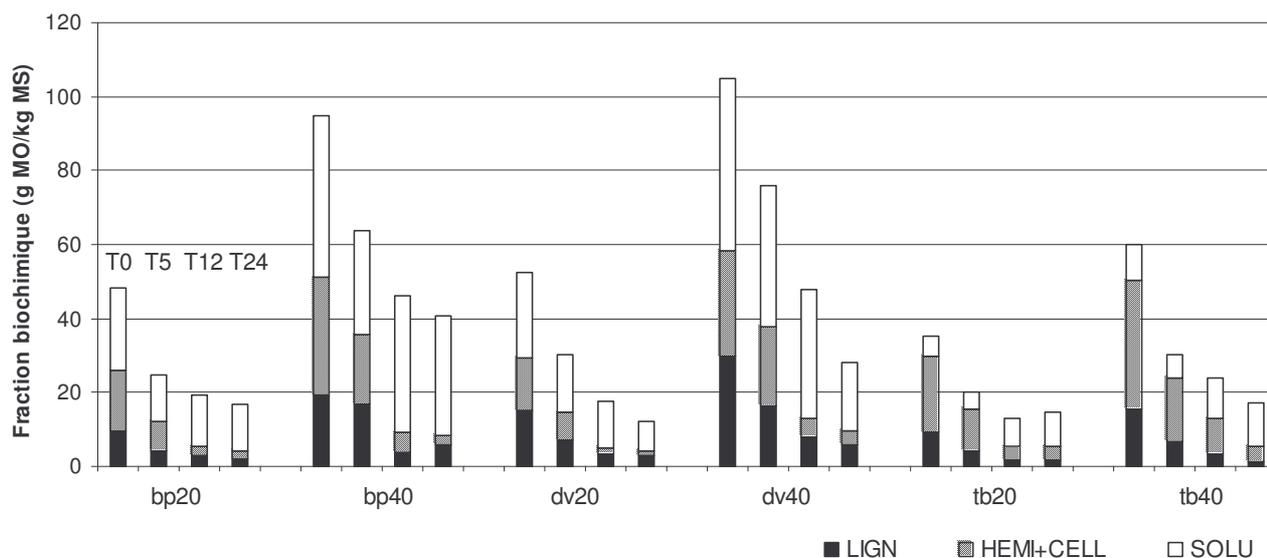


Figure 7.6. Fractionnement biochimique sur échantillons non fractionnés (pour T0, calcul à partir des produits bruts)

De T0 à T12, la fraction {HEMI+CELL} diminue fortement, quel que soit le mélange (Figure 7.6). La fraction LIGN diminue pour tous les mélanges, fortement pour bp40. En ce qui concerne la fraction SOLU, elle augmente au cours du temps, pour les mélanges à base de bp et de tb. En revanche elle diminue légèrement pour les mélanges à base de dv.

De T12 à T24, les variations sont beaucoup plus faibles.

L'enrichissement de la fraction SOLU de T5 à T12 (voire de T12 à T24 pour les mélanges à base de tourbe) traduit nettement la dégradation des composés. Nos résultats sont cohérents avec ceux de Francou (2003) et Annabi (2005) qui ont montré que la fraction SOLU augmente au cours du temps pour différents types de produits organiques. Nous mettons donc en évidence les **modifications qualitatives** de la matière organique.

La représentation de ces résultats en fonction de la teneur en matière organique de chaque fraction granulométrique (Figure 7.7) permet de n'observer que les modifications qualitatives. Ces variations sont beaucoup plus faibles entre T12 et T24 qu'entre T0 et T12 (sauf pour tb40), ce qui va dans le sens d'une **stabilisation de la matière organique des mélanges**.

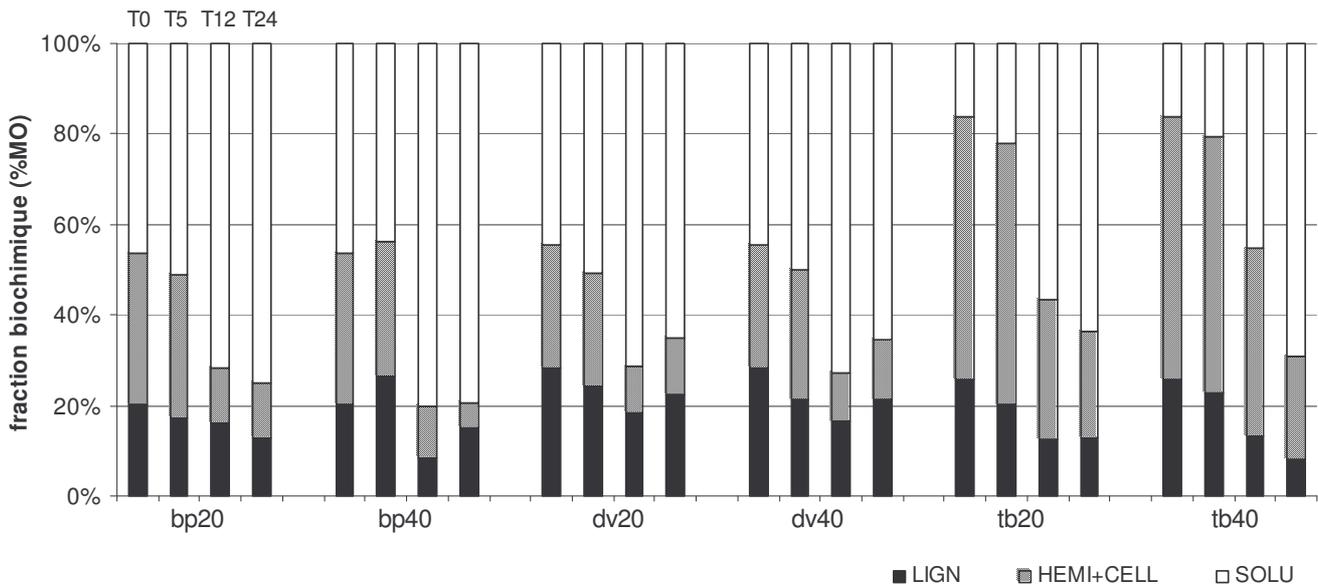


Figure 7.7. Fractionnement biochimique à T0, T5, T12 et T24, exprimé en fonction de la teneur en matière organique totale

7.2.2.b. Évolution de la composition biochimique des différentes fractions granulométriques

Note: les résultats des Figure 7.8 et Figure 7.9 sont exprimés en fonction de la teneur en matière sèche totale. Les mêmes résultats, exprimés en fonction de la matière organique de chaque fraction granulométrique, sont présentés en Annexe 9.

Évolution de la fraction soluble

Dans les mélanges à base de compost (Figure 7.8 et Figure 7.9a, b, c et d), la fraction soluble diminue dans les fractions grossières (supérieures à 1mm) et augmente dans les fractions inférieures à 1mm pour bp20 et bp40 (Figure 7.8a et b). Pour dv20 et dv40 (Figure 7.8c et d) elle diminue dans la fraction 0,2-1mm et augmente dans les fractions fines.

Pour les mélanges à base de tourbe (Figure 7.8e et f) la teneur en SOLU augmente quelle que soit la fraction granulométrique.

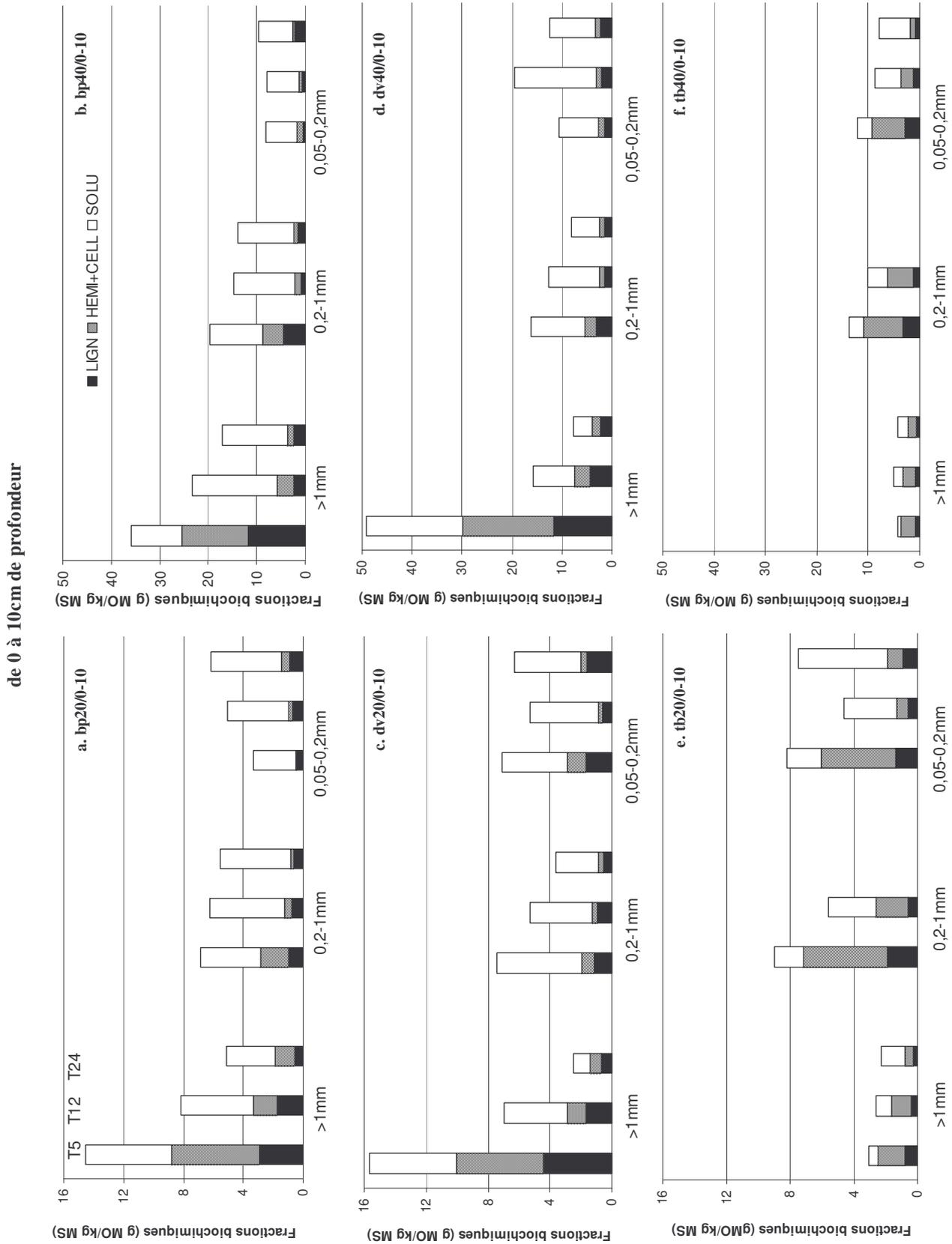


Figure 7.8. Evolution de la composition biochimique des mélanges au cours du temps et dans chaque fraction granulométrique, de 0 à 10cm de profondeur

de 10 à 20cm de profondeur

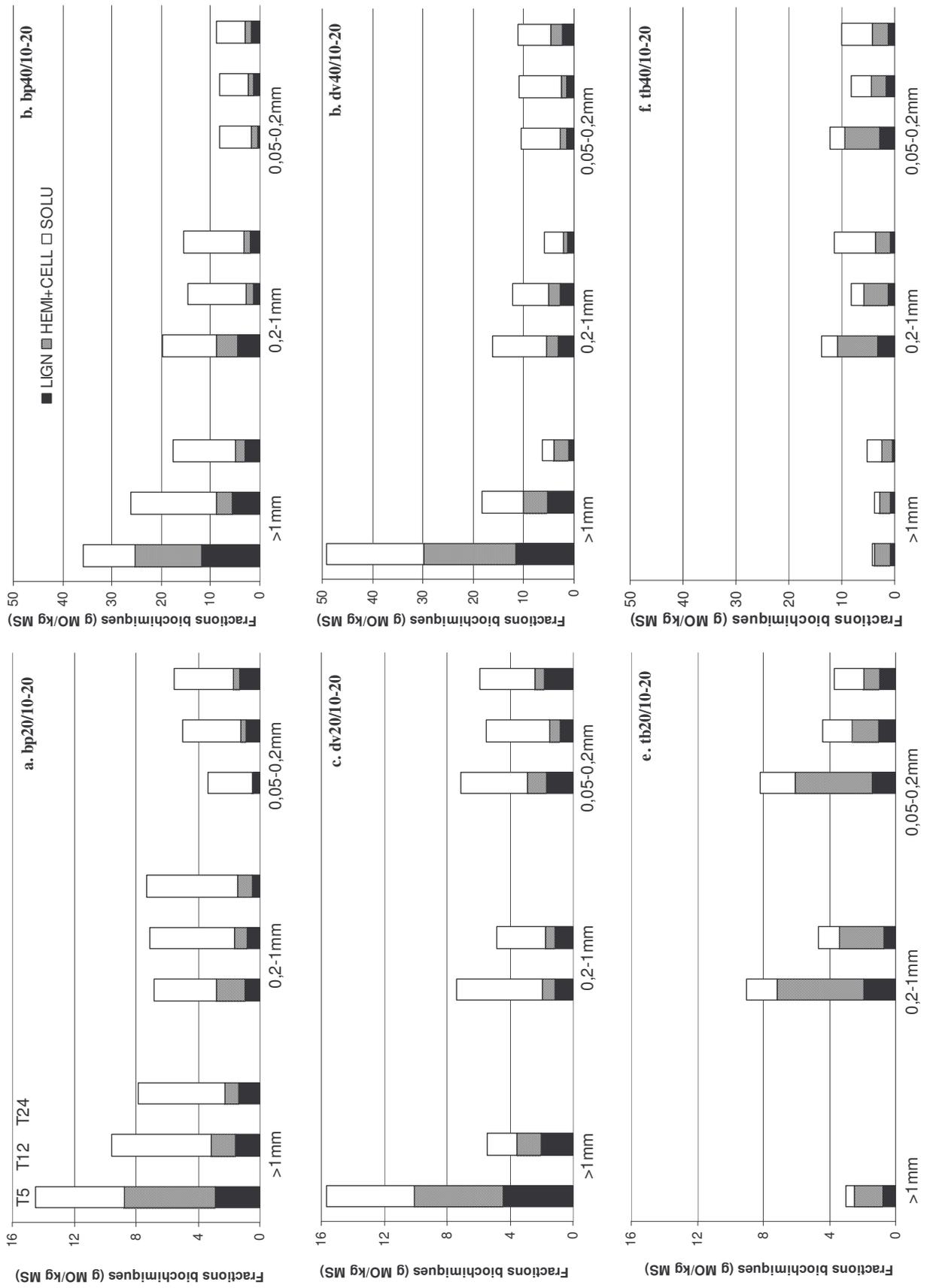


Figure 7.9. Evolution de la composition biochimique des mélanges au cours du temps et dans chaque fraction granulométrique, de 10 à 20cm de profondeur

Évolution des fractions hémicellulose et cellulose

La part relative de la fraction {HEMI+CELL} diminue au cours du temps, quels que soient le mélange et la fraction granulométrique considérés. Cette fraction devient quasiment inexistante dans les fractions fines des mélanges à T24, voire dès T12 pour les fractions comprises entre 0,2 et 1mm, et 0,05 et 0,2mm pour les sols à base de dv (Figure 7.8c et d).

Pour les mélanges à base de compost, les teneurs en {HEMI+CELL} sont élevées dans les fractions grossières (Figure 7.8a, b c et d), tandis que pour les sols à base de tb ce sont les fractions inférieures à 1mm qui en contiennent le plus à T5 (Figure 7.8e et f). On rappelle que la texture de la tourbe est fine, alors qu'au contraire les composts sont riches en fraction grossière. Cela peut contribuer à expliquer les différences mesurées.

La fraction {HEMI+CELL} est rapidement dégradée. L'expression des résultats en fonction de la teneur en MO (cf. Annexe 9.) montre que cette fraction se dégrade plus vite que la matière organique totale. Pour les mélanges à base de tourbe blonde, cela pourrait signifier que la stabilité acquise par la tourbe au cours de sa formation diminue lorsque les conditions environnementales changent (Laiho, 2006), comme lors de l'incorporation à un sol.

Évolution de la fraction lignine

La teneur en lignine diminue au cours du temps dans les deux fractions supérieures à 0,2mm (Figure 7.8 et Figure 7.9). Au contraire elle augmente dans la fraction fine, sauf pour tb40 (Figure 7.8f) où elle diminue, et pour dv20 (Figure 7.8c) où elle diminue de T5 à T12 et augmente de T12 à T24.

Cela pourrait donc signifier que la lignine s'accumule dans les fractions fines. Rasse *et al.* (2006) font l'hypothèse que deux voies d'évolution de la lignine pourraient coexister : une partie de la lignine serait dégradée en sous-produits, tandis qu'une autre partie enrichirait le sol. Les résultats concernant les mélanges à base de compost sont cohérents avec cette hypothèse : dans les fractions grossières et intermédiaires, la teneur en lignine diminue, tandis que l'enrichissement en lignine dans les fractions fines est un résultat lié à la fois à la fragmentation physique de particules plus grossières, et sans doute à une dégradation ralentie de la matière organique dans les particules fines, sans qu'il soit possible de déterminer l'importance relative de ces mécanismes.

7.2.3. Corrélations de variables

Le Tableau 7.2 donne les corrélations entre teneur en carbone et chaque fraction biochimique. Les corrélations sont moins fortes pour les mélanges à base de tourbe que pour les mélanges à base de composts. En revanche, les coefficients de corrélation entre les teneurs en carbone et la teneur en fraction soluble sont faibles, sauf pour dv40.

Tableau 7.2. Coefficients de corrélation des trois fractions biochimiques avec les teneurs en carbone de leur fraction granulométrique respective

	Teneur en C					
	bp20	bp40	dv20	dv40	tb20	tb40
SOLU	0,78	0,51	0,75	0,87	0,48	0,37
HEMI+CELL	0,95	0,92	0,92	0,95	0,76	0,84
LIGN	0,98	0,89	0,96	0,96	0,87	0,88

Il est intéressant de constater que la lignine est toujours la fraction la mieux corrélée avec la teneur en carbone, donc cette fraction ne résiste pas plus que les autres à la dégradation. De même, la fraction {HEMI+CELL} est bien corrélée à la teneur en carbone pour les mélanges à base de compost. Les corrélations sont moins bonnes pour les mélanges à base de tourbe. Ces résultats sont cohérents avec ceux de Gleixner *et al.* (2002) et de Francou (2003).

7.3. Mesure du carbone potentiellement minéralisable

Les premiers résultats ont montré que l'évolution du carbone total n'était due ni au lessivage, ni à la migration de la matière organique dans la couche 2. L'évolution de la matière organique est donc principalement liée à sa dégradation, et entre autres à sa minéralisation. Des incubations de mélanges prélevés aux trois dates de mesures ont été réalisées.

7.3.1. Potentiel de minéralisation du carbone apporté par les produits organiques

Il peut être intéressant d'exprimer le carbone minéralisé en fonction du carbone apporté par le produit (Figure 7.10). On s'affranchit ainsi des différences de teneurs en carbone existant entre les mélanges. On suppose pour cela que l'apport d'un produit organique "n'active" pas la matière organique déjà présente dans la terre végétale (Beloso *et al.*, 1993 ;

Niklasch & Joergensen, 2001), et que celle-ci va donc se minéraliser à la même vitesse que dans le sol témoin.

Ce calcul n'est faisable que pour les mélanges prélevés à T5, et en supposant qu'entre la mise en place des mélanges en octobre 2004 et le premier prélèvement en mars 2005, l'évolution de la matière organique est limitée.

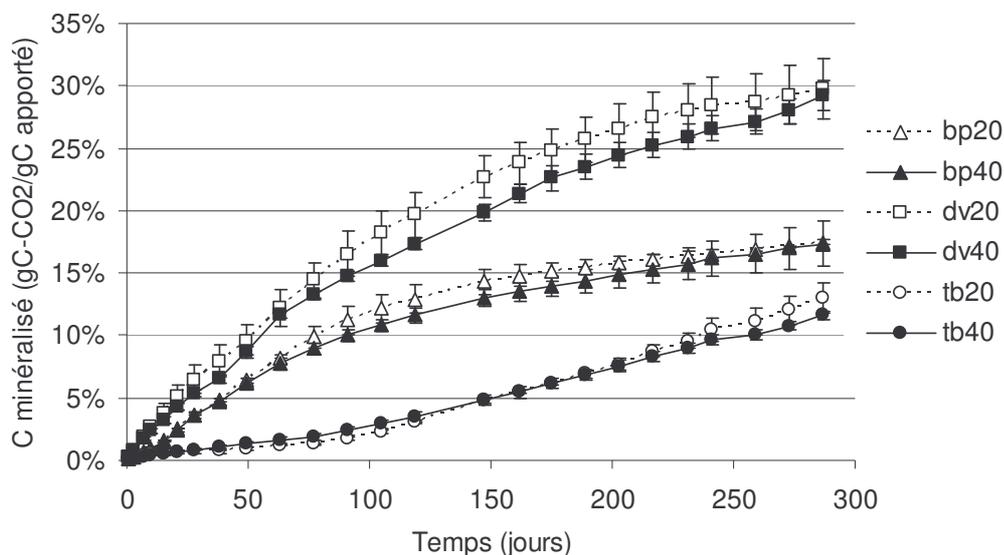


Figure 7.10. Potentiel de minéralisation du carbone à T5, exprimé par rapport au carbone apporté par les produits organiques

Les courbes des mélanges contenant 20% et 40% d'un produit organique donné sont voisines. Les comparaisons statistiques de ces courbes montrent qu'elles ne sont pas significativement différentes au seuil $\alpha = 0,05$. On peut en déduire que les microorganismes du sol se sont adaptés, soit par le développement des colonies, soit par la diversification des espèces, à la quantité de matière organique apportée, et que ces quantités ne limitent pas la dégradation (en conditions optimales). Niklasch & Joergensen (2001) montrent que l'incorporation de compost d'ordures ménagères augmente la biomasse du sol.

Les mélanges minéralisent dans l'ordre suivant : tourbe < compost bp < compost dv, soit dans l'ordre décroissant de l'ISB des produits (respectivement : $1 > 0,43 > 0,36$). Pour les mélanges à base de compost, on mesure un léger ralentissement de la minéralisation à partir du 50^{ème} jour d'incubation, mais elle reste plus forte que celle des mélanges à base de tourbe. À partir de 150 jours d'incubation, la vitesse de minéralisation des mélanges à base de tb devient plus forte que celle des mélanges à base de bp.

Les différences de minéralisation des produits sont mesurables dès le début de l'incubation. Pour les quatre mélanges à base de composts, les allures des courbes sont similaires : la minéralisation est d'abord forte, puis ralentit et tend vers une asymptote. Par contre les quantités de CO₂ dégagé sont différentes : en 300 jours, 22% du carbone apporté par dv est minéralisé, contre 15% du carbone de bp. De plus, même en fin d'incubation, la minéralisation de dv continue plus fortement que celle de bp. Les mélanges à base de dv contiennent donc encore des composés plus facilement dégradables que les mélanges à base de bp.

Pour les mélanges à base de tourbe, la minéralisation du carbone est faible dès le début de l'incubation. Moins de 2% du carbone est minéralisé à 91 jours, et sur la période totale d'incubation, 7% du carbone est dégagé sous forme de CO₂. Cela est cohérent avec le fait que la matière organique de la tourbe est stable : son incorporation à un sol ne stimule pas l'activité biologique (Niklasch & Joergensen, 2001 ; Loveland & Webb, 2003). La courbe de minéralisation est linéaire jusqu'au 105^{ème} jour d'incubation. On mesure ensuite une légère reprise de la minéralisation, mais qui est difficile à expliquer :

- On peut supposer que la dégradation est dans un premier temps freinée par la stabilité de la matière organique et qu'elle met "plus de temps" avant de commencer.
- L'apport de tourbe peut acidifier le sol, ce qui peut contribuer à perturber le développement des microorganismes (Niklasch & Joergensen, 2001).
- On peut aussi supposer que les premières colonies bactériennes, peu efficaces pour minéraliser cette matière organique, sont "remplacées" par des colonies se développant plus lentement, soit qui sont plus efficaces pour dégrader la matière organique de la tourbe, soit qui utilisent les résidus des premières colonies comme substrat plus facilement minéralisable.

7.3.2. Évolution du potentiel de minéralisation des mélanges au cours du temps

Afin de pouvoir comparer les courbes de minéralisation réalisées à partir des prélèvements de T5, T12 et T24, les résultats sont exprimés par rapport aux teneurs en carbone total de chaque mélange

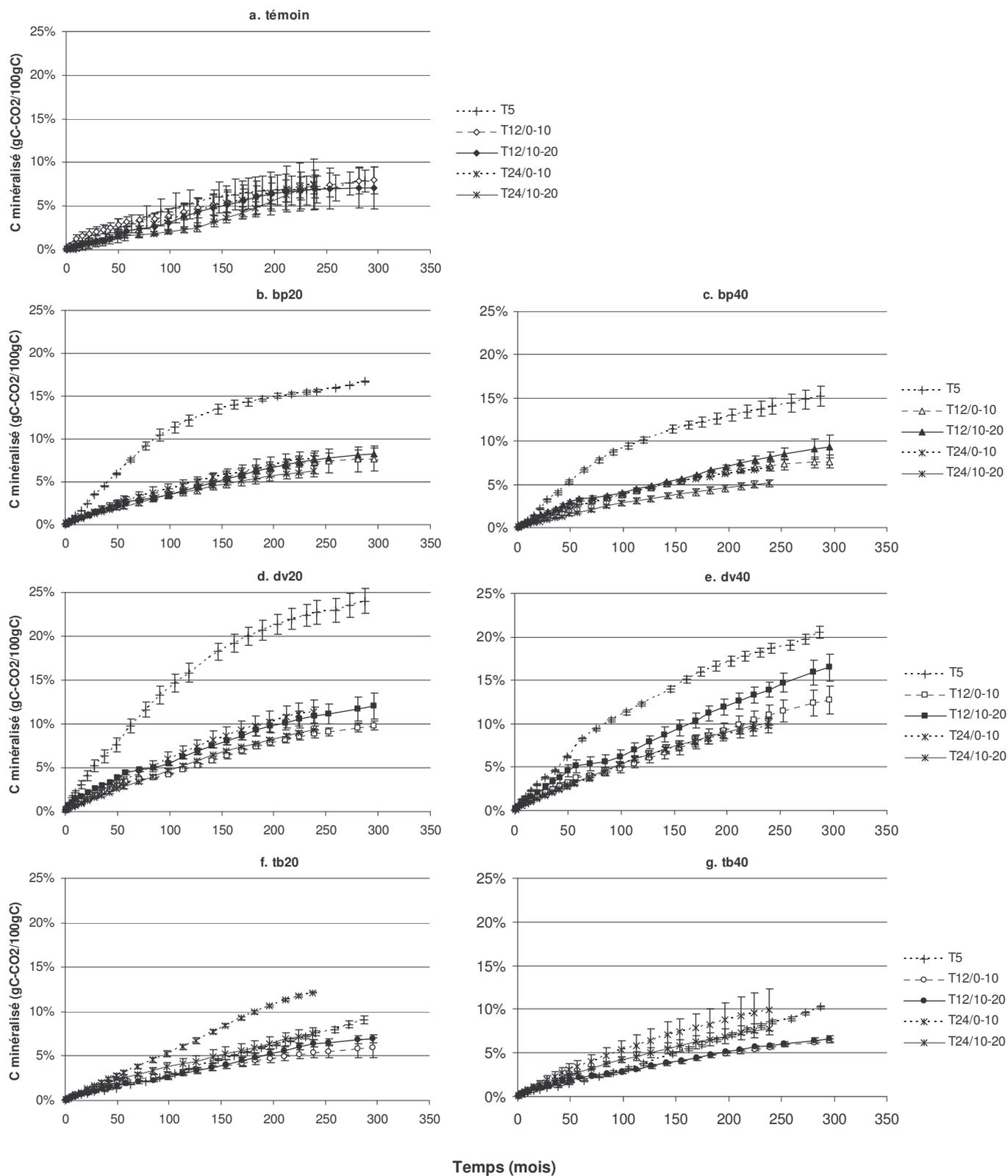


Figure 7.11. Potentiels de minéralisation des mélanges terre/produit organique exprimés en gC/100gC du mélange

Témoin

La minéralisation du carbone du sol témoin est toujours faible, de l'ordre de 7% sur 300 jours (Figure 7.11a). L'analyse statistique montre que les courbes de minéralisation réalisées à T5, T12 et T24 ne sont pas différentes. La mesure de teneur en carbone total avait déjà montré qu'il n'y a pas de variation de la teneur en carbone. On peut donc considérer qu'il n'y a pas d'évolution mesurable de la matière organique du sol, ni quantitativement, ni qualitativement.

Mélanges à base de compost de boue-palette

A T5, 15% et 16% du carbone sont minéralisés pour bp20 et bp40, respectivement (Figure 7.11b et Figure 7.11c). A T12, 8 et 10% du carbone sont minéralisés en 300 jours d'incubation et environ 6 et 5% à T24, pour bp20 et bp40, respectivement. L'analyse statistique montre que le ralentissement de la minéralisation est significatif entre T5 et T12. Par contre, les courbes de minéralisation ne sont pas différentes (analyses statistiques réalisées avec $\alpha = 0,05$) entre T12 et T24. Il y a donc une stabilisation du potentiel de minéralisation des sols à base de bp.

Mélanges à base de compost de déchets verts

A T5 et T12, ce sont les sols qui ont le plus fort taux de CO₂ dégagé (Figure 7.11d et Figure 7.11e). Après 290 jours d'incubation, 24% et 21% du carbone total des mélanges ont été minéralisés respectivement pour dv20 et dv40 prélevés à T5.

A T12, 9% et 13% du carbone sont minéralisés pour dv20 et dv40 prélevés entre 0 et 10cm de profondeur, contre 12% et 16% pour dv20 et dv40 prélevés entre 10 et 20cm de profondeur, mais ces valeurs ne sont pas significativement différentes, d'après l'analyse statistique.

A T24, 10% du carbone a été minéralisé, quelle que soit la profondeur (à noter que l'incubation de T24 a été plus courte, mais les valeurs de dv40 à 238 jours restent plus faibles que celles mesurées à la même date sur les incubations de T12). De la même façon, ces données ne sont pas significativement différentes. En revanche, les données obtenues à T12 et T24 sont statistiquement différentes (pour $\alpha = 0,05$).

On mesure donc une diminution du potentiel de minéralisation dans ces sols, qui est significative, d'une date de mesure à l'autre (analyses statistiques réalisées avec $\alpha = 0,05$).

Mélanges à base de tourbe

Le potentiel de minéralisation des sols à base de tourbe est faible au départ : il est du même ordre de grandeur que celui du témoin, et il reste faible (Figure 7.11f et Figure 7.11g). Les résultats obtenus à T5, T12 ne sont pas statistiquement différents pour tb20 et tb40. Pour tb40, les résultats de T24 ne sont pas différents de ceux de T12 et T5. En revanche, la minéralisation mesurée à T24 pour tb20 est significativement supérieure aux résultats de T12 et T5. On pourrait supposer que la tourbe s'est dégradée, et a donc perdu une partie de sa stabilité (Laiho, 2006), mais on ne mesure pas de comportement similaire pour tb40.

7.3.3. Discussion

7.3.3.a. Minéralisation du carbone apporté par les produits organiques

L'évolution du potentiel de minéralisation d'une matière organique est une mesure normalisée, et réalisée habituellement dans des proportions telles que le carbone apporté par le produit organique représente quelques milligrammes par gramme de sol sec (e.g. Atallah *et al.*, 1995 ; Bernal *et al.*, 1998 ; Niklasch & Joergensen, 2001 ; Francou, 2003) travaille avec des apports de 4mg de carbone par gramme de sol sec.

Ces doses correspondent à celles qui sont habituellement appliquées en agriculture. De plus la matière organique apportée est broyée, ce qui a pour effet d'augmenter le potentiel de minéralisation : en maximisant la surface d'échange, on favorise les points de contact avec les microorganismes du sol. Avec une telle procédure, Francou (2003) observe un dégagement de CO₂ pouvant aller jusqu'à 50% du carbone apporté (sur 110 jours d'incubation), pour un compost d'ordures ménagères après 3 mois de compostage. En revanche, avec un déchet vert composté pendant 3 et 6 mois, 9 et 6% du carbone apporté est minéralisé.

Nous avons modifié ces conditions expérimentales en faisant incuber les mélanges directement prélevés sur le site expérimental. D'une part la quantité exacte de carbone apportée par les produits organiques n'est pas connue, mais peut être estimée d'après les proportions appliquées au moment de la mise en place du site expérimental. D'autre part les mélanges n'ont pas été broyés, ni tamisés. Sur la même période (105 jours d'incubations), 18 et 16% du carbone apporté par dv est minéralisé pour dv20 et dv40, respectivement. Ces valeurs sont supérieures à celles mesurées par Francou (2003) mais les incubations ayant eu lieu dans des proportions différentes, il est difficile de conclure. Si on se réfère à la gamme de stabilité proposée par Francou (2003), ces résultats caractériseraient un compost

"moyennement stable", ce qui n'est pas incohérent avec les données dont on dispose sur le compost de déchets verts; en revanche, selon la même échelle, après 28 jours d'incubation, ce compost devrait avoir dégagé entre 10 et 15% de carbone sous forme de CO₂, or nos valeurs se situent autour de 6%.

Il se peut que la forte proportion de carbone initialement présente dans ces mélanges (on rappelle que 15,6 et 37,2 gC kg⁻¹ de sol sec sont apportés par dv respectivement dans dv20 et dv40 – cf. Tableau 6.1) ait modifiée la cinétique d'incubation initiale, ou que la taille des particules ait aussi joué un rôle.

7.3.3.b. Minéralisation du carbone des mélanges *in situ*

Entre T5 et T12, 237 jours se sont écoulés. Sur cette période, nous avons calculé les pertes de carbone en conditions réelles et nous les avons comparées à celles mesurées en conditions contrôlées (Tableau 7.3). Alors que les pertes devraient être maximales en conditions contrôlées, elles sont inférieures aux pertes en conditions réelles pour dv40, bp40, tb20 et tb40. Ce résultat est surprenant car la température est restée constante, l'humidité a été réajustée régulièrement, les bocal d'incubation ont été aérés régulièrement, et l'azote a été ajouté de façon à être non limitant.

Par ailleurs, nous avons vérifié que les pertes par lessivage n'étaient pas importantes (cf. §7.1). Il n'y a pas de "fuite" de carbone dans les eaux de percolation, ni d'enrichissement significatif en carbone de la couche 2, donc la principale cause de diminution de la teneur en carbone est sa minéralisation.

Tableau 7.3. Comparaison des pertes en carbone entre les conditions réelles et les conditions d'incubation sur 237 jours (entre T5 et T12)

	<i>% perte in situ</i>	<i>% perte en incubation</i>
témoin	0,54%	6,89%
bp20	12,06%	15,62%
bp40	31,76%	14,09%
dv20	22,12%	22,73%
dv40	29,01%	18,67%
tb20	15,61%	7,57%
tb40	18,32%	8,56%

Cependant, cette différence d'évolution entre conditions réelles et conditions de laboratoire pourrait aussi être liée à l'alternance de cycles de dessiccation et réhumectation qui existent en conditions réelles, mais sont supprimés pendant l'incubation (Sabine Houot,

communication personnelle). Miller *et al.* (2005) observent que l'alternance de dessiccation et de réhumectation d'un sol augmente la minéralisation du carbone d'un facteur 2 à 4, par rapport à un sol maintenu à humidité constante. La réhumectation pourrait contribuer à solubiliser du carbone et à libérer du carbone facilement dégradable, mais séquestré dans des agrégats.

Pour les sols à base de composts, le potentiel de minéralisation des mélanges diminue donc entre chaque date de prélèvement. Cependant, si le ralentissement des vitesses de minéralisation est significatif entre T5 et T12, l'analyse statistique des données montre qu'il n'y a plus de différence significative entre les incubations réalisées avec les échantillons de sols à base de bp prélevés à T12 et ceux prélevés à T24. Ces résultats sont cohérents avec l'évolution des teneurs en carbone : on mesure une stabilisation des teneurs en carbone dans les mélanges à base de bp entre T12 et T24. En revanche, la diminution de teneur en carbone est significative entre T12 et T24 dans les sols à base de dv.

Plusieurs études montrent que la minéralisation d'un compost ralentit quand le degré de maturité d'un compost augmente (Atallah *et al.*, 1995 ; Bernal *et al.*, 1998). Cependant, les conditions d'évolution de la matière organique ne sont en général pas identiques : dans les deux études citées la matière organique est incorporée à différents stades de maturité, alors que dans notre étude, elle évolue après une unique incorporation en octobre 2004. On peut supposer que des interactions de la matière organique avec la matrice minérale (Tisdall & Oades, 1982 ; Pulleman & Marinissen, 2004) se sont progressivement mises en place depuis la reconstitution des mélanges, qui ralentissent la dégradation en protégeant la matière organique.

Au contraire, les mélanges à base de tourbe sont stables. L'absence d'évolution du potentiel de minéralisation de ces sols est cohérente avec le fait que la matière organique de la tourbe est stable. Ces résultats sont en accord avec ceux ayant été obtenus par Niklasch & Joergensen, (2001).

7.4. Modélisation de l'évolution du carbone

7.4.1. Présentation du modèle

Nous avons construit un modèle à trois compartiments (Figure 7.12) :

- La matière organique apportée par le produit est divisée en deux compartiments, distingués par leurs cinétiques de minéralisation. Chaque compartiment C_{ai} subit des processus de minéralisation avec des cinétiques d'ordre 1, selon un coefficient k_{ai} et une partie k_{hi} est humifiée ($i = 1$ ou $i = 2$).
- La matière organique apportée par la terre végétale constitue le troisième compartiment, et subit uniquement des processus de minéralisation. Ce compartiment est enrichi en carbone par les produits de l'humification des compartiments C_{ai} .

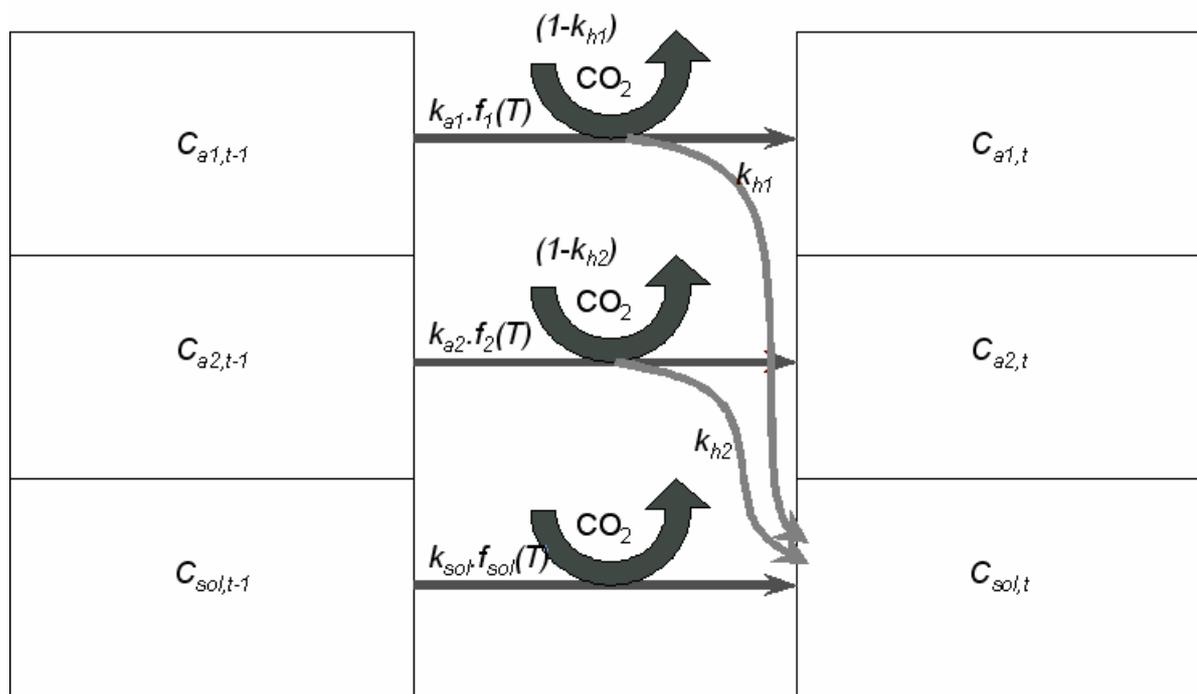


Figure 7.12. Schéma de synthèse du modèle

Les équations correspondantes s'écrivent de la façon suivante :

- Pour les deux compartiments de matière organique apportée par le produit organique :

$$\frac{dC_i}{dt} = -k_{ai} \cdot C_i \cdot f_i(T) \text{ avec } i = 1 \text{ ou } i = 2 \quad [7.1]$$

avec une fraction $(1-k_{hi})$ de C_i qui se minéralise et une fraction k_{hi} qui est incorporée au compartiment de carbone apporté par la terre végétale.

- Pour la matière organique de la terre végétale :

$$\frac{dC_{sol}}{dt} = -k_{sol} \cdot C_{sol} \cdot f_{sol}(T) + \sum_i (k_{ai} \cdot k_{hi} \cdot C_i \cdot f_i(T)) \quad [7.2]$$

Une fonction de température a été utilisée pour ajuster les simulations faites sur le site expérimental. Elle s'exprime de la façon suivante (Recous, 1995) :

$$f_i(T) = \exp(A_i \cdot (T - T_{réf})) \quad [7.3]$$

Avec: T : la température extérieure,

$T_{réf}$: la température de référence, ici : 15°C (température moyenne extérieure)

A_i : constante dépendant du compartiment ($i = 1, 2$ ou sol)

7.4.2. Résultats de la simulation

L'ajustement des paramètres a été fait à partir des courbes d'incubation obtenues à T5, T12, T24, et en conditions réelles, directement sur les teneurs en carbone dans la couche 1 (Tableau 7.4).

Le paramètre k_{sol} a été ajusté à partir des courbes obtenues pour le témoin, et la valeur obtenue a été conservée pour les six mélanges terre / produit organique (Tableau 7.4).

Le Tableau 7.5 présente les valeurs calculées, à partir des résultats du modèle, de la proportion de C_{a2} par rapport au C total, et leur évolution au cours du temps.

Tableau 7.4. Paramètres ajustés du modèle

	bp20	bp40	dv20	dv40	tb20	tb40
$k_{sol} (g J^{-1})$	8,00E-05					
$k_{a1} (g J^{-1})$	2,72E-04	2,64E-04	7,52E-04	1,14E-05	3,71E-04	7,49E-04
k_{h1}	7,26E-07	5,00E-03	1,59E-03	6,84E-06	0	7,56E-03
$k_{a2} (g J^{-1})$	1,14E-02	1,37E-02	9,83E-03	5,08E-03	5,64E-03	1,10E-01
k_{h2}	2,01E-05	8,47E-04	8,27E-07	0	2,73E-07	7,57E-04

Tableau 7.5. Evolution de la part relative de C_{a2} par rapport au carbone apporté du mélange

	bp20	bp40	dv20	dv40	tb20	tb40
T0	41,9%	41,8%	56,4%	99%	77,2%	33,4%
T5	21,6%	13,6%	25,9%	30,2%	0,0%	1,7%
T12	4,5%	3,1%	0,0%	18,3%	0,0%	0,0%
T24	3,0%	2,4%	4,3%	15,8%	14,7%	1,7%

On observe que k_{a2} est supérieure à k_{a1} quel que soit le mélange considéré. De plus, de T5 à T24, la proportion de C_{a2} diminue pour les sols à base de compost. Les variations observées sont fortes de T5 à T12 et ralentissent de T12 à T24. De ces deux résultats, on peut déduire que C_{a2} est composé de constituants organiques plus facilement dégradables que C_{a1} .

Les coefficients de minéralisation obtenus pour bp20 et bp40 ont des valeurs très proches. Pour dv20 et dv40, les ordres de grandeur sont respectés. En revanche ce n'est pas le cas pour les coefficients d'humification.

En ce qui concerne les sols à base de tourbe, la proportion de C_{a2} est très faible à partir de T5, voire nulle pour tb20. Cela semble cohérent avec une matière organique stable. Cependant les résultats concernant la proportion de C_{a2} à T0 sont donc difficiles à expliquer. Il se peut que le modèle choisi ne soit pas pertinent pour une matière organique telle que la tourbe. Les résultats des incubations vont d'ailleurs dans ce sens: alors que le potentiel de minéralisation des mélanges à base de compost décroît d'une période de mesure à l'autre, les mesures obtenues pour tb20 et tb40 montrent que la minéralisation est plus forte à T24 qu'à T12 et T5 (§7.3 et Figure 7.13).

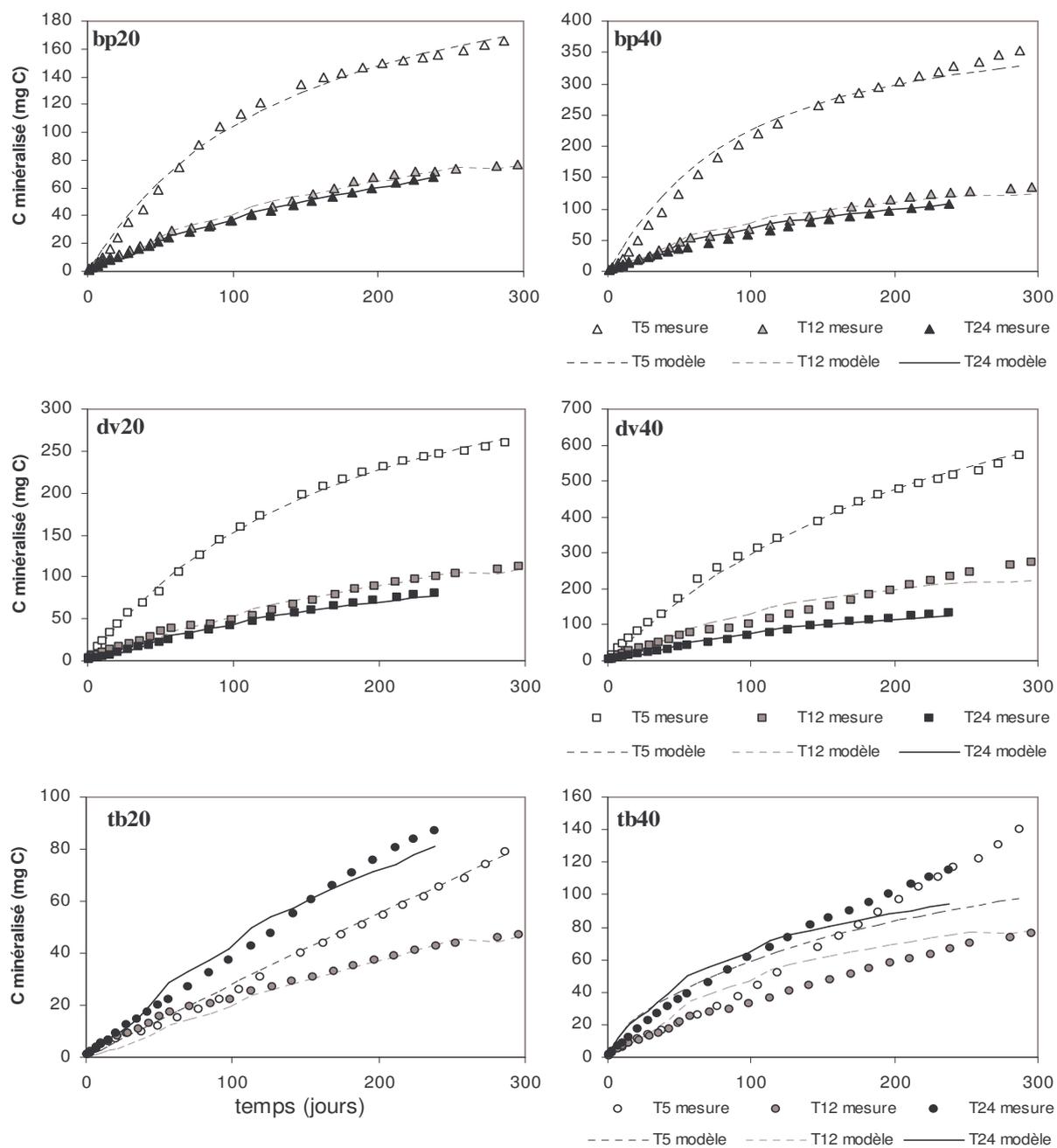


Figure 7.13. Comparaison des données d'incubation avec les données de la simulation

Les résultats des simulations sont présentés sur les Figure 7.13 et Figure 7.14, où ils sont comparés avec les valeurs mesurées *in situ*.

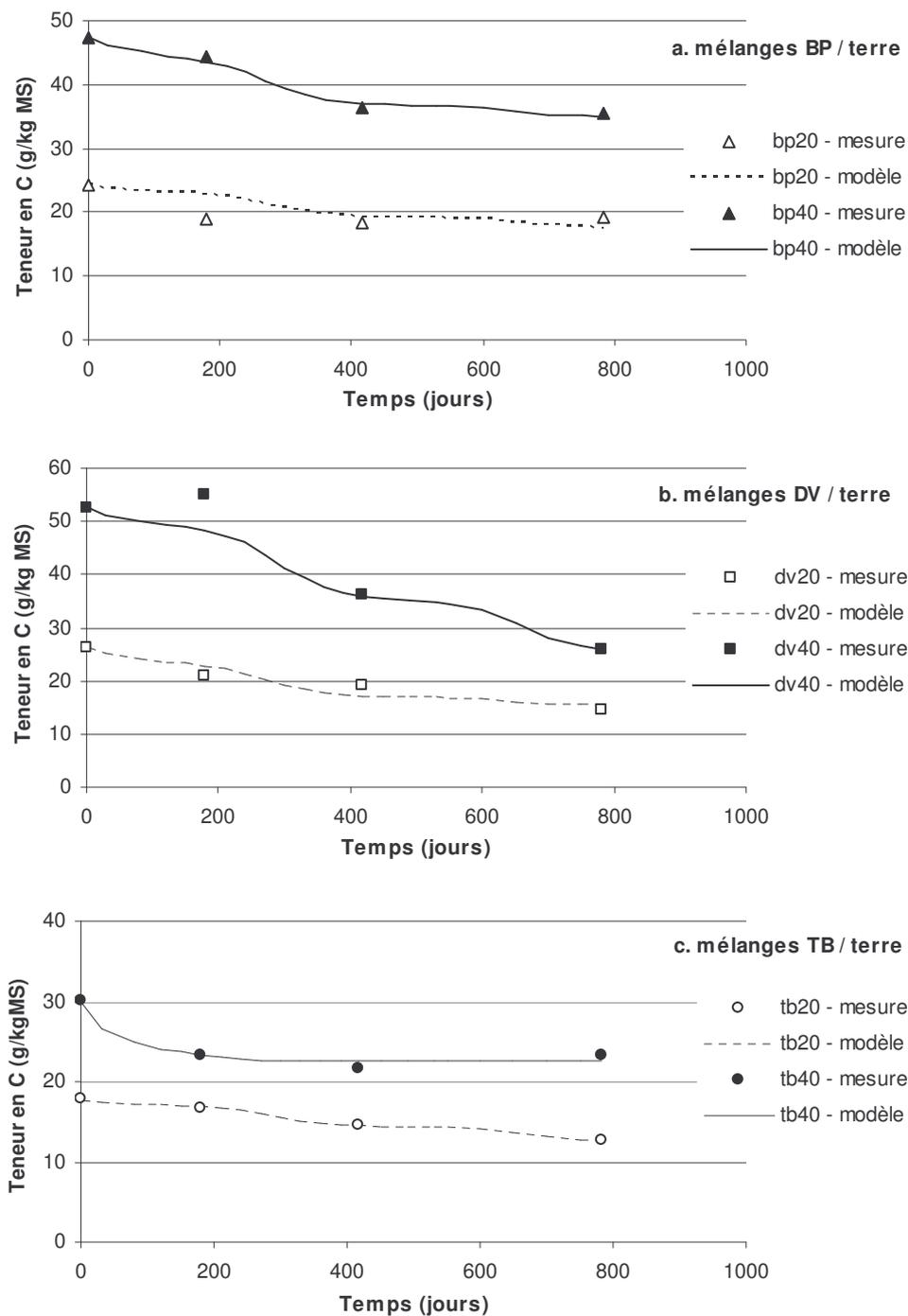


Figure 7.14. Comparaison de l'évolution des teneurs en carbone simulées et mesurées des mélanges

Le modèle simule bien le comportement des mélanges à base de compost. En revanche, pour les mélanges à base de tourbe, les ajustements sont moins bons : d'une part la proportion de C_{a2} est estimée à 77% pour tb20, or après déduction des résultats des composts, nous avons conclu que C_{a2} représentait le compartiment facilement minéralisable. Sachant que la tourbe est un produit organique très stable, il est fortement improbable que 77% de sa matière

organique soit facilement dégradable. D'autre part, la Figure 7.13 montre que les courbes simulées avec le modèle sont significativement différentes des courbes obtenues pendant l'incubation.

Ces résultats confirment que le comportement des mélanges à base de tourbe est différent de celui des mélanges à base de compost.

7.5. Conclusions du chapitre 7

Les teneurs en carbone diminuent au cours du temps, et cette diminution est liée à l'activité biologique des microorganismes du sol. En effet, il n'y a pas de pertes de carbone par lessivage ou de migration dans la couche 2. L'activité biologique se manifeste à travers la minéralisation et la fragmentation physique de la matière organique.

Nous avons dans un premier temps analysé le niveau de fragmentation en réalisant un fractionnement granulométrique, qui montre que la teneur en carbone diminue fortement dans les fractions grossières, et qu'il y a accumulation dans les fractions fines.

Pour compléter cette analyse, nous avons réalisé un fractionnement biochimique, qui montre entre autres que la fraction soluble augmente dans les fractions granulométriques fines, ce qui confirme l'hypothèse selon laquelle la matière organique devient plus résistante à la dégradation.

Ces résultats sont confirmés par la mesure du potentiel de minéralisation en conditions contrôlées : celui-ci diminue à chaque date de prélèvement (T5, T12, T24), mais il diminue de façon significative surtout entre T5 et T12 pour les mélanges à base de compost.

Enfin, les résultats des mesures de potentiel de minéralisation des mélanges nous ont permis de construire un modèle d'évolution quantitative du carbone des mélanges. Les compartiments définis représentent un compartiment labile, et un compartiment résistant à la dégradation, dont la part augmente au fil du temps.

L'ensemble des résultats suggèrent que dans un premier temps, l'évolution de la matière organique est quantitative et qualitative. Dans un second temps (à partir de la deuxième année), elle serait surtout quantitative, autrement dit l'essentiel de la stabilisation par modification de la composition biochimique, et/ou protection physique, est réalisé.

CHAPITRE 8. ÉVOLUTION DE LA STRUCTURE ET DES PROPRIÉTÉS PHYSIQUES DES SOLS RECONSTITUÉS

SOLS RECONSTITUÉS

8.1. Évolution de la masse volumique apparente

8.1.1. *Profils de masse volumique apparente*

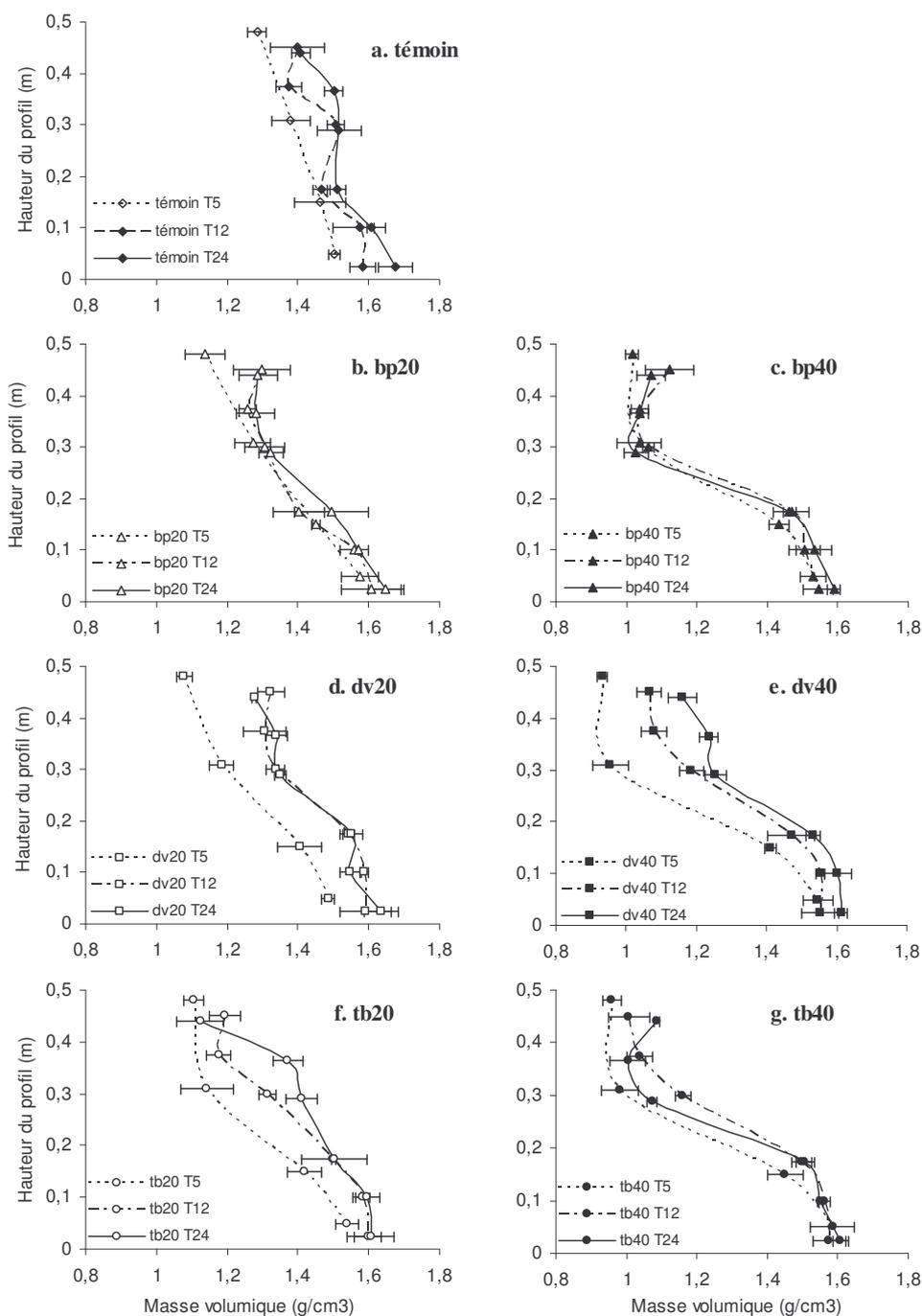


Figure 8.1. Évolution de la masse volumique apparente en fonction de la profondeur et en fonction du temps

La masse volumique apparente des sols reconstitués est présentée en fonction de la hauteur totale du profil (Figure 8.1).

Évolution de la masse volumique apparente dans la couche 1

La masse volumique du témoin est de 1,28 à 1,38g cm⁻³ en surface (sur les 20 premiers centimètres d'épaisseur), à T5. Elle est significativement supérieure à la masse volumique apparente mesurée dans les mélanges : de l'ordre de 1,10g cm⁻³ pour les mélanges reconstitués avec 20% de produit organique, de 0,95g cm⁻³ pour dv40 et tb40, et 1,02g cm⁻³ pour bp40. Ces résultats renvoient aux différences de masse volumique entre les produits organiques et la terre végétale.

La stabilisation de la masse volumique apparente est rapide pour bp20 et bp40 entre 0,30 et 0,40m (1,30g cm⁻³ et 1,05g cm⁻³ pour bp20 et bp40 respectivement) et elle augmente uniquement en surface en T5 et T12. En revanche, la masse volumique apparente des mélanges à base de dv augmente fortement entre T5 et T12 : de 1,18 à 1,33g cm⁻³ pour dv20 et de 0,95 à 1,19g cm⁻³ pour dv40. De T12 à T24, les variations de masse volumique mesurées ne sont pas significatives pour dv20. Pour dv40, on continue à mesurer une augmentation dans la couche 1 : +0,08g cm⁻³ et 0,13g cm⁻³ à T12 et T24, respectivement.

En ce qui concerne les sols à base de tourbe, l'analyse statistique montre que les masses volumiques apparentes mesurées pour tb40 ne sont pas significativement différentes quelle que soit la date de mesure. On mesure par contre une augmentation significative de masse volumique au cours du temps pour tb20. Cette évolution pourrait s'expliquer par le fait que les 20% de tourbe représentent environ 2% de la masse totale de la couche 1, par conséquent, le tassement mesuré peut être important.

Évolution de la masse volumique apparente dans la couche 2

Située autour de 1,45g cm⁻³ à T5, elle augmente pour tous les massifs terreux jusqu'à une valeur maximale de 1,58g cm⁻³ à 1,67g cm⁻³ dans les 10cm du fond. Cette valeur est atteinte dès T12 pour le témoin, bp20, dv20 et tb20. Entre T12 et T24, l'augmentation de masse volumique apparente pour les mélanges comportant 40% de produit organique existe, mais elle n'est pas significative (pour $\alpha = 0,05$). La masse volumique apparente dans la couche 2 atteint donc rapidement une valeur maximale. Cette valeur est considérée comme le maximum au-delà duquel les racines ne peuvent plus se développer (Zisa *et al.*, 1980 ; Jim, 1998). Dans le haut de la couche 2 (entre 0,15 et 0,20m de haut), la masse volumique

apparente évolue d'une valeur située à T5 entre 1,40 et 1,45g cm⁻³, à 1,50g cm⁻³ à T24, pour tous les échantillons.

La hauteur de la limite entre les deux couches diminue progressivement au cours du temps, traduisant le tassement de la couche 2 (Tableau 8.1) :

Tableau 8.1. Évolution de l'épaisseur de chaque couche (en cm) du sol reconstitué au cours du temps

	(cm)	témoïn	bp20	bp40	dv20	dv40	tb20	tb40
Couche 1	T0	28	28	28	28	28	28	28
	T5	28	28	28	28	28	28	28
	T12	27	27	28	27	27	28	28
	T24	27	27	28	27	26	26	27
Couche 2	T0	29	29	29	29	29	29	29
	T5	21	22	22	22	22	22	22
	T12	20	20	20	19	20	19	20
	T24	19	19	19	19	19	19	19

L'essentiel du tassement a lieu dans les cinq mois suivant la mise en place des sols reconstitués. Sachant que les massifs terreux n'ont subi aucune contrainte une fois en place, le retrait mesuré dans la couche 2 est lié au tassement sous le poids de la couche 1 et de son propre poids. En revanche les mesures de tassement dans la couche 1 n'excèdent pas 2cm.

8.1.2. Influence de la teneur en carbone sur la masse volumique apparente

Les corrélations entre teneur en carbone et masse volumique apparente moyenne dans la couche 1 ont été calculées pour chaque série comprenant le témoin, le mélange à 20% et le mélange à 40%, à chaque date de mesure (Figure 8.2).

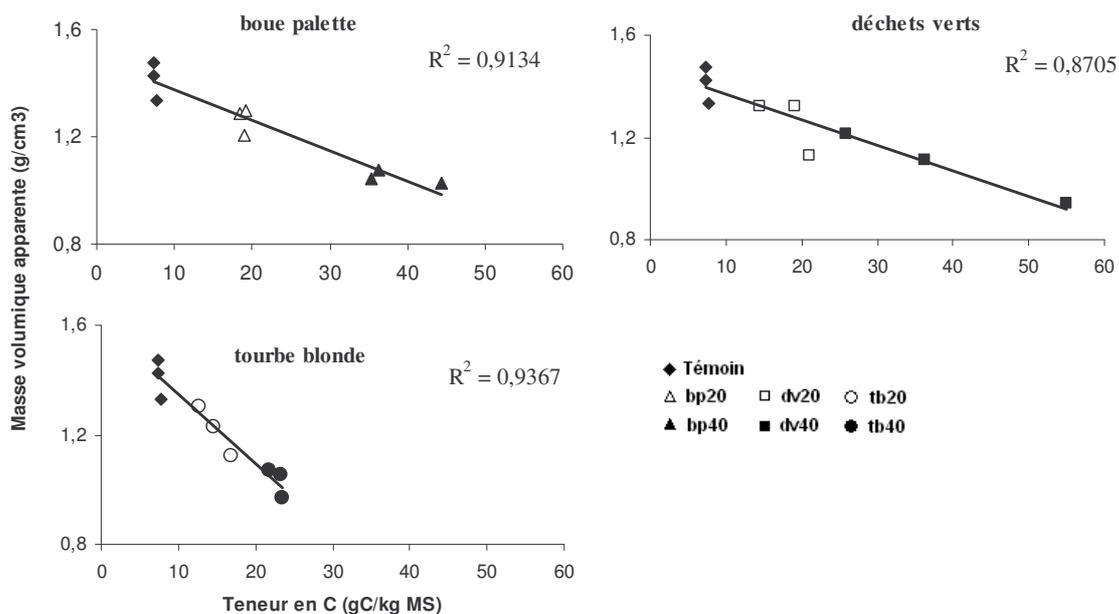


Figure 8.2. Relation masse volumique apparente / teneur en carbone pour chaque produit organique

La masse volumique apparente augmente avec la diminution de la teneur en carbone, et les corrélations entre ces variables sont très bonnes. La teneur en carbone permet donc d'expliquer l'évolution de la masse volumique apparente.

Pour chaque date de mesure, on calcule les corrélations entre masse volumique apparente et teneur en carbone, tous mélanges confondus (Figure 8.3).

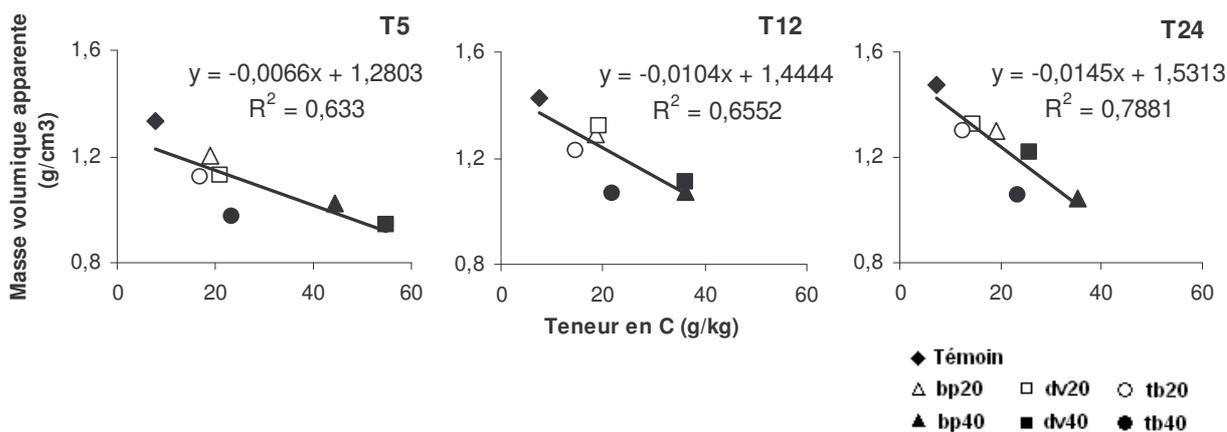


Figure 8.3. Relation masse volumique apparente / teneur en carbone aux trois dates de mesure

Elles sont acceptables, mais il est intéressant de constater que si l'on sépare les mélanges à base de composts de ceux à base de tourbe, on obtient des corrélations très bonnes

entre masse volumique apparente et teneur en carbone (Figure 8.4) : la masse volumique apparente diminue linéairement avec l'augmentation de la dose de compost.

On remarque que la relation linéaire obtenue pour les mélanges à base de tourbe n'évolue que très peu, dans le sens où la pente de la droite de tendance change très peu de T5 à T24. De plus, les masses volumiques apparentes obtenues avec la tourbe sont du même ordre (pour tb20) ou plus faibles (pour tb40) que celles obtenues grâce à l'incorporation de compost, alors que les teneurs en carbone sont moins importantes.

Il y a donc des différences de comportement entre les produits. Celles-ci peuvent être liées à la texture des produits organiques, ou encore à l'activité biologique que leur incorporation provoque.

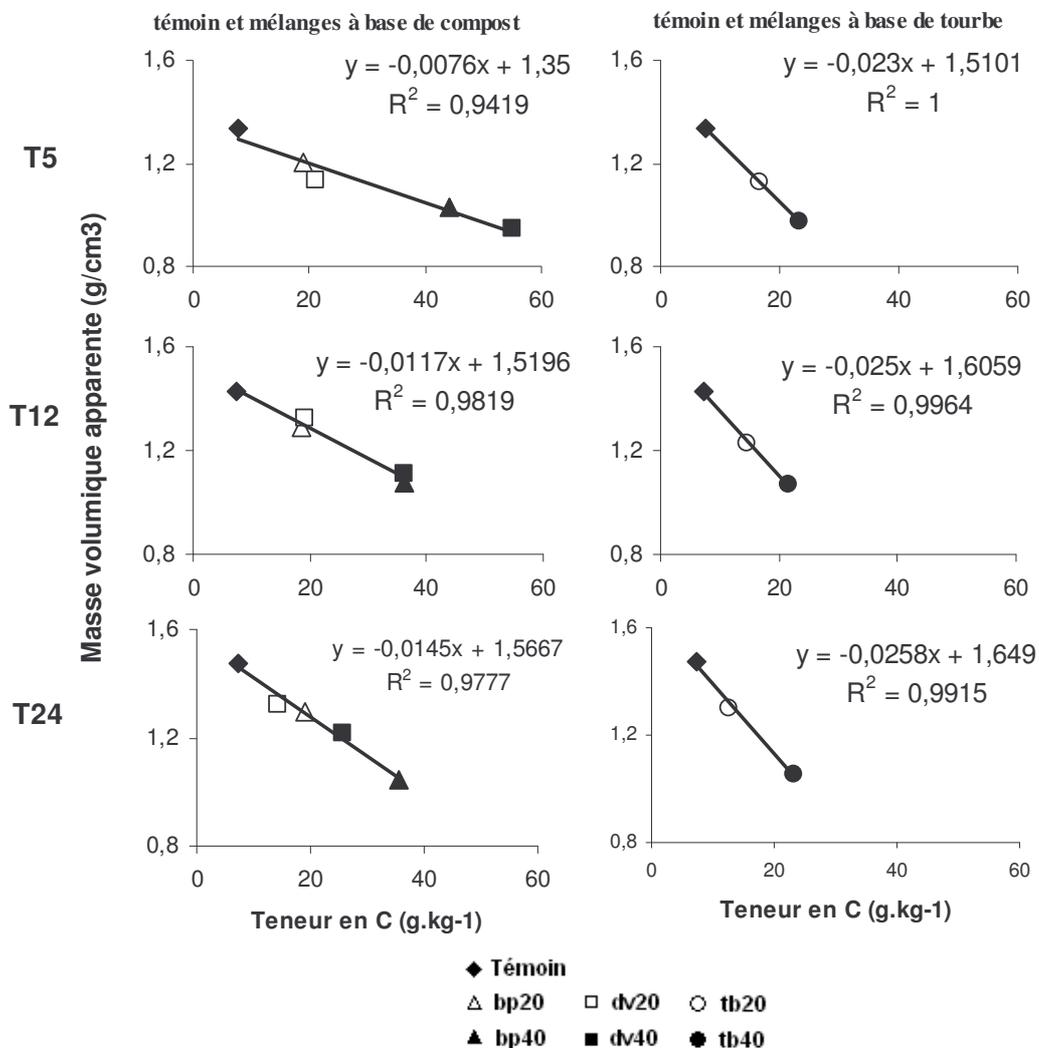


Figure 8.4. Relations masse volumique apparente / teneur en carbone aux trois dates de mesure, séparément pour les mélanges à base de composts et de tourbe

Dans le cas de la tourbe, nous avons montré au §7.3, que l'activité biologique était faible, compte tenu de la grande stabilité de ce produit. Par ailleurs, la texture de la tourbe est très fine : 7,6% sont supérieurs à 2mm. De ces éléments nous pouvons déduire que la diminution de la masse volumique apparente des mélanges à base de tourbe est liée à un effet de dilution, suite à l'apport d'un produit de masse volumique apparente inférieure à 1.

Pour tb20, cet effet est mesuré à T5, mais la masse volumique apparente du mélange augmente au cours du temps. En revanche, la masse volumique apparente mesurée pour tb40 se stabilise entre T12 et T24, à des valeurs très inférieures à celles de bp40 et dv40, bien que sa teneur en carbone soit inférieure. Allant dans le même sens, Vidal-Beaudet (1998) montre qu'un apport de 20% de tourbe n'est pas suffisant pour faire diminuer la masse volumique apparente à court terme, pour un mélange soumis à des sollicitations mécaniques. De même, Bunt (1984) montre que les substrats ayant une masse volumique apparente trop faible ne permettent pas d'obtenir un mélange de masse volumique plus faible qui reste stable.

Dans le cas des mélanges à base de compost, non seulement la fraction grossière des produits est importante, mais l'activité biologique est plus importante. Les phénomènes de dilution et de structuration sont sans doute impliqués tous les deux, ainsi que le montrent Garcia-Orenes *et al.* (2005).

8.2. Évolution de la stabilité structurale

8.2.1. Évolution de la stabilité structurale des mélanges

Les résultats sont présentés sur la Figure 8.5. Ils sont regroupés par test réalisé. On rappelle que le MWD est le diamètre moyen pondéral (cf. §6.3.3).

De la même façon que pour les analyses liées à l'évolution de la matière organique, la couche 1 a été subdivisée en deux à partir de T12. La répétitivité des résultats étant très forte, ces différences ne sont pas commentées.

Test d'humectation rapide

À T5, les valeurs du MWD sont comprises entre 0,32 mm (tb20) et 0,58mm (bp40), et toutes sauf bp40 sont inférieures à 0,50mm.

À T12, aucune évolution positive par rapport à T5 ne peut être mise en évidence : les variations mesurées ne sont pas significatives (pour $\alpha = 0,05$ mm).

À T24, le MWD augmente. Les trois mélanges contenant 40% de produit organique ont un MWD supérieur à 0,50mm : 0,67mm, 0,62mm et 0,62mm respectivement pour tb40, bp40, dv40. Pour tb40 les mesures réalisées à la profondeur 10-20 ne confirment pas ce résultat (0,44mm). De plus, les valeurs de MWD pour tb20 et bp20 sont légèrement supérieures au MWD du témoin (respectivement 0,40mm et 0,42mm contre 0,33mm pour le témoin).

Ce test est le plus brutal : l'immersion d'agrégats séchés à l'air dans de l'eau sert à tester leur degré de résistance à l'éclatement, dû à la pression de l'air piégé à l'intérieur des agrégats (Le Bissonais, 1996). Sur des agrégats fragiles comme ceux des mélanges, ce test ne permet pas d'apprécier leur stabilité car il est trop destructif. Cependant on observe une légère amélioration du MWD pour les mélanges contenant 40% de produit organique, ce qui indique qu'une dose de 20% de produit organique est insuffisante pour améliorer la stabilité à long terme.

Test de désagrégation mécanique après humectation dans l'éthanol

On peut mettre en évidence un sens général d'évolution du MWD : il diminue de T5 à T12, et augmente de T12 à T24, sauf pour bp20 dont le MWD augmente puis se maintient au niveau acquis. La valeur de MWD atteinte à T24 est supérieure à celle de T5, sauf pour tb20 (0,88mm à T24 contre 1,1mm à T5).

D'après l'échelle de Le Bissonais (1996), le niveau de stabilité est "faible à moyen".

Test d'humectation lente par capillarité

De T5 à T12, globalement, la stabilité augmente, sauf pour les mélanges à base de tourbe (de 1,27 à 0,90mm et de 1,40 à 1,1mm pour tb20 et tb40 respectivement). De T12 à T24, le MWD mesuré augmente pour tous les mélanges.

Le comportement des mélanges en profondeur est différent : de T5 à T12, le MWD diminue, sauf pour bp20, mais compte tenu du fort écart-type lié à la mesure à T5, il est difficile de conclure. Entre T12 et T24, le MWD continue à diminuer pour les mélanges contenant 20% de produit organique, alors qu'il augmente pour les mélanges à 40%.

Ce test est considéré comme le moins destructif pour des sols instables (Le Bissonais, 1996). La méthode d'humectation lente permet d'humidifier les agrégats sans les faire éclater : en effet, la vitesse de pénétration de l'eau est suffisamment faible pour permettre à l'air de ne pas rester piégé à l'intérieur de l'agrégat. Par conséquent, en termes de valeurs, c'est celui qui donne les MWD les plus élevés.

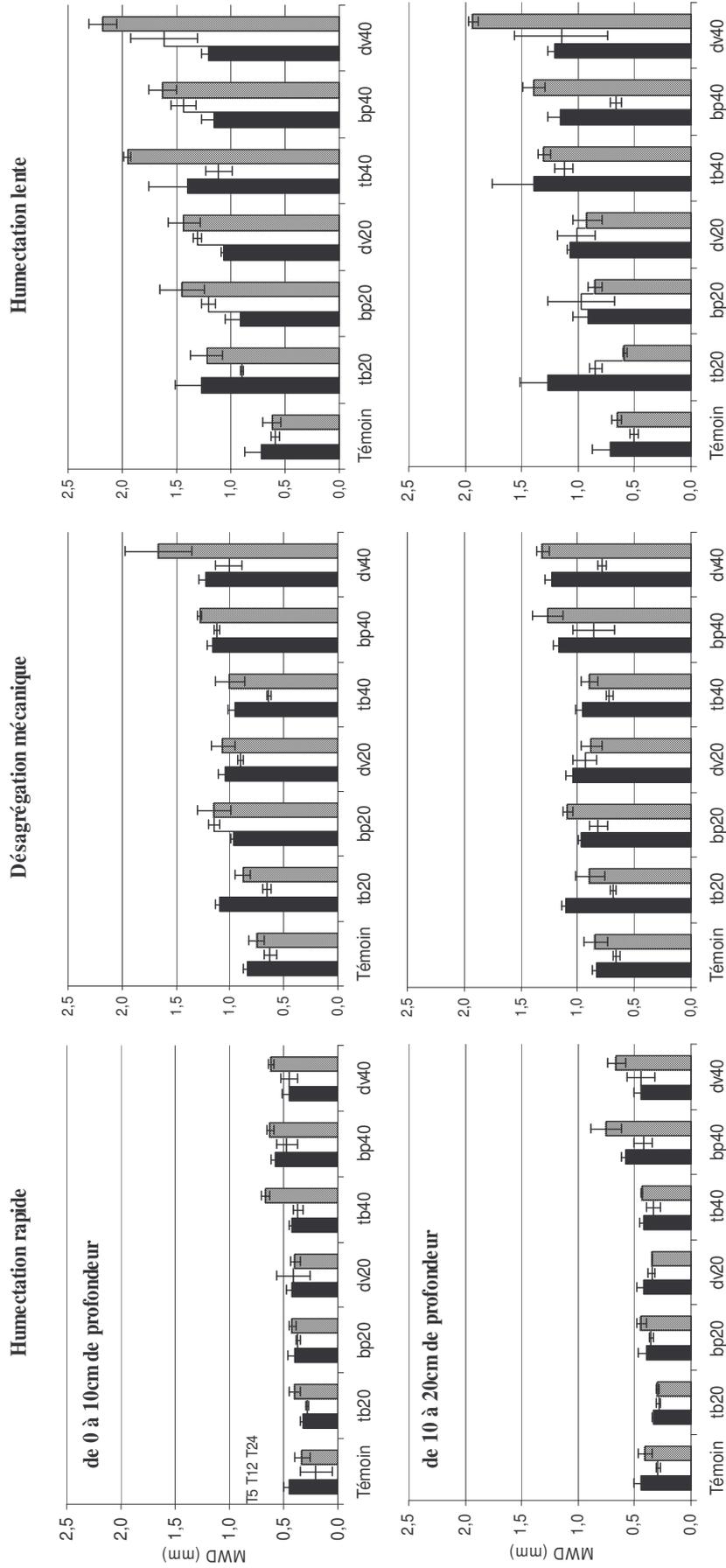


Figure 8.5. Comparaison des diamètres moyens pondéraux (MWD) de chaque mélange, en fonction du temps et de la profondeur de prélèvement (diagramme, 1^{er} bâton : T5, 2^{ème} : T12, 3^{ème} : T24)

8.2.2. Relation entre les mesures de stabilité structurale et la teneur en carbone

La teneur en carbone des agrégats a été mesurée. Pour chaque type de test, les corrélations entre la teneur en carbone des agrégats et le MWD augmentent (Figure 8.6) au cours du temps. Ces résultats confirment le rôle de la matière organique dans la stabilisation de la structure. Le rôle d'éventuels autres agents de stabilisation (argiles ou oxydes métalliques) semble peu important, au vu des résultats obtenus pour le témoin.

Nous avons comparé l'évolution de la teneur en carbone des agrégats à l'évolution de la teneur en carbone total des mélanges (Figure 8.7). La teneur en carbone des agrégats augmente nettement au cours du temps, et à T24, elle est très proche de la teneur en carbone total, mesurée sur un échantillon moyen de mélange. Pour dv40, la teneur en carbone des agrégats est même supérieure à la teneur en carbone d'un échantillon moyen, indiquant une séquestration préférentielle du carbone dans les agrégats.

La séquestration du carbone au niveau des agrégats est une preuve importante de la structuration des mélanges.

Il est intéressant de constater que pour tous les mélanges, l'augmentation de teneur en carbone des agrégats est forte entre T5 et T12, et que l'incorporation du carbone dans les agrégats est moins importante entre T12 et T24, alors que les indices MWD continuent à augmenter entre T12 et T24. De nombreuses études montrent que l'incorporation d'une matière organique stimule l'activité biologique du sol, activité dont l'un des résultats est l'agrégation des particules primaires (Christensen, 1986 ; Guidi & Poggio, 1987 ; Díaz *et al.*, 1994 ; Grandy *et al.*, 2002 ; Garcia-Orenes *et al.*, 2005 ; Tejada & Gonzalez, 2007).

Or, les résultats du fractionnement granulométrique (cf. §7.2.1) montrent que la matière organique peut être récupérée majoritairement sous forme particulaire quelle que soit la date de prélèvement des échantillons. On peut donc supposer qu'il y a incorporation de matière organique particulaire à l'intérieur des agrégats.

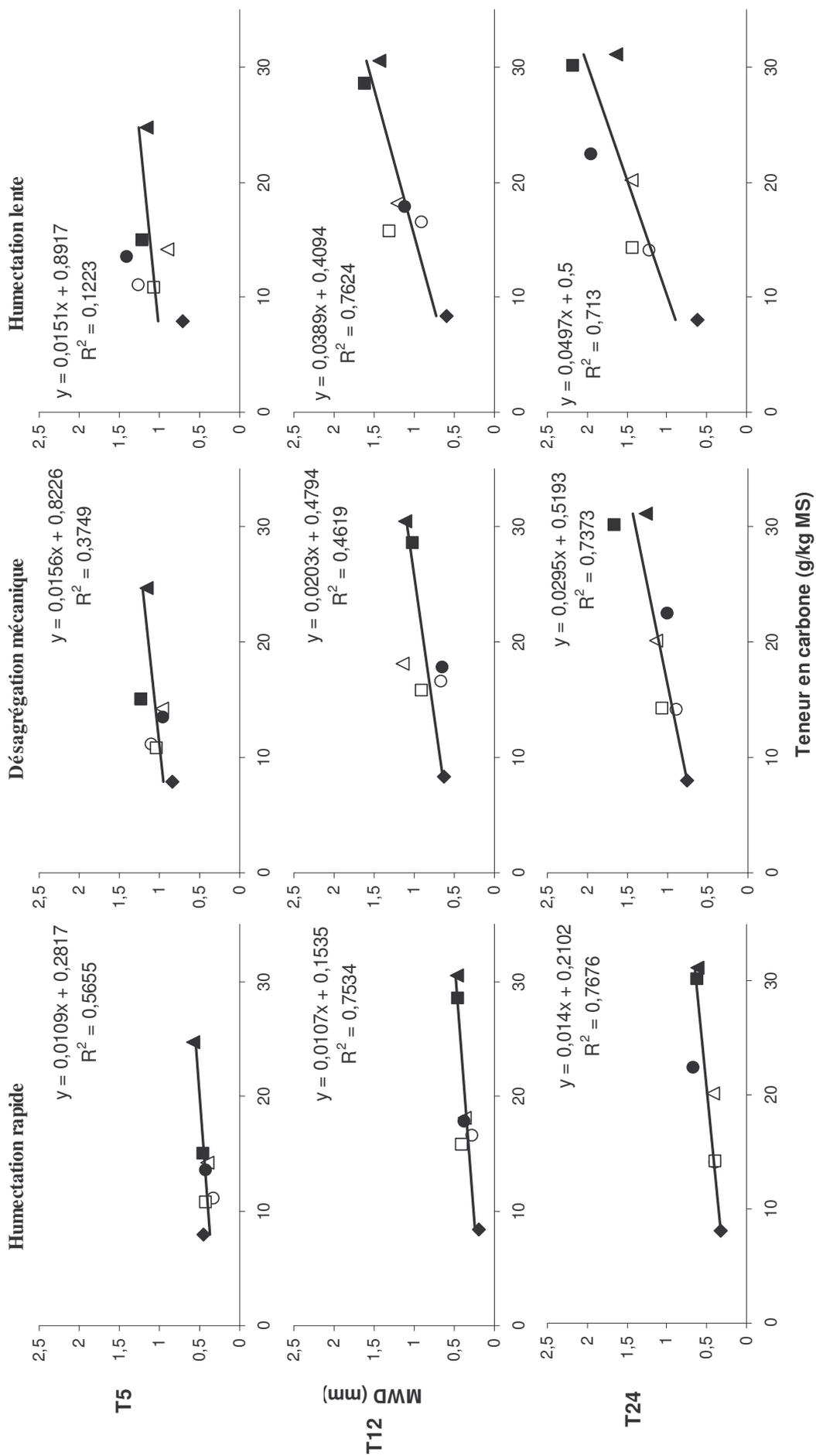


Figure 8.6. Relations MWD / teneur en carbone des agrégats

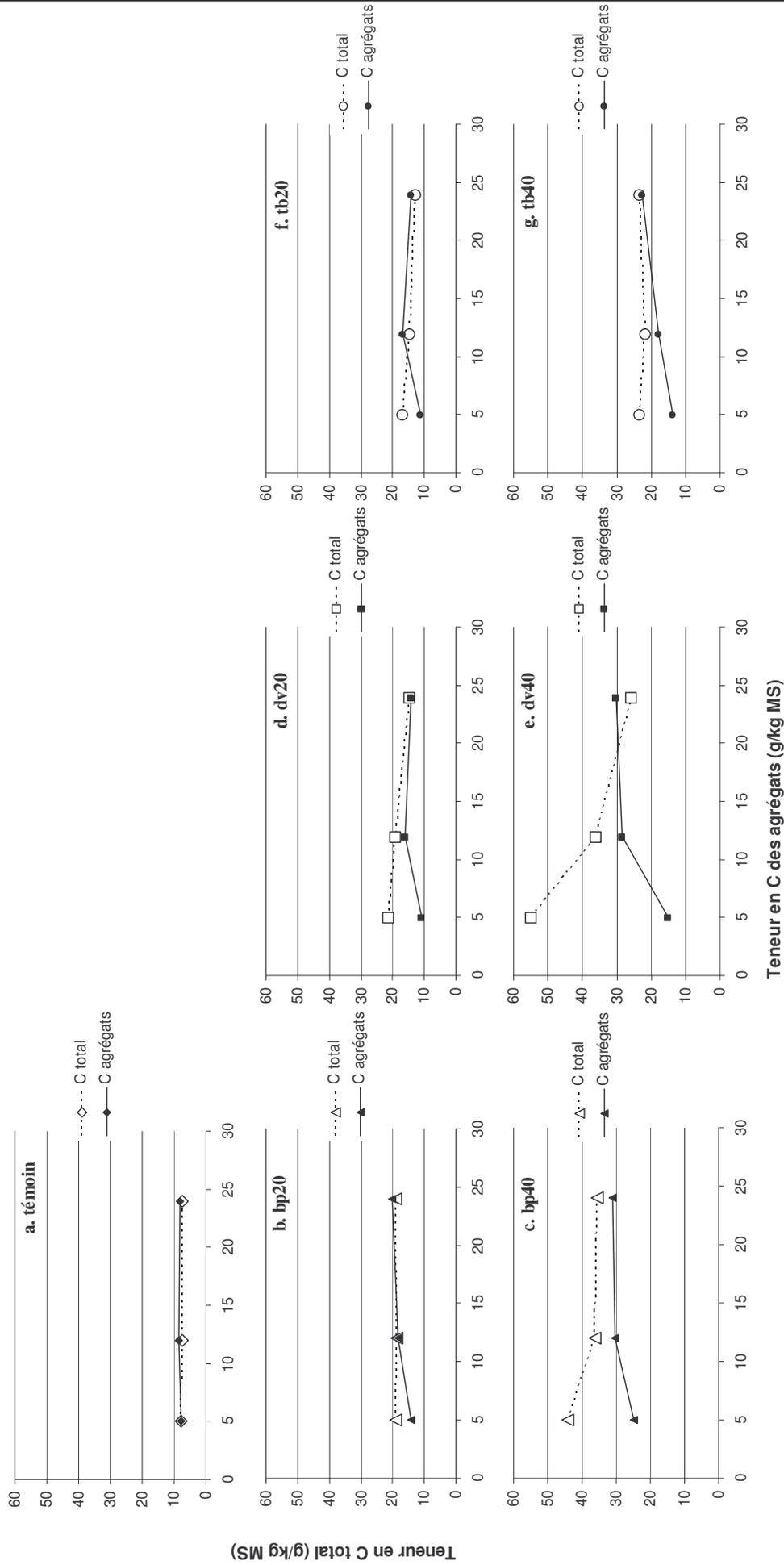


Figure 8.7. Comparaison des teneurs en carbone total et dans les agrégats au cours du temps

Annabi (2005) s'interroge sur l'existence potentielle d'un seuil au-delà duquel l'apport de matière organique n'a plus, ou moins, d'effet sur la stabilité des agrégats. Il montre que ce seuil se situe autour de 30gC kg^{-1} MS, en travaillant en conditions contrôlées. Les doses de carbone que nous avons incorporées sont supérieures pour bp40 et dv40 ($47,4$ et $52,4\text{gC kg}^{-1}$ respectivement), mais il est intéressant de constater que la teneur en carbone des agrégats se stabilise entre T12 et T24 autour de la valeur proposée par Annabi (2005).

8.3. Évolution de l'espace poral

L'évolution de l'espace poral a été évaluée par analyse d'image. Les résolutions employées ainsi que leurs correspondances figurent au §6.3.2

À l'aide du logiciel Optimas®, nous avons tout d'abord déterminé la porosité surfacique totale, et la répartition de cette porosité en fonction du rayon de pores équivalent. On estime ce rayon à partir de la surface, tout en supposant que les pores sont de forme ronde.

Nous avons ensuite travaillé sur les paramètres de forme des pores (§6.3.2).

8.3.1. Évolution de la porosité dans la couche 1

Évolution de la porosité du témoin

À T5, la porosité surfacique maximale du témoin est centrée sur un pic à $276\mu\text{m}$. Les pores de rayon supérieur à $1000\mu\text{m}$ représentent $2,6\%$ de la surface totale analysée (Figure 8.8a).

À T12, le maximum se décale vers des pores plus petits (entre 195 et $276\mu\text{m}$) et la surface de pores supérieures à $550\mu\text{m}$ diminue fortement ($1,2\%$).

La courbe obtenue à T24 est marquée par la diminution des pores compris entre 24 et $195\mu\text{m}$. La légère augmentation des surfaces de pores supérieures à $550\mu\text{m}$, par rapport à T12, n'est pas significative. La densité maximale de pores est mesurée pour des pores de 276 à $391\mu\text{m}$ de rayon.

Évolution de la porosité des mélanges à base de compost de boue-palette

À T5, la porosité surfacique maximale est obtenue pour des pores de $276\mu\text{m}$ de rayon pour bp20 et bp40 (Figure 8.8b et Figure 8.8c). Pour les pores inférieurs à $138\mu\text{m}$, les courbes des deux mélanges ne sont pas significativement différentes. Pour le domaine de pores supérieurs à $550\mu\text{m}$, les porosités surfaciques mesurées sont supérieures pour bp40.

À T12, deux groupes de pores se sont différenciés : un groupe centré sur un maximum à $138\mu\text{m}$, et un groupe centré sur un maximum à $1565\mu\text{m}$, pour bp20 et bp40. Compte tenu des écarts types associés aux mesures, les deux courbes ne sont pas significativement différentes.

À T24, les évolutions sont distinctes selon le pourcentage de produit organique incorporé : la courbe de bp20 fait apparaître un seul maximum, centré sur $391\mu\text{m}$, et le maximum lié à la macroporosité à T12 a disparu. Il reste donc un groupe de mésopores, et une "trace" de la macroporosité mesurée à T12 correspondant à un deuxième maximum, plus petit, situé à $1106\mu\text{m}$.

En ce qui concerne bp40, les deux maxima sont maintenus, mais décalés par rapport à T12 : le premier groupe de pores est centré sur $276\mu\text{m}$ ($138\mu\text{m}$ à T12), et le deuxième sur $2213\mu\text{m}$ ($1565\mu\text{m}$ à T12). De plus la perte de pores inférieurs à $276\mu\text{m}$ est forte, tandis que l'augmentation de la surface de pores supérieurs à $783\mu\text{m}$ n'est pas significative.

Évolution de la porosité des mélanges à base de compost de déchets verts

À T5, les deux mélanges ont des courbes très proches, non significativement différentes. La porosité surfacique maximale est obtenue à 195 et $138\mu\text{m}$ respectivement pour dv20 et dv40 (Figure 8.8d et Figure 8.8e).

À T12, comme pour les mélanges à base de bp, deux groupes de pores se différencient. Le premier est centré sur $276\mu\text{m}$ pour les deux mélanges, le deuxième sur 1106 et sur $782\mu\text{m}$ respectivement pour dv20 et dv40. On remarque que le premier maximum est identique à celui mesuré pour le témoin, ce qui n'est pas le cas des mélanges à base de bp. Pour les pores inférieurs à $138\mu\text{m}$, les courbes de dv20 et dv40 sont superposées et la porosité surfacique dans cette zone est légèrement inférieure à celle du témoin. En revanche, le domaine de pores supérieurs à $550\mu\text{m}$ est significativement supérieur pour les mélanges, par rapport au témoin.

À T24, deux maxima sont différenciés, à 276 et $2213\mu\text{m}$ pour dv20, 550 et $1565\mu\text{m}$ pour dv40. La porosité surfacique dans les domaines supérieurs à $276\mu\text{m}$ est plus importante pour dv40 que pour dv20. En revanche les deux courbes ne sont pas significativement différentes dans le domaine de pores inférieurs à $276\mu\text{m}$.

Pour les deux mélanges, on mesure un déplacement des maxima vers des rayons de pores plus importants au cours du temps.

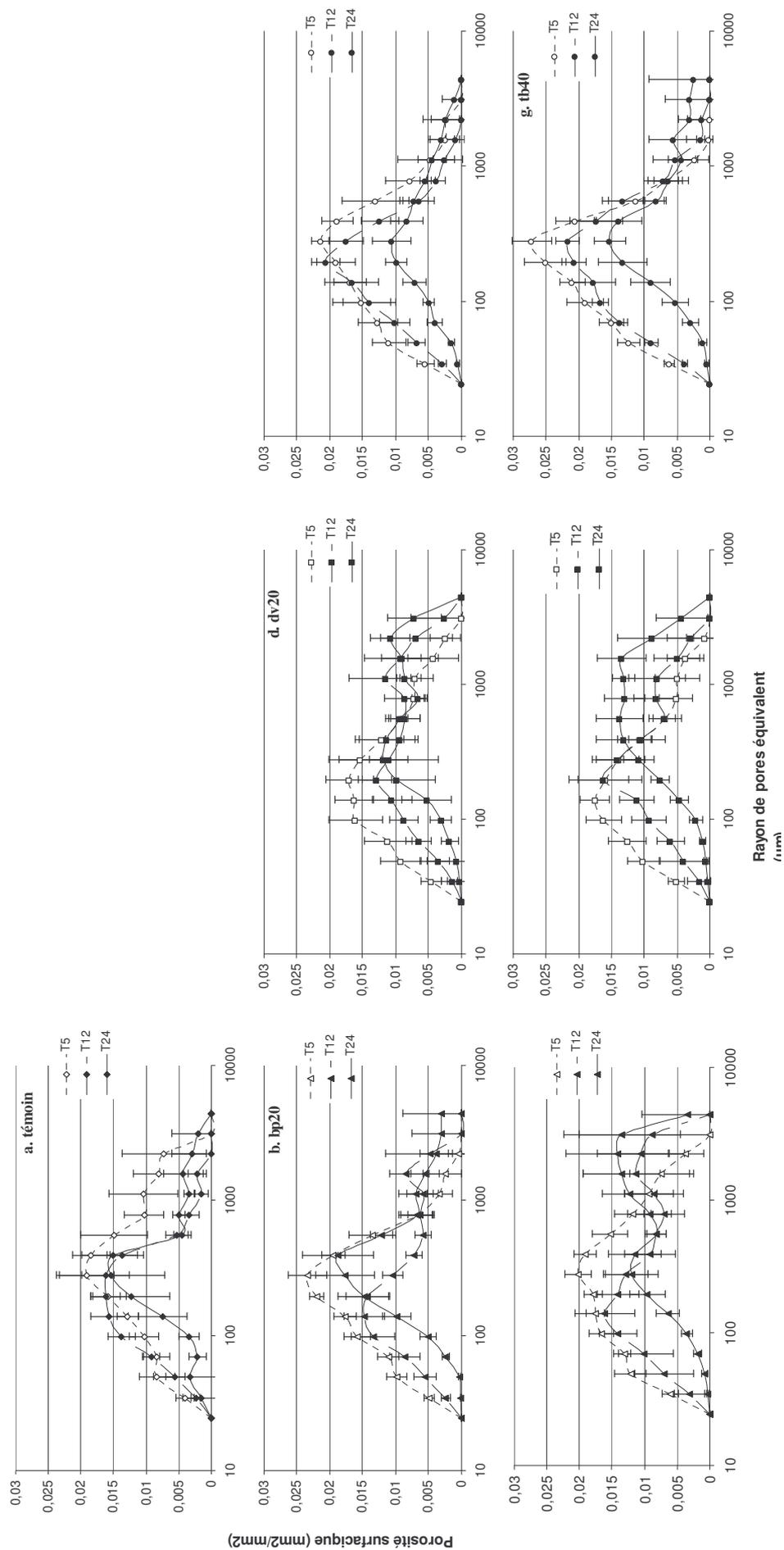


Figure 8.8. Évolution de la porosité surfacique au cours du temps pour chaque mélange

Évolution de la porosité des mélanges à base de tourbe blonde

À T5, la porosité surfacique maximale est obtenue pour 276 μ m, pour tb20 et tb40. les courbes des deux mélanges ne sont pas significativement différentes entre elles (Figure 8.8f et Figure 8.8g), ni différentes du témoin.

À T12, l'évolution est faible : contrairement aux mélanges à base de compost, il n'y a qu'un seul groupe de pores, centrés sur un maximum qui se décale vers des pores plus petits (195 μ m) et une perte de porosité dans les domaines de pores dont le rayon est supérieur à 276 μ m. Il y a aussi une perte au niveau des pores inférieurs à 60 μ m. Pour tb40, la différence avec la courbe obtenue à T5 n'est pas significative, sauf au niveau du maximum : il reste à 276 μ m, mais la porosité surfacique diminue (2,7% à T5 et 2,2% à T12).

À T24, la perte de porosité est significative pour tb20 comme pour tb40. Pour tb20, la porosité surfacique maximale reste à 276 μ m, mais l'amplitude du maximum est divisée par deux par rapport à T12. Pour tb40, elle est de 1,5%, toujours pour des pores de 276 μ m.

L'évolution des espaces poraux est différente selon les mélanges, bien qu'elle soit marquée par une diminution de la porosité totale mesurée, pour tous les mélanges, ainsi que pour le témoin.

L'étude de la porosité par analyse d'images montre que le témoin, tb20 et tb40 ont une porosité centrée principalement sur des pores d'environ 300 μ m, alors qu'on observe l'apparition de deux groupes de pores à partir de T12 pour les mélanges à base de bp et de dv. La macroporosité créée n'est pas stable pour bp20 (le maximum disparaît à T24), mais elle est maintenue pour dv20 et les mélanges contenant 40% de compost.

Les images des mélanges à 40% prises à T5 et T24 et colorisées sont présentées sur la Figure 8.9. On distingue la matière minérale en gris, la matière organique en couleur, et l'espace poral en blanc. La création d'une macroporosité importante est très visible sur les photographies des mélanges à base de compost.

D'après les images, l'apparition de la macroporosité pourrait être liée à la disparition de la MOP grossière. Cette hypothèse sera discutée au chapitre 9.

La tourbe est située dans l'espace poral de la terre. On observe une diminution importante de la porosité entre T5 et T24, la tourbe restant toujours dans l'espace poral.

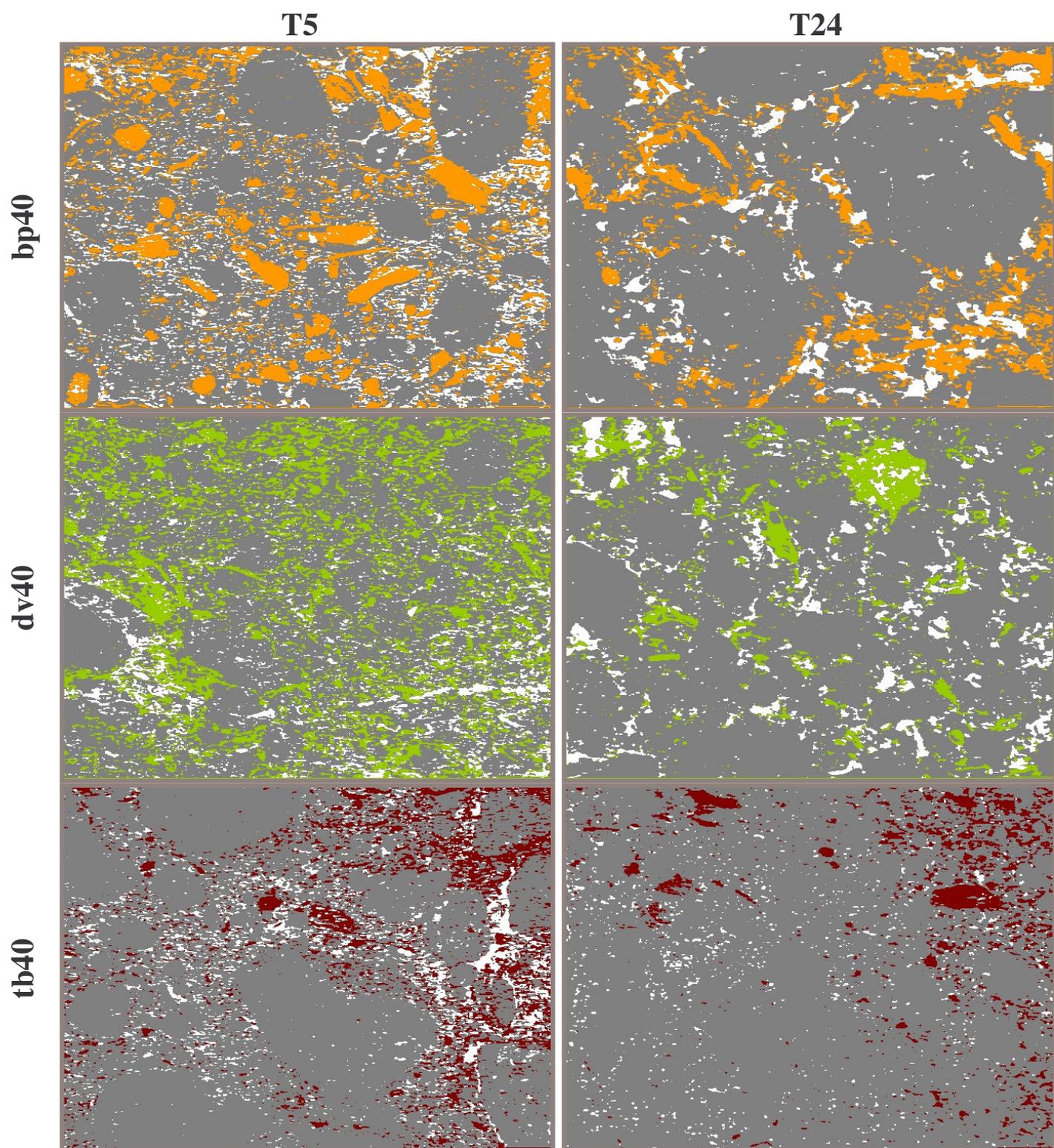


Figure 8.9. Images colorisées des mélanges à 40%, prises à T5 et T24 (échelle : 1pxl = 100µm)

5.2cm

8.3.2. Analyse de la porosité de la couche 2

Les résultats de porosité sont présentés sur la Figure 8.10. Un seul échantillon de chaque Couche 2 a été enrésiné, et seuls sont présentés les résultats à T5 et T24.

Pour chaque couche 2, on mesure une diminution forte de la porosité sur toute la gamme de pores analysés. Cette diminution correspond au tassement mis en évidence par les mesures de masse volumique apparente. La porosité surfacique maximale est autour de 100 μm . Elle est plus faible que dans la couche 1 (autour de 300 μm), et s'explique par le tassement de la couche 2. À T24 les porosités surfaciques sont très faibles, autour de 3-4% au total. La diminution est forte et les porosités surfaciques sont autour de 0,1-0,2% pour toute la gamme de pores considérés.

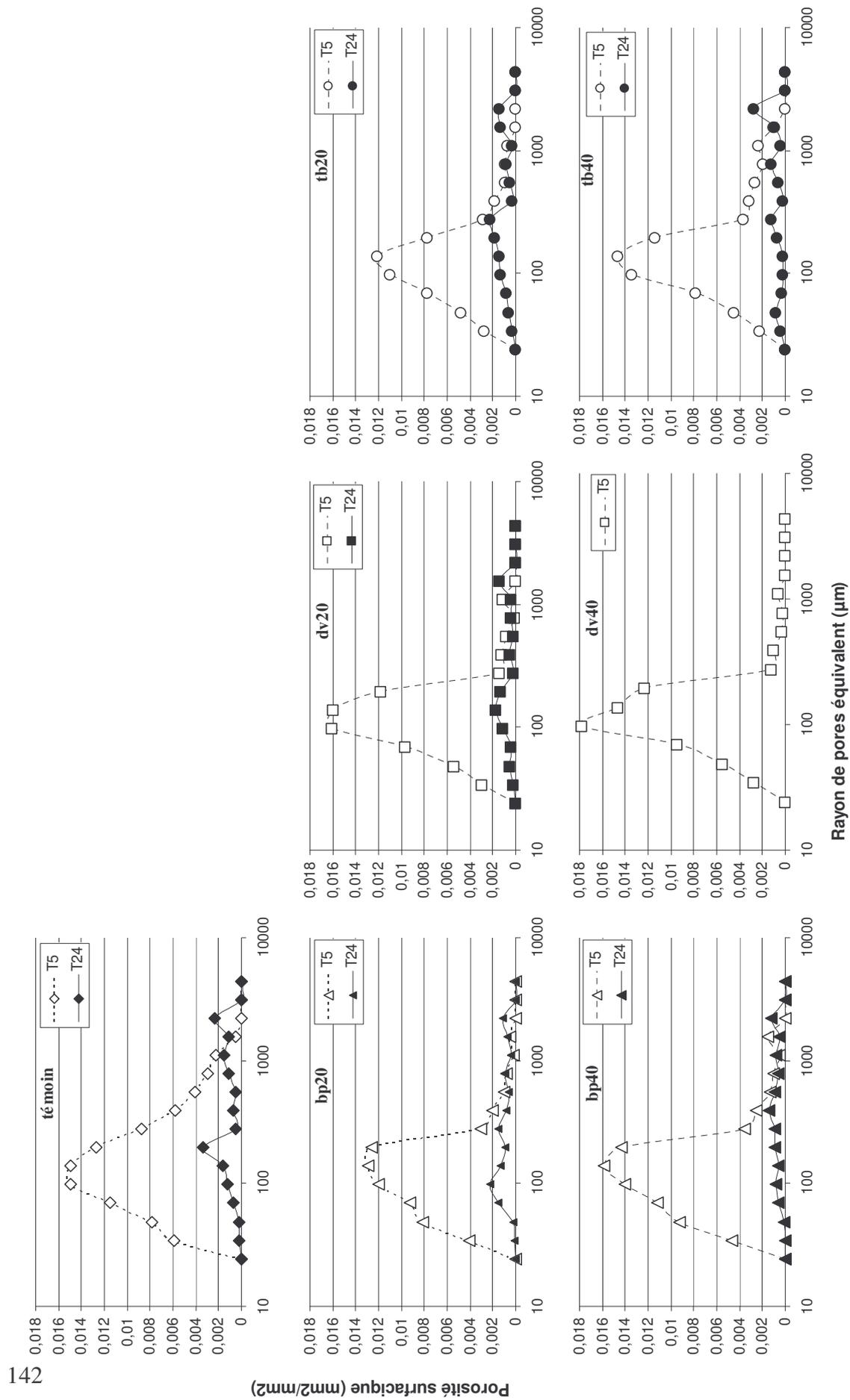


Figure 8.10. Évolution de la porosité surfacique de la couche 2 de chaque sol reconstitué

8.3.3. Étude de la forme des pores

Nous avons étudié la forme des pores uniquement pour la couche 1 des sols reconstitués. Nous avons utilisé un paramètre de forme pour décrire les pores analysés. Cet "indice d'allongement" se calcule de la façon suivante (Coster & Chermant, 1989) :

$$\text{indice d'allongement} = \frac{\text{périmètre}^2}{4\pi \times \text{aire}}$$

Cet indice vaut 1 pour les pores dont la section dans le plan de l'image est ronde, et augmente pour les pores allongés.

Les intervalles de valeurs retenus pour l'étude des mélanges sont :

- Indice inférieur à 5 : **pores arrondis**
- Indice compris entre 5 et 15 : **pores allongés**
- Indice supérieur à 15 : **pores tortueux**

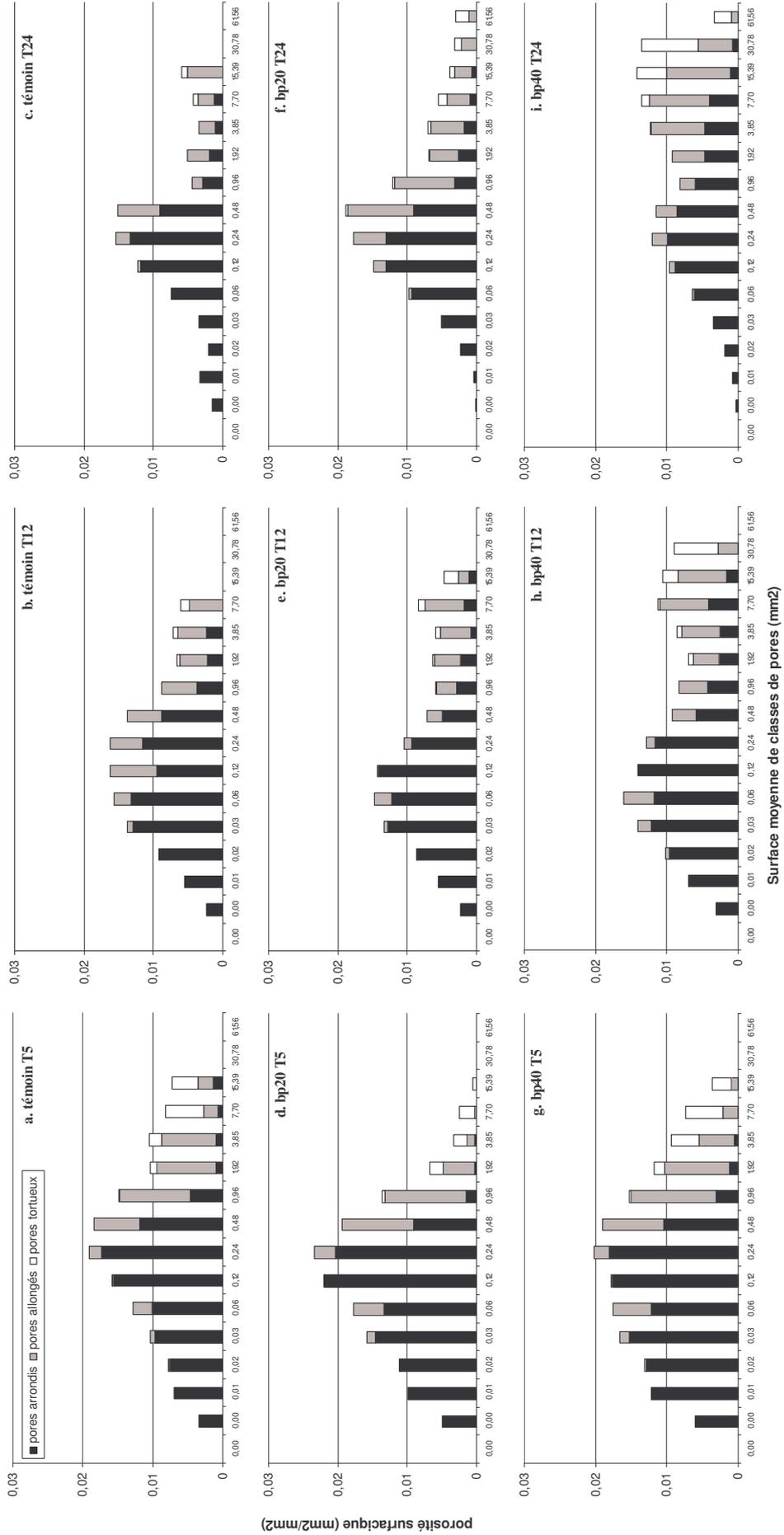
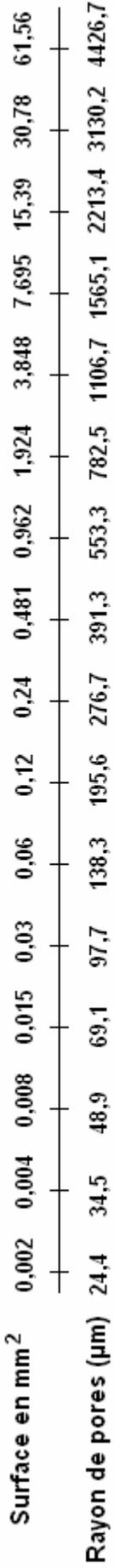
Évolution de la forme des pores du témoin

À T5, la porosité du témoin se compose majoritairement de pores arrondis. Les classes supérieures à $0,06\text{mm}^2$ contiennent des pores allongés. Des pores tortueux sont détectés pour des surfaces supérieures à $1,92\text{mm}^2$.

À T12 la proportion de pores tortueux a fortement diminué (la proportion totale, toutes classes confondues, est passée de 1,2% à 0,3%) et la surface des pores allongés diminue pour tous les pores dont la surface est supérieure à $0,48\text{mm}^2$. Elle augmente pour les pores de surface moyenne $0,12$ et $0,24\text{mm}^2$, mais la porosité surfacique totale diminue, à cause de la diminution de la quantité de pores arrondis. Il y a enfin peu de variations pour les classes les plus fines.

À T24, la diminution forte de la porosité concerne toutes les classes de pores. Les pores tortueux sont quasiment inexistantes. La quantité de pores allongés diminue dans toutes les classes sauf dans la classe de pores de $0,48\text{mm}^2$. Enfin la quantité de pores arrondis diminue dans toutes les classes sauf dans les classes médianes, de $0,12$ à $0,48\text{mm}^2$. Ces résultats traduisent l'effet du tassement du témoin, mis en évidence par les mesures de masse volumique apparente.

Échelle de correspondance



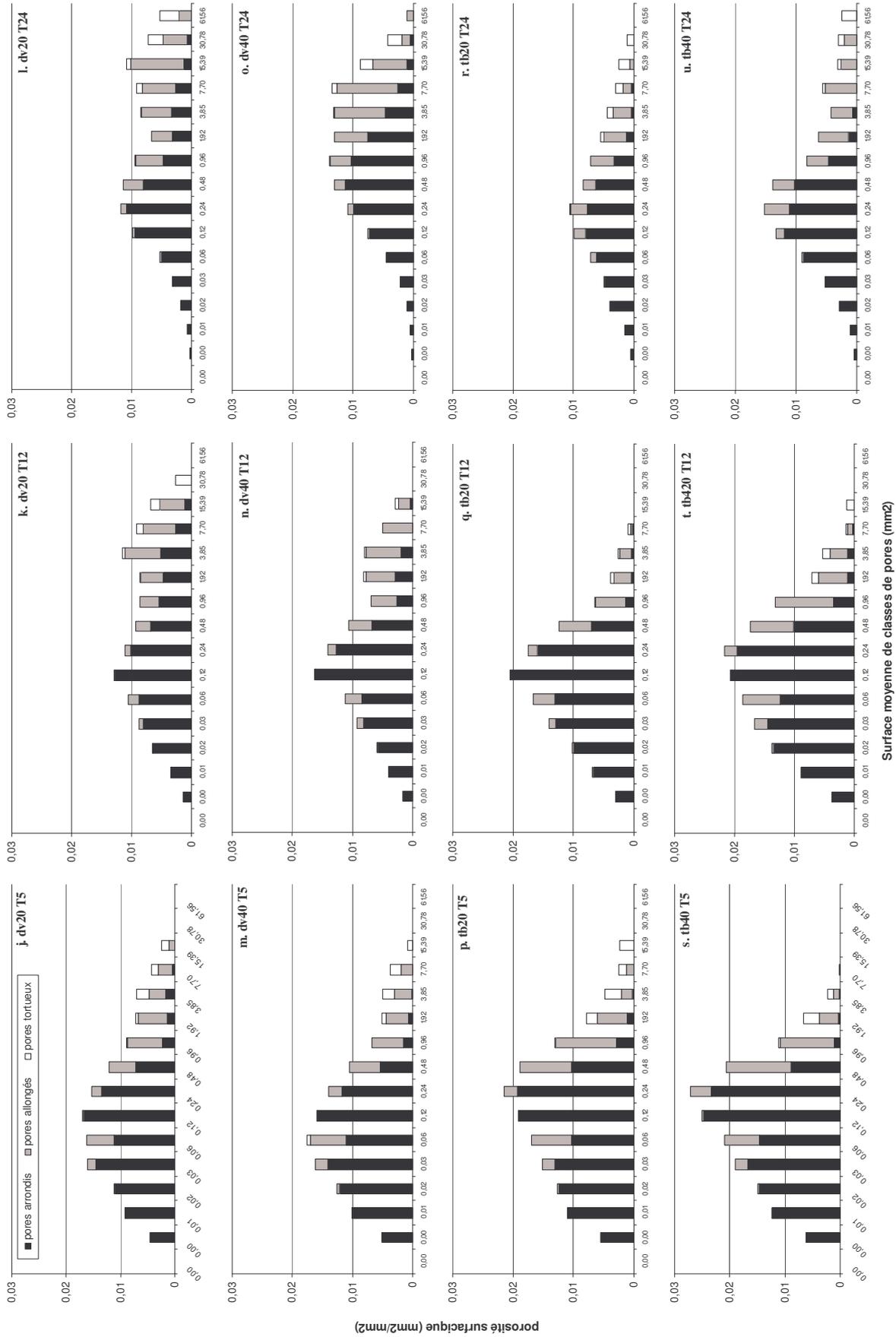


Figure 8.11. Évolution de la forme des pores au cours du temps

Évolution de la forme des pores des mélanges à base de compost de boue-palette

À T5, les pores de surface inférieure à $0,24\text{mm}^2$ sont principalement des pores arrondis (rayon équivalent inférieur à $276\mu\text{m}$), pour bp20 et bp40. Les pores allongés et tortueux deviennent prédominants pour les classes de pores dont la surface est supérieure à $0,48\text{mm}^2$. Les quantités de pores allongés et tortueux sont plus importantes pour bp40 que pour bp20, dès les classes de pores de surface supérieure à $0,96\text{mm}^2$.

À T12, la porosité diminue, mais on observe l'apparition d'une classe de pores supplémentaire pour bp40 (surface de $30,78\text{mm}^2$). Les surfaces de pores tortueux diminuent fortement dans les classes situées entre $1,92$ et $7,70\text{mm}^2$ pour bp20. En revanche, les surfaces de pores allongés augmentent fortement.

À T24, les classes de pores les plus fins (surface inférieure à $0,007\text{mm}^2$) sont quasiment indétectables. Pour bp20, la réorganisation de l'espace poral concerne les classes médianes : la quantité de pores allongés augmente fortement dans les classes de surface situées entre $0,24$ et $0,96\text{mm}^2$. Pour les pores les plus gros, on observe l'apparition de deux classes de pores supplémentaires pour bp20 ($30,78$ et $61,56\text{mm}^2$) et d'une classe pour bp40 ($61,56\text{mm}^2$). Les pores allongés et tortueux sont plus nombreux à T24 qu'à T12 pour bp40, et la macroporosité augmente.

Évolution de la forme des pores des mélanges à base de compost de déchets verts

À T5, les diagrammes obtenus pour dv20 et dv40 sont presque superposables. De la même façon que pour les mélanges à base de bp, les pores supérieurs à $0,96\text{mm}^2$ sont majoritairement des pores allongés et tortueux tandis que les pores de surface inférieure à $0,24\text{mm}^2$ sont principalement des pores arrondis (à l'exception de la classe de pores de $0,06\text{mm}^2$ pour laquelle la proportion de pores allongés est forte).

À T12, pour dv20 les quantités de pores présentes dans les classes de pores de surfaces inférieures à $0,96\text{mm}^2$ diminuent. Pour les classes supérieures, ce sont surtout les surfaces de pores arrondis et allongés qui augmentent. De plus une classe supplémentaire de pores apparaît ($30,78\text{mm}^2$). Pour dv40, seules les classes de pores dont la surface est inférieure à $0,06\text{mm}^2$ diminuent. Les quantités de pores dans les classes médianes (entre $0,12$ et $0,96\text{mm}^2$) varient peu. Enfin, les macropores supérieurs à $1,92\text{mm}^2$ augmentent. De même que pour

dv20, les surfaces de pores arrondis et allongés augmentent tandis que les surfaces de pores tortueux diminuent.

À T24, la répartition de pores se "décale" vers des classes plus importantes : il y a perte de pores allongés dans les classes supérieures à $7,70\text{mm}^2$ pour dv20 comme pour dv40. On observe de plus l'apparition de classes de macropores supplémentaires : la classe des pores de surface $61,56\text{mm}^2$ pour dv20 et les classes de pores $30,78$ et $61,56\text{mm}^2$ pour dv40.

Évolution de la forme des pores des mélanges à base de tourbe blonde

Les macroporosités de tb20 et tb40 sont faibles : les classes maximales observées sont de $15,39\text{mm}^2$ pour tb20 et de $7,70\text{mm}^2$ pour tb40, et la quantité de pores de ces classes est faible.

On observe en revanche une grande similitude de répartition entre tb20 et tb40, ainsi que, pour tb20, avec le témoin à T5. Sachant que l'incorporation de 20% en volume de tourbe blonde correspond à moins de 2% massique de tourbe dans le mélange tb20, il est probable que la porosité du témoin ne soit pas affectée par l'incorporation de produit léger. La macroporosité est plus forte pour le témoin que pour tb20 et tb40 : la granulométrie très fine de la tourbe rend possible son stockage dans l'espace macroporal de la terre végétale. Cela est confirmé par la comparaison des images (Figure 8.9). De plus la terre du témoin n'a pas subi de brassage lors d'un mélange : les structures existantes et la porosité ont été d'avantage préservés.

À T12, les surfaces de pores mesurées diminuent dans toutes les classes pour tb20 et tb40. Pour tb40, on note cependant l'apparition d'une classe supplémentaire de pores (surface de $15,39\text{mm}^2$).

À T24, la porosité diminue fortement pour les deux mélanges à base de tb, mais on observe que dans les classes inférieures à $0,24\text{mm}^2$ ce sont surtout les pores arrondis qui disparaissent, tandis les pores allongés se maintiennent, et que des classes supplémentaires de pores apparaissent (classes supérieures à $15,39\text{mm}^2$ pour tb20 et supérieures à $30,78\text{mm}^2$ pour tb40).

8.3.4. Impact de la matière organique sur la porosité des mélanges

L'augmentation de la porosité avec un apport de produit organique a été observée dans de nombreuses études (Aggelides & Londra, 2000 ; Marinari *et al.*, 2000 ; Nyamangara *et al.*,

2001 ; Celik *et al.*, 2004 ; Barral *et al.*, 2007). Le tassement naturel des mélanges implique une perte de porosité au cours du temps, mais les valeurs de porosité mesurées à T24 restent supérieures à celles du témoin.

À T5, nous observons que la porosité augmente pour les pores compris entre 20 et 276 μm (rayon équivalent), par rapport au témoin. Marinari *et al.* (2000) obtiennent des résultats similaires en montrant que les pores compris entre 25 et 250 μm augmentent suite à l'application de fumier composté. Mais cette augmentation correspond surtout à l'augmentation du nombre de pores arrondis qui ne sont pas impliqués dans la transmission de l'eau dans le sol, mais plutôt dans les phénomènes de stockage (Rawls *et al.*, 2003). À T5 nous mesurons aussi une augmentation du nombre de pores arrondis, mais dès T12 la surface occupée par les pores arrondis diminue au profit du développement de pores allongés et tortueux dans les mélanges à base de compost. Nyamangara *et al.* (2001) observent, dans le cas d'un apport de 37,5t ha⁻¹ de fumier, en une seule fois pour trois années, que la réserve facilement utilisable augmente et en déduisent que la macroporosité tortueuse augmente. Cette dose de 37,5t ha⁻¹ correspondent à un apport volumique d'environ 2-3%, alors que nous travaillons avec des doses au moins 10 fois supérieures.

Le calcul des corrélations entre porosité surfacique totale et teneur en carbone des mélanges (Figure 8.12) ne montre pas de relation significative pour T5 et T12. À T24, la relation est correcte, avec un $R^2 = 0,60$. Les corrélations existant entre les surfaces des différentes catégories de pores et la teneur en carbone ne sont pas significatives pour les pores arrondis, et le sont à T24 pour la somme des surfaces de pores allongés et tortueux ($R^2 = 0,62$ - Figure 8.13).

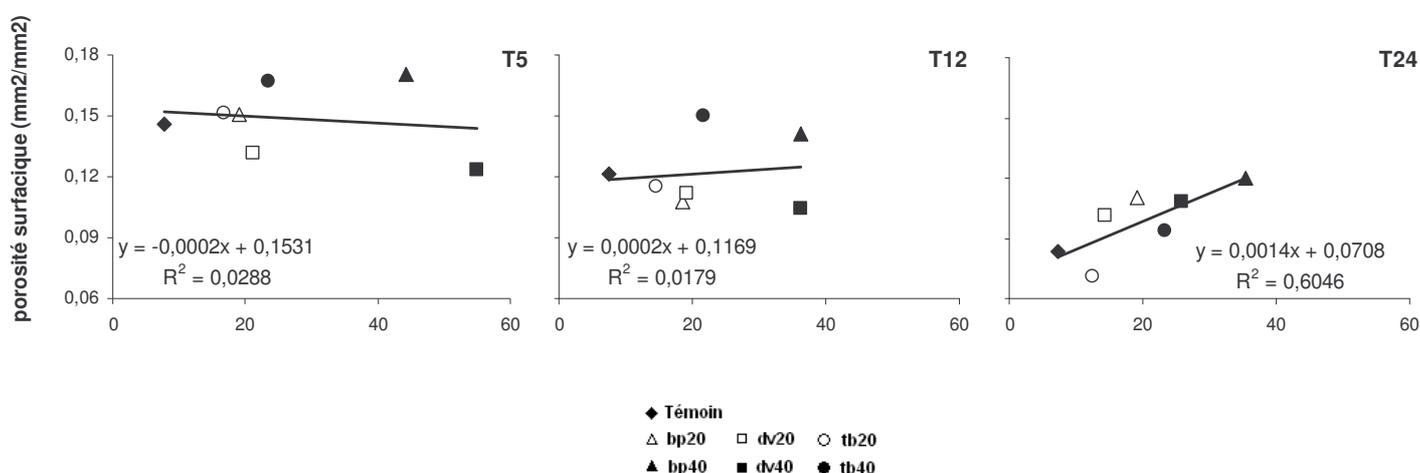


Figure 8.12. Relations entre porosité surfacique totale et teneur en carbone à chaque date de mesure

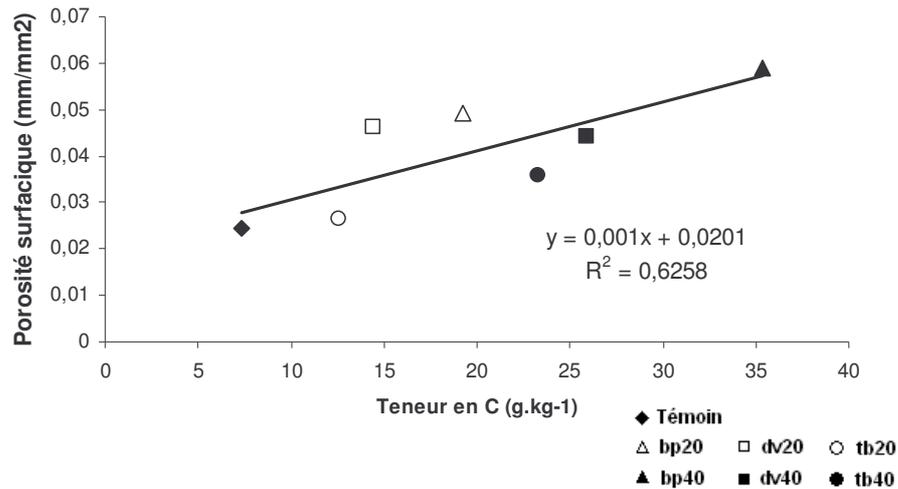


Figure 8.13. Relation entre porosité surfacique des pores allongés et tortueux et teneur en carbone à T24

En revanche, de la même façon que pour les résultats de densité apparente, il est intéressant de séparer les mélanges à base de tourbe et les mélanges à base de compost. Les coefficients de corrélation des relations porosité surfacique / teneur en carbone sont présentés dans le Tableau 8.2 :

Tableau 8.2. Coefficients de corrélation entre porosités surfaciques et teneurs en carbone à chaque date

		T5	T12	T24
bp et dv	Pores arrondis	0	0,005	0,32
	Pores allongés + tortueux	0,03	0,08	0,72
tb	Pores arrondis	0,97	0,98	0,02
	Pores allongés + tortueux	0,96	0,01	0,97

En ce qui concerne les mélanges à base de composts, ces corrélations ne permettent pas de mettre en évidence différentes étapes dans l'organisation de l'espace poral. Seule la corrélation à T24 entre pores allongés et tortueux et la teneur en carbone est intéressante.

Pour les mélanges à base de tourbe, toutes les catégories de pores sont très bien corrélées avec la teneur en carbone à T5. Ce résultat confirme l'effet de dilution mis en évidence par les mesures de masse volumique apparente. Or la texture de la tourbe est très fine, et les particules se retrouvent principalement dans l'espace poral de la terre. De plus les résultats du chapitre 7 ont mis en avant le manque de stimulation de l'activité biologique dans les mélanges à base de tourbe, au moins jusqu'à T12. La tourbe pourrait donc contribuer à "fermer" la porosité existant dans le témoin en augmentant le nombre de pores arrondis. À T24, les résultats de la minéralisation montrent une reprise d'activité dans ces mélanges, et du point de vue de l'analyse d'image, ce sont les surfaces de pores allongés et tortueux qui

montrent une corrélation forte avec la teneur en carbone. On pourrait donc mettre en évidence des mécanismes intervenant successivement dans les mélanges à base de tourbe : dans un premier temps, un effet de dilution "augmente" la porosité de la terre végétale sans modifier les répartitions de pores. Cet effet de dilution étant limité dans le temps, le tassement propre des mélanges suffit, en l'absence de stabilisation de la structure du mélange, à fermer l'espace poral occupé par des pores allongés et tortueux. Enfin, avec la reprise de l'activité biologique, des mécanismes de structuration pourraient se mettre en place, mais ceux-ci ne sont pas décelables sur nos images (Figure 8.9).

8.4. Évolution des propriétés de rétention d'eau

8.4.1. Courbes potentiel / teneur en eau dans la couche 1

Les courbes de rétention d'eau sont représentées par mélange, sur la Figure 8.14.

Évolution des propriétés de rétention d'eau du témoin

On mesure une diminution de la teneur en eau entre T5 et T12 (Figure 8.14a). Cette diminution est significative (pour $\alpha = 0,05$) pour tous les potentiels auxquels les mesures ont été effectuées. De T12 à T24, la capacité de rétention d'eau diminue pour les plus forts potentiels (de $0,39$ à $0,36\text{m}^3\text{ m}^{-3}$ à -1kPa), mais les valeurs mesurées ne sont pas significativement différentes pour les potentiels inférieurs à -5kPa .

Mélanges contenant 20% de produit organique

Quel que soit le produit organique considéré (Figure 8.14b, Figure 8.14d et Figure 8.14f), l'évolution des courbes de rétention d'eau est similaire : elle est marquée par une baisse de la teneur en eau entre T5 et T12, et par des teneurs en eau non significativement différentes à T12 et T24 (pour $\alpha = 0,05$). À T5, bp n'améliore pas la teneur en eau à saturation par rapport au témoin, tandis que dv et tb permettent de l'augmenter ($0,51\text{m}^3\text{ m}^{-3}$ pour dv20 et tb20 contre $0,46\text{m}^3\text{ m}^{-3}$ pour le témoin). À T12 et T24, les teneurs en eau à saturation des mélanges sont supérieures à celles du témoin.

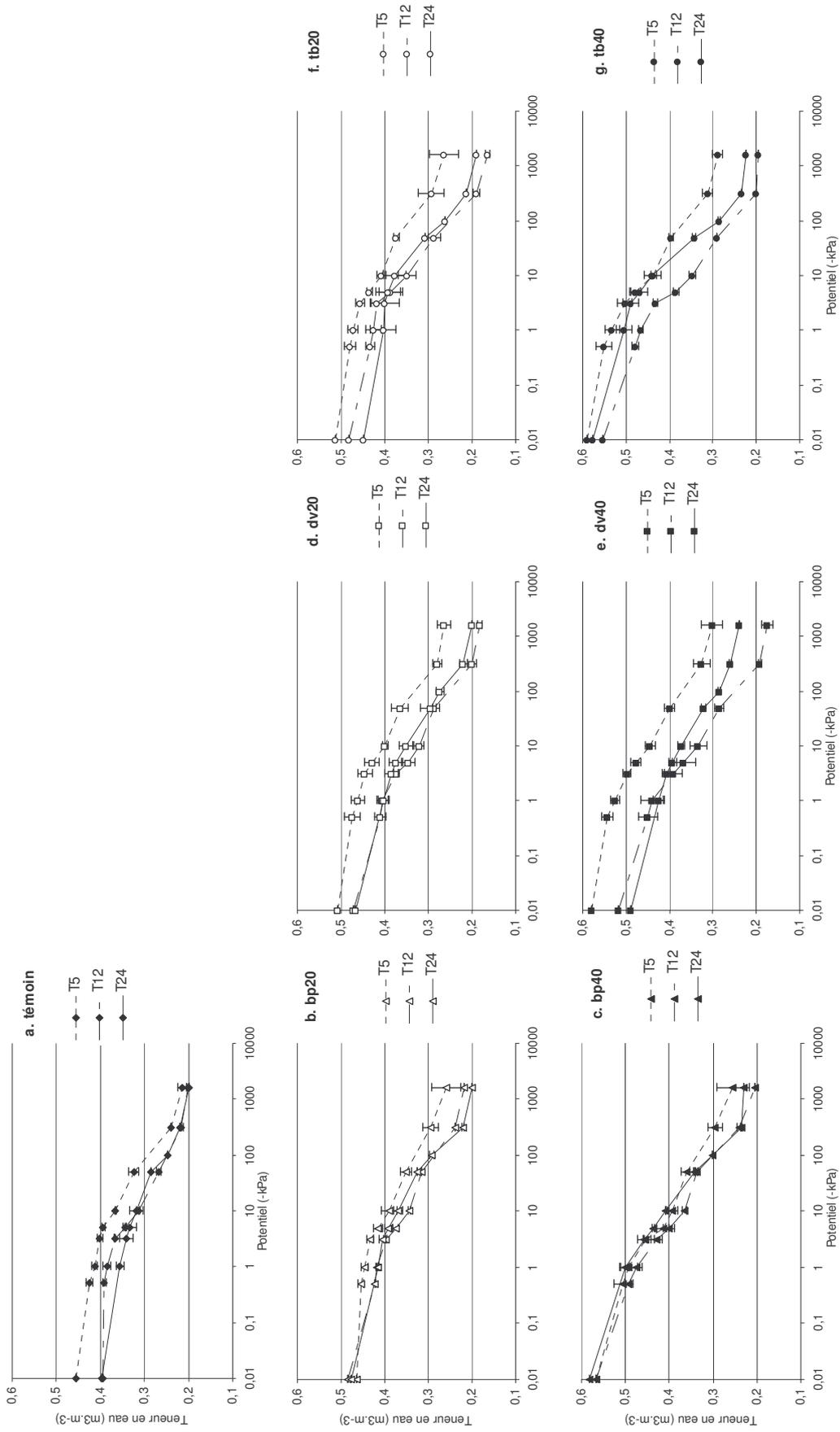


Figure 8.14. Courbes potentiel / teneur en eau de la couche 1 en fonction du temps

Mélanges contenant 40% de produit organique

Globalement les teneurs en eau des mélanges contenant 40% de produit organique sont plus élevées que celles des mélanges à 20%.

Pour bp40 (Figure 8.14c), les trois courbes ne sont pas significativement différentes, sauf aux plus faibles potentiels : à -316 et -1600kPa, les teneurs en eau sont plus faibles à T12 et T24 qu'à T5.

Pour dv40 (Figure 8.14e), les teneurs en eau diminuent de T5 à T12, de façon significative. À T24, les teneurs en eau des potentiels les plus faibles (inférieurs à -100kPa) sont plus élevées qu'à T12. En revanche, il n'y a pas de différence significative de teneur en eau pour les potentiels supérieurs à -100kPa entre ces deux dates de mesures.

De la même façon que pour tb20, les mesures de teneur en eau de tb40 diminuent entre T5 et T12 (Figure 8.14g). Entre T12 et T24, il n'y a pas de variation de la capacité de rétention d'eau pour des potentiels inférieurs à -50kPa. Mais les teneurs en eau pour les potentiels compris entre -1 et -50kPa sont significativement supérieures à T24, par rapport à T12.

8.4.2. Courbes potentiel / teneur en eau dans la couche 2

Les courbes potentiel / teneur en eau de la couche 2 ont été tracées pour chaque échantillon à T5, et ne présentent pas de différence significative d'un sol à l'autre (Figure 8.15). Les courbes n'ont pas été tracées sur tous les échantillons de la couche 2 à T12 et T24.

Les teneurs en eau à saturation sont comprises entre 0,38 et 0,42m³ m⁻³. Il y a peu de variation de la teneur en eau jusqu'à -3kPa (entre 0,32 et 0,40m³ m⁻³ à -3kPa). Ces données sont cohérentes avec une macroporosité faible, ce qui est par ailleurs montré par l'analyse d'images (§8.3.2)

Les variations mesurées vont dans le sens d'une diminution de la teneur en eau d'une date à l'autre. On a montré (cf. §8.1.1) que la masse volumique apparente des sols est élevée dans la couche 2, augmente avec la profondeur, et avec le temps, ce qui est cohérent avec la diminution de la rétention d'eau pour les potentiels compris entre -0,5 et -50kPa (soit une taille de pores comprise entre 5,8 et 580µm de diamètre). Pour un sol non enrichi en matière organique, Guidi & Poggio (1987) mesurent une diminution de tous les pores de diamètre supérieur à 3µm sous l'effet du tassement propre du sol.

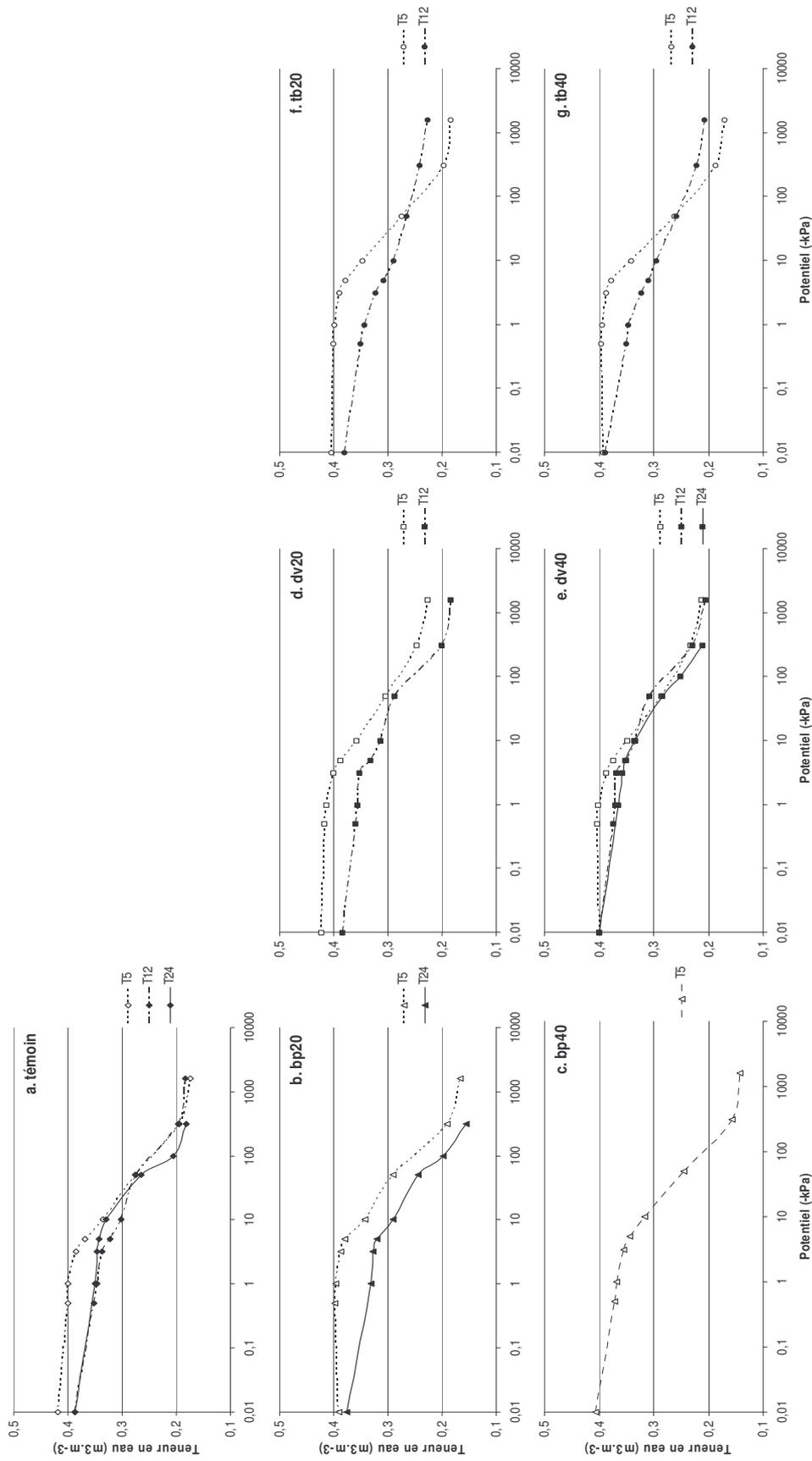


Figure 8.15. Courbes potentiel / teneur en eau de la couche 2 en fonction du temps

8.4.3. Discussion sur l'évolution des courbes potentiel / teneur en eau dans la couche 1

L'apport de produit organique améliore significativement et durablement les propriétés de rétention d'eau des sols reconstitués : les courbes potentiel / teneur en eau des mélanges sont supérieures aux courbes tracées pour le sol témoin, et cette différence est maintenue au cours du temps, malgré la dégradation des produits organiques. Nos résultats sont en accord avec de nombreuses études qui montrent que les propriétés de rétention d'eau augmentent avec l'incorporation de matière organique (Ohu *et al.*, 1985 ; Nyamangara *et al.*, 2001 ; Rawls *et al.*, 2003 ; Celik *et al.*, 2004).

Il est intéressant de constater que quel que soit le mélange considéré, on mesure une diminution de la capacité de rétention d'eau de T5 à T12, puis une amélioration de T12 à T24. Cette amélioration n'est pas significative pour les mélanges à 20% de produit organique, mais pour les mélanges à 40%, elle ne concerne pas tous les potentiels de façon équivalente : il y a en effet peu d'amélioration pour les potentiels les plus faibles pour bp40 et tb40. Ces résultats sont cohérents avec ceux d'Aggelides & Londra (2000) et de Nyamangara *et al.* (2001). En revanche pour dv40, la capacité de rétention d'eau augmente pour les domaines inférieurs à -10kPa.

Nous avons comparé ces résultats avec la macroporosité obtenue par analyse d'image.

Nous avons modélisé les courbes potentiel / teneur en eau en utilisant l'équation de van Genuchten (1980) :

$$Se = \frac{1}{(1 + (\alpha h)^n)^m} \text{ avec } Se = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \quad [8.1]$$

Se : degré de saturation

θ : teneur en eau ($\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$)

θ_r : teneur en eau résiduelle ($\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$)

θ_s : teneur en eau à saturation ($\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$)

α : inverse du point d'entrée d'air (m^{-1})

h : potentiel (-kPa)

n, m : paramètres d'ajustement du modèle, tels que $m = 1 - \frac{1}{n}$

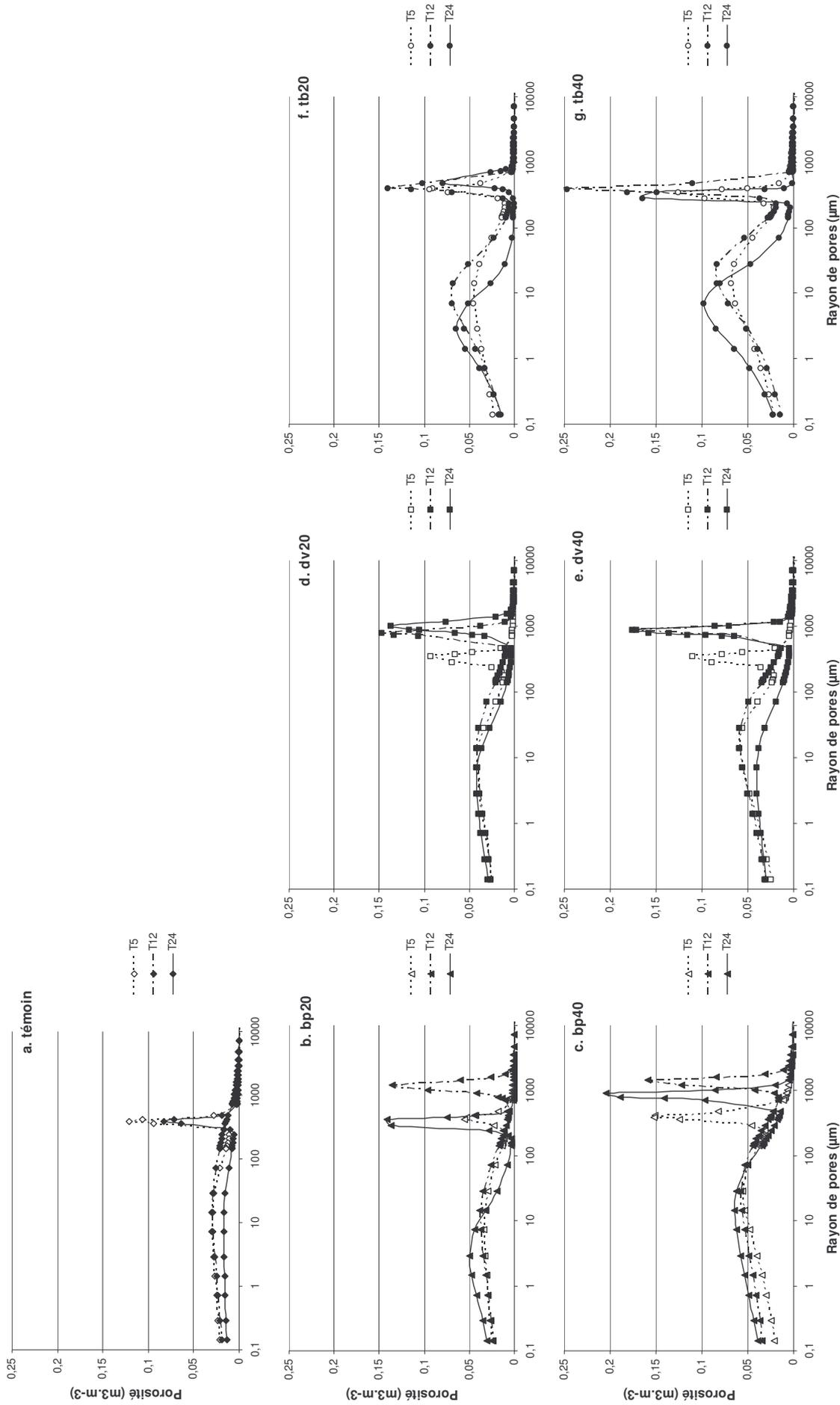


Figure 8.16. Densités volumiques de pores en fonction de leur rayon, obtenues à partir de la dérivée de l'équation de van Genuchten

L'analyse d'image ayant mis en évidence deux systèmes de pores, nous avons ajusté un système de deux équations de van Genuchten, chacune étant affectée d'un coefficient représentant une partie de la porosité totale w_i (Équation [8.2]). D'autre part, Zhang & van Genuchten (1994) considèrent que la nature bimodale de la porosité est fréquente dans les sols.

$$Se = \sum_i \left(w_i \cdot \frac{1}{(1 + (\alpha_i h)^{n_i})^{m_i}} \right), \text{ avec } i = 1 \text{ ou } i = 2 \quad [8.2]$$

Les données et les courbes issues de l'ajustement du modèle sont présentées dans Annexe 10. À titre d'exemple on présente une des courbes en Figure 8.17.

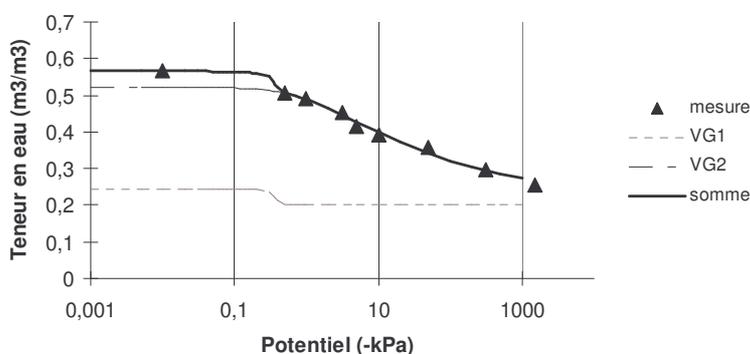


Figure 8.17. Exemple d'ajustement d'une double fonction de van Genuchten

La dérivée de la fonction de van Genuchten (Équation [8.3]) nous permet d'obtenir une distribution des pores (van Genuchten, 1980 ; Durner, 1994), que nous comparons aux distributions de pores obtenues par analyse d'image (Figure 8.16).

$$\frac{d\theta}{d(\log h)} = \ln 10 \cdot (\theta_s - \theta_r) \cdot \sum_i w_i \cdot m_i \cdot n_i \cdot \alpha_i^{n_i} \cdot h^{n_i} \cdot (1 + (\alpha_i \cdot h)^{n_i})^{-m_i-1} \quad [8.3]$$

Globalement le modèle de van Genuchten s'ajuste bien aux données expérimentales, et permet de délimiter un domaine de macroporosité relatif aux potentiels supérieurs à -1kPa. Il est de plus cohérent avec les mesures faites par analyse d'image.

À T5, le pic de macroporosité obtenu est situé autour de 390µm de rayon, alors que les résultats d'analyse d'image permettent de mesurer une densité maximale de pores entre 200 et 300µm. À T12 et T24, le pic de macroporosité se décale vers des rayons de pores plus gros, sauf pour les mélanges à base de tourbe, ce qui correspond aux observations faites à l'analyse d'image. Dans tous les cas les rayons de pores correspondent. En revanche les amplitudes de

pic ne sont pas comparables, dans la mesure où on obtient directement une porosité en trois dimensions par les mesures de rétention d'eau.

8.5. Évolution des propriétés de conductivité hydraulique à saturation

8.5.1. Mesure de la conductivité hydraulique à saturation dans la couche 1

La conductivité hydraulique à saturation a été mesurée dans des échantillons non déstructurés de 10cm de diamètre sur 10cm de haut. Une analyse de variance a été réalisée sur les mesures. Cette analyse montre que les mesures de conductivité réalisées sur le témoin ne sont pas différentes au cours du temps (pour $\alpha = 0,05$).

Mélanges à base de compost boue-palette

Les écarts-types forts associés aux mesures ne permettent pas de conclure quant à une évolution de cette propriété : l'analyse de variance confirme l'absence de différences significatives entre les mesures effectuées à T5, T12 et T24 pour bp20 comme pour bp40 (Figure 8.18a).

Les mesures de conductivité hydraulique des mélanges sont supérieures à celles du témoin, sauf à T5. Ce résultat est surprenant dans la mesure où ce compost est riche en fragments grossiers (il contient plus de 40% d'éléments supérieurs à 2mm, voir chapitre 5), qui devraient permettre d'augmenter de façon significative la conductivité (Khaleel *et al.*, 1981). Il est possible que le mélange, encore peu stabilisé à T5, ait été déformé au moment du prélèvement, ce qui pourrait expliquer les écarts-types importants liés aux mesures de la conductivité, et l'absence de différence significative avec le témoin.

Mélanges à base de compost de déchets verts

Les conductivités hydrauliques de dv20 et dv40 sont significativement différentes à T5 (Figure 8.18b). Elles ne le sont plus à T12 et T24. De T5 à T12, les valeurs de conductivité hydraulique diminuent significativement (jusqu'à $1,01 \cdot 10^{-5}$ et de $1,89 \cdot 10^{-5} \text{ m s}^{-1}$ pour dv20 et dv40, respectivement). En revanche, on ne mesure pas de différence significative entre T12 et T24. Il est difficile de comparer ces résultats à ceux du témoin : en effet, les mesures de conductivité hydraulique du témoin et de dv20 ne sont pas significativement différentes à T5 et à T12, et celles du témoin et de dv40 ne sont pas significativement différentes à T24.

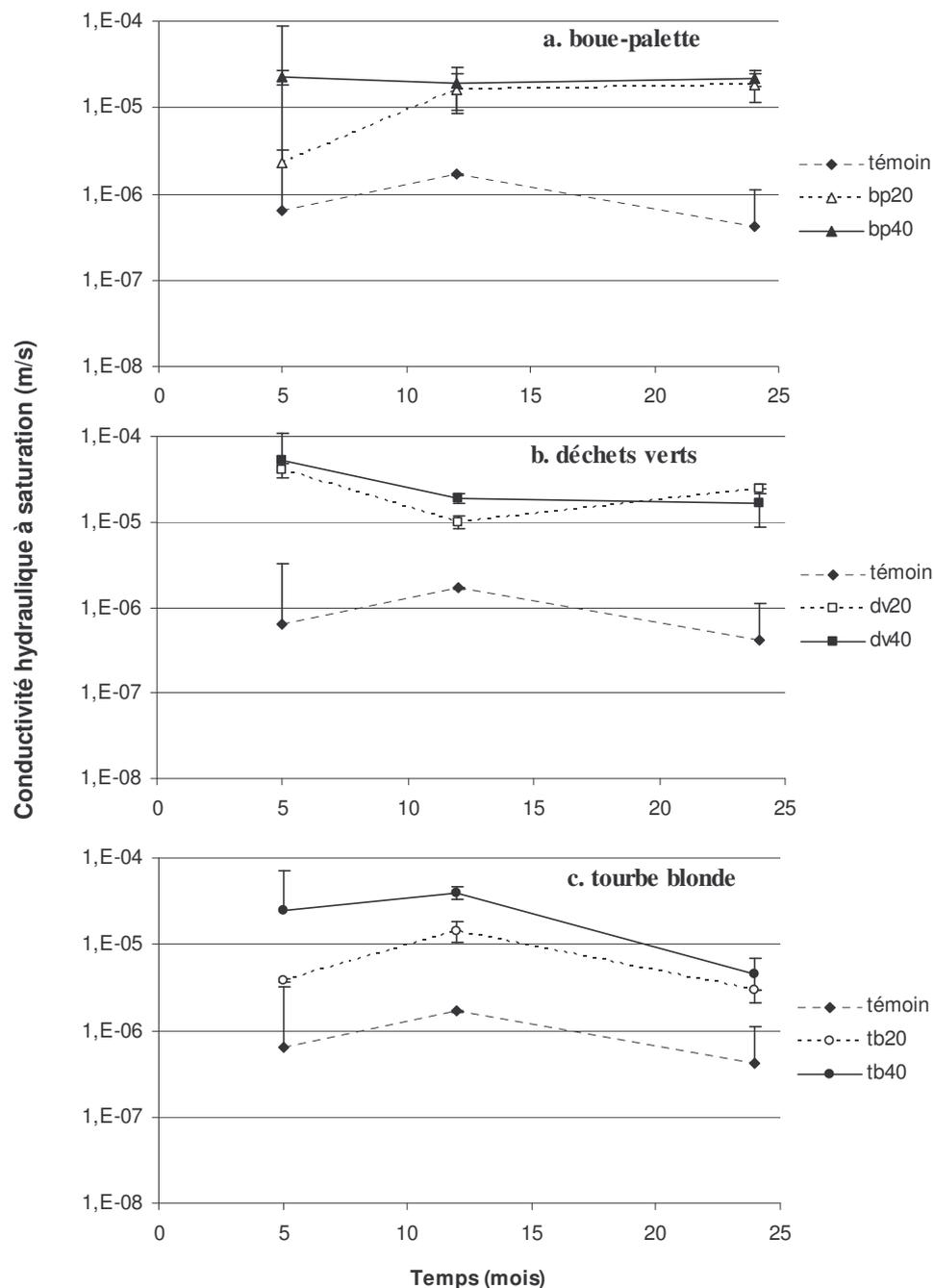


Figure 8.18. Conductivité hydraulique en fonction du temps, pour les 3 types de produits organiques, et pour le témoin (représenté sur chaque figure)

Mélanges à base de tourbe blonde

Pour tb20 comme pour tb40, la conductivité hydraulique mesurée augmente de T5 à T12 puis diminue de T12 à T24. L'analyse statistique indique que ces variations sont significatives d'une date de mesure à l'autre, mais les mesures de T5 et de T24 ne sont pas significativement différentes entre elles (au seuil $\alpha = 0,05$). L'augmentation de la conductivité

hydraulique à T12 semble difficile à expliquer, car l'analyse d'image montre qu'il n'y a pas de réorganisation de l'espace poral des mélanges à base de tourbe. Elle est sans doute liée à des variations au niveau de l'échantillonnage.

En revanche, les conductivités hydrauliques de tb20 et tb40 ne sont pas significativement différentes du témoin à T5 et à T24. Dans le cas d'un mélange à 3% massique de matière organique, comparable à tb20 initial, Ohu *et al.* (1985) mesurent des valeurs du même ordre de grandeur ($2,7 \cdot 10^{-6} \text{ m s}^{-1}$).

8.5.2. Mesures de la conductivité hydraulique à saturation dans la couche 2

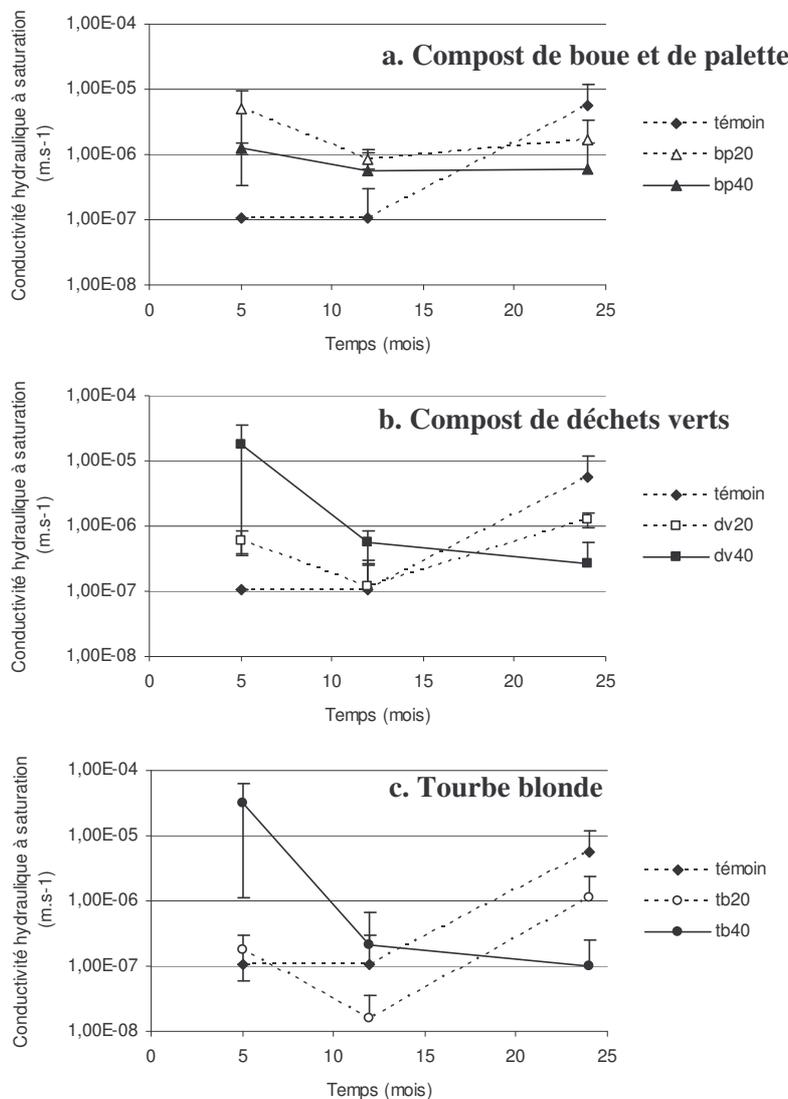


Figure 8.19. Conductivité hydraulique en fonction du temps, pour la couche 2 de tous les sols reconstitués, et pour le témoin (représenté sur chaque figure)

Des analyses de conductivité hydraulique à saturation ont aussi été réalisées dans la couche 2, constituée de terre végétale seule (Figure 8.19). Quel que soit le massif terreux considéré, les **analyses ne sont pas significativement différentes entre elles, ni au cours du temps.**

On peut remarquer la diminution de la conductivité hydraulique entre T5 et T12. Celle-ci peut s'expliquer par le tassement des sols, suite à leur mise en place. Nous avons pu mesurer une augmentation de la densité, et l'analyse d'image confirme la présence d'une microporosité dans la deuxième couche : la connectivité entre les pores est faible, la densité maximale, ce qui est cohérent avec une diminution de la conductivité. Il convient cependant de rester prudent par rapport à cette explication, compte tenu du fort écart-type lié aux mesures à T5.

8.5.3. Discussion sur les propriétés de conductivité hydraulique à saturation

8.5.3.a. Effets de l'apport de matière organique

La matière organique peut influencer les mesures de conductivité hydraulique par la taille des particules, ainsi que par la dose apportée (Zeytin & Baran, 2003). La richesse des composts en particules grossières aurait pu entraîner un effet "mécanique" (Khaleel *et al.*, 1981 ; García-Orenes *et al.*, 2005), en créant une macroporosité importante. Ce n'est pas le cas dès T5, ce que confirme l'analyse d'image. À l'inverse, les particules fines de la tourbe blonde ne peuvent pas jouer de rôle mécanique, ce qui est cohérent avec la faiblesse des valeurs de K_{sat} mesurées.

En ce qui concerne l'importance de la dose de matière organique, les coefficients de corrélations entre les valeurs de K_{sat} et les teneurs en carbone ont été calculés pour chaque "série" : témoin – mélange à 20% - mélange à 40% (Figure 8.20). Globalement, la conductivité hydraulique augmente avec la teneur en matière organique, ce qui est cohérent avec les résultats de nombreuses études (Obi & Ebo, 1994 ; McCoy, 1998 ; Aggelides & Londra, 2000 ; Zeytin & Baran, 2003) mais les corrélations n'ont pas toutes la même qualité : les teneurs en carbone des mélanges à base de bp sont bien corrélées avec la conductivité hydraulique ($R^2 = 0,75$) et la corrélation mesurée pour les mélanges à base de dv est acceptable ($R^2 = 0,63$). En revanche pour les mélanges à base de tb, le coefficient de corrélation ($R^2 = 0,43$) n'est pas significatif.

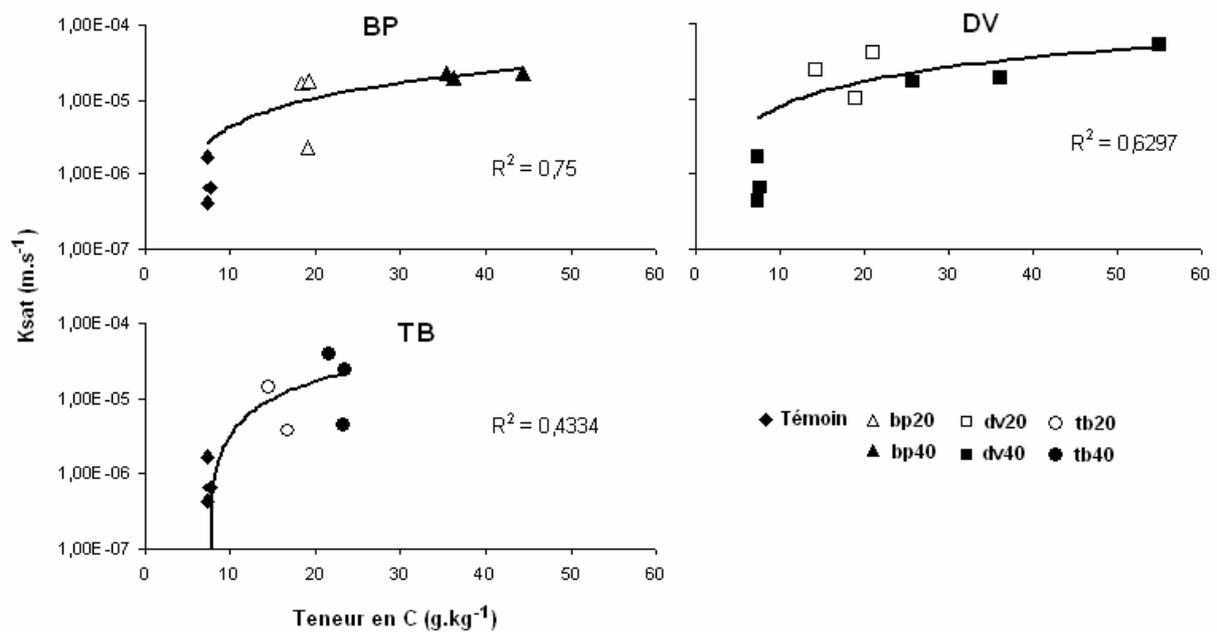


Figure 8.20. Corrélations entre la conductivité hydraulique à saturation et la teneur en C des mélanges à T5, T12 et T24

Par ailleurs, si on trace une droite de régression qui englobe les données issues du témoin, bp20, bp40, dv20 et dv40, la corrélation est moins bonne que si on traite séparément les différents composts ($R^2 = 0,51$), ce qui montre que ce n'est pas seulement la teneur en matière organique qui est importante, mais bien les interactions de la matière organique avec la matrice minérale.

Ces interactions sont explicitées par l'analyse de la structuration des mélanges.

8.5.3.b. Influence de la structuration des mélanges sur la conductivité hydraulique

L'étude de la porosité par analyse d'image nous a permis de mettre en évidence la structuration des mélanges, avec notamment l'apparition de classes de pores allongés et tortueux. Ces pores sont les premiers impliqués dans les phénomènes de transfert (Musy & Soutter, 1991 ; Nyberg, 1995 ; Moret & Arrué, 2007).

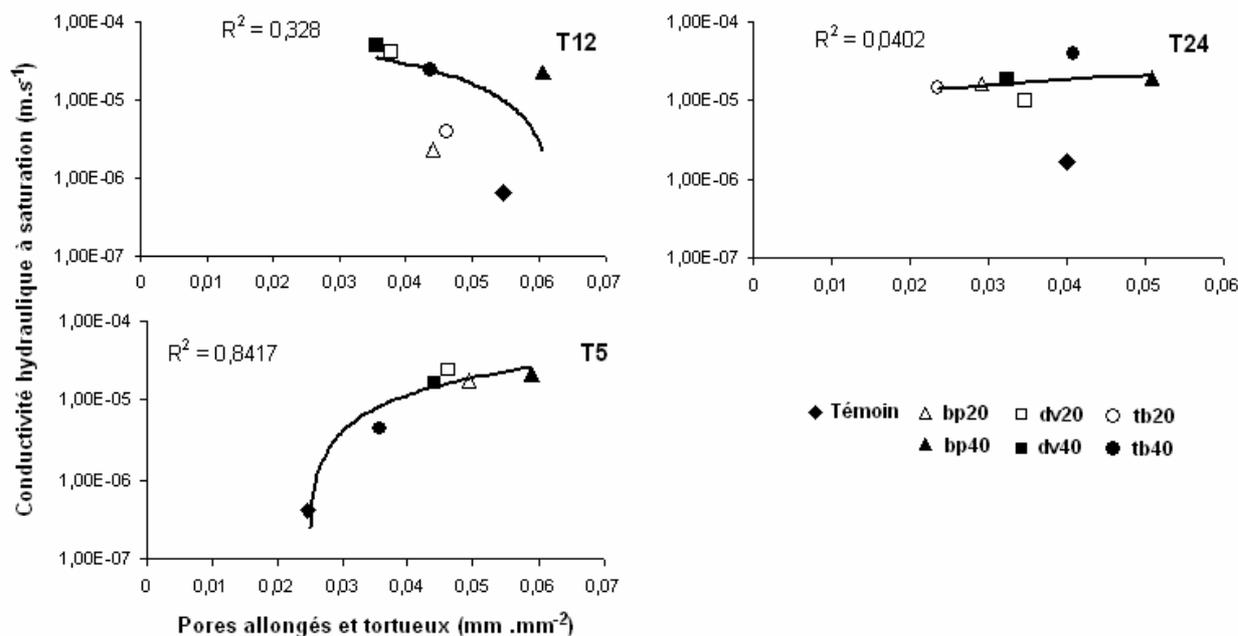


Figure 8.21. Corrélations entre la conductivité hydraulique et les pores allongés et tortueux

Nous avons calculé les coefficients de corrélation entre les surfaces cumulées des pores allongés et tortueux, et la conductivité hydraulique à saturation (Figure 8.21). Ces corrélations ne sont pas significatives à T5 et T12 ($R^2 = 0,32$ et $0,04$ respectivement) mais elle est forte à T24 ($R^2 = 0,84$).

La structuration des mélanges devient un paramètre prépondérant pour expliquer l'amélioration de la conductivité hydraulique deux ans après la mise en place des mélanges.

8.6. Conclusions du chapitre 8

Nous avons montré que :

- la masse volumique apparente diminue durablement dans les mélanges,
- la stabilité structurale des mélanges augmente et cette augmentation peut être expliquée par la teneur en carbone,
- dans un premier temps, la porosité des mélanges augmente, puis l'espace poral se réorganise de telle sorte que l'on peut distinguer deux domaines de pores, avec l'apparition d'une macroporosité surtout composée de pores allongés et tortueux. Ce résultat concerne les mélanges à base de compost ; il n'y a pas de réorganisation de l'espace poral pour les mélanges à base de tourbe,

- les propriétés de rétention d'eau des mélanges sont meilleures que celles du témoin ; elles sont bien corrélées aux mesures de porosité et assez bien corrélées aux teneurs en carbone
- la conductivité hydraulique à saturation augmente, mais l'amélioration est de faible amplitude, et on ne peut établir des corrélations significatives avec la structure des mélanges qu'à T24.

Plusieurs facteurs ont été mis en évidence dans l'évolution des propriétés physiques des mélanges :

- **Un effet de mélange** : l'incorporation en grande quantité d'un produit organique de faible densité riche en fragments grossiers augmente la porosité, mais dans un premier temps, sans structuration de l'espace poral.
- **Un effet de l'interaction matière organique / matrice minérale** : la structuration des mélanges est progressive et ne devient le facteur prépondérant en terme d'amélioration de la conductivité hydraulique que deux ans après leur mise en place.

CHAPITRE 9. SYNTHÈSE DES RÉSULTATS ET DISCUSSION GÉNÉRALE

Dans ce chapitre, nous présentons une synthèse des principaux résultats obtenus, dans le but de répondre aux questions posées, qui étaient les suivantes :

Comment évolue la matière organique apportée en grande quantité?

Comment la matière organique influence-t-elle les propriétés physiques et hydriques des sols reconstitués?

Nous avons remarqué plusieurs similarités dans le comportement des composts, et une évolution des mélanges à base de compost qui diffère de celle des mélanges à base de tourbe. Nous les avons donc comparé dans cette synthèse.

Par ailleurs, le deuxième axe de comparaison est celui du temps : la majeure partie des modifications a lieu la première année qui suit la mise en place des mélanges (jusqu'à T12), la deuxième année semblant être une phase de stabilisation.

9.1. Évolution de la matière organique apportée

9.1.1. Évolution globale de la matière organique

Les Figure 9.1 et Figure 9.2 reprennent les principaux résultats par produit organique.

① Les mesures de teneurs en carbone dans la couche 2 et dans les eaux de percolation ont montré qu'il y avait peu de migration de carbone dans cette couche, et pas de "fuite" de matière organique sous forme soluble. Ainsi la disparition de la matière organique dans la couche 1 peut être considérée comme **uniquement liée à l'activité biologique**.

Pour les mélanges à base de compost, l'évolution des teneurs en carbone est marquée par une diminution importante de carbone la première année suivant leur mise en place. Dès la deuxième année, elles diminuent beaucoup plus lentement.

Pour les mélanges à base de tourbe, les diminutions sont de faible amplitude et essentiellement sur la première année. Les teneurs en carbone sont stables dès la deuxième année.

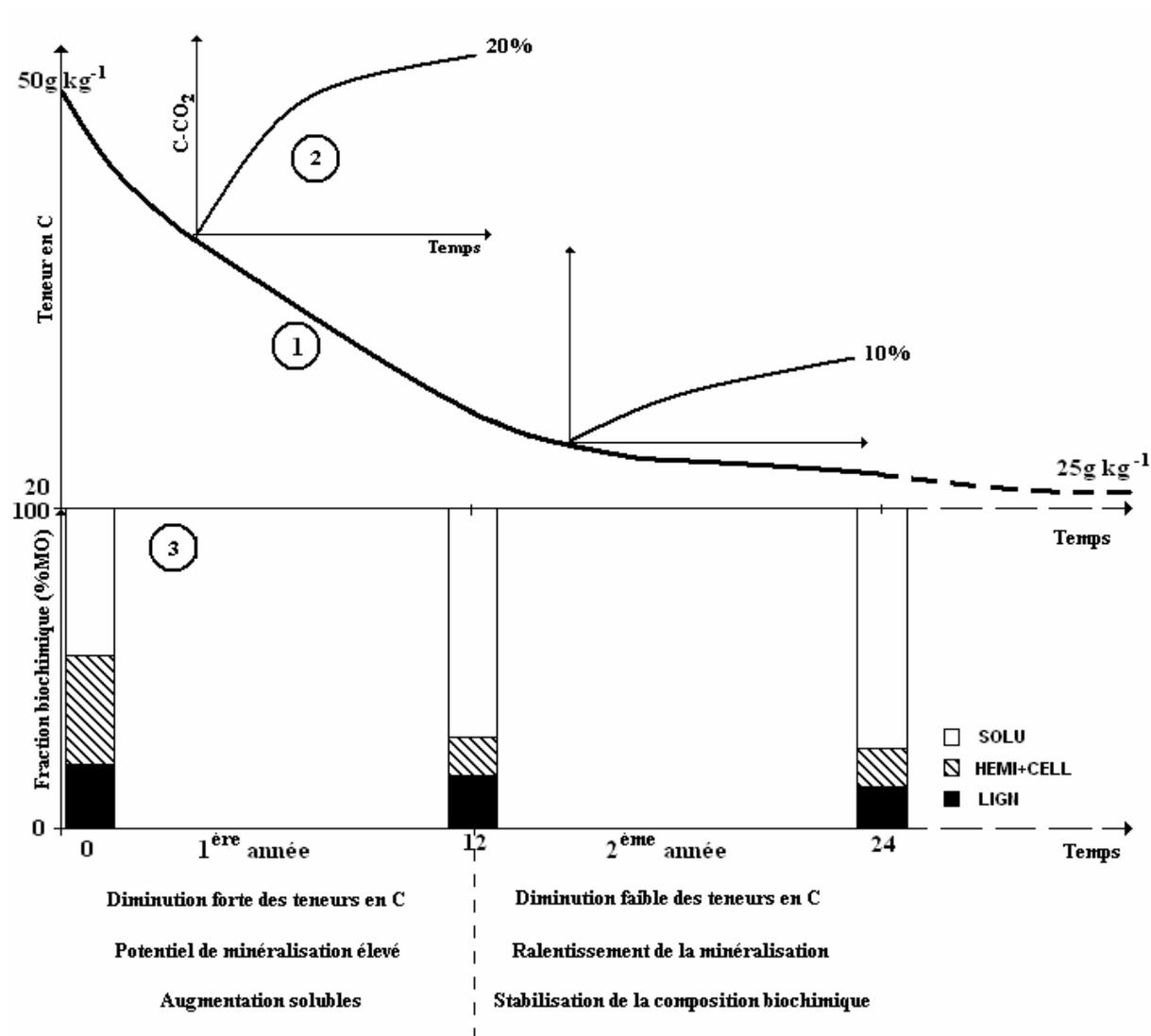


Figure 9.1. Évolution de la matière organique des mélanges à base de composts

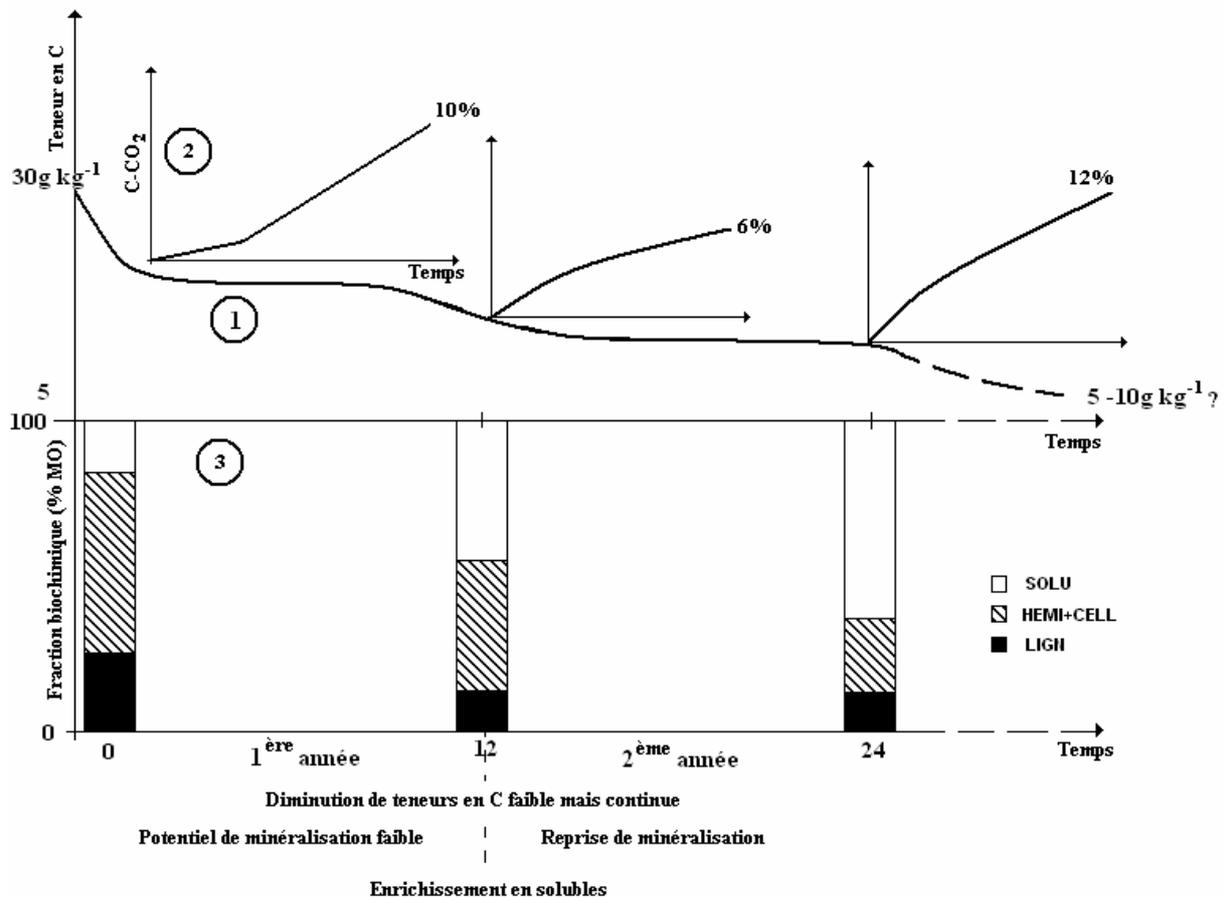


Figure 9.2. Évolution de la matière organique des mélanges à base de tourbe blonde

② Les potentiels de minéralisation mesurés sont en accord avec ces résultats : pour les mélanges à base de compost, le potentiel diminue beaucoup la première année. Pour les mélanges à base de tourbe il y a peu de variations au cours de la première année, mais on mesure une reprise de minéralisation à la fin de la deuxième année.

Relation entre minéralisation et indice de stabilité biologique

L'ISB des composts est de 0,43 et 0,36 pour bp et dv respectivement. Autrement dit, il devrait rester 43% et 36% de la matière organique apportée à la terre. Au bout de deux ans, environ 22% et 47% de la matière organique de bp et dv respectivement ont disparu, les stocks de matière organique peuvent donc encore diminuer. La dégradation de la matière organique "non stable" peut durer plusieurs années quand l'apport initial est important (Jenkinson, 1977). Cependant dans notre étude, l'essentiel des variations et des processus de stabilisation semble avoir été réalisé pendant la première année : la minéralisation potentielle

des mélanges à base de compost n'est pas significativement différente, et l'analyse de la composition biochimique montre que les variations sont minimales entre le début et la fin de la deuxième année.

Pour les mélanges à base de tourbe, le stock de matière organique a diminué de 25%, alors qu'avec un ISB de 1, il ne devrait pas varier. Une fois extraite de son milieu naturel, les changements dans l'environnement physico-chimique de la tourbe peuvent contribuer à diminuer sa stabilité (Laiho, 2006). On peut aussi s'interroger sur le rôle du brassage des constituants au moment de la mise en place des mélanges : l'aération a pu stimuler la reprise d'une activité biologique de courte durée au début de la première année.

Enfin si l'ISB est calculé à partir des résultats de fractionnements Van Soest et Weende, les coefficients d'ajustement (cf. équation [9.1]) sont estimés à partir d'une régression linéaire multiple, et corrélés aux écarts de stabilité mesurés par respirométrie sur des mélanges contenant 1% de compost (Linères & Djakovitch, 1993).

$$ISB = a - b \cdot SOL - c \cdot HEM - d \cdot CEW + e \cdot LIGN \quad [9.1]$$

Avec : SOL, HEM, LIGN : fractions biochimiques issues du fractionnement Van Soest
HEW : Cellulose brute issue du fractionnement Weende.

Les conditions d'ajustement de l'équation [9.1] sont donc très différentes de nos conditions expérimentales et on peut remettre en question l'estimation de la stabilité de la matière organique par l'ISB dans le cas d'un apport en grande quantité.

③ Pour les mélanges à base de compost, la composition biochimique de la matière organique des mélanges varie beaucoup la première année (Figure 9.1): la teneur en fraction soluble augmente, traduisant la dégradation des composés. En revanche il y a peu de variation la deuxième année : pendant cette période, les variations mesurées sont donc essentiellement quantitatives. Ainsi la majeure partie des transformations et des processus de stabilisation a lieu la première année. Cela signifie que l'activité microbienne s'est adaptée aux fortes quantités apportées, et que toute la matière organique facilement dégradable l'a été durant la première année.

Pour les mélanges à base de tourbe (Figure 9.2), la composition biochimique varie pendant les deux ans. La reprise de minéralisation mesurée en fin de deuxième année

s'accompagne d'une production continue de composés solubles, et d'une dégradation de la fraction cellulosique.

9.1.2. Évolution de la fragmentation physique et de la composition biochimique

Nous avons vu que la diminution de la teneur en matière organique se traduit par des variations importantes au niveau de sa composition, notamment au cours de la première année. La fragmentation physique et l'évolution biochimique sont les deux processus principaux étudiés et synthétisés sur la Figure 9.3.

□ **La fragmentation physique de la matière organique** a lieu essentiellement la première année et les variations mesurées la deuxième année sont beaucoup moins importantes. Les résultats des analyses montrent que les diminutions de teneurs en carbone sont fortes dans les fractions grossières des mélanges à base de compost, tandis qu'elles varient peu dans les fractions fines. Cependant, le fait que les fractions fines de matière organique ne soient pas utilisées par les microorganismes est peu probable. Il est très probable que la teneur constante de matière organique dans les fractions granulométriques fines soit le résultat des pertes de matière organique compensées par l'apport de matière provenant de fractions granulométriques supérieures, et fragmentées en plus petites particules au cours du temps. En revanche pour les mélanges à base de tourbe, le fractionnement des particules grossières est nul; les principales variations sont mesurées dans les fractions intermédiaires et fines.

□ **L'évolution biochimique** : en absolu, pour les mélanges à base de compost, les fractions cellulosiques diminuent dans toutes les fractions granulométriques, alors que la fraction ligneuse diminue uniquement dans les fractions grossières. Les fractions solubles diminuent dans les fractions grossières et augmentent dans les fractions fines. La représentation relative montre que les fractions solubles augmentent fortement, surtout au détriment des fractions cellulosiques. En ce qui concerne les mélanges à base de tourbe, toutes les fractions granulométriques sont riches en fractions cellulosiques la première année, et cette fraction diminue au cours du temps, quelle que soit la fraction granulométrique considérée. La fraction ligneuse varie peu et la teneur en solubles augmente dans toutes les fractions granulométriques. De la même façon que pour les composts, la représentation relative montre que la proportion de la fraction soluble augmente au cours du temps. Il y a donc une

évolution qualitative de la matière organique qui ne se répercute pas de façon homogène dans toutes les fractions granulométriques.

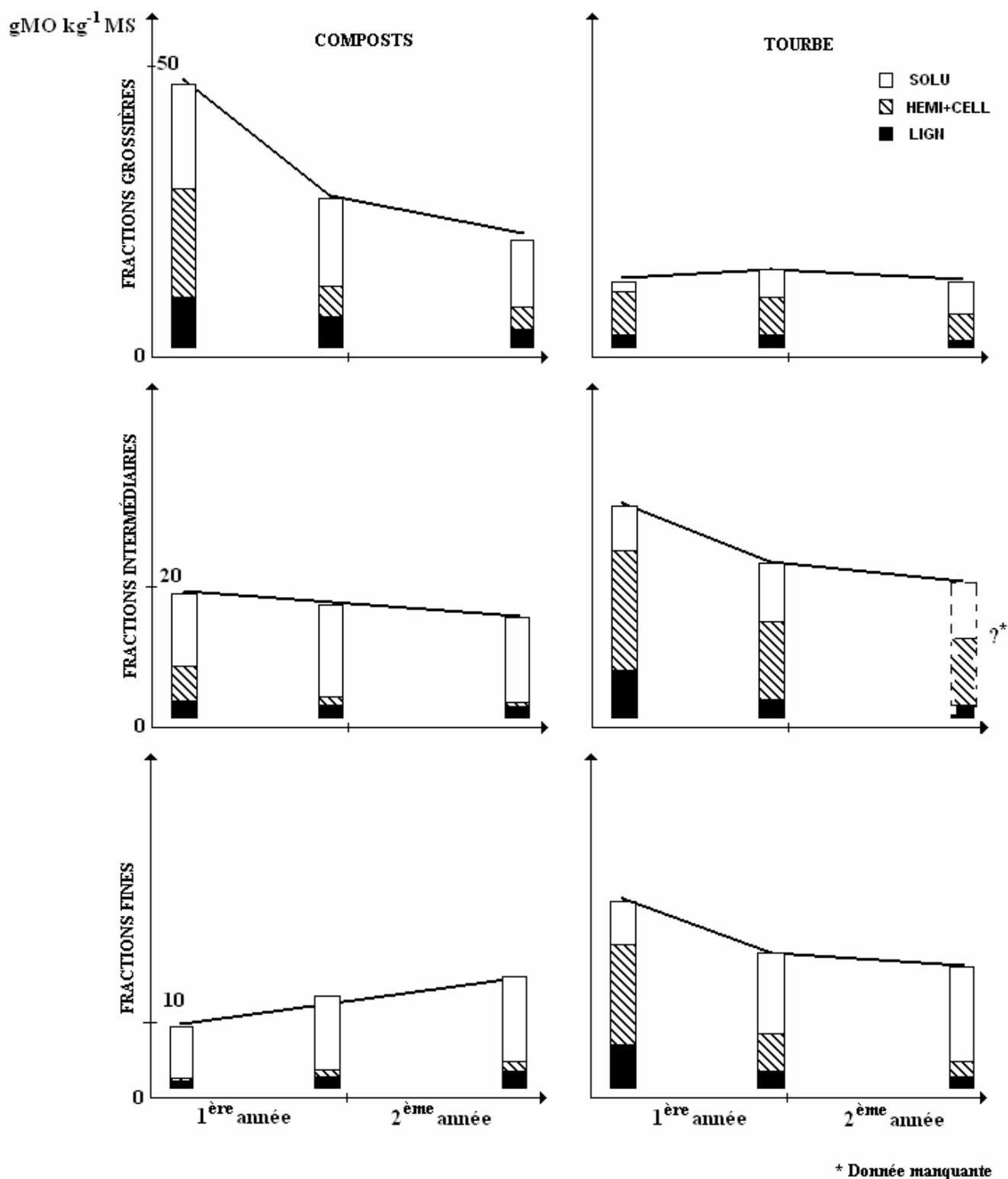


Figure 9.3. Évolution des fractions granulométriques et de leur composition biochimique pour les mélanges à base de compost et à base de tourbe

9.1.3. Conclusions sur l'évolution de la matière organique

L'évolution de la matière organique peut être séparée en deux phases. Pour les mélanges à base de compost, on peut dresser un scénario en deux étapes.

- Dans un premier temps, l'activité des microorganismes du sol a été fortement stimulée par l'incorporation de produit organique et le brassage des matériaux. La décomposition de la matière organique est forte et les modifications quantitatives et qualitatives sont importantes et simultanées. Ces modifications se traduisent par une dégradation forte des particules les plus grossières, un enrichissement en composés solubles dans chaque fraction granulométrique, et une teneur en solubles toujours élevée quand la taille des particules diminue.
- Dans un deuxième temps, les modifications de la matière organique sont surtout quantitatives, et de faible amplitude : la matière organique restante a acquis une stabilité de composition. En effet les variations granulométriques continuent, mais avec une amplitude plus faible la deuxième année que la première et les variations dans la composition biochimique sont faibles.

Les résultats ont mis en évidence des différences importantes du comportement de la matière organique de la tourbe, par rapport aux composts.

- Dans un premier temps, la matière organique de la tourbe ne stimule pas l'activité des microorganismes du sol : cela s'observe au niveau du potentiel de minéralisation, du même ordre de grandeur que celui du témoin. Cependant la fragmentation physique montre que les principales variations, bien que de faible amplitude, sont observées la première année.
- Dans un deuxième temps, on peut supposer que les changements des conditions environnementales de la tourbe par rapport aux conditions de gisement (pH plus élevé, humidité plus faible, température plus élevée) permettent de diminuer les résistances à la dégradation : la stabilité acquise dans la tourbière diminue, et la tourbe peut être dégradée. Ce temps pourrait aussi être celui qui a été nécessaire pour que les microorganismes présents dans le sol s'adaptent à ce type de matière organique. Cette explication est confirmée par la mesure d'un potentiel de minéralisation plus élevé au bout de deux ans que pendant la première année.

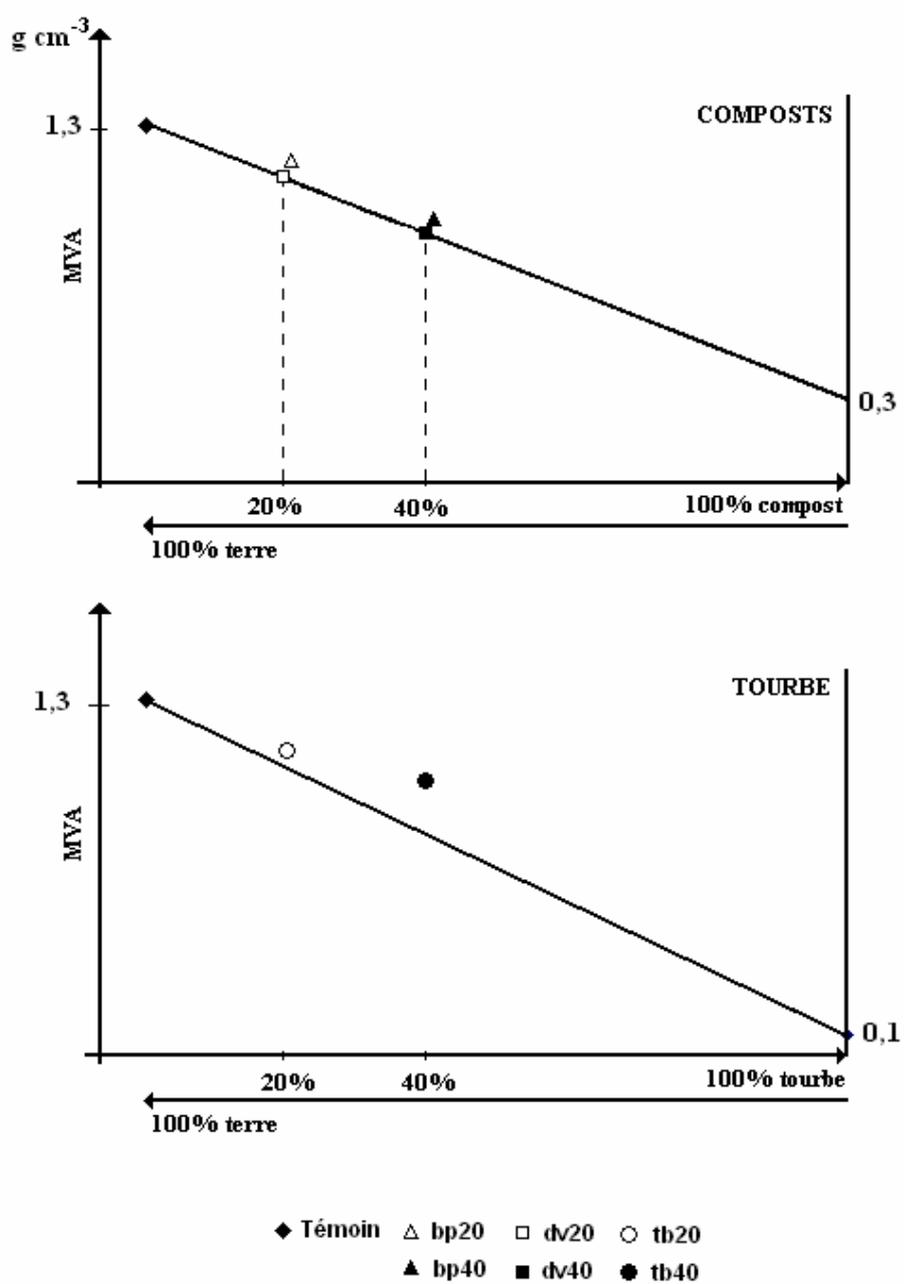


Figure 9.4. Effet immédiat de l'introduction de matière organique dans un limon sableux

9.2. Influence de la matière organique sur les propriétés physiques et hydriques des sols reconstitués

9.2.1. *Structuration des mélanges*

9.2.1.a. *Effet de l'incorporation d'un produit organique sur la masse volumique apparente*

Les différences initiales de masse volumique apparente entre les mélanges sont expliquées par le simple fait de mélanger les constituants en différentes proportions (Figure 9.4).

Pour les mélanges à base de compost, les masses volumiques apparentes sont additives. En revanche, la forte teneur de la tourbe en éléments fins fait que la masse volumique apparente mesurée est plus élevée que ce que les règles d'additivité peuvent prévoir. L'analyse d'image met en évidence le stockage de la tourbe dans la porosité d'assemblage de la terre (cf. §8.3.1).

Au cours du temps la masse volumique apparente augmente pour tous les mélanges, et cette augmentation peut s'expliquer par une superposition du tassement et de la perte en matière organique (Figure 9.5).

Pour les mélanges contenant de la matière organique, on peut distinguer plusieurs types de comportements. Ceux-ci sont détaillés sur le schéma explicatif de la Figure 9.5. Les deux effets extrêmes sont représentés par :

- la flèche verticale, qui traduit une augmentation de la masse volumique sous l'effet du tassement sans variation de la teneur en matière organique,
- la flèche horizontale, qui traduit une conservation de la masse volumique apparente faible malgré une diminution de la teneur en matière organique.

Quand on mesure la masse volumique d'un mélange au cours du temps (symbolisé par les cercles en gris, les numéros représentant les mesures dans l'ordre chronologique), on peut décomposer son évolution selon deux vecteurs:

- le premier (A) suit l'effet stérique du mélange (la masse volumique augmente quand la teneur en matière organique diminue, comme s'il n'y avait aucune

interaction entre les deux mais un simple effet d'addition des propriétés des produits),

- le deuxième (B) correspond au tassement d'un témoin sans matière organique.

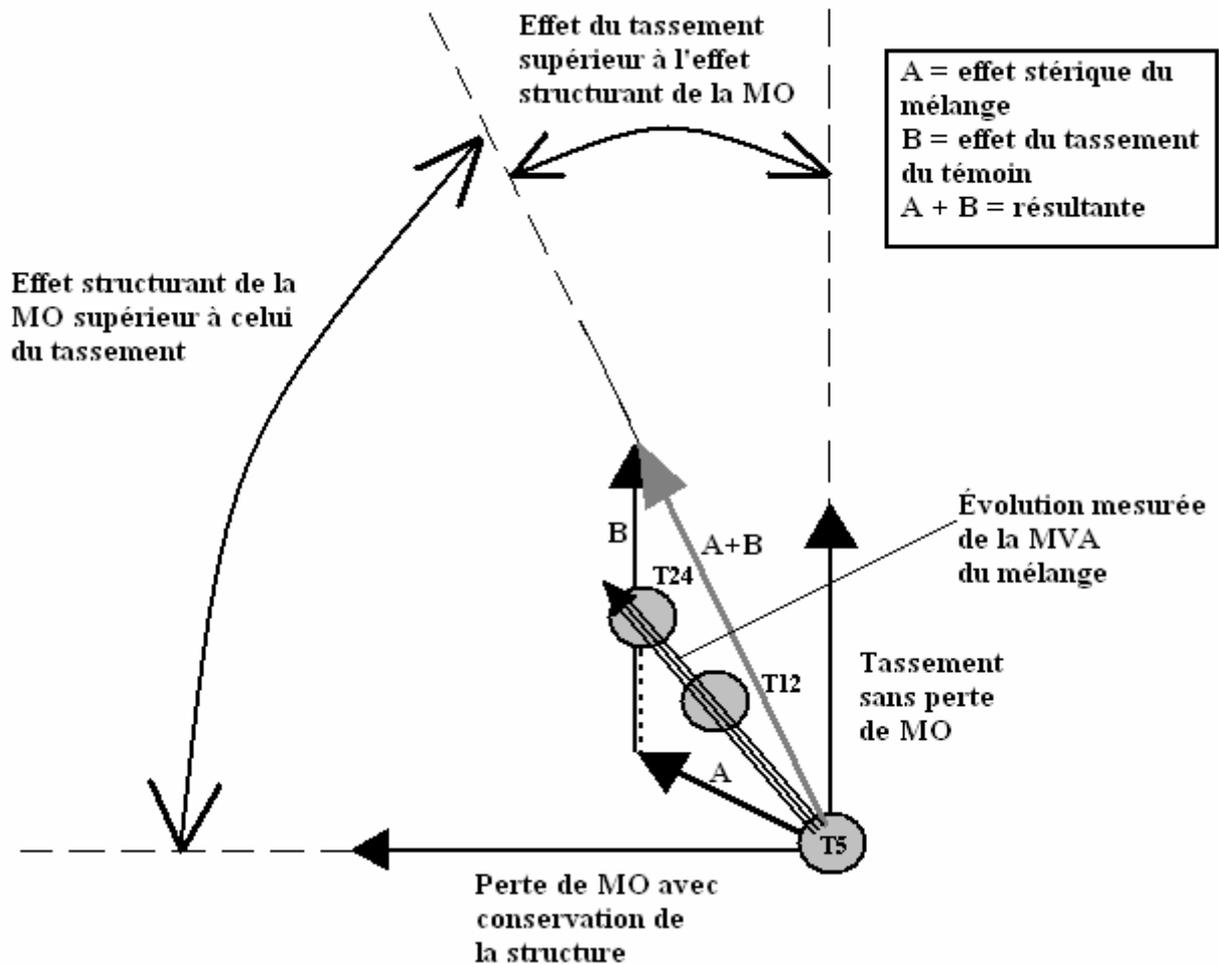


Figure 9.5. Les effets des constituants d'un mélange terre / matière organique sur l'évolution de sa masse volumique apparente

L'addition des deux vecteurs (A+B) permet d'aboutir à une résultante, qui est une limite au-delà de laquelle l'effet du tassement est prédominant par rapport à l'effet structurant de la matière organique.

L'augmentation de la masse volumique apparente mesurée est schématisée par des flèches sur la Figure 9.6.

La masse volumique apparente du témoin augmente sans variation de teneur en carbone, sous l'effet du tassement de la terre sous son propre poids.

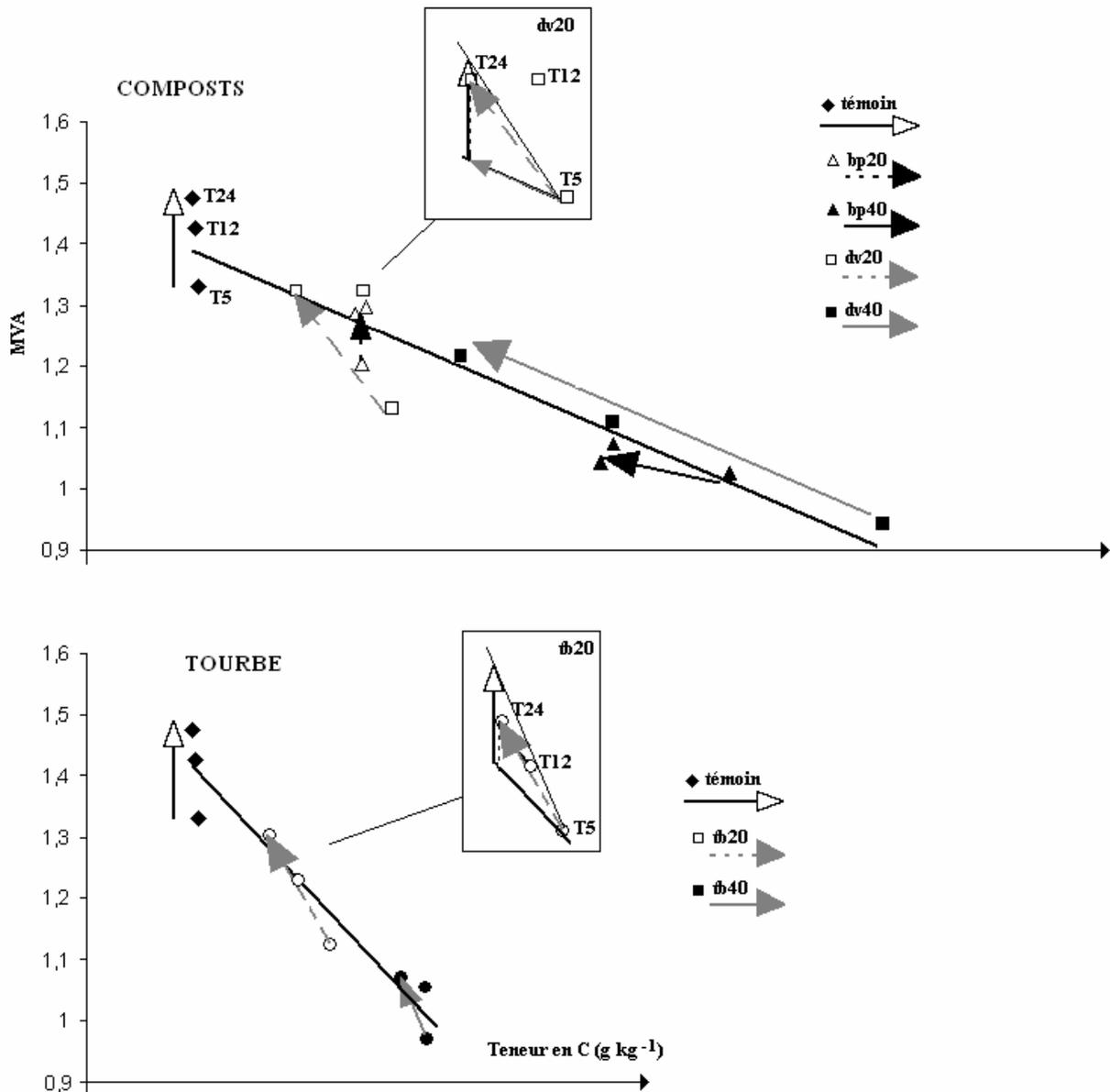


Figure 9.6. Évolution de la masse volumique apparente au cours du temps, en fonction de la teneur en carbone pour tous les mélanges

Pour les mélanges à base de compost, on peut mesurer deux comportements distincts en fonction de la dose de compost :

- À 20%, le tassement n'est pas prépondérant mais pourrait le devenir dans l'évolution ultérieure : il y a peu de variations de la teneur en carbone pour bp20 mais une augmentation de la masse volumique apparente. Pour dv20 on mesure un

effet de la structuration mais la flèche (Figure 9.6) est tangente à la résultante globale d'évolution.

- À 40%, l'effet structurant de la matière organique est encore mesurable au bout de deux ans.

Pour les mélanges à base de tourbe, avec le même raisonnement, on déduit l'existence d'un effet prépondérant de la matière organique par rapport au tassement de la terre végétale. Cependant, on remarque qu'il n'y a pas plus d'effet à 40% (pentes des flèches identiques - Figure 9.6) qu'à 20%. De plus, l'analyse d'image montre que la tourbe reste dans l'espace poral de la terre. Il n'y a pas d'effet de structuration de la matière organique, et la tourbe ralentit l'augmentation de la masse volumique apparente.

9.2.1.b. Organisation de l'espace poral

L'agencement des particules solides entre elles contribue à la création de l'espace poral. D'abord unimodal et centré autour de pores de rayon 300µm, il traduit l'effet de mélange mesuré par la diminution de la masse volumique apparente (Figure 9.7).

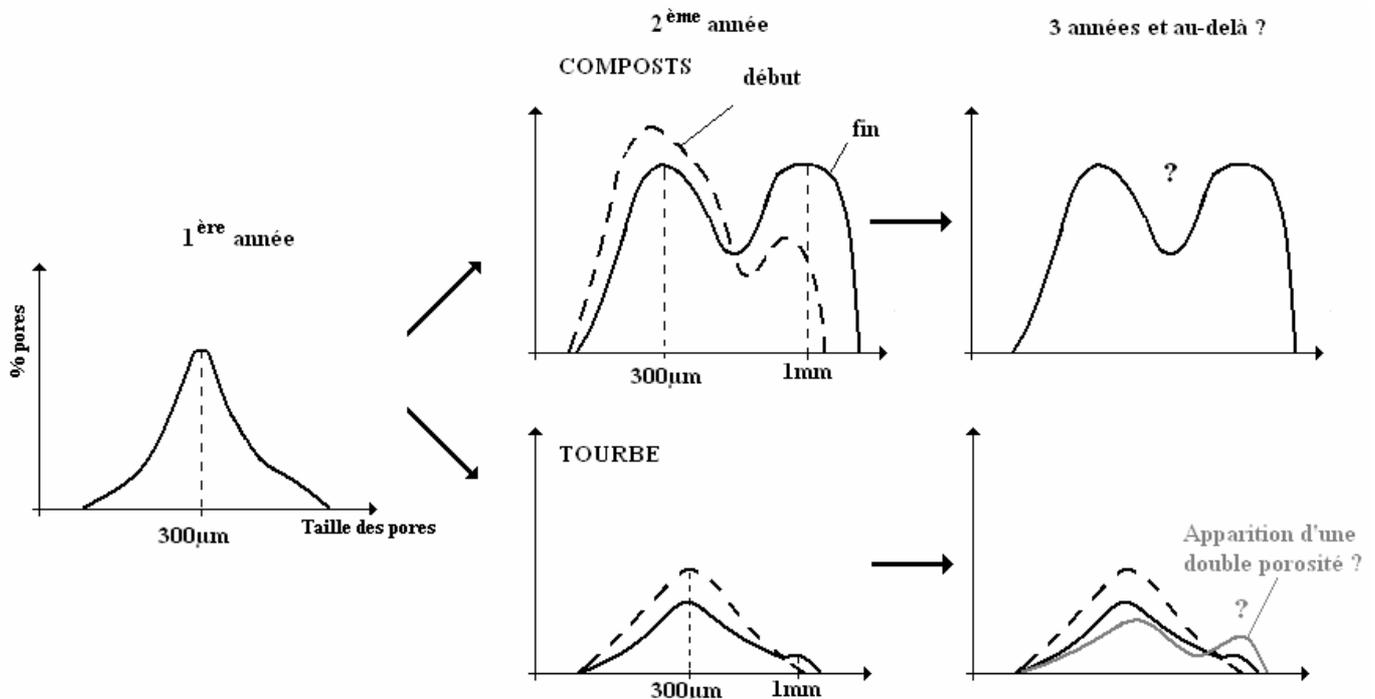


Figure 9.7. Évolution 2D de la porosité des mélanges au cours du temps selon le type de matière organique

À la fin de la première année (Figure 9.7), la porosité totale diminue, sous l'effet du tassement naturel des mélanges, mais elle devient bimodale pour les mélanges à base de composts, et reste unimodale pour les mélanges à base de tourbe. On pourrait supposer que la création d'un espace macroporal, observé par l'analyse d'image, est lié à la dégradation de fragments grossiers de matière organique, dans le sens où : **une particule de matière organique est consommée par des microorganismes, et le volume occupé par cette particule est remplacé par du "vide"**. Plusieurs éléments corroborent cette hypothèse :

- Le deuxième groupe de pores est centré sur un rayon moyen de l'ordre du millimètre, ce qui correspond à la taille des particules les plus grossières introduites.
- La fragmentation granulométrique montre que les particules les plus grossières disparaissent massivement la première année.
- Les pores créés sont surtout des pores allongés et tortueux. Les particules grossières de matière organique sont surtout des fragments de bois peu décomposés ; leurs formes pourraient correspondre à celles de ces nouveaux pores.

Dans ce cas les produits de la dégradation de la matière organique et les sécrétions microbiennes pourraient être adsorbés sur les parois des particules minérales les entourant, contribuant à augmenter, au moins partiellement, la stabilité des agrégats, ce qui rejoint la deuxième hypothèse développée dans le §9.2.1.

9.2.1.c. Agencement des particules solides entre elles

Nos mélanges initiaux sont constitués de matériaux très peu structurés, compte tenu des manipulations antérieures. Des mesures de stabilité structurale et de porosité nous ont permis d'évaluer l'évolution de la structure des mélanges.

Pour les mélanges à base de tourbe, il n'y a globalement pas d'amélioration de la stabilité structurale.

Pour les mélanges à base de compost, le MWD augmente au cours du temps. Au bout d'un an, cette augmentation concerne le test d'humectation lente par capillarité et, dans une moindre mesure, le test de désagrégation mécanique après humectation dans l'éthanol. Au bout de deux ans, on mesure en plus une augmentation du MWD pour le test d'humectation rapide, pour les mélanges à 40% de compost.

Les tests utilisés permettent de mettre en évidence des mécanismes qui demandent de plus en plus d'énergie : test d'humectation lente < test de désagrégation mécanique < test d'humectation rapide.

Nos résultats montrent donc qu'un premier niveau de résistance est atteint un an après la mise en place des mélanges. Ce niveau semble correspondre à un maximum pour les mélanges à 20%. En revanche, pour les mélanges contenant 40% de compost, des degrés de cohésion supérieurs sont mesurés au bout de deux ans (amélioration de la résistance vis-à-vis du test d'humectation rapide).

Les corrélations entre MWD et teneur en carbone sont de plus en plus significatives au cours du temps pour les trois tests. Les teneurs en carbone des agrégats augmentent au cours du temps, surtout la première année, et plus faiblement la deuxième année. À T5 les corrélations ne sont pas significatives, et les MWD globalement faibles, mais il y a plus de carbone dans les agrégats des mélanges que dans les agrégats du témoin. Ce carbone n'est que peu "efficace" en terme d'amélioration de la stabilité structurale (Le Bissonnais & Arrouays, 1997). Au bout de deux ans les teneurs en carbone sont identiques à la teneur moyenne en carbone, voire légèrement supérieures. On peut parler de **séquestration du carbone** dans les agrégats, au sens où la matière organique se retrouve piégée à l'intérieur des agrégats et ainsi protégée de la dégradation (Chenu, 1995 ; Chenu *et al.*, 2000 ; Baldock, 2002 ; Le Bissonnais & Arrouays, 1997).

Le brassage initial des constituants a augmenté les points de contacts entre matière organique et matière minérale : l'enrobage de la matière organique apportée a pu faciliter dans un premier temps la création de macroagrégats peu stables. L'activité microbienne est stimulée, et les microorganismes sécrètent des substances (exopolysaccharides par exemple - Chenu, 1995) lors de la dégradation de matière organique. Ces substances entourant la MOP favorisent l'adsorption de particules d'argiles ou la cohésion avec des microagrégats résiduels existant auparavant. Ces mécanismes ont été étudiés par de nombreux auteurs (Cambardella & Elliott, 1993b ; Golchin *et al.*, 1994 ; Chenu, 1995 ; Balesdent *et al.*, 2000 ; Grandy *et al.*, 2002 ; Six *et al.*, 2000).

Nous pouvons supposer qu'il existe deux mécanismes dans la stabilisation de la structure.

Hypothèse 1 - Les macroagrégats sont créés autour de la matière organique apportée.

Hypothèse 2 - La matière organique entoure les agrégats présents dans le matériau terreux.

Hypothèse 1 - Les macroagrégats sont créés autour de la matière organique apportée (Figure 9.8) :

- Le fractionnement granulométrique (cf. §7.2.1) montre que les MOP grossières se fragmentent au cours du temps. Il est important de souligner que quelle que soit la date de mesure, cette analyse a permis de récupérer la totalité du carbone en utilisant des procédés d'extraction simples. L'essentiel du carbone reste sous forme particulaire, et il semble difficile de "faire rentrer" une particule à l'intérieur d'un agrégat. Il serait donc logique d'imaginer la création d'un agrégat autour d'une particule de matière organique.

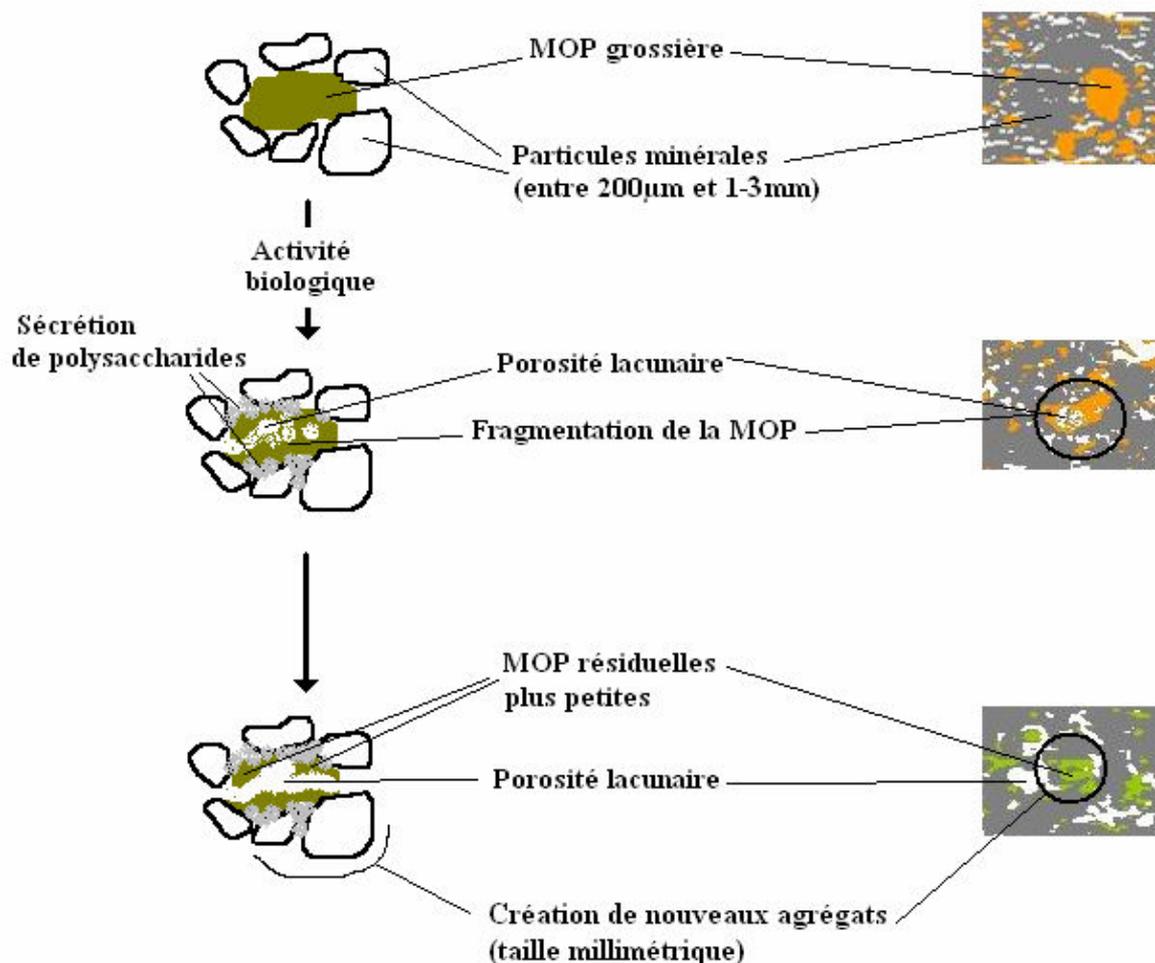


Figure 9.8. Mécanisme de structuration selon l'hypothèse n°1

□ Dans ce type de modèle, Six *et al.* (2000) supposent que les macroagrégats sont créés autour de MOP grossières, sources d'activité pour les microorganismes. Ceux-ci produisent des agents liants qui augmentent la cohésion avec les particules minérales. Dans leur modèle, ils supposent que la MOP grossière se fragmente en "MOP fine" à l'intérieur des macroagrégats, et est alors intégrée à des microagrégats stables. Cependant ce modèle supposerait les agrégats formés pour "un cycle", avec une teneur en carbone ne pouvant que diminuer. Or sur la première année de notre étude, la teneur en carbone des agrégats augmente considérablement. Ce mécanisme semble donc insuffisant pour traduire les résultats observés.

Hypothèse 2 - La matière organique entoure les agrégats présents dans la terre.

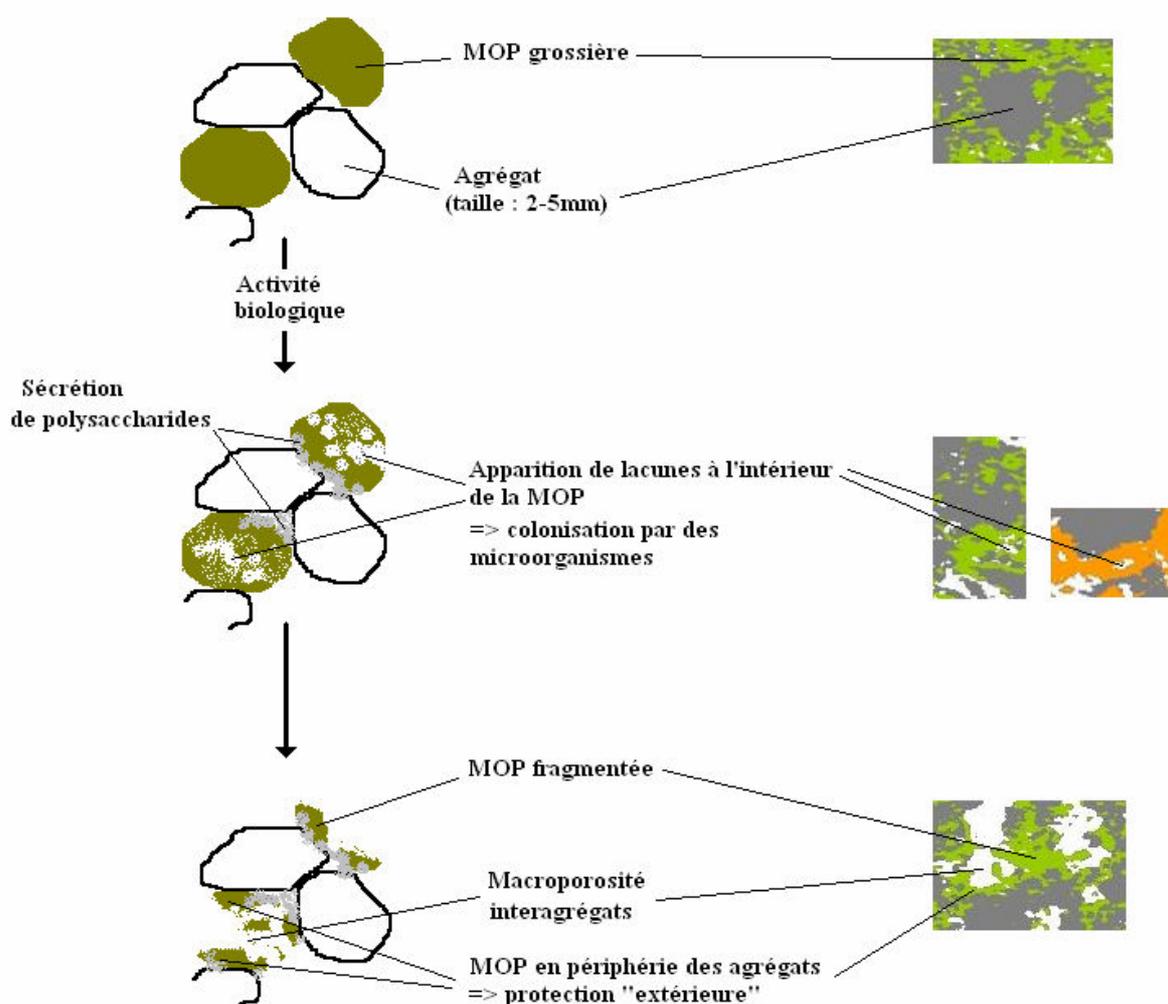


Figure 9.9. Mécanisme de structuration selon l'hypothèse n°2

Dans ce cas sont impliquées :

- Les propriétés d'hydrophobicité de la matière organique (Chenu *et al.*, 2000 ; Goebel *et al.*, 2005)
- Le nombre de points de contact entre le produit organique et les agrégats de terre.
- Cette hypothèse n'est pas négligeable dans la mesure où la quantité de matière organique initialement introduite est beaucoup plus importante que dans des systèmes agricoles.

Plusieurs éléments vont dans ce sens :

- L'augmentation de teneur en carbone dans les agrégats durant la première année,
- L'analyse de la localisation de la matière organique par analyse d'image donne des arguments allant dans ce sens, au moins pour les mélanges à base de compost (Figure 9.9).
- Les composts sont riches en particules grossières, ayant la même taille que les agrégats présents dans la terre.
- Dans ce cas, la surface des agrégats serait protégée par la réduction de sa surface libre, ce qui devrait aussi limiter le nombre de "points d'entrée" de l'eau dans l'agrégat, donc limiter la vitesse de pénétration de l'eau et augmenter la résistance à l'éclatement (Le Bissonnais, 1996). Les résultats des tests d'humectation rapide montrent une légère amélioration pour cette propriété pour les mélanges contenant 40% de compost, au bout de deux ans.

9.2.2. Évolution des propriétés hydriques des mélanges

La modélisation des courbes potentiel / teneur en eau faite à l'aide d'une double fonction de van Genuchten nous a permis d'en déduire une distribution des pores. La macroporosité obtenue est cohérente avec les tailles de pores mesurés par analyse d'image.

Des relations ont été établies entre les pores allongés et tortueux, et la conductivité hydraulique à saturation. Elles montrent que la structuration des mélanges devient le facteur prépondérant deux ans après la mise en place des mélanges.

Une corrélation directe entre la teneur en matière organique et la conductivité hydraulique à saturation montre qu'elle augmente de façon significative pour les mélanges à base de compost, alors qu'elle n'est pas significative pour les mélanges à base de tourbe.

Ces deux derniers points sont cohérents dans la mesure où l'augmentation de la stabilité structurale et donc la structuration ne peut que favoriser la conductivité hydraulique à saturation : les agrégats conservent leur forme y compris en milieu humide, et assurent ainsi le maintien de l'espace poral créé.

9.2.3. Conclusion sur l'évolution des propriétés physiques et hydriques des mélanges

Pour les mélanges à base de compost nous mesurons dans le même temps un renforcement de la stabilité structurale et la réorganisation de l'espace poral avec la création d'une macroporosité, même si la porosité totale a diminué.

En revanche, pour les mélanges à base de tourbe, si on observe bien une amélioration de la stabilité structurale, elle reste plus faible que celle mesurée pour les mélanges à base de composts et on n'en mesure les effets qu'entre T12 et T24. De plus, on ne mesure pas de réorganisation de l'espace poral, qui reste centré sur des mésopores avec une grande majorité de pores arrondis.

L'amélioration plus ou moins mesurable des propriétés hydriques est donc liée à différents facteurs n'intervenant pas tous en même temps.

Dans un premier temps, compte tenu de l'apport en grande quantité des produits organiques, et du brassage des constituants de mélanges, le **premier effet est lié à l'aération des mélanges et à la dilution provoquée par l'incorporation d'un produit plus léger**. Cet effet correspond à **un effet immédiat** de la quantité de matière organique incorporée.

Les interactions de la matière organique avec la matrice minérale ne sont que peu mesurables au cours de la première année. Elles sont significatives à partir de la deuxième année. Il s'agit donc bien d'**un effet de la structuration des mélanges, en relation avec la teneur en matière organique**.

9.3. Conclusions du chapitre 9

Qu'il s'agisse de l'évolution de la matière organique ou de l'influence de la matière organique sur les propriétés physiques des mélanges, les composts présentent de grandes similitudes de comportement. En revanche les résultats obtenus sur la tourbe mettent en évidence une évolution différente. Ces deux types de matière organique ne stimulent pas de façon équivalente l'activité biologique et par conséquent, interagissent ou non avec la matrice minérale.

La Figure 9.10 est une synthèse des résultats qui propose deux schémas de fonctionnement et d'évolution différents pour les mélanges à base de compost et ceux à base de tourbe.

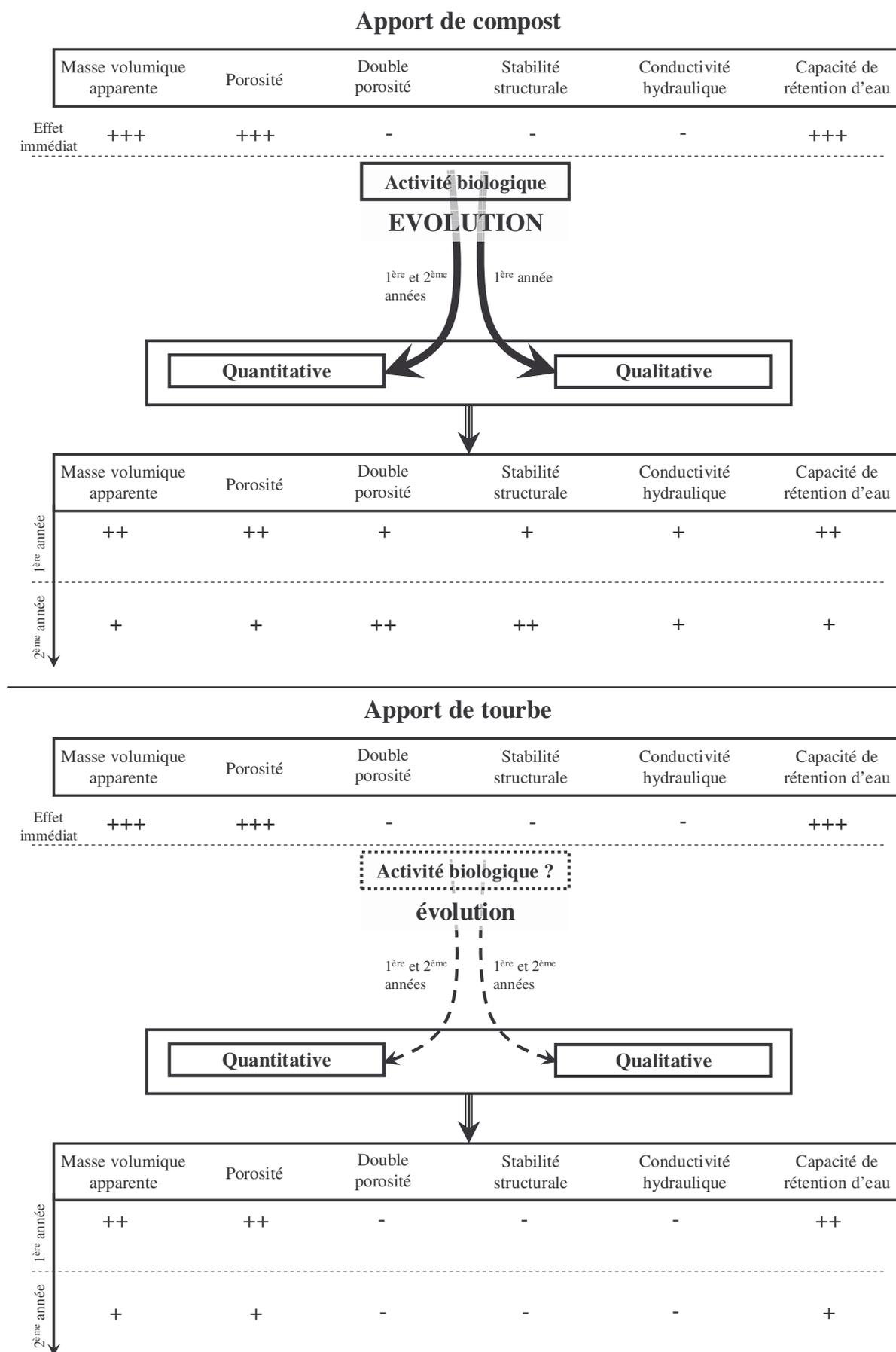


Figure 9.10. Synthèse des résultats – comparaison de l'effet de l'incorporation de composts ou de tourbe en grande quantité

CONCLUSION ET PERSPECTIVES

CONCLUSION

Objectifs de travail

Aujourd'hui, la reconstitution de sol en milieu urbain et périurbain est une pratique courante. Ces ANTHROPOSOLS doivent servir de support à des plantations et posséder un certain nombre de caractéristiques afin d'assurer le développement des plantes. Le plus souvent, les matériaux constitutifs de ces sols comprennent de la terre végétale, provenant le plus souvent de la couche arable d'un sol agricole, et des matières organiques issues du recyclage. Ces mélanges sont particuliers car :

- Les quantités de matière organique introduites dépassent fortement les doses appliquées habituellement en agriculture (40% en volume vs 3%),
- La matière organique est incorporée en une seule fois au moment de la mise en place du sol,
- La terre végétale a été manipulée de nombreuses fois, et sa structure est très détériorée.

Ces conditions initiales sont très différentes de celles des sols agricoles. On peut mesurer un effet "direct" de la matière organique sur les propriétés physiques du mélange et la taille des particules de matière organique peut être un facteur de transformation important des propriétés physiques..

Nous nous sommes intéressés à l'évolution de la matière organique :

- d'un point de vue quantitatif, en mesurant les teneurs en carbone au cours du temps, et en évaluant sa fragmentation physique,
- d'un point de vue qualitatif en évaluant sa composition biochimique et son potentiel de minéralisation au cours du temps.

Nous nous sommes aussi penchés sur l'évolution de propriétés physiques des mélanges, d'un point de vue "global" en évaluant les masses volumiques apparentes le long du profil du sol reconstitué, puis en nous intéressant à l'organisation de l'espace poral et à la stabilité structurale des mélanges. Nous avons enfin évalué de la rétention d'eau et de la conductivité hydraulique des mélanges au cours du temps.

Nous avons travaillé avec trois matières organiques : un compost de boue-palette, un compost de déchets verts, et une tourbe blonde. Les deux composts ont des caractéristiques physiques et biochimiques très proches : ils sont riches en particules grossières, ont des

masses volumiques apparentes proches. Leurs teneurs en matière organique sont du même ordre de grandeur, et ils sont caractérisés par un niveau de stabilité faible.

Au contraire la tourbe est de texture fine, elle est très riche en une matière organique très stable.

Ces matières organiques ont été incorporées à hauteur de 20 ou 40% en volume dans la terre végétale, et les mélanges ont été soumis aux conditions climatiques naturelles pendant deux ans.

Les résultats obtenus nous permettent de distinguer le comportement des composts de celui de la tourbe.

L'évolution de la matière organique des composts au cours du temps peut être segmentée en deux phases : au cours de la première année, la fragmentation physique est importante, et l'évolution de la composition biochimique est marquée par une dégradation des fractions cellulosiques et ligneuses, tandis que la teneur en composés solubles augmente. Cette augmentation est très forte dans les fractions granulométriques les plus fines. Par ailleurs on mesure une diminution du potentiel de minéralisation. La deuxième année la fragmentation physique ralentit et la composition biochimique de la matière organique ne change presque plus. Les potentiels de minéralisation mesurés en fin de première et de deuxième année sont similaires.

L'évolution de la matière organique de la tourbe est différente : il y a peu de fragmentation physique au cours du temps. La composition biochimique évolue de façon continue durant la première et la deuxième année. Elle est marquée par une augmentation de la fraction soluble. Le potentiel de minéralisation des mélanges est faible mais marqué par une reprise en fin de première année, à l'inverse de ce qu'on mesure pour les composts. La matière organique de la tourbe semble donc être marquée par une perte de stabilité de sa matière organique et un niveau de dégradabilité qui augmente au cours du temps.

La décomposition de la matière organique **des composts** s'accompagne de **modifications au niveau de la structure** des mélanges. Ceux-ci sont mis en évidence par l'analyse d'image qui montre une réorganisation de l'espace poral avec l'apparition d'une macroporosité importante. Les mesures de stabilité structurale montrent que la cohésion des agrégats augmente au cours du temps. La matière organique des composts permet donc de construire une structure à partir de matériaux (terre végétale et compost) peu ou pas structurés.

La structuration mesurée se répercute au niveau des propriétés hydriques des mélanges : on mesure une augmentation de la rétention d'eau, ainsi qu'une amélioration de la conductivité hydraulique à saturation.

Pour les mélanges à base **de tourbe** on ne mesure pas de réorganisation de l'espace poral ni d'amélioration de la stabilité structurale. La matière organique est stockée dans l'espace poral de la terre végétale. La masse volumique des mélanges augmente au cours du temps sans réagencement des particules de terre végétale et de matière organique entre elles, traduisant le tassement des mélanges.

La capacité de rétention d'eau augmente par rapport au témoin, mais diminue dans le temps sauf pour les potentiels les plus faibles. La conductivité hydraulique à saturation n'est pas améliorée.

Limites et perspectives

Les mesures ont été faites à une échelle macroscopique. Elles permettent de mettre en évidence un certain nombre de mécanismes de la dégradation de la matière organique, et dans la structuration des mélanges. Nous avons souvent relié ces résultats à **l'activité biologique** des mélanges, mais nous n'avons que des mesures indirectes de cette activité. Par ailleurs pour les mélanges à base de tourbe, nous avons observé une reprise de minéralisation au cours du temps. Celle-ci pourrait être liée à une adaptation des populations microbiennes.

Afin de mieux comprendre les mécanismes de décomposition de la matière organique en conditions réelles, il semble essentiel de mesurer directement l'activité biologique dans ces sols, et d'étudier le type de populations microbiennes intervenant dans les processus.

Nous montrons que les composts sont des matières organiques bien adaptées aux objectifs agronomiques de la reconstitution de sol, et que malgré la dégradation de la matière organique :

- une macroporosité se crée, permettant un drainage rapide, même si la porosité totale diminue,
- Les propriétés de rétention d'eau sont bonnes, et assurent une réserve en eau pour le développement racinaire,
- La structuration du mélange semble stable, au moins à moyen terme.

On constate que les résultats les plus intéressants en terme de structuration des mélanges sont obtenus pour les **doses de compost** les plus élevées. On peut se demander si une dose supérieure (de 50 – 60% en volume par exemple) donnerait des résultats meilleurs ou si, au contraire, elle provoquerait une inhibition de l'activité biologique (immobilisation d'azote par exemple), conduisant ainsi à une absence de structuration ou à une dégradation de la structure existante.

Le **modèle d'évolution** de la matière organique développé a été ajusté dans des conditions réelles et des conditions contrôlées. Nous montrons qu'il est possible de décrire la dégradation – d'un point de vue quantitatif – de la matière organique avec les mêmes coefficients dans ces conditions différentes, par le biais de lois d'action de température.

Ce modèle peut être utilisé pour prédire les teneurs en matière organique à long terme dans le sol reconstitué. Il peut être intéressant de le tester selon des scénarii de modifications du climat, notamment dans des cas de réchauffement climatiques, pour évaluer la capacité de stockage du carbone dans le sol.

Mais dans la mesure où les mélanges réalisés sont destinés à accueillir des plantations, il serait intéressant d'inclure l'effet d'une plantation sur les conditions environnementales du sol : effet d'ombre et baisse locale de la température, cycles de dessiccation / réhumectation.

Les sols reconstitués sont destinés à être plantés : la **plantation** a lieu en général dans les jours qui suivent la mise en place du sol. La structuration du mélange, qui constitue la couche superficielle du sol reconstitué, se fait donc en même temps que le développement racinaire, il y a donc d'autres interactions qui se mettent en place. On peut supposer que :

- La présence physique de racines (dans le cas d'une plantation en racines nues) peut favoriser le maintien d'une porosité assez élevée,
- Les sécrétions racinaires contribuent à augmenter l'activité biologique des mélanges, et sont aussi une source de structuration des mélanges,
- Il y a une compétition pour les ressources du milieu, notamment pour l'azote,
- L'arbre absorbe beaucoup d'eau, et cela contribue à créer des cycles de dessiccation / réhumectation qui peuvent aussi avoir un rôle de structuration.

Nous avons montré que la majeure partie de l'évolution de la matière organique, ainsi que les mécanismes de structuration se mettent en place pendant la première année. Le brassage des constituants des mélanges a contribué à stimuler l'activité biologique, il est donc

probable que beaucoup de mécanismes se mettent en place dès les premières semaines qui suivent l'incorporation. Il serait intéressant d'analyser plus en détail l'évolution de la matière organique et de la structuration pendant la première année, surtout pendant les premiers mois qui suivent la mise en place du sol reconstitué.

Pendant les deux ans au cours desquels nous avons suivi l'évolution des mélanges, il n'a pas été possible d'observer la différenciation de nouveaux horizons par rapport aux deux horizons initiaux, néanmoins la création de structure dans le premier horizon est déjà un **premier mécanisme de pédogenèse**. Il reste une série de sols reconstitués sur le site expérimental qui seront prélevés dans deux ans, et qui pourraient permettre d'observer une différenciation en horizons.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Abiven, S.. 2004. Relations entre caractéristiques des matières organiques apportées, dynamique de leur décomposition et évolution de la stabilité structurale du sol. Rennes, Agrocampus. 262p.
- ADEME. 2006. Les déchets en chiffres. 12p.
- AFNOR. 1981. Norme NF U44-051. Amendements organiques. Dénominations et spécifications.
- AFNOR. 2002. Norme NF U44-095. Amendements organiques - Composts contenant des matières d'intérêt agronomique, issues du traitement des eaux.
- AFNOR. 2002. Norme NF U44-551. Supports de culture. Dénominations, spécifications, marquage.
- AFNOR. 2005. Norme NF X31-515. Qualité du sol - mesure de la stabilité d'agrégats de sols pour l'évaluation de la sensibilité à la battance et à l'érosion hydrique.
- AFNOR. 2006. Norme NF U44-051. Amendements organiques. Dénominations, spécifications et marquage.
- Aggelides, S.M. & Londra, P.A.. 2000. Effects of compost produced from town wastes and sewage sludge on the physical properties of a loamy and a clay soil. *Bioresource Technology*, 71 : 253-259.
- Ågren, G.I. & Wetterstedt, J.Å.M.. 2007. What determines the temperature response of soil organic matter decomposition? *Soil Biology & Biochemistry*, 39 : 1794-1798.
- Aiken, G.R., McKnight, D.M., Wershaw, R.L. & MacCarthy, P.. 1985. An introduction to humic substances in soils, sediment, and water. In Aiken, G.R., McKnight, D.M., Wershaw, R.L. & MacCarthy, P. (eds), *Humic substances in soil, sediment and water : geochemistry, isolation and characterization*. Wiley, USA. 692p.
- Alexander, R.. 2001. Compost utilization in landscapes. In Stoffelle, P.J. & Kahn, B.A. (eds), *Compost utilization in horticultural cropping systems* : 151-175.
- Andrews, J.A., Matamala, R., Westover, K.M. & Schlesinger, W.H.. 2000. Temperature effects on the diversity of soil heterotrophs and the $\delta^{13}\text{C}$ of soil-respired CO_2 . *Soil Biology & Biochemistry*, 32 : 699-706.
- Angers, D.A., Edwards, L.M., Sanderson, J.B. & Bissonnette, N.. 1999. Soil organic matter quality and aggregate stability under eight potato cropping sequences in a fine sandy loam of Prince Edward Island. *Canadian Journal of Soil Science*, 79 : 411-417.
- Angers, D.A. & Recous, S.. 1997. Decomposition of wheat straw and rye residues as affected by particle size. *Plant and Soil*, 189 : 197-203.
- Angers, D.A., Recous, S. & Aita, C.. 1997. Fate of carbon and nitrogen in water-stable aggregates during decomposition of $^{13}\text{C}^{15}\text{N}$ -labelled wheat straw in situ. *European Journal of Soil Science*, 48 : 295-300.
- Annabi, M.. 2005. Stabilisation de la structure d'un sol limoneux par des apports de composts d'origine urbaine: relation avec les caractéristiques de leur matière organique. Thèse de doctorat de l'INA-PG. 268p.

- Atallah, T., Andreux, F., Choné, T. & Gras, F.. 1995. Effect of storage and composting on the properties and degradability of cattle manure. *Agriculture, Ecosystems & Environment*, 54 : 203-213.
- Avnimelech, Y., Kochva, M., Yotal, Y. & Shkedy, D.. 1992. The use of compost as a soil amendment. In Balis, C., de Bertoldi, M., Ferrero, G.L., Maniow, V. & Kapetanios, E. (eds), *International Symposium on Compost Recycling of Wastes*, Athens, Greece. N°302 : 217-236.
- Bacholle, C., Leclerc, B. & Coppin, Y.. 2006. Utilisation des produits organiques en reconstitution de sol. *Inventaire des pratiques en France. Etat de l'art des connaissances liées aux impacts de ces pratiques*. ADEME, 135p.
- Baize, D. & Girard, M.C.. 1995. *Référentiel Pédologique*. INRA, Paris. 332p.
- Baize, D., Girard, M.C., Boulaine, J., Cheverry, C. & Ruelland, A.. 1995. Pourquoi un référentiel pédologique. In Baize, D. & Girard, M.-C. (eds), *Référentiel pédologique*. Paris, INRA, 9-23.
- Baize, D. & Rossignol, J.-P.. 1995. Anthrosols. In Baize, D. & Girard, M.-C. (eds), *Référentiel pédologique*. Paris, INRA, 95-98.
- Baldock, J.A.. 2002. Interactions of organic materials and microorganisms with minerals in the stabilization of soil structure. In Huang, P.M., Bollag, J.-M. & Senesi, N. (eds), *Interactions between soil particles and microorganisms. Impact on the terrestrial ecosystem*. John Wiley & Sons, Ltd, New York. 85-131.
- Balesdent, J., Chenu, C. & Baladane, M.. 2000. Relationship of soil organic matter dynamics to physical protection and tillage. *Soil & Tillage Research*, 53 : 215-230.
- Bancel, D.. 1988. *Aptitude des terres végétales à l'utilisation pour les espaces verts*. Angers, ENITAH. 60p.
- Barles, S., Breyse, D., Guillerme, A. & Laeyval, C.. 1999. *Le Sol Urbain*. Collection VILLES, Economica, Paris. 278p.
- Barral, M.T., Bujan, E., Devesa, R., Iglesias, M.L. & Velasco-Molina, M.. 2007. Comparison of the structural stability of pasture and cultivated soils. *Science of The Total Environment*, 378 : 174-178.
- Baumgartl, T.. 1998. Physical soil properties in specific fields of application especially in anthropogenic soils. *Soil & Tillage Research*, 47 : 51-59.
- Beek, J. & Frissel, M.J.. 1973. *Simulation of nitrogen behavior in soils*. Centre for Agricultural Publishing and Documentation. Wageningen, The Netherlands. 67p
- Beloso, M.C., Villar, M.C., Cabaneiro, A., Carballas, M., González-Pietro, S.J. & Carballas, T.. 1993. Carbon and nitrogen mineralization in an acid soil fertilized with composted urban refuses. *Bioresource Technology*, 45 : 123-129.
- Bernal, M.P., Sánchez-Monedero, M.A., Paredes, C. & Roig, A.. 1998. Carbon mineralization from organic wastes at different composting stages during their incubation with soil. *Agriculture, Ecosystems & Environment*, 69 : 175-189.
- Blair, N., Faulkner, R.D., Till, A.R., Korchens, M. & Schulz, E.. 2006. Long-term management impacts on soil C, N and physical fertility. Part II : Bad Lauchstadt static and extreme FYM experiments. *Soil & Tillage Research*, 91 : 39-47.

- Bruun, S., Stenberg, B., Breland, T.A., Gudmundsson, J., Henriksen, T.M., Jensen, L.S., Korsæth, A., Luxhøi, J., Palmason, A. & Salo, T.. 2005. Empirical predictions of plant material C and N mineralization patterns from near infrared spectroscopy, stepwise chemical digestion and C/N ratios. *Soil Biology & Biochemistry*, 37 : 2283-2296.
- Buczko, U., Bens, O., Fischer, H. & Hüttl, R.F.. 2002. Water repellency in sandy luvisols under different forest transformation stages in northeast Germany. *Geoderma*, 109 : 1-18.
- Bulletin Officiel N° 2000-3: annonce n° 20000105. 2000. Circulaire du 5 janvier 2000 relative à la nomenclature des installations classées pour la protection de l'environnement ; classement des installations de compostage et des points d'apport volontaire de déchets ménagers triés. Paris, MATE.
- Bulletin Officiel N° 1999-6 : annonce n° 19990316. 1999. Circulaire du 16 mars 1999 relative à la réglementation relative à l'épandage des boues de stations d'épuration urbaines. Paris, MATE.
- Bulletin Officiel N° 2001-7: Annonce n° 52. 2001. Circulaire du 28 juin 2001 relative à la gestion des déchets organiques. Paris, MATE.
- Bunt, A.C.. 1984. Physical properties of mixtures of peats and minerals of different particle size and bulk density for potting substrates. In Caballero, A. (ed), *International Symposium on Substrates in Horticulture other than Soils In Situ*. Barcelona, Spain. N°150 : 143-153.
- Busby, R.R., Allen, T.H. & Gebhart, D.L.. 2007. Carbon and nitrogen mineralization of non-composted and composted municipal solid waste in sandy soils. *Soil Biology & Biochemistry*, 39 : 1277-1283.
- Cabrera, M.L.. 1993. Modelling the flush of nitrogen mineralization caused by drying and rewetting soils. *Soil Science Society of America Journal*, 57 : 63-66.
- Cambardella, C.A. & Elliott, E.T.. 1993a. Methods for physical separation and characterization of soil organic matter fractions. *Geoderma*, 56 : 449-457.
- Cambardella, C.A. & Elliott, E.T.. 1993b. Carbon and nitrogen distribution in aggregates from cultivated and native grassland soils. *Soil Science Society of America Journal*, 57 : 1071-1076.
- Carballas, M., Carballas, T. & Jacquin, F.. 1979. Biodegradation and humification of organic matter in humiferous atlantic soils.. *Anales de Edafología y Agrobiología*, 38 : 1699-1717.
- Celik, I., Ortas, I. & Kilic, S.. 2004. Effects of compost, mycorrhiza, manure and fertilizer on some physical properties of a Chromoxerert soil. *Soil & Tillage Research*, 78 : 59-67.
- Chefetz, B., Tarchitzky, J., Deshmukh, A.P., Hatcher, P.G. & Chen, Y.. 2002. Structural characterization of soil organic matter and humic acids in particle-size fractions of an agricultural soil. *Soil Science Society of America Journal*, 66 : 129-141.
- Chenu, C.. 1989. Influence of fungal polysaccharide, scleroglucan, on clay microstructures. *Soil Biology & Biochemistry*, 21 : 299-305.
- Chenu, C.. 1995. Extracellular polysaccharides : an interface between microorganisms and soils constituents. In Huang, P.M., Berthelin, J., Bollag, J.-M. & McGill, W.B. (eds), *Environmental impacts of soil component interactions : land quality, natural and anthropogenic organics*, volume I. 464p.

- Chenu, C., Le Bissonnais, Y. & Arrouays, D.. 2000. Organic matter influence on clay wettability and soil aggregate stability. *Soil Science Society America Journal*, 64 : 1479-1486.
- Cheshire, M.V., Dumat, C., Fraser, A.R., Hilier, S. & Staunton, S.. 2000. The interaction between soil organic matter and soil clay minerals by selective removal and controlled addition of organic matter. *European Journal of Soil Science*, 51 : 497-509.
- Christensen, B.T.. 1986. Straw incorporation and soil organic matter in macro-aggregates and particle size separates. *Journal of Soil Science*, 37 : 125-135.
- Christensen, B.T.. 2001. Physical fractionation of soil and structural and functional complexity in organic matter turnover. *European Journal of Soil Science*, 52 : 345-353.
- Cookson, W. R., Cornforth, I.S. & Rowarth, J.S.. 2002. Winter soil temperature (2-15 °C) effects on nitrogen transformations in clover green manure amended or unamended soils; a laboratory and field study. *Soil Biology & Biochemistry*, 34 : 1401-1415.
- Coppens, F., Garnier, P., Findeling, A., Merckx, R. & Recous, S.. 2007. Decomposition of mulched versus incorporated crop residues: Modelling with PASTIS clarifies interactions between residue quality and location. *Soil Biology & Biochemistry*, 39 : 2339-2350.
- Coster, M. & Chermant, J.L.. 1989. Précis d'analyse d'images. Editions du CNRS, Paris. 576p.
- Craul, P.. 1992. Urban soil in landscape design. John Wiley & Sons, Ltd, New York. 396p.
- Dai, J., Xu, M., Chen, J., Yang, X. & Ke, Z.. 2007. PCDD/F, PAH and heavy metals in the sewage sludge from six wastewater treatment plants in Beijing, China. *Chemosphere*, 66 : 353-361.
- Damas, O.. 2004. Les mélanges terre-pierres à base de pouzzolane comme support de plantation des arbres d'alignement - Etude de leurs propriétés physiques. Angers, INH. 75p.
- Daunay, M.. 1999. La création de sols de plantation en mélange terre-pierres pour les arbres d'alignement, à travers l'exemple d'une réalisation faite par Viapark, à Nanterre (1998). Le sol, support de nos plantations, Livre blanc du colloque de l'UNEP, 2 juin 1999, Paris : 44-47.
- De Leij, F.A.A.M., Whipps, J.M. & Lynch, J.M.. 1993. The use of colony development for characterization of bacterial communities in soil and on roots. *Microbial Ecology*, 27 : 81-97.
- Degens, B.P., Sparling, G.P. & Abbott, L.K.. 1996. Increasing the length of hyphae in a sandy soil increases the amount of water-stable aggregates. *Applied Soil Ecology*, 3 : 149-159.
- Dekker, L.W. & Ritsema, C.J.. 1994. How water moves in a water repellent sandy soil. I. Potential and actual water repellency. *Water Resources Research*, 30 : 2507-2517.
- Derrien, D., Marol, C., Baladane, M. & Balesdent, J.. 2006. The turnover of carbohydrate carbon in a cultivated soil estimated by ¹³C natural abundances. *European Journal of Soil Science*, 57 : 547-557.
- Dexter, A.R.. 1988. Advances in characterization of soil structure. *Soil & Tillage Research*, 11 : 199-238.
- Díaz, E., Roldán, A., Lax, A. & Albaladejo, J.. 1994. Formation of stable aggregates in degraded soil by amendment with urban refuse and peat. *Geoderma*, 63 : 277-288.

- Dignac, M.-F., Houot, S., Francou, C., Derenne, S.. 2006. Pyrolytic study of compost and waste organic matter. *Organic Geochemistry*, 36 : 1054-1071.
- Dinel, H., Monreal, C.M. & Schnitzer, M.. 1998. Extractable lipids and organic matter status in two soil catenas as influenced by tillage. *Geoderma*, 86 : 279-293.
- Doerr, S.H., Shakesby, R.A. & Walsh, R.P.D.. 2000. Soil water repellency : its causes, characteristics and hydro-geomorphological significance. *Earth-Science reviews*, 51 : 33-65.
- Dorioz, J.M., Robert, M. & Chenu, C.. 1993. The role of roots, fungi and bacteria on clay particle organization. An experimental approach. *Geoderma*, 56 : 179-194.
- Duchaufour, Ph.. 1997. *Abrégé de Pédologie. Sol, végétation, environnement*. Masson, Paris. 291p.
- Durner, W.. 1994. Hydraulic conductivity estimation for soils with heterogeneous pore structure. *Water Resources Research*, 30 : 211-223.
- Dutt, G.R., Shaffer, M.J. & Moore, W.J.. 1972. Computer simulation model of dynamic biophysicochemical processes in soils. Technical Bulletin n°196, Arizona experimental station, university of Arizona, Tucson, AZ. 128p
- Edwards, A.P. & Bremner, J.M.. 1967. Dispersion of soil particles by sonic vibration. *Journal of Soil Science*, 18 : 47-63.
- Edwards, L., Burney, J.R., Richter, G. & MacRae, A.H.. 2000. Evaluation of compost and straw mulching on soil-loss characteristics in erosion plots of potatoes in Prince Edward Island, Canada. *Agriculture, Ecosystems & Environment*, 81 : 217-222.
- Ekschmitt, K., Liu, M., Vetter, S., Fox, O. & Wolters, V.. 2005. Strategies used by soil biota to overcome soil organic matter stability - why is dead organic matter left over in the soil? *Geoderma*, 128 : 167-176.
- Ellerbrock, R.H. & Kaiser, M.. 2005. Stability and composition of different soluble soil organic matter fractions - evidence from $\delta^{13}\text{C}$ and FTIR signatures. *Geoderma*, 128 : 28-37.
- Elliott, E.T.. 1986. Aggregate structure and carbon, nitrogen, and phosphorus in native and cultivated soils. *Soil Science Society of America Journal*, 50 : 627-633.
- Fang, C., Smith, P., Smith, J.U. & Moncrieff, J.B.. 2005. Incorporating microorganisms as decomposers into models to simulate soil organic matter decomposition. *Geoderma*, 129 : 139-146.
- Fangueiro, D., Chadwick, D., Dixon, L. & Bol, R.. 2007. Quantification of priming and CO₂ emission sources following the application of different slurry size fractions to a grassland soil. *Soil Biology & Biochemistry*, 39 : 2608-2620.
- Francou, C.. 2003. *Stabilisation de la matière organique au cours du compostage de déchets urbains : influence de la nature des déchets et du procédé de compostage - recherche d'indicateurs pertinents*. Thèse de doctorat de l'INA-PG. 288p.
- Franzluebbers, A.J., Haney, R.L., Honeycutt, C.W., Arshad, M.A., Schomberg, H.H. & Hons, F.M.. 2001. Climatic influences on active fractions of soil organic matter. *Soil Biology & Biochemistry*, 33 : 1103-1111.

- Franzluebbers, A.J., Hons, F.M. & Zuberer, D.A.. 1994. Seasonal changes in soil microbial biomass and mineralizable C and N in wheat management systems. *Soil Biology & Biochemistry*, 26 : 1469-1475.
- Franzluebbers, A.J., Hons, F.M. & Zuberer, D.A.. 1998. In situ and potential CO₂ evolution from a fluventic Ustochrept in southcentral Texas as affected by tillage and cropping intensity. *Soil & Tillage Research*, 47 : 303-308.
- Fruit, L., Recous, S. & Richard, G.. 1999. Plant residue decomposition : effect of soil porosity and particle size. In Berthelin, J., Huang, P.M., Bollag, J.-M. & Andreux, F. (eds), *Effect of mineral-organic microorganism interactions on soil and freshwater environments*. 396p.
- Fuentes, A., Lloréns, M., Sáez, J.M., Aguilar, I., Pérez-Marín, A.B., Ortuño, J.F. & Meseguer, V.F.. 2006. Ecotoxicity, phytotoxicity and extractability of heavy metals from different stabilised sewage sludges. *Environmental pollution*, 143 : 355-360.
- Garcia-Orenes, F., Guerrero, C., Mataix-Solera, J., Navarro-Pedreño, J., Gomez, I. & Mataix-Beneyto, J.. 2005. Factors controlling the aggregate stability and bulk density in two different degraded soils amended with biosolids. *Soil & Tillage Research*, 82 : 65-76.
- Garnier, P., Néel, C., Mary, B. & Lafolie, F.. 2001. Evaluation of a nitrogen transport and transformation model in a bare soil. *European Journal of Soil Science*, 52 : 253-268.
- Giammanco, S., Parello, F., Gambardella, B., Schifano, R., Pizzullo, S. & Galante, G.. 2007. Focused and diffuse effluxes of CO₂ from mud volcanoes and mofettes south of Mt. Etna (Italy). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 165 : 46-63.
- Gleixner, G., Poirier, N., Bol, R. & Balesdent, J.. 2002. Molecular dynamics of organic matter in a cultivated soil. *Organic Geochemistry*, 33 : 357-366.
- Goebel, M.-O., Bachmann, J., Woche, S.K., Fischer, W.R.. 2005. Soil wettability, aggregate stability, and the decomposition of soil organic matter. *Geoderma*, 128 : 80-93.
- Golchin, A., Oades, J.M., Skjemstad, J.O. & Clarke, P.. 1994. Soil Structure and carbon cycling. *Australian Journal of Soil Research*, 32 : 1043-1068.
- Grandy, A.S., Porter, G.A. & Erich, M.S.. 2002. Organic amendment and rotation crop effects on the recovery of soil organic matter and aggregation in potato cropping systems. *Soil Science Society of America Journal*, 66 : 1311-1319.
- Greenland, D.J., Lindstrom, G.R. & Quirck, J.P.. 1961. Organic materials which stabilize natural soil aggregates. *Soil Science Society of America Proceedings*, 26 : 366-371.
- Gregorich, E.G., Kachanoski, R.G., Voroney, R.P.. 1989. Carbon mineralization in soil size fractions after various amounts of aggregate disruption. *Journal of Soil Science*, 40 : 649-659.
- Gregorich, E.G., Rochette, P., Hopkins, D.W., McKim, U.F. & St-Georges, P.. 2006. Tillage-induced environmental conditions in soil and substrate limitation determine biogenic gas production. *Soil Biology & Biochemistry*, 38 : 2614-2628.
- Guckert, A., Chone, T. & Jacquin, F.. 1975. Microflore et stabilité structurale des sols. *Revue d'écologie et de biologie du sol*, 12 : 211-223.
- Guerrero, C., Gómez, I., Mataix-Solera, J., Moral, R., Mataix-Beneyto, J. & Hernández, M.T.. 2000. Effect of solid waste compost on microbiological and physical properties of a burnt forest soil in field experiment. *Biology and Fertility of Soils*, 32 : 410-414.

- Guggenberger, G. & Zech, W.. 1999. Soil organic matter composition under primary forest, pasture, and secondary forest succession, Region Huetar Norte, Costa Rica. *Forest Ecology and Management*, 124 : 93-104.
- Guggenberger, G., Zech, W. & Thomas, R.J.. 1995. Lignin and carbohydrate alteration in particle-size separates of an Oxisol under tropical pastures following native savanna.. *Soil Biology & Biochemistry*, 27 : 1629-1638.
- Guidi, G. & Poggio, G.. 1987. Some effects of compost on soil physical properties. In De Bertoldi (ed), *Compost: Production, Quality and Use* : 577-583.
- Hadas, A. & Portnoy, R.. 1997. Rates of decomposition in soil and release of available nitrogen from cattle manure and municipal waste composts. *Compost Science & Utilization*, 5 : 48-54.
- Hallaire, V. & Cointepas, J.-P.. 1993. Caractérisation de la macroporosité d'un sol de verger par analyse d'image. *Agronomie*, 13 : 155-164.
- Hallaire, V. & Curmi, P.. 1994. Image analysis of pore space morphology in soil sections, in relation to water movement.. In Ringrose-Voase, A.J. & Humphreys, G.S. (eds), *Soil micromorphology : studies in management and genesis. Proceedings of the IXth International Working Meeting on soil micromorphology. Townsville, Australia. Developments in Soil Science*, 22 : 559 - 567.
- Hardin, P.J. & Jensen, R.R.. 2007. The effect of urban leaf area on summertime urban surface kinetic temperatures : A Terre Haute case study. *Urban Forestry & Urban Greening*, 6 : 63-72.
- Haynes, R.J.. 2000. Interactions between soil organic matter status, cropping history, method of quantification and sample pretreatment and their effects on measured aggregate stability. *Biology and Fertility of Soils*, 30 : 270-275.
- Haynes, R.J. & Tregurtha, R.. 1999. Effects of increasing periods under intensive arable vegetable production on biological, chemical and physical indices of soil quality. *Biology and Fertility of Soils*, 30 : 259-266.
- Hénin, S. & Dupuis, M.. 1945. Essai de bilan de la matière organique. *Annales Agronomiques*, 15 : 161-172.
- Hénin, S., Monnier, G. & Combeau, A.. 1958. Méthodes pour l'étude de la stabilité structurale des sols. *Annales Agronomiques*, 9 : 73-92.
- Hénin, S., Monnier, G. & Turc, L.. 1959. Un aspect de la dynamique des matières organiques du sol. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, 248 : 138-141.
- Henriksen, T.M. & Breland, T.A.. 1999a. Nitrogen availability effects on carbon mineralization, fungal and bacterial growth, and enzyme activities during decomposition of wheat straw in soil. *Soil Biology & Biochemistry*, 31 : 1121-1134.
- Henriksen, T.M. & Breland, T.A.. 1999b. Evaluation of criteria for describing crop residue degradability in a model of carbon and nitrogen turnover in soil. *Soil Biology & Biochemistry*, 31 : 1135-1149.
- Henriksen, T.M. & Breland, T.A.. 2002. Carbon mineralization, fungal and bacterial growth, and enzymes activities as affected by contact between crop residues and soil. *Biology and Fertility of Soils*, 35 : 41-48.

- Hernandez, T., Masciandaro, G., Moreno, J.I. & Garcia, C.. 2006. Changes in organic matter composition during composting of two digested sewage sludges. *Waste Management*, 26 : 1370-1376.
- Hopkins, D.W., Sparrow, A.D., Elberling, B., Gregorich, E.G., Novis, P.M., Greenfield, L.G. & Tilston, E.L.. 2006. Carbon, nitrogen and temperature controls on microbial activity in soils from an Antarctic dry valley. *Soil Biology & Biochemistry*, 38 : 3130-3140.
- Houot, S., Clergeot, D., Michelin, J., Francou, C., Bourgeois, S., Caria, G. & Ciesielski, H.. 2002. Agronomic value and environmental impacts of urban composts used in agriculture. In Insam, H., Riddech, N. & Klammer, S. (eds), *Microbiology of composting*. Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg. 632p.
- Huang, G.F., Wu, Q.T., Wong, J.W.C. & Nagar, B.B.. 2006. Transformation of organic matter during co-composting of pig manure with sawdust. *Bioresource Technology*, 97 : 1834-1842.
- Huinink, J.Th.M.. 1998. Soil quality requirements for use in urban environments. *Soil & Tillage Research*, 47 : 157-162.
- Impens, R.A.. 1999. Life conditions and stress for urban trees, example of Brussels city. In Lemattre, M., Lemattre, P. & Lemaire, F. (eds), *International Symposium on Urban Tree Health*. Paris, France. N°496 : 301-307.
- Ingham, R.E., Trofymow, J.A., Ingham, E.R. & Coleman, D.C.. 1985. Interactions of bacteria, fungi and their nematode grazers : effects on nutrient cycling and plant growth.. *Ecological Monographs*, 55 : 119-140
- ISO. 1995. Norme ISO 10694. Qualité du sol - dosage du carbone organique et du carbone total après combustion sèche (analyse élémentaire).
- ISO. 1998. Norme ISO 11274. Qualité du sol - détermination de la caractéristique de la rétention en eau (méthodes de laboratoire).
- Jackson, L.E., Calderon, F.J., Steenwerth, K.L., Scow, K.M. & Rolston, D.E.. 2003. Responses of soil microbial processes and community structure to tillage events and implications for soil quality. *Geoderma*, 114 : 305-317.
- Jastrow, J. D.. 1996. Soil aggregate formation and the accrual of particulate and mineral-associated organic matter. *Soil Biology & Biochemistry*, 28 : 665-676.
- Jenkinson, D.S.. 1977. Studies of the decomposition of plant material in soil. IV. The effect of rate of decomposition. *Journal of Soil Science*, 28 : 417-423.
- Jenkinson, D.S. & Rayner, J.H.. 1977. The turnover of the soil organic matter in some of the Rothamsted classical experiments. *Soil Science*, 123 : 298-303.
- Jex, G.W., Bleakley, B.H., Hubbel, D.H. & Munro, L.L.. 1985. High humidity-induced increase in water-repellency in some sandy soils. *Soil Science Society of America Journal*, 49 : 1177-1182.
- Jim, C.Y.. 1998. Urban soil characteristics and limitations for landscape planting in Hong Kong. *Landscape and Urban Planning*, 40 : 235-249.
- Jones, D.L. & Murphy, D.V.. 2007. Microbial response time to sugar and amino acid additions to soil. *Soil Biology & Biochemistry*, 39 : 2178-2182.

- Journal Officiel des Communautés européennes – L.182 du 16 juillet 1999. 1999. Directive 1999/31/CE du conseil du 26 avril 1999 concernant la mise en décharge des déchets. Bruxelles.
- Journal Officiel n°162 du 14 juillet 1992-page 9461. 1992. Loi n°92-646 du 13 juillet 1992 relative à l'élimination des déchets ainsi qu'aux installations classées pour la protection de l'environnement.
- Kalbitz, K. & Geyer, S.. 2002. Different effects of peat degradation on dissolved organic carbon and nitrogen. *Organic Geochemistry*, 33 : 319-326.
- Kalbitz, K., Kaiser, K., Bargholz, J. & Dardenne, P.. 2006. Lignin degradation controls the production of dissolved organic matter in decomposing foliar litter. *European Journal of Soil Science*, 57 : 504-516.
- Kapanen, A., Stephen, J.R., Bruggemann, J., Kiviranta, A., White, D.C. & Itavaara, M.. 2007. Diethyl phthalate in compost: Ecotoxicological effects and response of the microbial community. *Chemosphere*, 67 : 2201-2209.
- Kätterer, T. & Andren, O.. 2001. The ICBM family of analytically solved models of soil carbon, nitrogen and microbial biomass dynamics - descriptions and application examples. *Ecological Modelling*, 136 : 191-207.
- Kersebaum, K.C.. 1989. Die Simulation der Stickstoffdynamik von Ackerböden. Ph.D. Thesis, Hannover University.141p.
- Khaleel, R., Reddy, K.R. & Overcash, M.R.. 1981. Changes in soil physical properties due to organic waste applications: a review. *Journal of Environmental Quality*, 10 : 133-141.
- Kirschbaum, M.U.F.. 1995. The temperature dependence of soil organic matter decomposition, and the effect of global warming on soil organic C storage. *Soil Biology & Biochemistry*, 27 : 753-760.
- Knicker, H. & Hatcher, P.G.. 1997. Survival of protein in an organic-rich sediment. Possible protection by encapsulation in organic matter. *Naturwissenschaften*, 84 : 231-234.
- Kögel-Knabner, I. 1997. ¹³C and ¹⁵N NMR spectroscopy as a tool in soil organic matter studies. *Geoderma*, 80 : 243-270.
- Kögel-Knabner, I.. 2002. The macromolecular organic composition of plant and microbial residues as inputs to soil organic matter. *Soil Biology & Biochemistry*, 34 : 139-162.
- Kribaa, M., Hallaire, V., Curmi, P. & Lahmar, R.. 2001. Effect of various cultivation methods on the structure and hydraulic properties of a soil in a semi-arid climate. *Soil & Tillage Research*, 60 : 43-53.
- Kristensen, H.L., Deboz, K. & McCarthy, G.W.. 2003. Short-term effects of tillage on mineralization of nitrogen and carbon in soil. *Soil Biology & Biochemistry*, 35 : 979-986.
- Krull, E.S., Baldock, J.A. & Skjemstad, J.O.. 2003. Importance of mechanisms and processes of the stabilisation of soil organic matter for modelling carbon turnover. *Functional Plant Biology*, 30 : 207-222.
- Laiho, R.. 2006. Decomposition in peatlands : reconciling seemingly contrasting results on the impacts of lowered water levels. *Soil Biology & Biochemistry*, 38 : 2011-2024.
- Lamandé, M., Hallaire, V., Curmi, P., Pérès, G. & Cluzeau, D.. 2003. Changes of pore morphology, infiltration and earthworm community in a loamy soil under different agricultural managements. *Catena*, 54 : 637-649.

- Lampurlanés, J. & Cantero-Martínez, C.. 2006. Hydraulic conductivity, residue cover and soil surface roughness under different tillage systems in semiarid conditions. *Soil & Tillage Research*, 85 : 13-26.
- Lasaridi, K.E. & Stentiford, E.I.. 1998. A simple respirometric technique for assessing compost stability. *Water Research*, 32 : 3717-3723.
- Le Bissonnais, Y.. 1989. Analyse des processus de microfissuration des agrégats à l'humectation. *Science du sol*, 27 : 187-199.
- Le Bissonnais, Y.. 1996. Aggregate stability and assessment of soil crustability and erodibility. I. Theory and methodology. *European Journal of Soil Science*, 47 : 425-437.
- Le Bissonnais, Y. & Arrouays, D.. 1997. Aggregate stability and assessment of soil crustability and erodibility. II. Application to humic loamy soils with various organic carbon contents. *European Journal of Soil Science*, 48 : 39-48.
- Le Bissonnais, Y., Renaux, B. & Delouche, H.. 1995. Interactions between soil properties and moisture content in crust formation, runoff and interill erosion from tilled loess soils. *Catena*, 25 : 33-46.
- Le Villio, M., Arrouays, D., Deslais, W., Daroussin, J., Le Bissonnais, Y. & Clergeot, D.. 2001. Estimation des quantités de matière organique exogène nécessaire pour restaurer et entretenir les sols limoneux français à un niveau organique donné. *Etude et Gestion des Sols*, 8 : 47-63.
- Leclerc, B.. 2001. Guide des matières organiques. Editions Tehcniques de l'ITAB. 96p.
- Lemaire, F. & Rossignol, J.-P.. 1999. Stress factors related to urban soils. In Lemattre, M., Lemattre, P. & Lemaire, F. (eds), *International Symposium on Urban Tree Health*. Paris, France. : 496 : 347-351.
- Letey, J., Osborn, J. & Pelishek, R.E.. 1962. Measurement of liquid-solid contact angles in soil and sands. *Soil Science*, 93 : 149-163.
- Linères, M. & Djakovitch, J.L.. 1993. Caractérisation de la stabilité biologique des apports organiques par l'analyse biochimique. In Decroux, J. & Ignazi, J.C. (eds), *Quatrièmes journées de l'analyse de terre - Cinquième forum de la fertilisation raisonnée*. Blois. 178p.
- Loveland, P. & Webb, J.. 2003. Is there a critical level of organic matter in the agricultural soils of temperate regions: a review. *Soil & Tillage Research*, 70 : 1-18.
- Lützw, M.V., Kögel-Knabner, I., Ekschmitt, K., Matzner, E., Guggenberger, G., Marschner, B. & Flessa, H.. 2006. Stabilization of organic matter in temperate soils: mechanisms and their relevance under different soil conditions - a review. *European Journal of Soil Science*, 57 : 426-445.
- Lynch, J.M.. 1990. *The Rhizosphere*. John Wiley & Sons, Ltd, New York. 458p.
- Lyr, H. & Hoffmann, G.. 1967. Growth rates and growth periodicity of tree roots. *International review of Forestry Research*, 2 : 181-236.
- MacCarthy, P.. 2001. The principles of humic substances. *Soil Science*, 166 : 738-751.
- Manzoni, S. & Porporato, A.. 2007. A theoretical analysis of nonlinearities and feedbacks in soil carbon and nitrogen cycles. *Soil Biology & Biochemistry*, 39 : 1542-1556.
- Marié, X. & Rossignol, J.-P.. 1999. The "reconstituted anthropic soils" for landscaped areas. In Lemattre, M., Lemattre, P. & Lemaire, F. (eds), *International Symposium on Urban Tree Health*. Paris, France. N°496 : 361-367.

- Marinari, S., Masciandaro, G., Ceccanti, B. & Grego, S.. 2000. Influence of organic and mineral fertilisers on soil biological and physical properties. *Bioresource Technology*, 72 : 9-17.
- Martens, D.A.. 2000. Plant residue biochemistry regulates soil carbon cycling and carbon sequestration. *Soil Biology & Biochemistry*, 32 : 361-369.
- McCoy, E.L.. 1998. Sand and organic amendment influences on soil physical properties related to turf establishment. *Agronomy Journal*, 90 : 411-419.
- Mendoza, J., Garrido, T., Castillo, G. & San Martin, N.. 2006. Metal availability and uptake by sorghum plants grown in soils amended with sludge from different treatments. *Chemosphere*, 65 : 2304-2312.
- Miller, A.E., Schimel, J.P., Meixner, T., Sickman, J.O. & Melack, J.M.. 2005. Episodic rewetting enhances carbon and nitrogen release from chaparral soils. *Soil Biology & Biochemistry*, 37 : 2195-2204.
- Molina, J.A.E., Clapp, C.E., Shaffer, M.J., Chichester, F.W. & Larson, W.E.. 1983. NCSOIL, a model of nitrogen and carbon transformations in soil : description, calibration, and behavior. *Soil Science Society of America Journal*, 47 : 85-91.
- Monnier, G.. 1965. Action des matières organiques sur la stabilité structurale des sols.. *Annales Agronomiques*, 16 : 327-400.
- Monnier, G., Stengel, P. & Fies, J.C.. 1973. Une méthode de mesure de la densité apparente de petits agglomérats terreux. Application à l'analyse des systèmes de porosité du sol. *Annales Agronomiques*, 24 : 533-545.
- Moret, D. Arrúe, J.L.. 2007. Dynamics of soil hydraulic properties during fallow as affected by tillage. *Soil & Tillage Research*, 96 : 103-113.
- Musy, A. & Soutter, M.. 1991. *Physique du sol*. Presses polytechniques et universitaires romandes, Lausanne : 355p.
- Naasz, R.. 2005. Flux couplés d'eau et d'oxygène dans les supports de culture organiques: analyse et modélisation. Thèse de doctorat de l'Université d'Angers. 367p.
- Nicolardot, B., Parnaudeau, V., Générmont, S., Morvan, T., Hénault, C., Flura, D., Robert, P., Marcovecchio, F., Linères, M., Morel, C.. 2003. Disponibilité en azote des effluents urbains, agro-industriels et issus d'élevage. In Tercé, M. (ed), *Agriculture et épandage de déchets urbains et agro-industriels*. Les dossiers de l'environnement de l'INRA. Paris, INRA. N°25. 154p.
- Nierop, K.G.J., Pulleman, M.M. & Marinissen, J.C.Y.. 2001. Management induced organic matter differentiation in grassland and arable soil: a study using pyrolysis techniques. *Soil Biology & Biochemistry*, 33 : 755-764.
- Niewczas, J. & Witkowska-Walczak, B.. 2005. The soil aggregates stability index (ASI) and its extreme values. *Soil & Tillage Research*, 80 : 69-78.
- Niklasch, H. & Joergensen, R.G.. 2001. Decomposition of peat, biogenic municipal waste compost, and shrub/grass compost added in different rates to a silt loam. *Journal of Plant Nutrition and Soil Science*, 164 : 365-369.
- Nyamangara, J., Gotosa, J. & Mpofu, S.E.. 2001. Cattle manure effects on structural stability and water retention of a granitic sandy soil in Zimbabwe. *Soil & Tillage Research*, 62 : 157-162.

- Nyberg, L.. 1995. Water flow path interactions with soil hydraulic properties in till soil at Gårdsjön, Sweden. *Journal of Hydrology*, 170 : 255-275.
- Oades, J.M.. 1993. The role of biology in the formation, stabilization and degradation of soil structure. *Geoderma*, 56 : 377-400.
- Obi, M.E., Ebo, P.O.. 1994. The effects of organic and inorganic amendments on soil physical properties and maize production in a severely degraded sandy soil in southern Nigeria. *Bioresource Technology*, 51 : 117-123.
- Ohu, J.O., Raghavan, G.S.V. & McKyes, E.. 1985. Peatmoss effect on the physical and hydraulic characteristics of compacted soils. *American Society of Agricultural Engineers*, 28 : 420-424.
- Pansu, M.. 2006. Chimie du sol et modélisation du cycle du carbone et de l'azote. HDR, Université de Bourgogne. 170p.
- Pansu, M. & Sidi, H.. 1987. Cinétique d'humification et de minéralisation de mélanges sols-résidus végétaux. *Science du sol*, 25 : 247-265.
- Papatheodorou, E.M., Stamou, G.P. & Giannotaki, A.. 2004. Response of soil chemical and biological variables to small and large scale changes in climatic factors. *Pedobiologia*, 48 : 329-338.
- Parkin, T.B.. 1987. Soil microsites as a source of denitrification variability. *Soil Science Society of America Journal*, 51 : 1194-1199.
- Parnaudeau, V., Nicolardot, B., Robert, P., Alavoine, G., Pages, J. & Duchiron, F.. 2006. Organic matter characteristics of food processing industry wastewaters affecting their C and N mineralization in soil incubation. *Bioresource Technology*, 97 : 1284-1295.
- Parton, W.J., Persson, J. & Anderson, D.W.. 1983. Simulation of organic matter changes in Swedish soils. In Lauenroth, W.K., Skogerboe, G.V. & Flug, M. (eds), *Analysis of Ecological Systems : State-of-the-Art in Ecological Modelling*. Elsevier, Amsterdam : 511-516.
- Pascual, J.A., Hernandez, T., García, C. & Ayuso, M.. 1998. Enzymatic activities in an arid soil amended with urban organic wastes: Laboratory experiment. *Bioresource Technology*, 64 : 131-138.
- Piccolo, A. & Mbagwu, J.S.C.. 1999. Role of hydrophobic components of soil organic matter in soil aggregate stability. *Soil Science Society of America Journal*, 63 : 1801-1810.
- Puget, P.. 1997. Distribution spatiale des matières organiques à l'échelle des agrégats de sols limoneux cultivés. Conséquences sur la stabilité des agrégats et sur la biodégradation des matières organiques. Thèse de doctorat de l'Université de Paris XII. 188p.
- Puget, P., Angers, D.A. & Chenu, C.. 1999. Nature of carbohydrates associated with water-stable aggregates of two cultivated soils. *Soil Biology & Biochemistry*, 31 : 55-63.
- Puget, P., Chenu, C. & Balesdent, J.. 1995. Total and young organic matter distributions in aggregates of silty soils. *European Journal of Soil Science*, 46 : 449-459.
- Pulleman, M.M. & Marinissen, J.C.Y.. 2004. Physical protection of mineralizable C in aggregates from long-term pasture and arable soil. *Geoderma*, 120 : 273-282.
- Rasse, D.P., Dignac, M.-F., Bahri, H., Rumpel, C., Mariotti, A. & Chenu, C.. 2006. Lignin turnover in an agricultural field : from plant residues to soil-protected fractions. *European Journal of Soil Science*, 57 : 530-538.

- Ratkowsky, D.A., Olley, J., McMeekin, T.A. & Ball, A.. 1982. Relationship between temperature and growth rate of bacterial cultures. *Journal of Bacteriology*, 149 : 1-5.
- Rawls, W.J., Pachepsky, Y.A., Ritchie, J.C., Sobecki, T.M. & Bloodworth, H.. 2003. Effect of soil organic carbon on soil water retention. *Geoderma*, 116 : 61-76.
- Recous, S.. 1995. Réponse des matières organiques des sols aux changements atmosphériques globaux. II. Effet de la température sur la minéralisation d'un résidu végétal (maïs) et de la matière organique des sols. In Perrier, A. & Saugier, B. (eds), *Dossiers de l'Environnement de l'INRA*, Paris. N°8 : 81-86.
- Recous, S., Robin, D., Darwis, D. & Mary, B.. 1995. Soil inorganic N availability : effect on maize residue decomposition. *Soil Biology & Biochemistry*, 7 : 1529-1538.
- Richards, L.A.. 1941. A pressure-membrane extraction apparatus for soil solution. *Soil Science*, 51 : 377-386.
- Ringrose-Voase, A.J.. 1996. Measurement of soil macropore geometry by image analysis of sections through impregnated soil. *Plant and Soil*, 183 : 27-47.
- Riquet, A.-M.. 1979. Etude des constituants membranaires de divers produits végétaux destinés à l'alimentation animale. Signification et limites des principales méthodes de dosage. Thèse de doctorat de l'Université de Paris XI. 92p.
- Ritchie, J.T., Godwin, D.C. & Otter-Nacke, S.. 1986. CERES-Wheat : a simulation model of wheat growth and development, CERES model description.. Department of Crop and Soil Science, Michigan State University, East Lansing.
- Rodrigo, A., Recous, S., Néel, C. & Mary, B.. 1997. Modelling temperature and moisture effects on C-N transformations in soils: comparison of nine models. *Ecological Modelling*, 102 : 325-339.
- Ros, M., Klammer, S., Knapp, B., Aichberger, K. & Insam, H.. 2006. Long-term effects of compost amendment of soil on functional and structural diversity and microbial activity. *Soil Use and Management*, 22 : 209-218.
- Rossignol, J.-P.. 1999. Caractérisation des sols reconstitués. Le sol, support de nos plantations, Livre blanc du colloque de l'UNEP, 2 juin 1999, Paris : 36-39.
- Rumpel, C., Eusterhues, K. & Kögel-Knabner, I.. 2004. Location and chemical composition of stabilized organic carbon in topsoil and subsoil horizons of two acid forest soils. *Soil Biology & Biochemistry*, 36 : 177-190.
- Sahrawat, K.L.. 2004. Organic matter accumulation in submerged soils. *Advances in Agronomy*, 81 : 169-201.
- Sallih, Z. & Pansu, M.. 1993. Modelling of soil carbon forms after organic amendment under controlled conditions. *Soil Biology & Biochemistry*, 25 : 1755-1762.
- Schleuss, U., Wu, Q. & Blume, H.-P.. 1998. Variability of soils in urban and periurban areas in Northern Germany. *Catena*, 33 : 255-270.
- Schnitzer, M.. 1986. Binding of humic substances by soil mineral colloids. Huang, P.M. & Schnitzer, M. (eds), *Interactions of soils minerals with natural organics and microbes*. Soil Science Society of America Special Publication N 17. Madison, USA. 606p.
- Séгур, F.. 1997. Sciencil : les collectivités moteurs d'un partenariat de recherche appliquée sur l'arbre urbain. In Rivière, L.-M. (ed), *La plante dans la ville*, Angers, du 5 au 7 novembre 1996, INRA Éditions. 351p.

- Shaffer, M.J. & Ma, L.. 2001. Carbon and Nitrogen dynamics in upland soils. In Shaffer, M.J., Ma, L. & Hansen, S. (eds), Modeling carbon and nitrogen dynamics for soil management : 11-24.
- Shaffer, M.J., Ma, L. & Hansen, S.. 2001. Introduction to simulation of Carbon and Nitrogen dynamics in soils. In Shaffer, M.J., Ma, L. & Hansen, S. (eds), Modeling carbon and nitrogen dynamics for soil management : 1-10.
- Shakesby, R.A., Doerr, S.H. & Walsh, R.P.D.. 2000. The erosional impact of soil hydrophobicity : current problems and future research direction. *Journal of Hydrology*, 231-232 : 178-191.
- Singh, B. & Malhi, S.S.. 2006. Response of soil physical properties to tillage and residue management on two soils in a cool temperate environment. *Soil & Tillage Research*, 85 : 143-153.
- Six, J., Elliott, E.T. & Paustian, K.. 2000. Soil macroaggregate turnover and microaggregate formation : a mechanism for C sequestration under no-tillage agriculture. *Soil Biology & Biochemistry*, 32 : 2099-2103.
- Six, J., Elliott, E.T., Paustian, K. & Doran, J.W.. 1998. Aggregation and soil organic matter accumulation in cultivated and native grassland soils. *Soil Science Society of America Journal*, 62 : 1367-1377.
- Six, J., Feller, C., Deneff, K., Ogle, S.M., Moraes Sa, J.C. & Albrecht, A.. 2002. Soil organic matter, biota and aggregation in temperate and tropical soils - effects of no tillage. *Agronomie*, 22 : 755-775.
- Sleutel, S., De Neve, S., Prat Roibás, M.R. & Hofman, G.. 2005. The influence of model type and incubation time on the estimation of stable organic carbon in organic materials. *European Journal of Soil Science*, 56 : 505-514.
- Sorensen, L.H.. 1983. The influence of stress treatments on the microbial biomass and the rate of decomposition of humified matter in soils containing different amounts of clay. *Plant and Soil*, 75 : 107-119.
- Stabnikova, O., Goh, W.-K., Ding, H.-B., Tay, J.-H. & Wang, J.-Y.. 2005. The use of sewage sludge and horticultural waste to develop artificial soil for plant cultivation in Singapore. *Bioresource Technology*, 96 : 1073-1080.
- Stanford, G., Carter, J.N. & Smith, S.J.. 1974. Estimates of potentially mineralizable soil nitrogen based on short-term incubations. *Soil Science Society of America Proceedings*, 38 : 99-102.
- Stengel, P.. 1990. Caractérisation de l'état structural du sol. Objectif et méthodes. *La structure du sol et son évolution*, Laon, Paris, INRA. 15-36.
- Stevenson, F.J.. 1982. *Humus chemistry : genesis, composition, reactions*. Wiley, New York. 435p.
- Täumer, K., Stoffregen, H. & Wessolek, G.. 2005. Determination of repellency distribution using soil organic matter and water content. *Geoderma*, 125 : 107-115.
- Tejada, M. & Gonzalez, J.L.. 2003. Effects of the application of a compost originating from crushed cotton gin residues on wheat yield under dryland conditions. *European Journal of Agronomy*, 19 : 357-368.
- Tejada, M. & Gonzalez, J.L.. 2007. Influence of organic amendments on soil structure and soil loss under simulated rain. *Soil & Tillage Research*, 93 : 197-205.

- Thomas, Z., Ghazavi, G. & Michel, D.. 2007. Utilisation de mesures in situ et au laboratoire pour caractériser les chemins d'écoulements préférentiels dans le sol. 32ème Journées du GFHN, 21-22 novembre 2007, Nantes, France.
- Thuriès, L., Pansu, M., Feller, C., Herrmann, P. & Remy, J.-C.. 2001. Kinetics of added organic matter decomposition in a Mediterranean sandy soil. *Soil Biology & Biochemistry*, 33 : 997-1010.
- Thuriès, L., Pansu, M., Larré-Larrouy, M.C. & Feller, C.. 2002. Biochemical composition and mineralization kinetics of organic inputs in a sandy soil. *Soil Biology & Biochemistry*, 34 : 239-250.
- Tisdall, J.M. & Oades, J.M.. 1982. Organic matter and water-stable aggregates in soils. *Journal of Soil Science*, 33 : 141-163.
- Tuomela, M., Vikman, M., Hatakka, A. & Itävaara, M.. 2000. Biodegradation of lignin in a compost environment: a review. *Bioresource Technology*, 72 : 169-183.
- van Genuchten, M.Th.. 1980. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Science Society of America Journal*, 44 : 892-898.
- van Soest, P.J. & Wine, R.H.. 1967. Use of detergents in the analysis of fibrous feeds : IV. Determination of plant cell wall constituents. *Journal of Association of Official Analytical Chemists*, 50 : 50-55
- van Soest, P.J. & Wine, R.H.. 1968. Determination of lignin and cellulose in acid-detergent fiber with permanganate. *Journal of Association of Official Analytical Chemists*, 51 : 780-785.
- Van Woud't, B.D.. 1959. Particle coatings affecting the wettability of soils. *Journal of Geophysical Research*, 64 : 263-267.
- Vidal-Beaudet, L.. 1998. Organisation et fonctionnement hydrodynamique de mélanges limon argileux - tourbe blonde. Essais mécaniques sous chargements répétés. Thèse de doctorat de l'ENSAR, Rennes. 296p.
- Vogeler, I., Green, S.R., Mills, T. & Clothier, B.E.. 2006. Modelling nitrate and bromide leaching from sewage sludge. *Soil & Tillage Research*, 89 : 177-184.
- Waksman, S.A., Cordon, T.C. & Hulpoi, N.. 1939. Influence of temperature upon the microbiological population and decomposition processes in composts of stable manure. *Soil Science*, 47 : 83-98.
- Watson, C.L. & Letey, J.. 1970. Indices for characterizing soil-water repellency based upon contact angle-surface tension relationship. *Soil Science Society of America Proceedings*, 34 : 841-844.
- Widmer, T.L., Mitkowski, N.A. & Abawi, G.S.. 2002. Soil organic matter and management of plant parasitic nematodes. *Journal of Nematology*, 34 : 289-295.
- Williams, J.R. & Renard, K.G.. 1985. Assessment of soil erosion and crop productivity with process models (EPIC). Follett, R.F. & Stewart, B.A. (eds), *Soil erosion and crop productivity : American Society of Agronomy, Madison, WI*. 5 : 68-102.
- Yakovchenko, V.P., Sikora, L.J. & Millner, P.D.. 1998. Carbon and nitrogen mineralization of added particulate and macroorganic matter. *Soil Biology & Biochemistry*, 30 : 2139-2146.

- Yoder, R.E.. 1936. A direct method of aggregate analysis of soils and a study of the physical nature of erosion losses. *Journal of the American Society of Agronomy*, 28 : 337-351
- Yu, Z., Campbell, I.D., Vitt, D.H. & Apps, M.J.. 2001. Modelling long-term peatland dynamics. I. Concepts, review, and proposed design. *Ecological Modelling*, 145 : 197-210.
- Zaccone, C., Miano, T.M. & Shoty, W.. 2007. Qualitative comparison between raw peat and related humic acids in an ombrotrophic bog profile. *Organic Geochemistry*, 38 : 151-160.
- Zeytin, S. & Baran, A.. 2003. Influences of composted hazelnut husk on some physical properties of soils. *Bioresource Technology*, 88 : 241-244.
- Zhang, R. & van Genuchten, M.Th.. 1994. New models for unsaturated soil hydraulic properties. *Soil Science*, 158 : 77-85.
- Zisa, R.P., Halverson, H.G. & Stout, B.B.. 1980. Establishment and early growth of conifers on compact soils in urban areas. U.S. Department of Agriculture, Forest Service Research Paper NE-451. 10p.
- Zogg, G.P., Zak, D.R., Ringelberg, D.B., MacDonald, N.W., Pregitzer, K.S. & White, D.C.. 1997. Compositional and functional shifts in microbial communities due to soil warming. *Soil Science Society of America Journal*, 61 : 475-481.

ANNEXES

Annexe 1. Fiche des analyses physiques réalisées sur la tourbe par le producteur

ANALYSE PHYSIQUE SIMPLE		résultats exprimés sur	
DETERMINATIONS		sec	brut
Matière sèche	g/100g	/	40,5
Masse volumique apparente*	kg/L	0,08	0,2
Matière organique	g/kg	975	394
Porosité (NF EN 13 041)	mL/L		949
Capacité de rétention en air	mL/L		180
Capacité de rétention en eau à -1kPa*		961%	769 ml/l
Capacité de rétention en eau à -10kPa	mL/L		355
Disponibilité en eau	mL/L		415
Masse volumique réelle	10^3kg.m^{-3}	1,57	
Indice des vides			18,6

*à -1kPa, NF EN 13 041

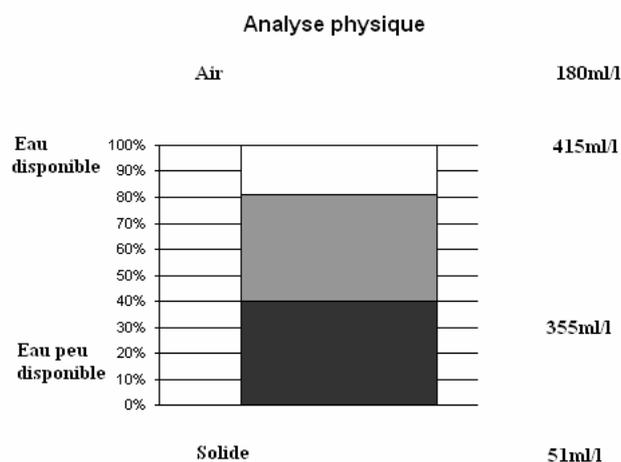


Figure A. 1. Réserves en eau de la tourbe blonde

ANALYSE CHIMIQUE EN EXTRAIT A L'EAU*

ANALYSE CHIMIQUE		résultats exprimés sur	
DETERMINATIONS		extrait	substrat
pH eau		4,25	4,25
Conductivité totale	CE mS/cm	0,06	?
Résistivité	Ohm.cm	17241	?

*Extraction 1/1,5 en volume, à la capacité de rétention d'eau. Les teneurs sont exprimées en mg/l d'eau du substrat.

Annexe 2. Plan du site expérimental

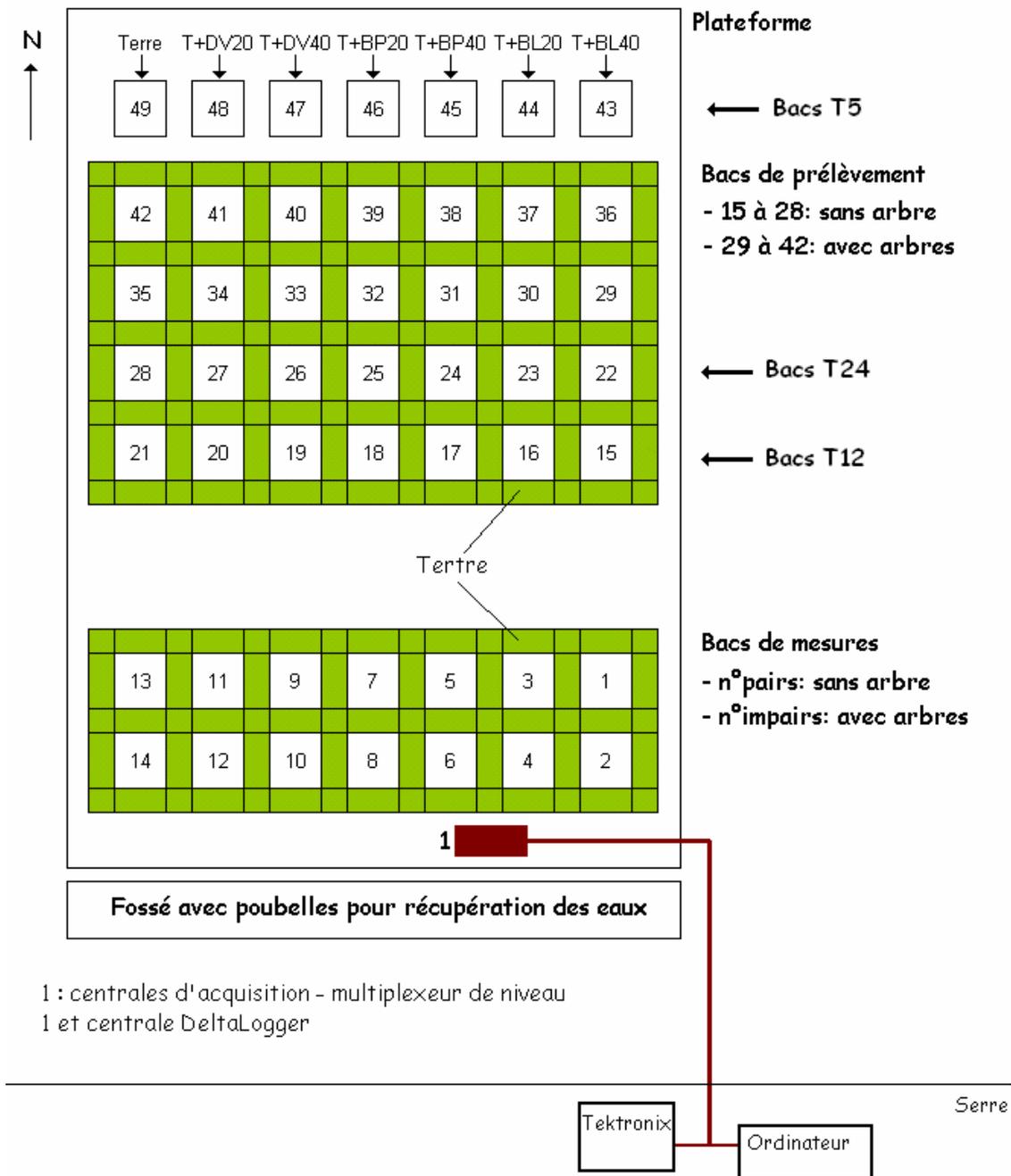


Figure A. 2. Plan du site expérimental

Notes

Une partie du site est plantée de charme houblon (*Ostrya carpinifolia*). Cette partie n'a pas été utilisée pour notre étude.

Les bacs N°1 à 14 sont équipés de différents capteurs (TDR, tensiomètres, sondes de température), non utilisé pour l'étude.

Annexe 3. Protocole de prélèvement des échantillons

Chaque échantillon prélevé se présente sous la forme d'un cylindre de 20cm de haut sur 10cm de diamètre. Afin de ne pas déstructurer le sol, les anneaux ont été enfoncés dans le sol, en utilisant une masse (dame de Proctor, 1,8kg) qui coulisse dans un fourreau de 30cm de hauteur. Le nombre de coups appliqués afin d'enfoncer le cylindre dépend du type de produit (Figure A. 3).

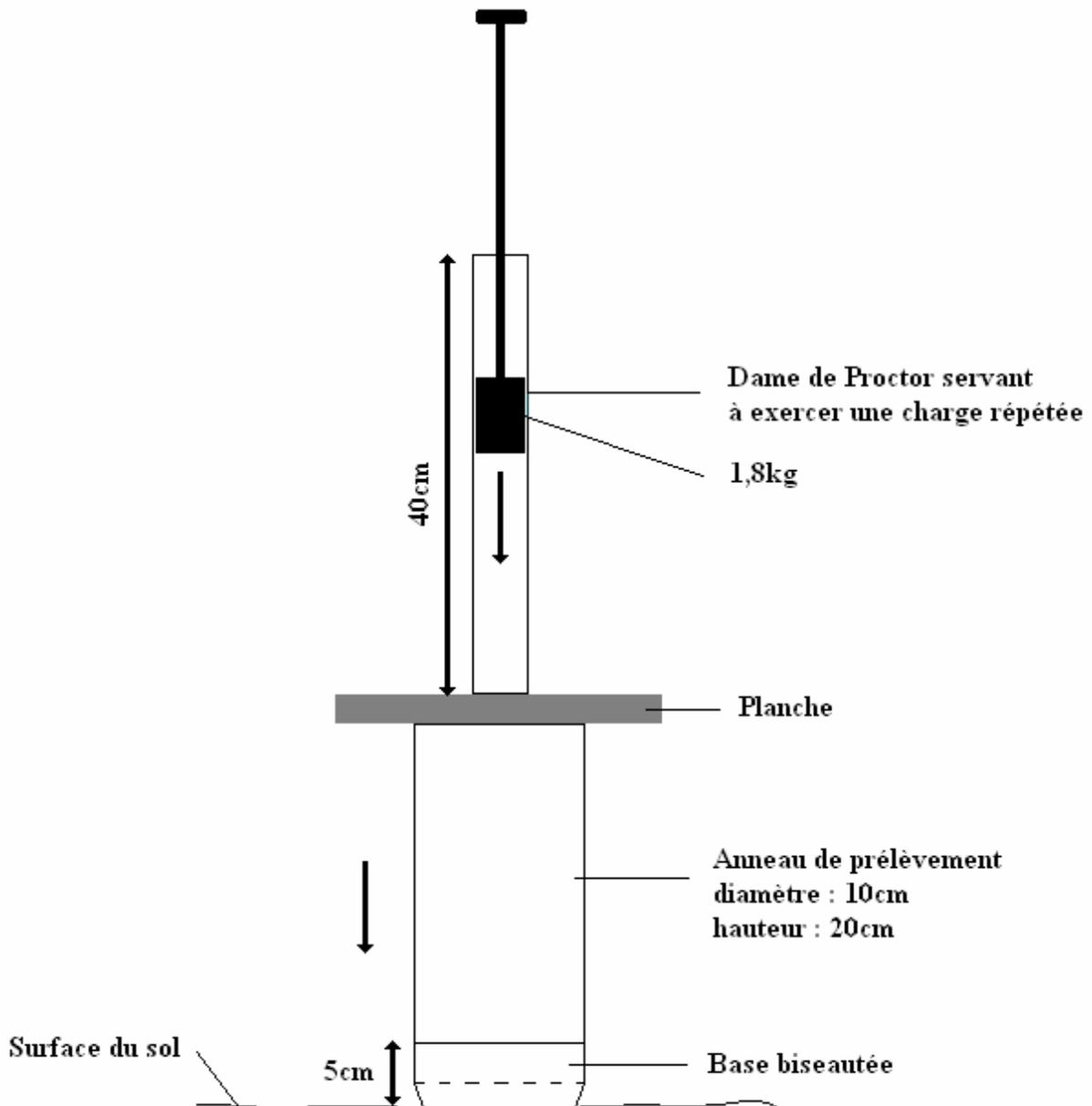
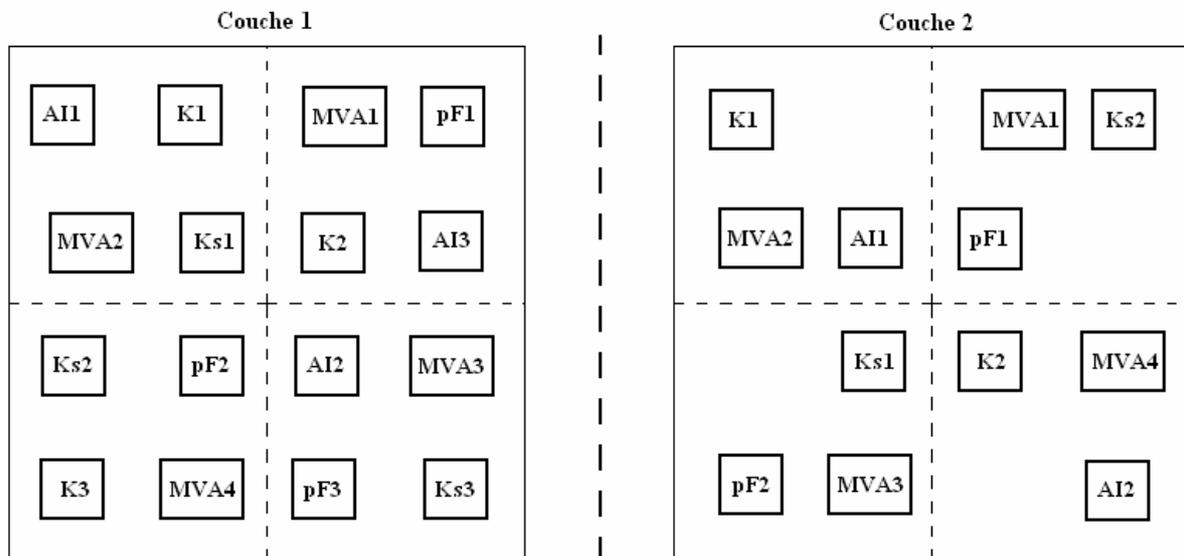


Figure A. 3. Méthode de prélèvement d'un échantillon

Une semaine avant chaque prélèvement, les massifs terreux ont été recouverts, afin d'éviter le risque d'une pluie dans les jours qui précèdent le prélèvement, et de laisser le temps aux sols de se ressuyer.

Avant d'enfoncer les anneaux, nous avons mesuré le retrait du sol par rapport au bord supérieur du bac plastique, puis commencé par faire les prélèvements de densité apparente.

Les anneaux ont ensuite été tous mis en place selon le schéma de la Figure A. 4.



AI : analyse d'image
 Ks : conductivité hydraulique à saturation
 pF : rétention d'eau
 MVA : masse volumique apparente
 K : conductivité hydraulique insaturée*

*analyse non réalisée

Figure A. 4. Plan de prélèvement des échantillons de sol

Ramenés au laboratoire, les bases des anneaux ont été coupées, sauf pour les échantillons destinés à l'analyse d'image. Ces bases, quand elles étaient de bonne qualité (anneaux remplis), ont pu servir de mesure de densité apparente en profondeur.

Des échantillons de sol non structuré ont également été prélevés, séchés à l'air puis conservés à l'abri de l'humidité, de l'air et de la lumière.

A T5 (mars 2005), nous avons prélevé des échantillons dans la couche 1, en évitant de prélever dans les 3 premiers centimètres. A T12 (novembre 2005) et T24 (novembre 2006), nous avons séparé la couche 1 en 2 parties : de 0 à 10cm, et de 10 à 20cm de profondeur.

Annexe 4. Protocole de fractionnement granulométrique

Il s'agit de localiser et quantifier la matière organique des différentes fractions granulométriques d'un sol, et de la séparer de la fraction minérale. Cette séparation s'effectue en deux temps. Tout d'abord, l'échantillon de sol est tamisé sous eau déminéralisée sur une colonne de six tamis: 2mm, 1mm, 0,5mm, 0,2mm, 0,1mm et 0,05mm. À ce stade, chaque fraction granulométrique est composée d'une partie minérale et d'une partie organique. Ensuite, la séparation de ces deux fractions se fait par flottaisons et remises en suspensions successives. La fraction inférieure à 0,05 mm, recueillie dans les eaux de tamisage, est récupérée par centrifugation et n'est pas fractionnée.

Principe de l'expérience résumé sur la Figure A. 5.

Matériel nécessaire

- Au moins 1kg d'échantillon (car peu de MO dans chaque fraction granulométrique)
- Balance de précision (à 0,001g)
- Flacon PE de 500 ml avec fermeture hermétique
- Cuiller pour la pesée
- 10 billes de verre (environ 5mm de diamètre)
- Éprouvette graduée de 500 ml
- Rampe d'agitation par retournement (Heidolph)
- Colonne de 6 tamis diamètre 200mm (ouverture 2 mm, 1mm, 0,5mm, 0,2mm, 0,1mm, 0,05mm)
- Fond de colonne
- Tamiseuse (FRITSCH, amplitude 6)
- Couvercle de tamisage sous eau avec buses de répartition d'eau
- Cuve à ultrasons pour tamis (Fischer Bioblock)
- Seau de 15 litres
- Pissette d'eau déminéralisée
- Boîtes aluminium 50 ml numérotées
- Pince à épiler
- Spatule
- Becher 500 ml
- Grille de filtration (retient fractions >0,5 mm)
- Petit tamis manuel (retient fractions >0,1 mm)
- Boîtes de Pétri en verre numérotées
- Seringues PE 20 ml + aiguille
- Centrifugeuse avec 4 godets 200 ml
- Étuve ventilée à 40°C
- Piluliers étanches 20 ml
- Pinceau

Préparation de l'échantillon

- Prélever entre 1 et 2 kg de sol
- Faire sécher à l'air en cassant les mottes à la main
- Mélanger l'échantillon afin qu'il soit homogène et qu'il puisse être séparé en plusieurs fractions de 100 grammes

Phase de tamisage

- Peser 100g d'échantillon dans un flacon de 500 mL minimum, auquel on ajoute 300 mL d'eau déminéralisée et 10 billes de verre. Le flacon fermé hermétiquement est agité 2 heures par retournement à 16 tours/min.
- Le contenu est transféré sur une colonne de 6 tamis. Il est tamisé sous eau déminéralisée, à l'aide d'une tamiseuse, pendant environ 10 minutes. A la base de la colonne de tamis, un tuyau d'évacuation permet de récolter l'eau du tamisage dans un seau de 15l.
- Le tamisage est stoppé lorsque l'eau en sortie de colonne devient claire.
- Les fractions granulométriques obtenues sur les 6 tamis sont récupérées dans des boîtes aluminium fermées, et dans lesquelles on ajoute de l'eau déminéralisée pour que l'échantillon ne sèche pas si la suite de l'expérimentation ne peut pas être faite immédiatement.
- Nettoyer les tamis entre chaque échantillon, en utilisant si besoin une cuve à ultrasons

Séparation des fractions minérales et organiques

La séparation fait uniquement appel à des procédés physiques: on procède par décantations et remises en suspension successives. La matière organique étant moins dense que les sables, la séparation peut être réalisée en récupérant l'eau surnageant: les particules organiques y sont contenues.

- Pour les fractions grossières (> à 0,5mm), remettre en suspension les particules organiques, et verser l'eau sur une grille placée sur un bécher. Rincer de nouveau le contenu de la boîte en aluminium, et vider l'eau au-dessus de la grille. Répéter l'opération jusqu'à ce que les différents rinçages ne permettent plus de récupérer de particules organiques.
- Pour les fractions fines, après avoir mélangé le contenu de la boîte en aluminium, aspirer l'eau avec une seringue munie d'une aiguille, en faisant attention à ne pas aspirer de sable. Poser l'aiguille à la verticale et laisser décanter les particules, puis éliminer l'eau. De la même façon que précédemment, recommencer l'opération.
- La fraction inférieure à 0,05mm est centrifugée à 4100tr/min, pendant 12min, afin d'éliminer l'eau.

Toutes les fractions récupérées sont alors mises à sécher dans des boîtes de Pétri, dans une étuve ventilée, à 40°C, puis elles sont pesées et conservées dans des piluliers étanches.

Note importante: afin de pouvoir faire des analyses ultérieures sur la fraction organique, il est indispensable d'avoir une quantité suffisante de la fraction organique dans chaque fraction granulométrique. C'est pourquoi nous avons tamisé 1kg de chaque échantillon de sol, en dix fois 100g.

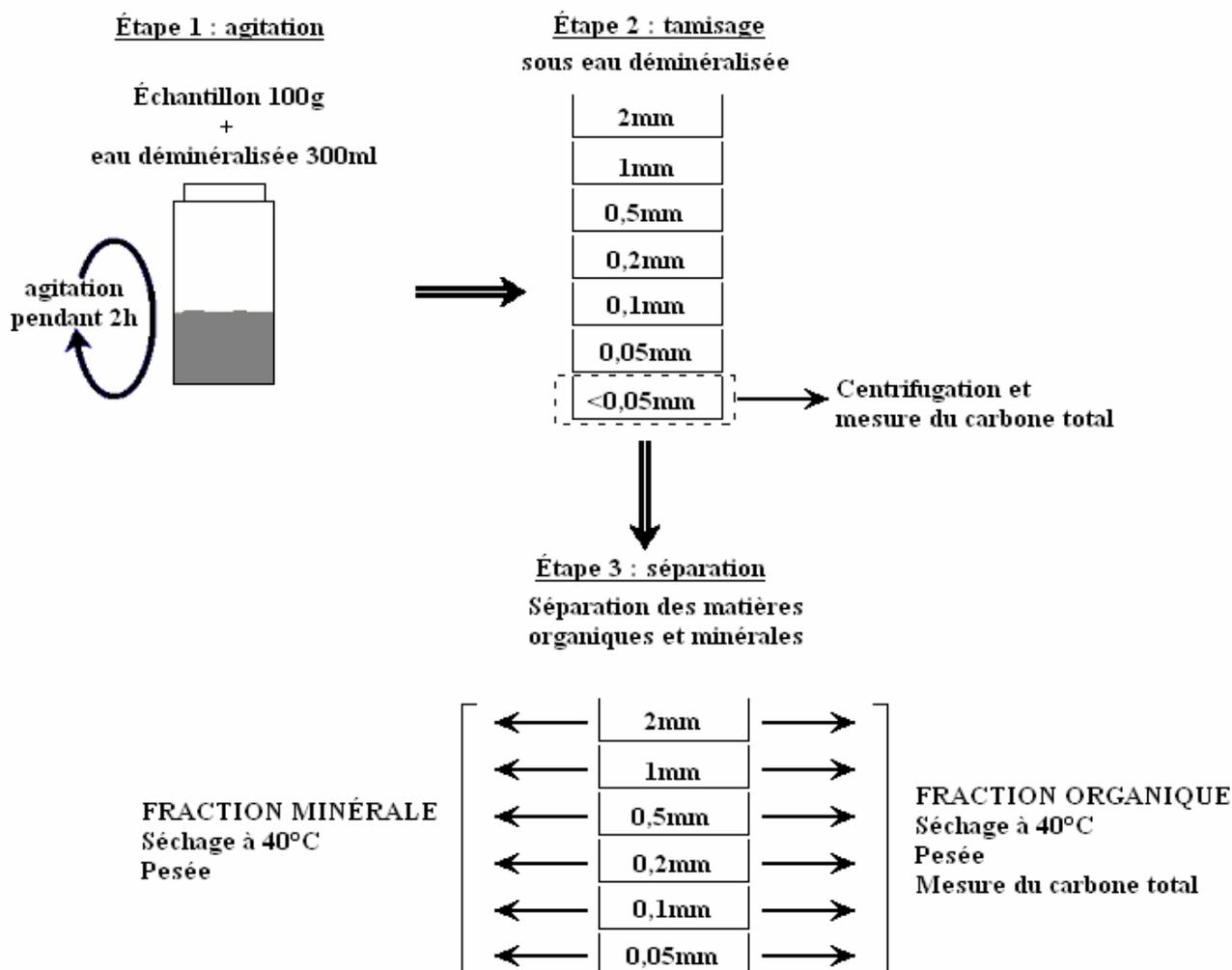


Figure A. 5. Schéma récapitulant les différentes étapes de l'expérimentation

Annexe 5. Mesure du potentiel de minéralisation des mélanges

Il s'agit de mesurer le CO₂ dégagé par des échantillons de sol mis en incubation. Le dioxyde de carbone est piégé dans de la soude.

Matériel nécessaire

- Échantillons de sol
- Petits bocaux en verre (contenance 100mL)
- Bocaux en verre de 2L (genre bocal à conserve) numéroté, avec son joint en caoutchouc
- Piluliers en verre
- Flacons en verre (contenance 60mL), portant le même numéro que le bocal de 2L. En prévoir deux séries complètes
- Erlenmeyers
- Agitateur magnétique et barre aimantée
- Burette automatique ("Burette digital" – 50mL – Brand)
- Pipette de précision ("Dispensette" – 5-50mL – Brand)
- Eau déminéralisée
- Soude à 0,2mol.L⁻¹
- Acide Chlorhydrique à 0,96mol.L⁻¹
- Solution de chlorure de baryum (BaCl₂) à 20%
- Indicateur coloré: thymolphtaléine à 0,1%
- Enceinte climatique

Préparation de l'échantillon de sol

- Prélever environ 100g de sol, et homogénéiser
- Mesurer l'humidité de cet échantillon: prélever environ 20g sur les 100g, peser, faire sécher à l'étuve à 105°C pendant 48h puis peser l'échantillon sec
- Faire sécher à l'air l'échantillon si son humidité est supérieure à 18% (pondéral)
- Calculer la masse fraîche à peser pour avoir l'équivalent de 50g de masse de sol sec
- Répéter l'opération de manière à obtenir 3 échantillons par type de sol

Préparation du dispositif d'incubation (Figure A. 6)

- Placer un échantillon dans un petit bocal de 100mL et ajuster son humidité à 18% pondéral. Peser et conserver ces valeurs; elles serviront de référence pour ajuster l'humidité en cours d'expérimentation
- Préparer un flacon de soude: à l'aide de la pipette de précision, verser 20mL dans le flacon de verre de 60mL
- Dans un bocal de 2L, placer l'échantillon de sol dans son bocal, le flacon de soude, et un bécher de 20mL dans lequel on aura versé de l'eau déminéralisée (pour maintenir une atmosphère humide à l'intérieur du bocal)
- Prévoir un "blanc": bocal de 2L sans échantillon, ne contenant que le flacon de soude.
- Refermer les bocaux de 2L. et les placer dans la chambre d'incubation, dans le noir, à 28°C

Prélèvement du flacon de soude

- Préparer la deuxième série de flacons de soude
- Récupérer la première série de flacons de soude, en les fermant de façon hermétique immédiatement. Le remplacer dans le même temps par un nouveau flacon portant le même numéro
- Remarque : vérifier toutes les 2 semaines la teneur en eau de l'échantillon de sol, par pesée. Aérer les bocaux dans le même temps, de façon à ce que la teneur en oxygène ne devienne pas limitante

Mesure de la quantité de CO₂ dégagé

- Verser le contenu du flacon de soude dans un erlen
- Y ajouter 10mL de BaCl₂ (apparition d'un précipité blanc) et quelques gouttes de thymolphthaléine (le mélange vire au bleu si la soude n'est pas saturée). Agiter
- Doser avec de l'acide chlorhydrique à 0,96mol.L⁻¹
- L'équivalence est atteinte lorsque le contenu de l'erlen redevient blanc.

Calendrier des prélèvements

Le jour de mise en incubation est considéré comme le jour 0. Les prélèvements sont réalisés aux jours 1, 3, 7, 10, 15, 21, 28, 38, 49, 63, puis toutes les deux semaines jusqu'au jour 300.

Température de la chambre d'incubation : 28°C

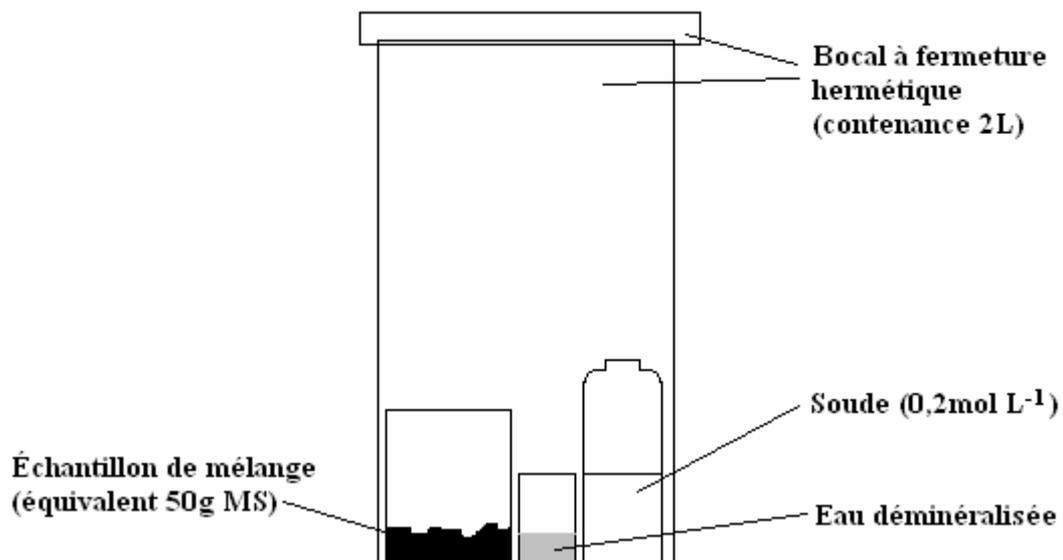


Figure A. 6. Cellule d'incubation

Annexe 6. Analyse d'image

PRÉPARATION DES ÉCHANTILLONS

La première phase de cette expérimentation est de chasser toute l'eau contenue dans les échantillons et de la remplacer par de l'acétone.

Matériel nécessaire

- 3 sorbonnes
- 2 gros dessiccateurs (diamètre 300mm) reliés au vide
- 1 bac résistant à l'acétone
- une pompe péristaltique
- 3 colonnes en verre remplies de zéolites
- 4 bacs de récupération pouvant résister à 220°C
- 1 four à 220°C
- 1 erlen de 5L et son agitateur chauffant
- 2 béchers de 400mL
- 1 éprouvette de 50mL
- 1 bécher de 2L
- un tamis de 2mm pour égoutter la résine
- Acétone (Bidon de 30L)
- Catalyseur PMEC (500g, Réf INOLE238 ZD)
- UVITEX OB (1Kg, Réf 3175864AL)
- Zéolites (tamis moléculaire 4A)
- Billes pour test de saturation à l'eau (Molecular sieve 0,4 mm)
- Pistolet à colle
- Colle pour pistolet, résistant à l'acétone
- Carton ondulé
- Encre de Chine

Procédure – étape 1: échange eau-acétone

Les échantillons prélevés sur le site expérimental sont transférés dans des moules en carton fabriqués sur mesure et collés. Identifier les échantillons en écrivant sur le carton à l'encre de chine insoluble dans l'acétone. Préciser si nécessaire le haut et le bas de l'échantillon. Préparer un morceau de carton avec le N° de l'échantillon écrit à l'encre de chine et le déposer à la surface de l'échantillon (il sera toujours visible même dans la résine).

Plonger les échantillons dans un bac avec couvercle hermétique, rempli d'acétone. Le bac est muni de sorties branchées à un circuit à l'aide de tuyaux Ø10/14 en silicone. Le reste du montage comprend 3 colonnes en verre remplies de zéolites et de billes pour la saturation (Figure A. A5-7). La phase de déshydratation peut alors commencer.

Mettre en route la pompe (débit 30mL/min). Lorsque la dernière colonne de zéolites est saturée d'eau, il faut remplacer le contenu des 3 colonnes par des nouvelles zéolites (98% de blanches et 2% de bleues). Les zéolites sont saturées quand les billes bleues virent au marron, il faut alors changer les colonnes.

Lorsque la saturation des zéolites n'évoluera plus dans les colonnes, contrôler la pureté de l'acétone dans le bac en mélangeant 10cL d'acétone prélevé dans le bac avec 40cL de pétrole: si le mélange se trouble, la déshydratation n'est pas terminée.

Colonnes de résine hydrophiles

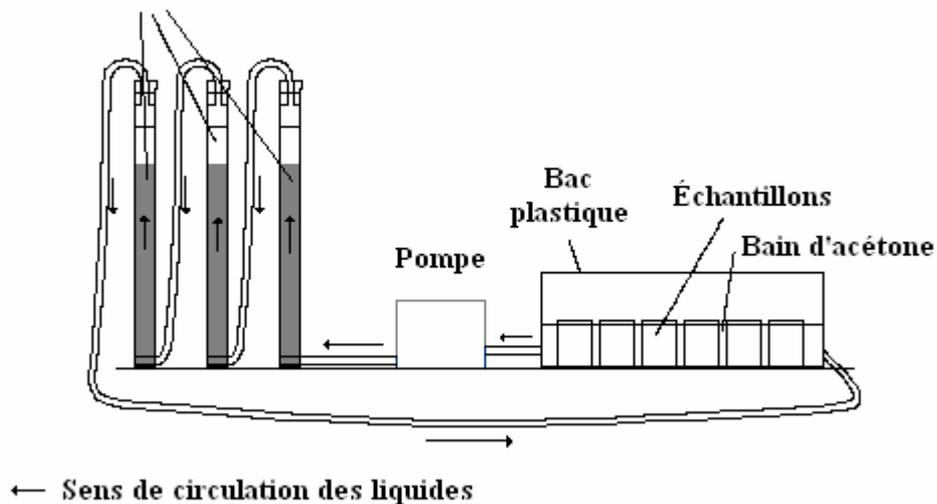


Figure A. A5-7. Système d'échange d'eau-acétone

Procédure – étape 2 : enrésinement des échantillons

Pour préparer 5000mL de résine : Dans un erlen de 5L verser 4500mL de résine et 400ml d'acétone, mettre à agiter au minimum pendant 15 minutes à 60°C sur un agitateur chauffant. Pendant ce temps dans un erlen de 250mL mélanger avec un agitateur magnétique le pigment avec 50mL d'acétone. Ajouter le pigment dissous dans la résine, rincer l'erlen avec les 50mL d'acétone restant. Agiter le tout pendant 15 minutes doucement.

Fabriquer un moule en carton légèrement plus grand en diamètre et plus haut de 5cm que le premier, y mettre un sac plastique. Verser 5 à 6cm de résine. Sortir l'échantillon du bac en l'égouttant très rapidement, le disposer dans le moule en veillant que les indications soient lisibles de l'extérieur, puis remplir le moule de résine 4 à 5cm au dessus du niveau de l'échantillon. Il faut effectuer ces gestes le plus rapidement possible pour éviter l'évaporation de l'acétone contenue dans l'échantillon. Disposer le moule dans le dessiccateur, mettre en marche la pompe à vide en augmentant progressivement jusqu'à 67kPa (50cm de Hg). Laisser sous vide pendant 48 heures.

Sortir le moule du dessiccateur, le déposer dans l'étuve à 40°C jusqu'à l'apparition de rides en surface de la résine, compléter avec de la résine si nécessaire. (les échantillons doivent être recouverts de résine). Il faut compter environ dix jours. A partir de ce moment on peut mettre cet échantillon enrésiné au soleil pour accélérer la polymérisation. Il faut compter deux mois pour une polymérisation lente et complète.

Attention : éviter une polymérisation trop rapide qui peut déformer la structure de l'échantillon.

Le découpage se fait sous eau à l'aide d'une lame de scie en diamant. Deux tranches de 1cm d'épaisseur sont découpées dans la hauteur de l'échantillon.

SAISIE DES IMAGES ET ANALYSE

Matériel nécessaire

- Un support de caméra
- une caméra JVC 3CCD KY-F30B qui porte un objectif photographique Micro-NIKKOR-P (NIKON), qui permet de faire de la macrophotographie.
- Un filtre de compensation 82B est monté sur l'objectif pour corriger les dominantes rougeâtres en teintes froides.
- Un transformateur pour alimenter la caméra (AC Adaptator)
- Un moniteur pour visualiser les images de la caméra
- Un cordon BNC pour relier la caméra avec le moniteur et l'ordinateur
- Un ordinateur (au moins pentium II)
- Une carte d'acquisition des images (Data Translation DT3154)
- 2 néons de lumière noire ultraviolette de 18 W, de longueur d'onde 300 à 400 nm.
- Des statifs pour accrocher les néons
- Un boy pour poser les blocs et réaliser le réglage
- Un plastique noir, opaque à la lumière, pour éliminer les lumières parasites.

Contraintes

- Travailler dans une pièce noire ou bien dont on peut occulter les fenêtres.
- Allumer les néons au moins 30 minutes avant de faire les acquisitions pour obtenir une lumière d'intensité constante.

Procédure

- Liaison moniteur-caméra

Le moniteur est relié à la caméra par l'intermédiaire d'un cordon BNC. Relier **LINE A VIDEO** du moniteur avec **VIDEO OUTPUT** sur la caméra. La caméra est alimentée par l'intermédiaire d'un transformateur (AC adaptator). Pour vérifier le bon fonctionnement entre la caméra et le moniteur, utiliser le switch **MODE** sur le côté de la caméra, le positionner sur **BARS** pour visualiser la grille de couleur sur le moniteur, le remettre sur **CAM** pour avoir l'image.

- Liaison caméra-ordinateur (Tableau A. 1)

Tableau A. 1. Liaison caméra-ordinateur

Sortie caméra	cordon
ROUGE	0
VERT	1
BLEU	2
NOIR	6 (synchro)

- Installation des néons: positionner le boy sous l'objectif de la caméra. Disposer les supports (statifs) autour du boy et les relier par des tiges métalliques qui serviront à supporter les néons. Placer les 2 néons de manière à éclairer correctement la surface du boy.
- Réglage de la caméra et de l'objectif: réaliser ce réglage à la lumière du jour ou à la lumière blanche, en observant l'image obtenue sur le moniteur. Régler la balance des

blancs et la sensibilité. La mise au point dépend de la distance à laquelle se trouve l'échantillon et donc de la résolution souhaitée.

ACQUISITION DES IMAGES

L'ordinateur, la caméra, le moniteur et le transformateur sont allumés. Ouvrir sur l'ordinateur les 3 logiciels suivants :

- DT-Acquire permet de numériser les images de la caméra en format BMP
- Xn View permet de transformer le format des images BMP en JPEG
- Optimas lit des images au format JPEG et permet de déterminer la valeur seuil des images pour séparer les vides de la matière minérale ou organique.

La valeur de seuil peut être déterminée à partir de l'histogramme des niveaux de gris. Avec un histogramme bimodal, la détermination du seuil est facile mais elle devient plus difficile avec un histogramme unimodal. Nous avons choisi de déterminer la valeur de seuil au moment de l'acquisition des images, ce qui permet de comparer l'image récupérée sous Optimas à l'image présente sur le moniteur (écran de contrôle de la caméra).

Annexe 7. Protocole de conductivité hydraulique à saturation

Il s'agit de mesurer le débit sortant d'une colonne d'échantillon, que l'on a préalablement saturée en eau, et sur laquelle on impose une charge d'eau constante (**Erreur ! Source du renvoi introuvable.**). Cette mesure permet de caractériser la vitesse de circulation de l'eau. On obtient une valeur, la conductivité hydraulique à saturation (K_s) :

$$K_s = \frac{L \times V}{A \times t \times \Delta H}$$

- L : hauteur de sol dans l'anneau plastique (m)
V : volume d'eau circulant à travers l'échantillon (m^3) pendant le temps t
A : section de l'échantillon traversée (m^2)
t : temps pendant lequel on mesure le débit (s)
 ΔH : charge hydraulique (m)

Matériel nécessaire

- Anneau / colonne dans lequel l'échantillon de sol en place est prélevé
- Toile à bluter, ou grille métallique fine
- Collier de serrage
- Pompe branchée sur l'arrivée d'eau
- Flotteurs électroniques, permettant de maintenir le niveau de l'eau constant
- Grand bac servant de réservoir d'eau à niveau constant
- Tuyaux en plastique souple
- Systèmes de fixation (pinces)
- Bassine plastique servant d'exutoire
- Bêchers d'1L ou 2L
- Eprouvette graduée

Procédure

- Prélèvement de l'échantillon : voir le protocole de prélèvement des échantillons sur site expérimental.
- A la base de la colonne d'échantillon, fixer la toile à l'aide du collier de serrage, et faire réhumecter l'échantillon immédiatement, et pendant au moins 48h.
- Installation du système de mesure (**Erreur ! Source du renvoi introuvable.**).
- L'échantillon est mis en charge, pendant au moins 48h avant les premières mesures. Pendant cette période, vérifier régulièrement que l'échantillon ne désature pas. On considère que le régime est permanent quand la charge d'eau est constante.
- Commencer les mesures: mesurer le débit sortant pendant une période de temps donnée. Celle-ci est ajustable en fonction du débit de l'échantillon (exemple: 1min si le débit est important, 10min s'il est faible, etc.).
- répéter cette opération au moins 3 fois, à 1h d'intervalle.

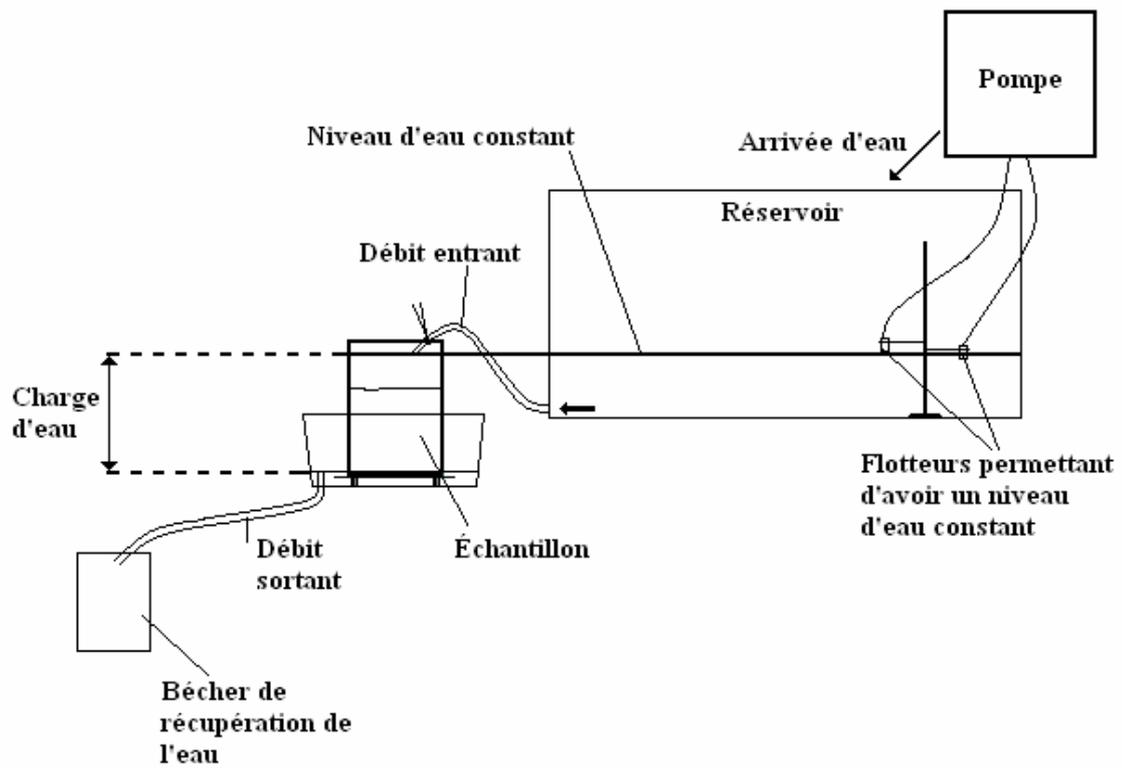


Figure A. 8. Système de mesure de la conductivité hydraulique en place

Annexe 8. Détail du fractionnement granulométrique

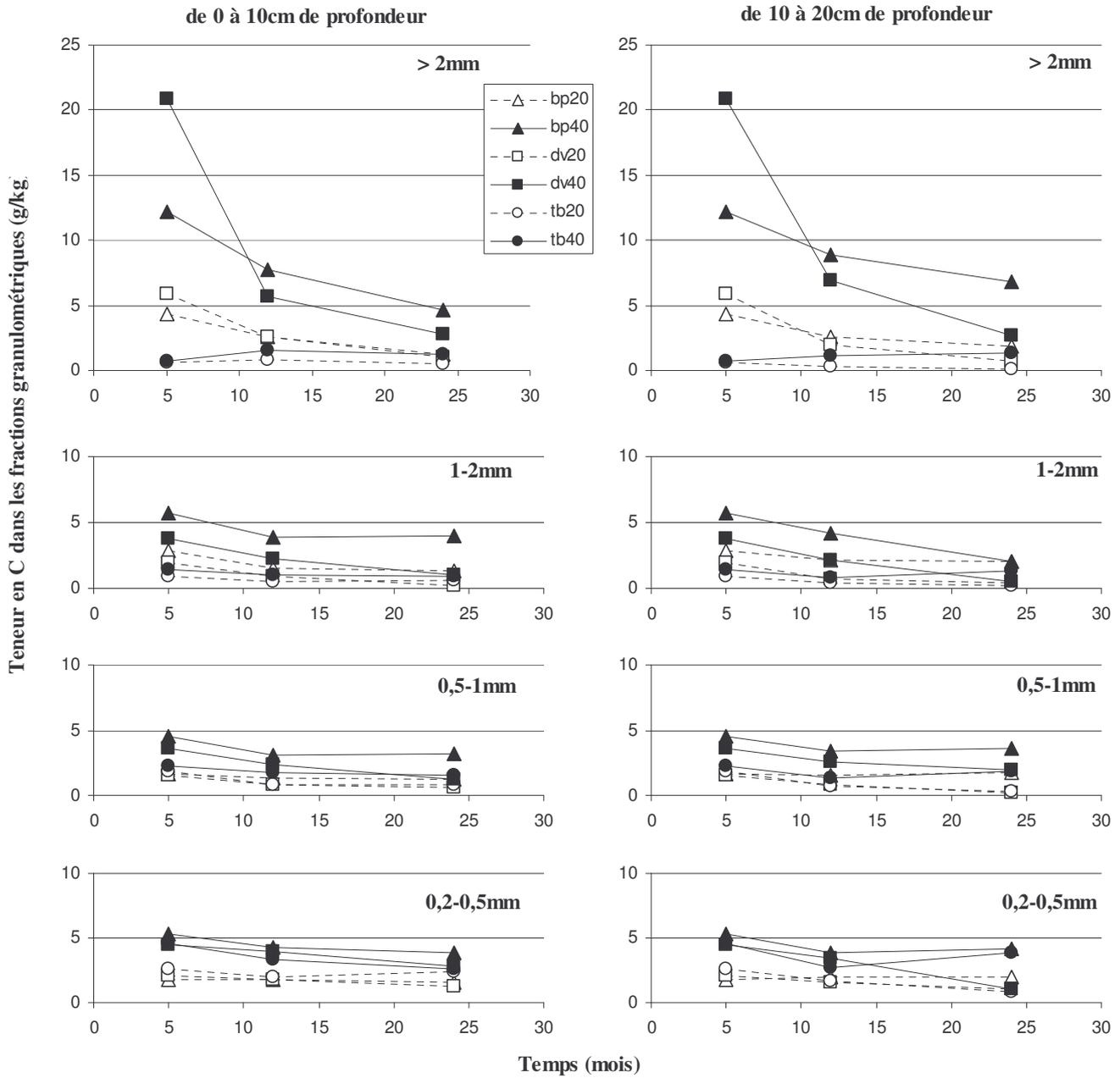


Figure A. 9. Répartition granulométrique de la matière organique et fragmentation physique au cours du temps pour les fractions supérieures à 0,2mm

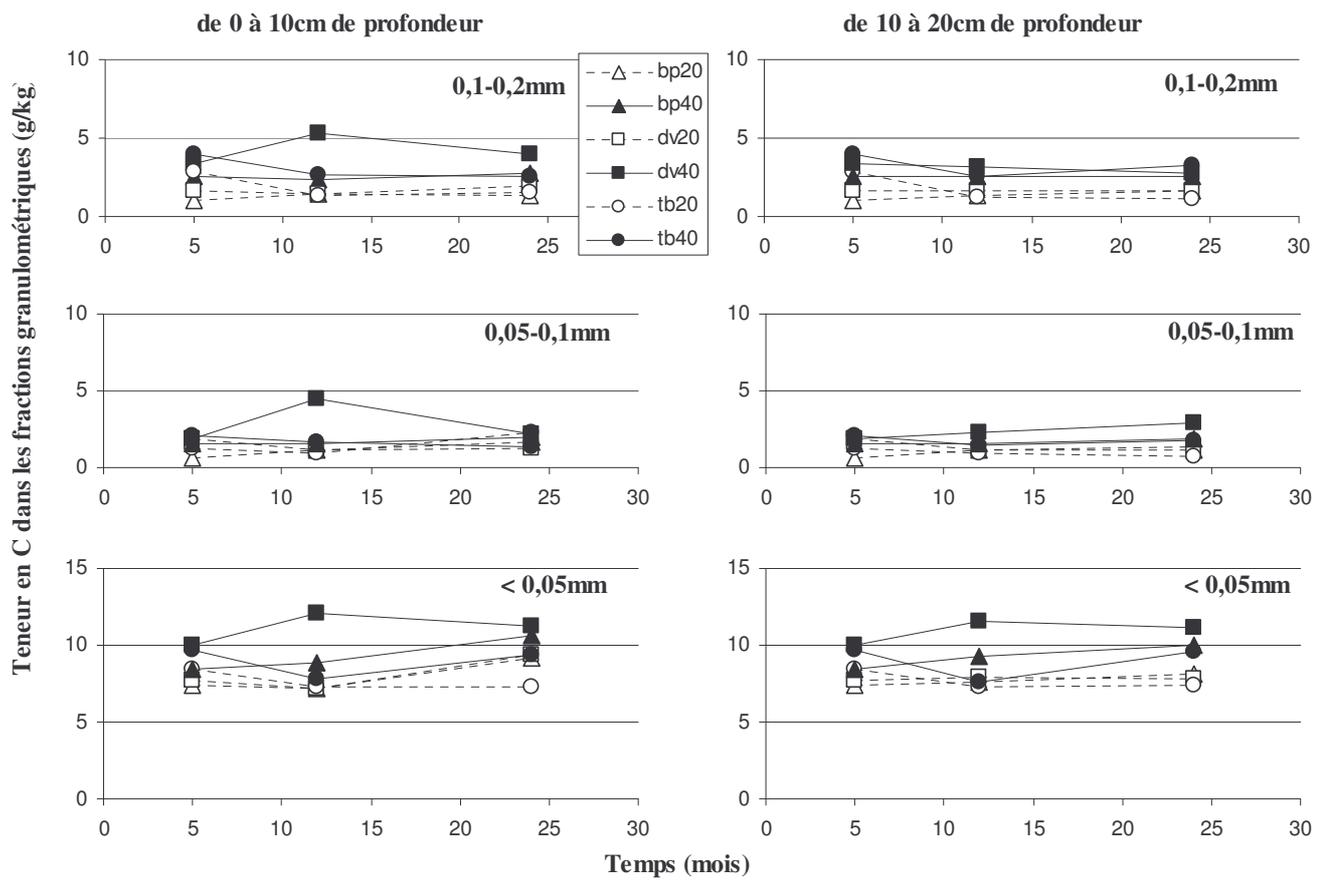


Figure A. 10. Répartition granulométrique de la matière organique et fragmentation physique au cours du temps pour les fractions inférieures à 0,2mm

Annexe 9. Évolution de la composition biochimique de chaque fraction granulométrique

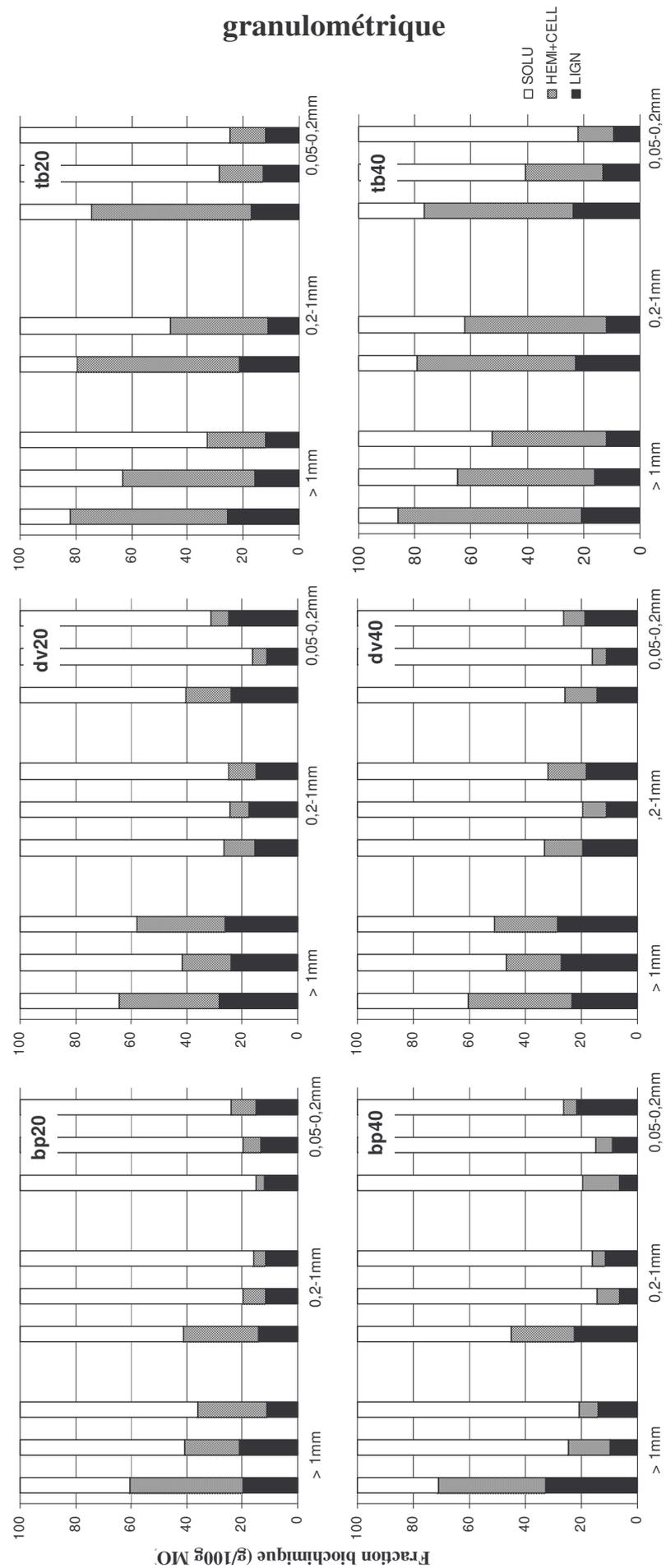


Figure A. 11. Évolution de la composition biochimique des fractions granulométriques des mélanges prélevés entre 0 et 10cm de profondeur

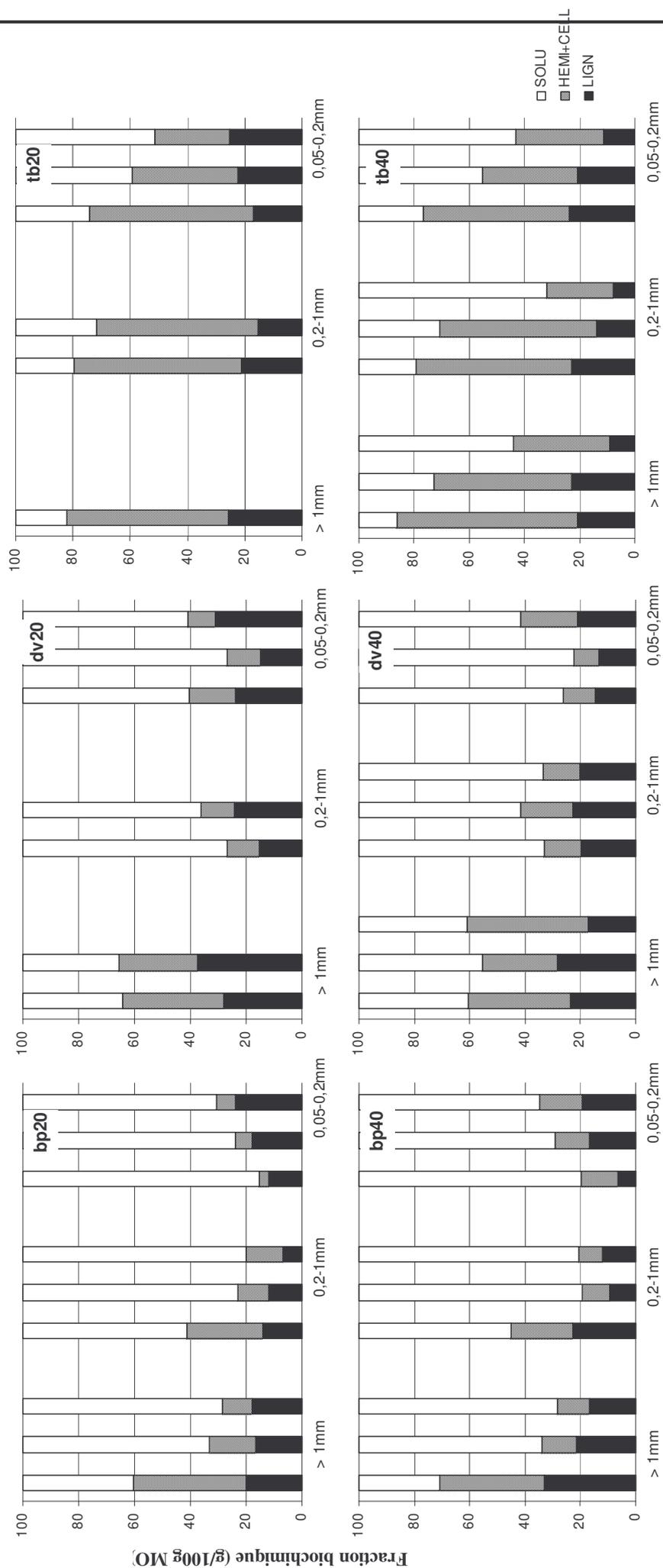


Figure A. 12. Évolution de la composition biochimique des fractions granulométriques des mélanges prélevés entre 10 et 20cm de profondeur

Annexe 10. Résultats de la modélisation des courbes de rétention d'eau avec l'équation de van Genuchten

Tableau A. 2. Paramètres des fonctions de van Genuchten pour chaque mélange et à chaque date de mesure

		témoin	bp20	bp40	dv20	dv40	tb20	tb40
T5	θ_s	0,46	0,48	0,57	0,51	0,58	0,51	0,59
	θ_r	0,03	0,02	0,20	0,13	0,22	0,16	0,24
	α_1	2,72	2,60	2,81	2,35	2,33	2,78	2,32
	n_1	14,00	10,04	10,00	9,73	9,68	11,38	11,35
	w_1	0,03	0,02	0,07	0,05	0,06	0,04	0,06
	α_2	0,62	0,48	0,85	0,28	0,41	0,31	0,37
	n_2	1,10	1,09	1,22	1,16	1,23	1,19	1,29
	w_2	0,42	0,46	0,50	0,46	0,52	0,47	0,52
T12	θ_s	0,41	0,48	0,57	0,47	0,52	0,48	0,55
	θ_r	0,00	0,07	0,00	0,00	0,00	0,13	0,17
	α_1	2,73	8,25	9,47	5,64	6,15	3,00	2,82
	n_1	2,35	9,74	11,41	11,10	12,02	11,29	11,46
	w_1	0,01	0,06	0,05	0,05	0,05	0,07	0,10
	α_2	0,89	0,50	1,44	0,60	0,73	0,16	0,33
	n_2	1,11	1,14	1,12	1,13	1,16	1,42	1,43
	w_2	0,40	0,42	0,52	0,42	0,47	0,42	0,45
T24	θ_s	0,38	0,48	0,58	0,47	0,49	0,45	0,58
	θ_r	0,03	0,08	0,00	0,00	0,00	0,17	0,19
	α_1	2,72	2,26	6,00	7,00	6,00	3,87	2,24
	n_1	14,00	11,97	12,01	9,00	12,01	11,34	22,04
	w_1	0,03	0,08	0,05	0,06	0,06	0,08	0,11
	α_2	0,62	0,08	0,69	0,18	0,28	0,04	0,10
	n_2	1,08	1,23	1,13	1,15	1,12	1,61	1,49
	w_2	0,35	0,40	0,53	0,41	0,43	0,37	0,47

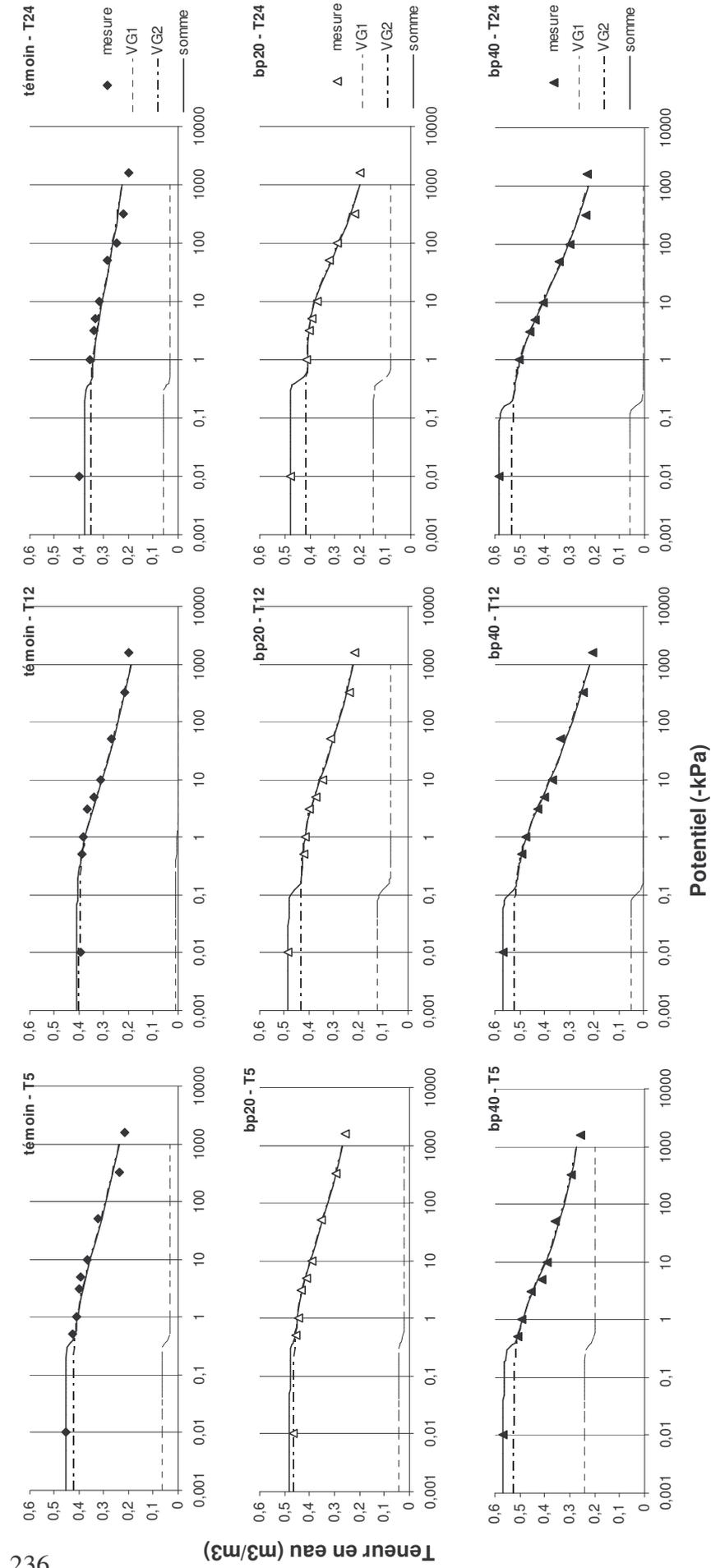


Figure A.13a. Modélisation de van Genuchten pour chaque mélange au cours du temps

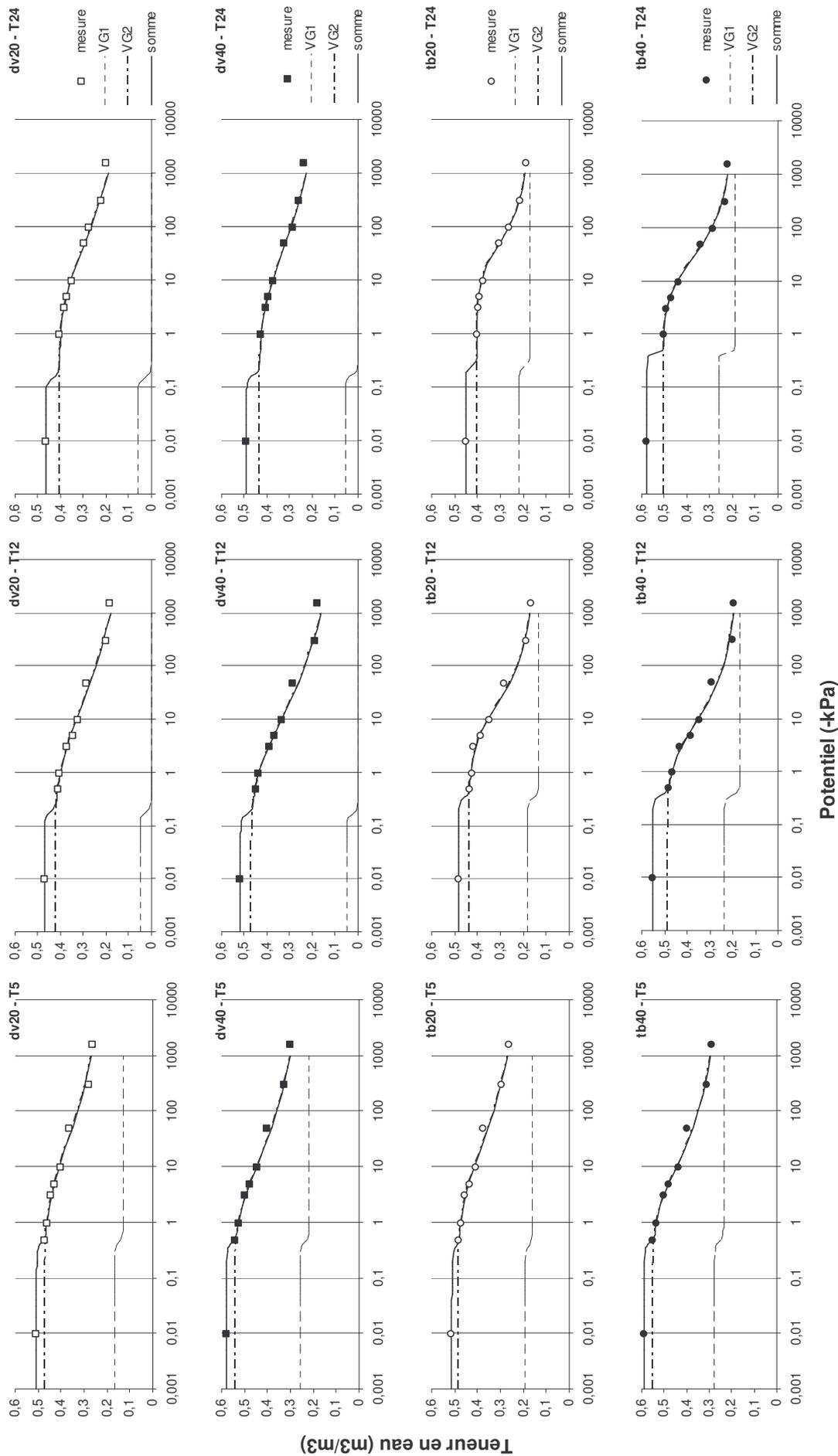


Figure A. 13. Modélisation de van Genuchten pour chaque mélange au cours du temps

Résumé

Les ANTHROPOSOLS RECONSTITUÉS sont définis comme des sols fortement modifiés par l'activité humaine, et fabriqués à partir de matériaux naturels ou transformés. Ces sols présentent une grande variabilité spatiale et temporelle de leurs propriétés physiques, et sont caractérisés par l'incorporation de grandes quantités de matière organique. Les mécanismes de décomposition de cette matière organique sont étudiés, ainsi que son influence en termes de structuration du sol et de modification des propriétés hydriques. Des mélanges avec trois produits organiques (compost de déchets verts, compost de boue de station d'épuration et de broyat de palette, tourbe blonde) incorporés à 20 ou 40% en volume dans une terre végétale, sont réalisés et placés en bac de 600L sur un site expérimental en conditions climatiques naturelles pendant 2 ans. Des prélèvements effectués 5, 12 et 24 mois après la mise en place du site ont permis de mesurer la décomposition de la matière organique (teneurs en C, fragmentation physique, composition biochimique et potentiel de minéralisation), la structuration des mélanges (masse volumique apparente, espace poral et stabilité structurale) et leurs propriétés hydriques (rétention d'eau et conductivité hydraulique à saturation).

Les résultats montrent que la teneur en matière organique diminue au cours du temps et que des modifications importantes de sa composition biochimique apparaissent : augmentation de la teneur en solubles, et une diminution de la teneur en lignine dans les fractions de matière organique les plus grossières. Pour les mélanges à base de compost, ces changements s'accompagnent d'une diminution du potentiel de minéralisation de la matière organique. Pour les mélanges à base de tourbe, le potentiel de minéralisation évolue peu, puis augmente, ce qui correspond plutôt à une "levée d'inhibition" de la dégradation de la matière organique. Un modèle d'évolution de la matière organique est proposé et ses paramètres ont été ajustés sur les valeurs expérimentales mesurées dans les conditions contrôlées et naturelles.

En se dégradant, la matière organique agit fortement sur la structuration des mélanges à base de compost, avec notamment une augmentation de la stabilité structurale, associée à une réorganisation de l'espace poral. L'apparition d'une macroporosité est d'autant plus importante qu'elle est majoritairement constituée de pores allongés et tortueux, impliqués dans le fonctionnement hydrodynamique. Cette structuration des mélanges s'accompagne d'une augmentation de la capacité de rétention d'eau, et d'une légère amélioration de la conductivité hydraulique à saturation. Les mesures directes de la porosité par analyse d'image sont comparées avec le modèle de van Genuchten ajusté sur les courbes potentiel / teneur en eau et semblent bien corrélées. En revanche on ne mesure pas d'effet de la tourbe sur la structuration du mélange.

Si les effets immédiats de l'incorporation de matière organique sont similaires pour les composts et la tourbe, les composts induisent en 24 mois une structuration du sol, tandis que la tourbe n'a pas d'effet structurant. Les résultats les plus intéressants en terme de structuration sont obtenus pour les doses de 40% de compost.

Mots-clés : sol reconstitué, matière organique, compost, tourbe blonde, composition biochimique, fragmentation physique, stabilité structurale, structuration, espace poral, propriétés hydriques.

Abstract

The RECONSTITUTED ANTHROPIC SOILS are defined as strongly modified by the human activities, and built from natural or transformed materials. The spatial and temporal variability of their physical properties is important, and they are characterized by the incorporation of great organic matter quantities. The organic matter decomposition and its influence on structuration and hydraulic properties were studied. Three organic products (green wastes compost, sewage sludge and woodchips compost, and sphagnum peat) were mixed by 20 or 40% (by volume) with a sandy loam, let in a 600L boxe under natural conditions during two years. Samples were taken 5, 12 and 24 months after the beginning of the experiment and the decomposition of the organic matter was measured (C rates, physical fragmentation, biochemical composition and mineralization potential), the mixtures structuration (bulk density, pore space and structural stability) and their hydraulic properties (retention curve and saturated hydraulic conductivity).

The results show decreases in the organic matter quantities, with important modifications of the biochemical composition characterized by increases in solubles rates, and a decrease of the lignin in the coarse organic matter fractions. For the composts / sandy loam mixtures mineralization potential of the added organic matter decreases. For the peat / loam mixtures, mineralization potential increases, and the results show a decrease of the peat organic matter stability. A model describing the evolution of the organic matter quantities was proposed and its parameters were fitted under controlled and natural conditions.

As the organic matter decays, important effects were measured on the compost / loam mixtures structuration, with an increase of the structural stability and a pore space reorganization. The creation of a macroporosity is as much important as it is made from elongated and winding pores, that are involved in the hydodynamic behaviour. The mixture structuration mecanism of the compost / loam mixtures backes up with the water retention and the saturated hydraulic conductivity improvement. The image analysis results are coherent with the van Genuchten model, fitted on the retention curves. On the contrary any effect of the sphagnum peat was measured on the mixture structuration.

If immediate effects of the organic matter incorporation were similar, composts involved a structuration mechanism in 24 months, while the sphagnum peat had no effet. The most interesting results for structuration were obtained for the 40% composts doses.

Key words : reconstituted soil, organic amtter, compost, sphagnum peat, biochemical composition, physical fragmentation, structuration, structural stability, macroporosity, pore space, hydraulic properties.