



HAL
open science

Persistence et vulnérabilité du carbone nouvellement stocké dans les sols agricoles

Tchodjowiè Panaewazou Israël Kpemoua

► **To cite this version:**

Tchodjowiè Panaewazou Israël Kpemoua. Persistence et vulnérabilité du carbone nouvellement stocké dans les sols agricoles. Science des sols. Université Paris-Saclay, 2023. Français. NNT : 2023UP-ASB025 . tel-04088907

HAL Id: tel-04088907

<https://pastel.hal.science/tel-04088907v1>

Submitted on 4 May 2023

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.

Persistence et vulnérabilité du carbone nouvellement stocké dans les sols agricoles

*Persistence and vulnerability of the recently stored carbon
in agricultural soils*

Thèse de doctorat de l'université Paris-Saclay

École doctorale n°581 : agriculture, alimentation, biologie, environnement, santé (ABIES)
Spécialité de doctorat : Sciences du sol
Graduate School : Biosphera. Référent : AgroParisTech

Thèse préparée dans l'UMR **ECOSYS** (Université Paris-Saclay, INRAE, AgroParisTech),
sous la direction de **Claire CHENU**, Directrice de Recherche, le co-encadrement de
Pierre BARRÉ, Chargé de Recherche et de **Sabine HOUOT**, Directrice de Recherche

Thèse soutenue à Paris-Saclay, le 29 Mars 2023, par

Tchodjowiè P.I. KPEMOUA

Composition du Jury

Membres du jury avec voix délibérative

Yves COQUET Professeur, AgroParisTech (Université Paris-Saclay)	Président
Safya MENASSERI Professeure, L'Institut Agro Rennes-Angers	Rapporteur & Examinatrice
Iñigo VIRTO Professeur, Universidad de Navarra (Espagne)	Rapporteur & Examineur
Delphine DERRIEN Chargée de Recherche, INRAE (Centre Grand-Est Nancy)	Examinatrice

Titre : Persistance et vulnérabilité du carbone nouvellement stocké dans les sols agricoles

Mots clés : Carbone organique du sol, agroécologie, stockage additionnel, stabilité biogéochimique, sensibilité, temps moyen de résidence

Résumé : Différentes pratiques agroécologiques permettent d'augmenter les stocks de carbone organique du sol (COS). Bien que cela soit très positif en termes d'atténuation au changement climatique et de santé des sols, la permanence du stockage additionnel de COS doit être évaluée, en particulier dans un contexte de changement climatique. L'effet puits de carbone sera plus efficace, même à court et moyen terme, si le stockage additionnel de COS est réalisé sous forme de carbone organique (CO) persistant et non de CO labile. L'objectif de cette thèse était d'évaluer d'une part la stabilité biogéochimique du carbone nouvellement stocké, et d'autre part la vulnérabilité de ce carbone face aux événements climatiques extrêmes. Pour cela, nous avons utilisé une approche multiméthodes (fractionnement physique, analyse thermique Rock-Eval, incubation à long terme et modélisation) pour déterminer les fractions de carbone et les compartiments cinétiques de carbone. Nous avons évalué la vulnérabilité du carbone en déterminant la sensibilité de la minéralisation du COS à l'augmentation de la température, à la diminution de l'humidité du sol et à la présence de cycles desiccation/humectation. Les différentes analyses et expériences ont été réalisées sur des échantillons de sol de surface (0-30 cm) provenant de luvisols tempérés soumis pendant 20 ans à l'agriculture de conservation (CA), à l'agriculture biologique (ORG) et à l'agriculture conventionnelle dans l'expérience de La Cage et à des applications de produits résiduels organiques (PROs) dans

l'expérience QualiAgro. Notre étude démontre que les parcelles qui ont reçu les PROs ont conduit à plus de C additionnel dans la matière organique associée aux minéraux (MAOM-C) et dans la matière organique particulaire (POM-C), alors que le CA et l'ORG, ont conduit à plus de C additionnel dans la MAOM-C. Le modèle PARTY_{SOC}v2.0 utilisant les paramètres d'analyse thermique Rock-Eval a révélé que la plupart, sinon la totalité, du C additionnel était dans le compartiment de C actif. Ces résultats suggèrent que, bien que le C additionnel soit principalement associé au MAOM-C, il n'est probablement pas stocké sous une forme dont le temps moyen de résidence dépasse 30 ans. La proportion de POM et les expériences d'incubation ont révélé une récalcitrance chimique des POM avec les PROs. En outre, les sols stockant le carbone avaient une sensibilité similaire au régime d'humidité du sol et à la température que les sols de référence. Ainsi, la mise en œuvre de ces pratiques agroécologiques apparaît bénéfique à l'atténuation au changement climatique, même dans le contexte d'événements climatiques extrêmes. Suite à la stabilité à court terme de ce carbone additionnel, ces pratiques agroécologiques doivent être poursuivies afin de maintenir leur stock à un niveau élevé.

Title: Persistence and vulnerability of the recently stored carbon in agricultural soils

Keywords: Soil organic carbon, agroecology, additional storage, biogeochemical stability, sensitivity, mean residence time

Abstract: A range of agroecological practices allow to increase soil organic carbon (SOC) stocks. While it is very positive in terms climate change mitigation and soil health, the permanence of the additional SOC storage can be questioned, in particular in a climate change context. Furthermore, the carbon sink effect will be more effective, even in the short and medium term, if the additional SOC storage is realized in the form of persistent organic carbon (OC) and not in labile OC. The objective of this thesis was to firstly evaluate the biogeochemical stability of the recently stored carbon, and secondly the vulnerability of this carbon to extreme climatic events. To achieve this, we used a multi-method approach (physical fractionation, Rock-Eval thermal analysis, long-term incubation and modelling) to determine carbon fractions and carbon kinetic pools. We assessed carbon vulnerability by determining the sensitivity of SOC mineralization to increasing temperature, decreasing soil moisture and subsequent dry-wet cycles. The different analyses and experiments were performed on topsoil samples (0-30 cm) from temperate Luvisols that were subjected for 20 years to conservation agriculture (CA), organic agriculture (ORG) in the La Cage experiment, and conventional agriculture and organic waste products (OWPs) applications in the QualiAgro experiment.

Our study demonstrates that the plots that received the OWPs led more additional C in minerals associated organic matter (MAOM-C) and in particulate organic matter (POM-C), whereas the CA and ORG, led to more additional C in MAOM-C. The PARTY_{SOC}v2.0 model using Rock-Eval thermal analysis parameters revealed that most, if not all of the additional C belonged to the active C pool. These findings suggest that although additional C is mainly associated with MAOM-C, it is probably not stored in a form with a mean residence time exceeding ~30 years. The proportion of POM and the incubations experiment revealed a chemical recalcitrance of POM with OWPs. In addition, the carbon-storing soils had similar sensitivity to soil moisture regime and temperature as the baseline ones. Hence, the implementation of these agroecological practices appears to be beneficial to climate change mitigation, even in the context of extreme climatic events. Given the short-term stability of this additional carbon, these agroecological practices must be continued in order to maintain their stock at a high level.

Remerciements

Avant toute chose, je tiens à remercier les organismes à l'origine du financement de ma thèse, INRAE à travers le projet ANR StoreSoil C animé par Claire CHENU, ainsi que l'ADEME, pour avoir financé une partie de ma bourse de thèse. Merci également aux membres du jury d'avoir accepté d'évaluer ce travail. Merci donc aux deux rapporteurs, Iñigo VIRTO et Safya MENASSERI, ainsi qu'à Delphine DERRIEN et Yves COQUET examinateurs de cette thèse et aux membres invités Sylvain RULLIER et Julien FOUCHÉ.

J'ai pris beaucoup de plaisir à réaliser ce travail de thèse et me rends compte de combien il m'a permis de mûrir aussi bien professionnellement que personnellement. Cette thèse est le fruit d'un travail collectif.

Mes premiers mots vont ensuite à Claire CHENU, à qui je dois tant. Pour m'avoir transmise sa passion pour les sols lors de nos différentes discussions, pour m'avoir encadré en stage de Master 2, puis en thèse. Au-delà des connaissances scientifiques transmises, sa gentillesse, sa simplicité, sa bonne humeur et sa disponibilité dans les périodes difficiles ont fait et en font un modèle d'inspiration. Du fond du cœur, merci !

Mes remerciements vont également à Pierre BARRÉ, qui a suivi et encadré cette thèse. Merci pour ta disponibilité, ta simplicité et ta modestie. Merci pour tes conseils surtout ta faculté à me faire relativiser et positiver dans les périodes de doute ou chaude. Tu as toujours répondu présent à chaque fois que j'avais besoin de ton aide. Merci du fond du cœur !

Je voudrais aussi remercier Sabine HOUOT, qui a aussi suivi et encadré cette thèse. Merci pour tes conseils scientifiques. Toutes les fois que j'ai sollicité ton aide, tu as toujours répondu présent. Merci du fond du cœur !

Je me sens juste privilégier d'avoir été encadré par de telles personnes. À vos côtés, j'ai énormément appris sur le travail d'équipe et sur la rigueur scientifique.

Merci également aux membres de mon comité de pilotage : Pascal SERROR, Tiphaine CHEVALLIER, Quatell QUENEA, Frédéric REES et Isabelle FEIX pour vos précieux conseils.

Cette thèse a fait l'objet de plusieurs collaborations, et j'en profite pour remercier particulièrement Tiphaine CHEVALLIER, Frédéric REES et François BAUDIN qui ont contribué

respectivement sur la méta-analyse, la modélisation Roth-C et l'analyse thermique Rock-Eval. Vos conseils scientifiques et encouragement ont été d'une grande aide tout au long de ma thèse.

Je voudrais aussi remercier les gens qui m'ont formé sur tous les aspects techniques et scientifiques, qui m'ont toujours assisté aussi bien lors des campagnes de terrain qu'au laboratoire. Merci à Valérie POUTEAU, Cédric PLESSIS et Cyril GIRARDIN pour tous vos conseils concernant les protocoles et les techniques utilisées. Petit à petit, vous m'avez fait confiance en me déléguant certaines activités au labo. Ceci a suscité en moi le sens de la responsabilité.

Un grand merci à Fabien FERCHAUD pour avoir pris du temps pour m'outiller sur l'utilisation du modèle AMG, le script conçu pour le calcul des stocks de carbone à La Cage. Je n'oublie pas toutes les personnes qui ont participé à la campagne de prélèvement de La Cage : Bruno MARRY, Michel BERTRAND, Arnaud BUTIER et Guillaume VITTE.

Un grand merci également à Camille RESSEGUIER, Grigorios ANDRONIDIS et Jean-Christophe GUEUDET pour leur assistance lors de la campagne de terrain à QualiAgro.

J'ai aussi eu l'occasion de travailler durant ma thèse avec 3 stagiaires. Je souhaite ici leur remercier pour leur participation dans la réalisation de cette thèse. Je remercie donc vivement Eliam, Sarah et Hind. C'était une belle expérience de vous avoir co-encadré et j'espère que votre passage à Ecosys vous sera utile pour la suite de votre carrière.

Parmi les gens que j'ai côtoyés, il y a des personnes avec qui je n'ai pas forcément travaillé de manière directe mais sans qui ma thèse n'aurait pas été ce qu'elle est.

En premier lieu, merci à Juliette avec qui j'ai partagé le bureau depuis le début de cette thèse. Nous avons su nous challenger mutuellement et je n'oublie pas nos temps d'échange sur l'avancement de nos travaux de thèse.

En second lieu, je tiens à remercier tous les autres doctorant(e)s, post-docs, CDD et stagiaires avec qui j'ai passé de bon moment durant ma thèse et j'ai la conviction de m'être fait un tas d'amis. Merci donc à Charlotte, Florent, Asma, Haotian, Maxence, Diégo, Li, Marie-Liesse, Moza, Patricia, Anaïs, Sixtine, Victor, Tania, Sékou, Baptiste, Alice, Marine, Sinou, Léa, Karen, Clémentine, Cyprien etc.

Enfin merci à tout le personnel de l'UMR Ecosys et particulièrement de l'équipe Sol de l'époque pour vos conseils scientifiques dans le déroulé de ma thèse. Merci à Tobias BOLSCHER avec qui j'ai eu de belles discussions scientifiques sur le « carbon use efficiency », Valérie POT-GENTY qui m'a formé sur l'utilisation des presses de Richard, Patricia GARNIER pour nos discussions sur la méta-analyse, Sophie JOIMEL qui m'a fait confiance pour diriger mon premier TD et à Laure VIEUBLE qui m'a toujours encouragé.

Merci à mes ami(e)s qui ont toujours été là. Merci à Urbain, Florent, Patrick, Épiphane, Gérard, Lydie, Wilfrid, Axelle, Bildad, Axel, Nadia, Mariella, Marie-Margueritte, Fabrice.

Merci également à Grégoire, Yvette, Malim, Étoile, Raymond qui ont été un grand soutien tout le long de cette thèse.

Merci aux membres de ma famille mon papa, ma maman, mon Oncle Rémi qui a été une source d'inspiration et à mes frères et sœurs : Marc, Rébecca, Jean, Déborah, Dorcas, Titi, Dong et Pyalou qui m'ont soutenu durant tout ce parcours.

Merci à ma tendre et douce épouse Saamtina. Heureusement que tu étais là ! Merci pour ton amour, ton soutien dans les moments difficiles et tes encouragements.

Et pour finir, un grand merci à Dieu pour sa bonté et sa fidélité envers moi. Que toute la gloire lui revienne !



Publications

Publié dans Geoderma

Tchodjowiè P.I. Kpemoua, Pierre Barré, Tiphaine Chevallier, Sabine Houot, Claire Chenu, 2022: Drivers of the amount of organic carbon protected inside soil aggregates estimated by crushing: A meta-analysis, *Geoderma*, Volume 427, 116089, ISSN 0016-7061, <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2022.116089>

Publié dans Soil Biology and Biogeochemistry (SBB)

Kpemoua, T.P.I., Barré, P., Houot, S., Chenu, C., 2023. Accurate evaluation of the Birch effect requires continuous CO₂ measurements and relevant controls. *Soil Biology and Biochemistry* 180, 109007. <https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2023.109007>

Soumis dans Soil Biology and Biogeochemistry (SBB)

Kpemoua, Tchodjowiè P.I. and Leclerc, Sarah and Barré, Pierre and Houot, S. and Pouteau, Valérie and Plessis, Cédric and Chenu, Claire, Are Carbon-Storing Soils More Sensitive to Climate Change? A Laboratory Evaluation for Agricultural Temperate Soils. Available at SSRN: <https://ssrn.com/abstract=4292994> or <http://dx.doi.org/10.2139/ssrn.4292994>

En preparation

Tchodjowiè P. I. Kpemoua, Pierre Barré, Sabine Houot, François Baudin, Cédric Plessis, Claire Chenu. Is the additional organic carbon stored thanks to alternative cropping systems and organic waste products application predominantly stable at a decadal timescale?

Communications

15ème Journées d'Étude des Sols (JES 2021) du 21 au 25 Juin 2021 en ligne

Orale : "L'humidité du sol et les cycles sec-humides affectent-ils la minéralisation du carbone stocké par les systèmes alternatifs ? "

Congrès virtuel EuroSoil Genève 2021 du 23 au 27 août 2021 en ligne

Poster format PICO: "Does soil moisture and dry-wet cycles affect the mineralization of carbon stored by alternative systems?"

Orale: "The interplay of localization and soil moisture in controlling plant residues decomposition"

8ème Symposium international sur la matière organique du sol (SOM 2022) à Séoul, en Corée du Sud du 26 Juillet au 01 Août 2022 en physique

Orale

- "Are carbon-storing soils more sensitive to climate change? A laboratory evaluation for agricultural temperate soils"
- "Biogeochemical Stability of Additional Soil Organic Carbon under Alternative Cropping Systems and Organic Waste Product (OWP) Application"

Enseignement et Encadrement

2021 : Encadrement du stage de Master 2 de Sarah LECLERC

2021 : TD Caractéristiques physiques, chimiques et biologiques de sols : conséquences sur leur fonctionnement biogéochimique (1A AgroParisTech)

2022 : Encadrement du stage de Master 1 de Hind AZIZ

Table des matières

Remerciements	3
Publications	6
Communications	7
Enseignement et Encadrement	7
Introduction générale	17
1 Synthèse bibliographique	21
1.1 Matière organique dans les sols (MOS)	21
1.2 Dynamique des MO dans les agroécosystèmes	22
1.3 Différents compartiments de MO du sol	23
1.4 Stockage de carbone dans les sols	23
1.5 Stockage additionnel	24
1.6 De combien, à quel rythme et pour combien de temps les stocks de carbone du sol peuvent-ils augmenter ?	25
1.7 Impact des pratiques agricoles sur le stockage additionnel de C organique dans les sols	26
1.7.1 Apport des matières organiques exogènes (MOE) : focus sur les produits résiduels organiques (PROs).....	27
1.7.2 Travail réduit du sol ou non labour.....	29
1.7.3 Système sous couvert végétal permanent 'cover crops'	29
1.7.4 Effet des changements d'usage des terres sur le stockage de carbone	30
1.8 Mécanismes de stabilisation de carbone dans le sol	31
1.8.1 Récalcitrance intrinsèque des MOS.....	31
1.8.2 Interactions organo-minérales	32
1.8.3 Structure et agrégation du sol	34
1.8.4 Stabilisation climatique et environnementale.....	34
1.9 Méthodes d'études de la dynamique des MO dans les sols	35
1.9.1 Méthodes de fractionnement de la matière organique des sols	35
1.9.2 Méthode d'incubations de longue-durée.....	38
1.9.3 Analyse thermique Rock-Eval ® et le modèle d'apprentissage automatique PARTY _{soc} V2.0.....	40
1.9.4 Modélisation de la dynamique du C dans les agroécosystèmes.....	41
1.10 Évolution de la dynamique du COS dans le contexte du dérèglement climatique	43
1.10.1 Température	43
1.10.2 Humidité	46
1.11 Objectifs, problématiques et démarche	48
2 Présentation des sites d'études	52
2.1 Essai de QualiAgro	52
2.1.1 Contexte pédoclimatique.....	52
2.1.2 Dispositif expérimental.....	53
2.1.3 Évaluation des stocks de carbone du sol.....	54

2.1.4	Campagne de prélèvement et analyse des sols.....	54
2.1.5	Calcul des stocks de carbone	55
2.1.6	Stockage de carbone à QualiAgro de 1998 à 2019	55
2.2	Essai de La Cage	57
2.2.1	Contexte pédoclimatique	57
2.2.2	Dispositif expérimental.....	57
2.2.3	Campagne de prélèvement et analyse des sols.....	58
2.2.4	Calcul des stocks de carbone du sol	60
2.2.5	Stockage de carbone à La Cage de 1998 à 2020	61
2.3	Conclusion	63
3	Is the additional organic carbon stored thanks to alternative cropping systems and organic waste products application predominantly stable at a decadal timescale?	65
	Résumé.....	65
	Abstract	66
3.1	Introduction	67
3.2	Material and method	69
3.2.1	Field Site and soil sampling	69
3.2.2	Calculation of SOC stocks	70
3.2.3	Particle size and density fractionation	71
3.2.4	Fractions preparation and elemental analysis (C, N)	73
3.2.5	Rock-Eval (RE) thermal analysis.....	73
3.2.6	Rock-Eval® parameters	73
3.2.7	The PARTY _{SOC} model based on Rock-Eval (RE)	74
3.2.8	Statistical analysis.....	74
3.3	Results	75
3.3.1	SOC stocks.....	75
3.3.2	SOC distribution in fractions	75
3.3.3	Estimating stable and active SOC pools with the PARTY _{SOC} V2.0 model.....	76
3.4	Discussions	78
3.4.1	SOC stocks.....	78
3.4.2	SOC distribution in fractions	79
3.4.3	Estimating stable and active SOC pools with the PARTY _{SOC} model	82
3.5	Conclusion	83
3.6	Supplementary data	84
4	Estimation des compartiments cinétiques de carbone sous les pratiques agroécologiques par la méthode d'incubation de longue durée et de modélisation Roth-C	86
4.1	Introduction	86
4.2	Matériels et méthodes.....	88
4.2.1	Description de site d'études et collection des sols.....	88
4.2.2	Expériences d'incubation en laboratoire	90
4.2.3	Description du modèle Roth-C	92
4.2.4	Apports de carbone par les résidus de culture et les PROs.....	93
4.2.5	Procédure de fractionnement Zimmermann et al. (2007).....	93
4.2.6	Initialisation du modèle Roth-C.....	95

4.2.7	Évaluation de la performance du modèle	96
4.2.8	Analyse statistique.....	97
4.3	Résultats.....	97
4.3.1	Minéralisation en absolue et spécifique du carbone organique du sol.....	97
4.3.2	Biomasse microbienne carbonée	98
4.3.3	Estimation de la taille des compartiments labile et lent de la minéralisation du COS	99
4.3.4	Conditions initiales et performances du modèle.....	101
4.3.5	Comparaison des compartiments simulés vs mesurés par le fractionnement ..	103
4.3.6	Distribution du carbone additionnel en différents compartiments	103
4.4	Discussion.....	104
4.4.1	Minéralisation du COS et compartiments cinétiques	104
4.4.2	Comparaison des conditions initiales dans le modèle.....	105
4.4.3	Compartiments cinétiques de COS simulé par Roth-C vs fractions mesurés....	105
4.5	Conclusion	106
5	Drivers of the amount of organic carbon protected inside soil aggregates estimated by crushing: A meta-analysis.....	108
	Résumé.....	108
	Abstract	109
5.1	Introduction	110
5.2	Materials and methods.....	113
5.2.1	Data acquisition and selection.....	113
5.2.2	Data analysis.....	114
5.2.3	Publication bias	117
5.3	Results	117
5.3.1	Data description	117
5.3.2	Crushing effect on cumulative carbon mineralization.....	118
5.3.3	Experimental conditions affect the crushing effect on carbon mineralization...	118
5.3.4	Relationship between crushing effect and soil characteristics.....	127
5.4	Discussion.....	129
5.4.1	Crushing soil aggregates stimulates carbon mineralization.....	129
5.4.2	Aggregates size and crushing intensity affect carbon mineralization	130
5.4.3	Relationship between soil characteristics and crushing effect on carbon mineralization	132
5.4.4	Land use and tillage did not significantly affect carbon mineralization within aggregates.	133
5.5	Conclusion	133
5.6	Supplementary data	134
6	Are carbon-storing soils more sensitive to climate change? A laboratory evaluation for agricultural temperate soils	139
	Résumé.....	139
	Abstract	140
6.1	Introduction	142
6.2	Material and method	145
6.2.1	Field Site and Soil sampling	145

6.2.2	Laboratory incubation experiments.....	147
6.2.3	Statistical analysis.....	149
6.3	Results	150
6.3.1	Soil carbon mineralization under diverse moisture regimes, temperatures and agricultural practices	150
6.3.2	Sensitivity of SOC mineralization to soil moisture regime	153
6.3.3	Sensitivity of SOC mineralization to temperature increase	155
6.4	Discussion.....	157
6.4.1	Soil carbon mineralization under soil moisture regime and temperature.....	157
6.4.2	Soil carbon mineralization under agricultural practices	158
6.4.3	Sensitivity of SOC mineralization to soil moisture regime	160
6.4.4	Sensitivity of SOC mineralization to temperature increase	161
6.5	Conclusion	162
6.6	Supplementary data	163
7	Accurate evaluation of the Birch effect requires continuous CO₂ measurements and relevant controls	165
	Résumé.....	165
	Abstract	166
7.1	Short communication	167
7.2	Supplementary data	176
8	Discussion Générale, Conclusions Et Perspectives.....	178
8.1	Quelle est la stabilité du carbone nouvellement stocké par les pratiques agroécologiques ?	178
8.2	Le carbone nouvellement stocké est-il vulnérable face aux perturbations physique et climatique ?.....	182
8.3	Conditions initiales dans le modèle Roth-C : fonctions pédotransfert vs. fractions mesurées.....	183
8.4	Perspectives	184
8.5	Références	186
9	Annexe 1 : Évaluation de la protection physique du carbone dans les micro-agrégats (50-200µm) sous pratiques agroécologiques	219
9.1	Introduction	220
9.2	Matériel et méthodes	221
9.2.1	Sites de l'expérience	221
9.2.2	Fractionnement physique de la matière organique localisée dans des micro-agrégats de la taille 50 et 200 µm.....	221
9.2.3	Fractions obtenues	222
9.2.4	Calculs et analyses statistiques	223
9.3	Résultats.....	224
9.3.1	Taux de récupération en masse et en carbone	224
9.3.2	Distribution du carbone dans les fractions.....	224
9.3.3	Proportion de carbone occluse dans les micro-agrégats de taille 50-200µm ...	226
9.4	Discussion.....	227

9.4.1	Taux de récupération en masse et en carbone	228
9.4.2	Distribution du carbone dans les fractions.....	228
9.5	Conclusion	229
9.6	Références.....	230
10	Annexe 2 : Efficacité du silica-gel à simuler le cycle de séchage progressif dans un luvisol.....	232
10.1	Principe et objectif	232
10.2	Méthodologie.....	232
10.3	Résultats- cinétique du séchage du sol	233
10.4	Conclusion et recommandation	234

Liste des figures

Figure 1.1	: Les fonctions remplies par les matières organiques du sol. Source : (Chenu and Balabane, 2001, Perspectives Agricoles n°272, page 43).....	22
Figure 1.2	: Les différents processus qui contrôlent le stockage de carbone dans les sols (PRO : produit résiduaire organique ; COD : carbone organique dissout) d'après Pellerin et al. (2019)	24
Figure 1.3	: Représentation schématique des cinétiques de stockage associées à l'adoption de pratique B conduisant à un stockage additionnel de carbone par rapport à la pratique A de référence.....	25
Figure 1.4	: Potentiels de stockage additionnel unitaire de C des différentes pratiques d'après Chenu et al. (2014).....	27
Figure 1.5	: Mécanismes de stabilisation de la matière organique du sol, d'après Chenu et al., 2009.	31
Figure 1.6	: Schéma de la méthode de fractionnement granulométrique de la MO, adaptée de la norme NF X 31-516 (2007).....	38
Figure 1.7	: Schéma conceptuel de la respiration du C pendant les incubations aérobies du sol. Le flux total de CO ₂ -C est composé de contributions de différents compartiments de C qui changent avec le temps. Le C à cycle rapide domine le flux total de CO ₂ -C au début de l'incubation et est ensuite remplacé par des compartiments de C à cycle plus lent (d'après Schädel et al., 2020).....	39
Figure 1.8	: Principe de l'analyse thermique Rock-Eval ®	41
Figure 1.9	: Méthodes d'estimation de la sensibilité du carbone aux températures	46
Figure 2.1	: Situation géographique des sites expérimentaux.....	52
Figure 2.2	: Plan schématique du site expérimental de QualiAgro à gauche et du résumé de l'itinéraire technique à droite. Le carré rouge montre le sous-essai sur lequel les prélèvements de sol ont été effectués dans le cadre de cette thèse	53
Figure 2.3	: Prélèvement à la terrière et plan d'échantillonnage à QualiAgro	54
Figure 2.4	: Évolution des stocks de carbone organique dans les sols du sous-essais PRO de 1998 à 2019. CON-QA : témoin sans apport organique, MSW : compost d'ordure ménagère résiduelle, FYM : fumier de ferme, BLOW : compost de biodéchet, GWS : compost de boue de station d'épuration (D'après Peltre, 2010 ; Paetsch et al., 2016).....	57
Figure 2.5	: Dispositif expérimental de La Cage en 2020.....	58
Figure 2.6	: Profil des stocks de carbone organique dans le sol en 1998, 2014 et 2020 d'après Autret et al. (2016) et les mesures de la campagne de 2020. Les profondeurs correspondent	

à des masses de sol équivalentes (ESM) fixes. CON-LC = agriculture conventionnelle, LI = faible niveau d'intrants, CA = agriculture de conservation, ORG = agriculture biologique. ..62	
Figure 2.7 : Évolution des stocks de carbone organique cumulé (L1-L3) dans les sols pour une masse de sol équivalente de 4300 kg. ha ⁻¹	62
Fig 3.1 : Particles size and density fractionation protocol (adapted from Balesdent et al., 1998).	72
Fig 3.2 Soil organic carbon stocks of bulk soils and physical fractions (n = 4) at QualiAgro (a) and La Cage (b) experiments. Grouped bars with different letters are significantly different (Tukey-HSD, p < 0.05). CON-QA: conventional agriculture without organic inputs, BIOW: biowaste compost, MSW: municipal solid waste compost, FYM: farmyard manure, CON-LC: conventional agriculture, CA: conservation agriculture and ORG: organic agriculture.	75
Fig 3.3 Additional soil organic carbon stocks (ΔC) of bulk soils and physical fractions (n = 4) at QualiAgro (a) and La Cage (b) experiments. Grouped bars with different letters are significantly different (Tukey-HSD, p < 0.05). CON-QA: conventional agriculture without organic inputs, BIOW: biowaste compost, MSW: municipal solid waste compost, FYM: farmyard manure, CON-LC: conventional agriculture, CA: conservation agriculture and ORG: organic agriculture.	76
Fig 3.4 Soil organic carbon pools active carbon (Ca) and stable carbon (Cs) (n = 4) at QualiAgro (a) and La Cage (b) experiments. Grouped bars with different letters are significantly different (Tukey-HSD, p < 0.05). CON-QA: conventional agriculture without organic inputs, BIOW: biowaste compost, MSW: municipal solid waste compost, FYM: farmyard manure, CON-LC: conventional agriculture, CA: conservation agriculture and ORG: organic agriculture.....	77
Fig 3.5 Additional soil organic carbon stocks (ΔC) of bulk soils, active carbon (Ca) and stable carbon (Cs) (n = 4) at QualiAgro (a) and La Cage (b) experiments. Grouped bars with different letters are significantly different (Tukey-HSD, p < 0.05). CON-QA: conventional agriculture without organic inputs, BIOW: biowaste compost, MSW: municipal solid waste compost, FYM: farmyard manure, CON-LC: conventional agriculture, CA: conservation agriculture and ORG: organic agriculture.	78
Figure 4.1 : Schéma de fractionnement du carbone du sol d'après Zimmermann et al. (2007).	94
Figure 4.2 : Schéma de calcul des fractions SOC aux pools SOC (d'après Zimmermann et al., 2007). POM: particulate organic matter; DOC: dissolve organic carbon; s+c: silts + clays; S+A: sands + stable aggregates et rSOC: resistant carbon.	96
Figure 4.3 : Cinétique de minéralisation du carbone dans des échantillons de sol provenant de QualiAgro et La Cage : a, c) par g de sol ; b, d) par g de SOC. Les points représentent les mesures au cours du temps et les barres verticales représentent les écart-type. Les lettres représentent les différences significatives entre les pratiques agricoles (p<0,05) avec le modèle linéaire mixte.	98
Figure 4.4 : Simulation des stocks de carbone et les différents compartiments avec le modèle Roth-C à QualiAgro via une initialisation par les fonctions de pédotransferts et l'équation de Falloon et al. (1998). CON-QA : témoin sans apport organique ; MSW : compost d'ordures ménagères résiduelles ; BIOW : compost de biodéchet et FYM : fumier de ferme.	101
Figure 4.5 : Simulation des stocks de carbone et les différents compartiments avec le modèle Roth-C à QualiAgro via une initialisation par le fractionnement Zimmermann et al. (2007). CON-QA : témoin sans apport organique ; MSW : compost d'ordures ménagères résiduelles ; BIOW : compost de biodéchet et FYM : fumier de ferme.	102
Figure 4.6 : Comparaison des fractions de C mesurées avec la méthode de Zimmermann et al. (2007) et les compartiments de C prédits avec le modèle Roth-C.	103
Figure 4.7 : Distribution du C additionnel dans les compartiments de C du modèle Roth-C	104
Fig 5.1 : Illustration of the selection criteria (control and treatment) of retrieved studies, showing soil aggregates types and experiment protocols.	114

Fig 5.2 : Global distribution of the sites used in this meta-analysis. The world map was taken from a map database in R using packages ("maps" and "mapdata"). The points represent the geographical location of the sites based on the longitudes and latitudes collected in the studies.116

Fig 5.3 : Relationship between crushing effect (LnRR) of cumulative CO₂ emission and (a) incubation length; (b) Carbon content; (c) pH and (d) Clay content, by linear regression, all aggregate sizes combined. Each symbol represents an observation. The grey are represents the 95% confidence interval of the linear regression. A significant p- value (<0.05) indicates that part of the total heterogeneity can be explained by these variables. Points below the dashed line have a negative crushing effect (LnRR<0) and above the dashed line have a positive crushing effect (LnRR>0).119

Fig 5.4 : The mean crushing effect (LnRR) of cumulative CO₂ emission (mean ± 95% CI, CI is confidence interval) categorized by: (a) soil texture (Fine, Medium, Coarse); (b) Aggregate's type (LA: Large Aggregates, LM: Large Macro-aggregates, SM: Small Macro-aggregates, m: micro-aggregates); (c) Ecosystems (Cropland, Grassland, Fallow); (d) Tillage modality (No-tillage vs Tillage). The sample sizes for each group were given on the left y-axis in brackets. The crushing effect is statistically significant if the 95% CI of the effect size does not overlap with the zero line (P < 0.05), and vice versa. LnRR > 0 represents a positive effect, while LnRR < 0 indicates a negative effect.120

Fig 6.1 : A schematic diagram of the experimental design showing constant moisture treatments (WET, MWET, DRY) and dry-wet cycles treatment (DWC).148

Fig 6.2 : Relationship between cumulative carbon mineralization at the end of incubation (97 days) and matric potential under (a) La Cage experiment and (b) QualiAgro Experiment. ..152

Fig 6.3 : Continuously soil moisture (WET, DRY, MWET) and dry-wet-cycles (DWC) effect on specific cumulative carbon mineralization under conservation agriculture (CA), organic agriculture (ORG) and conventional agriculture (CON-LC) at La Cage experiment. Error bars indicate standard deviation of 4 replicates per treatment. A significant difference between systems is obtained for p<0.05. Letters represent differences between cropping systems..152

Fig 6.4 : Soil moisture (WET, DRY, MWET) and dry-wet-cycles (DWC) effect on specific cumulative carbon mineralization under biowaste compost (BIOW), residual municipal solid waste compost (MSW), farmyard manure (FYM) and control treatment (CON-QA) conventional agriculture without organic inputs at QualiAgro experiment. Error bars indicate standard deviation of 4 replicates per treatment. A significant difference between systems is obtained for p<0.05. Letters represent differences between agricultural practices.153

Fig 6.5 : Proportion of extra SOC mineralized under WET, DWC and DRY treatments relative to MWET treatment. Error bars indicate standard deviation of 4 replicates per treatment. Values above zero indicate that the treatment stimulates carbon mineralization relative to MWET, and values below zero indicate that the treatment inhibits carbon mineralization relative to MWET. A significant difference between carbon-storing soils and baseline soils is obtained for p<0.05. Letters represent differences between agricultural practices.....154

Fig 6.6 : Temperature effect on specific cumulative soil organic carbon (SOC) mineralization under 28°C [(a) and (c)] and 35°C [(b) and (d)] at QualiAgro and La Cage experiments. Error bars indicate standard deviation of 4 replicates per treatment. A significant difference between systems is obtained for p<0.05. Letters represent differences between agricultural practices.154

Fig 6.7 : Q10 values distribution according to cropping systems. On the left the Q10 for the temperature range 20-28°C and on the right the Q10 for the range 28-35°C. The red dots inside the boxplot represent the mean value whose numerical value is indicated above. A significant difference between systems is obtained for p<0.05.155

Fig 7.1 : (a) A schematic diagram of the experimental design showing constant moisture scenario (WET, MWET, DRY), average water content in dry-wet cycles (W_{DWC}) and dry-wet cycles scenario (DWC), (b) diagram of incubation procedures.170

Fig 7.2 : (a) Carbon mineralization rates under constant soil moisture and dry-wet-cycles scenario for soil from plot under conventional agriculture at La Cage experiment (CON-LC). Error bars indicate standard deviation of 4 replicates per treatment. (b) Relationship between water content and daily mineralization rate on the CON-LC plot to reconstruct the mineralization rate corresponding to an average moisture in DWC scenario. 171

Fig 7.3 : Cumulative SOC mineralization upon dry-wet-cycles and mean_DWC under conservation agriculture (CA), organic agriculture (ORG), conventional agriculture at La Cage (CON-LC); Conventional agriculture without organic inputs at QualiAgro (CON-QA residual municipal solid waste compost (MSW); Farmyard Manure (FYM) and Biowaste Compost (BIOW). Error bars indicate standard deviation of 4 replicates per treatment. 174

Figure 8.1 : Distribution du C total des parcelles témoins et du C additionnel dans les fractions POM-C (matière organique particulaire) vs MAOM-C (matière organique associée aux minéraux) ; les compartiments actif vs stable et les compartiments RPM (matière végétale résistante) vs HUM (matière organique humifiée) et IOM (matière organique interte). 179

Figure 9.1 : Principe du fractionnement des MO selon leurs localisations dans les micro agrégats 50-200µm. 223

Figure 9.2 : Taux de récupération en masse (a) et en carbone (b) en (%). 224

Figure 9.3 : La teneur en Carbone organique (gC/kg sol sec) pour (1) le sol (BULK) et pour toutes les fractions de ce sol de La Cage. 225

Figure 9.4 : La teneur en Carbone organique (gC/kg sol sec) pour (1) le sol (BULK) et pour toutes les fractions de ce sol de QualiAgro. 226

Figure 10.1 : Dispositif de montage du sol + silica-gel. 233

Figure 10.2 : Courbes d'adsorption d'eau par le Silica-gel en fonction du temps d'incubation, la moyenne et l'écart-type ont été obtenu pour 3 répétitions de chaque traitement. 233

Liste des tableaux

Tableau 1.1: Formes de C organique (du sol) trouvées dans la littérature scientifique (tableau adapté du chapitre 2 du rapport 2010 du gouvernement de Victoria, basé sur Baldock, (2007)). 23

Tableau 2.1 : Rendements humiques des PRO 56

Tableau 2.2 : Rotation des cultures et travail du sol à "La Cage" sur la période 1998-2014 d'après Autret et al. (2016) et complété des données de l'UMR Agronomie INRAE (2020)... 59

Table 3.1 Soil organic C (SOC), total N (SON) and C/N measured in topsoil. The SOC gain is expressed relative to the control treatment. Values in brackets are standard deviations..... 70

Tableau 4.1 : Teneur en carbone organique du sol (COS), biomasse microbienne absolue et spécifique et la quantité de carbone minéralisée au jour 120, au jour 240 et au jour 484. La moyenne ± écart-type. Les lettres indiquent les différences significatives ($p < 0,05$) entre les pratiques agricoles. 99

Tableau 4.2 : Estimation la taille des compartiments labile (Clabile) et lent (Cslow) avec leur taux de minéralisation respectif k_l et k_s obtenus lors de l'ajustement de la courbe au modèle de minéralisation de C. Les valeurs entre parenthèses sont les écarts types Les valeurs entre parenthèses sont les écarts types de 4 répétitions. 100

Tableau 4.3 : Estimation de la taille des compartiments labile (Clabile) et lent (Cslow) obtenus lors de l'ajustement de la courbe au modèle de minéralisation de C, avec k_l et k_s fixes pour toutes les pratiques Les valeurs entre parenthèses sont les écarts types de 4 répétitions. Les lettres indiquent des différences significatives ($p < 0.05$) entre les pratiques agricoles. 100

Tableau 4.4 : Coefficient de partition des matières organiques exogènes en compartiment d'entrée du modèle Roth-C en labile, résistant et humifié (fDPM, fRPM, fHUM) basés sur l'étude de Peltre et al. (2012) et évaluation des performances du modèle à simuler les stocks de carbone. RMSE : root mean square error between measured; EF : model efficiency; R^2 : coefficient of determination. 102

Table 5.1 : Comparison of the effect of aggregate crushing on the C mineralization in different studies, soil types, aggregates size and soil management. WHC: Water Holding Capacity; WFPS: Water Free Pore Space; pF: matric potential.	121
Table 5.2 : Mean slopes of linear regression by data pair depending on incubation time. RR is the ratio of crushed aggregate cumulative mineralization relative to intact aggregates. Values are means \pm standard error.	127
Table 5.3 : Meta-estimates of the crushing effect according to initial size and crushing intensity: a) large aggregates (>10mm), b) large macro-aggregates (2-8mm), c) small macro-aggregates (0.25-2mm) and d) micro-aggregates (0.25-0.05mm). Sample size is indicated by 'N', meta-estimates of crushing effect (LnRR) are also reported as percentage change in carbon mineralization (% Change) with 95% confidence intervals (lower and upper). P-values are bolded when significant and the I ² represents the level of heterogeneity between studies.	128
Table 6.1 : Physical and chemical properties of the soil at "La Cage" (layer 0–25 cm) and QualiAgro measured at the start of experiment in 1998 (Peltre et al., 2012; Autret et al., 2016) to 2020 at QualiAgro and La Cage (layer 0-30 cm CON-LC (Conventional Agriculture); ORG (Organic Agriculture); CA (Conservation Agriculture); CON-QA (Conventional Agriculture without organic inputs); MSW (Residual Municipal Solid Waste Compost); FYM (Farmyard Manure) and BIOW (Biowaste Compost).....	146
Table 6.2 : Soil organic carbon content according to cropping systems, percentage of SOC mineralized according to soil moisture regime: continuously at pF1.5 (WET); continuously at pF2.5 (MWET); continuously at pF4.2 (DRY) and Dry-wet cycles (DWC). SOC: Soil Organic Carbon; CON: conventional Agriculture; ORG: Organic Agriculture; CA: Conservation Agriculture; CON-QA: Conventional agriculture without organic waste products; MSW: residual municipal solid waste compost; FUM: Farmyard Manure; BIOW: Biowaste Compost. NS: Non-Significant; ANOVA: Analysis of the variance. (γ): p-value of soil moisture regime effect on SOC mineralization and (\perp): p-value of agricultural practices effect. Uppercase letters represent differences between moisture treatments and lowercase letters represent differences between agricultural practices. A significant difference is obtained for $p < 0.05$	156
Table 6.3 : Percentage of SOC mineralized according to temperature increasing. (\cdot): p-value of incubation temperature effect on SOC mineralization and (\circ): p-value of agricultural practices effect. Uppercase letters represent differences between temperature treatments and lowercase letters represent differences between agricultural practices. A significant difference is obtained for $p < 0.05$	156
Table 7.1 : Soil organic carbon contents, cumulative SOC mineralization calculated from continuous measurements (MWET, DWC) or with partial measurements only in the wet phase (pMWET and pDWC). ΔC_{min1} and ΔC_{min2} represent the delta SOC mineralized.	175
Tableau 9.1 : P-values issues de l'analyse des variations (ANOVA) dans le sol total et les fractions obtenues après fractionnement physique. Les valeurs en gras sont significatif au seuil de 5%.	226
Tableau 9.2 : Le pourcentage de carbone (%) dans chaque fraction du sol pour La Cage et QualiAgro	227

Introduction générale

Les sols ont un rôle crucial pour les régulations climatiques. En effet, des variations positives ou négatives des stocks de carbone organique des sols (COS) peuvent significativement influencer la concentration en CO₂ atmosphérique sur des pas de temps courts et donc atténuer ou aggraver le dérèglement climatique en cours (GIEC ou Global C project). Par ailleurs, l'évolution des stocks de COS est aussi importante à considérer pour la qualité des sols, la qualité d'un sol étant fortement lié à sa teneur en COS. C'est dans cette logique qu'a vu le jour l'initiative 4 pour 1000. L'enjeu de cette initiative, lancée par la France en 2015 lors de la COP 21, est de favoriser la mise en place des pratiques culturales qui permettent d'augmenter le stockage de carbone dans les sols agricoles pour un double bénéfice (climatique et pour la qualité des sols) (www.4p1000.org, Pellerin et al., 2019).

Un certain nombre de pratiques applicables en grandes cultures ont été identifiées comme intéressantes pour augmenter le stockage de carbone dans les sols. D'une part, l'insertion et l'allongement de la durée des cultures intermédiaires permettent d'accroître l'apport de biomasse végétale qui retourne au sol. D'autre part, l'introduction de prairies temporaires dans les successions de cultures, le développement de l'agroforesterie, ou encore l'installation de haies sont également des pratiques favorables au stockage additionnel de carbone (Chenu et al., 2019 ; Lal, 2004 ; Paustian et al., 2016 ; Soussana et al., 2019). L'application des matières organiques exogènes (MOE), via la valorisation de déchets en tant qu'amendements organiques tels que le compost ou le fumier de ferme contribue également au stockage additionnel dans les sols (Peltre et al., 2012). Ces différentes pratiques jouent sur deux leviers majeurs dans les sols : (i) l'augmentation des entrées de carbone dans les sols (résidus de récolte, fumiers, composts...) et (ii) la réduction des sorties de carbone (l'érosion, la lixiviation et la minéralisation) (Soussana et al., 2019). De nombreux travaux se sont attachés à évaluer le potentiel de stockage de carbone sous ces différentes pratiques par différentes méthodes faisant effectivement apparaître des possibilités de stockage substantielles (Lugato et al., 2014, Chenu et al., 2019, Fujisaki et al. 2018a). Cependant, les connaissances sur la stabilité de ce carbone additionnel et sa vulnérabilité dans le contexte de changement climatique font défaut. Plus spécifiquement, des pratiques dites « stockantes » telles que l'apport de produits résiduels organiques (PROs) de différentes qualités, la réduction du travail du sol et la mise en place de plantes de couverture, l'utilisation de légumineuses à enracinement profond dans les rotations pourraient avoir des effets contrastés sur la persistance et la vulnérabilité du carbone nouvellement stocké.

L'effet puits de carbone dans les sols agricoles sera d'autant plus efficace si le stockage additionnel de carbone est réalisé sous forme de matière organique (MO) persistante et non sous forme de MO labile. Trois grands mécanismes principaux régissent la stabilisation de cette matière organique dans les sols (Sollins et al., 1996, von Lützow et al., 2006) : (i) la préservation sélective due à la récalcitrance des composés organiques à l'échelle moléculaire ; (ii) l'interaction organo-minérale à la surface des oxydes de Fe-, Al-, Mn- et des phyllosilicates ; et (iii) la protection physique due à l'inaccessibilité spatiale (occlusion) de la matière organique aux décomposeurs. Une meilleure compréhension de ces mécanismes sous ces pratiques agroécologiques permettra de prédire si le stockage additionnel sera persistant à court, à moyen ou à long-terme. Le carbone organique du sol (COS) est constitué de composés très hétérogènes avec des temps moyens de résidence (TMR) allant de quelques jours à plusieurs siècles (Amundson 2001 ; Trumbore 1997). Il convient donc de disposer des outils et méthodes robustes qui permettent d'isoler correctement les différents compartiments cinétiques de carbone dans les sols, et de prédire l'évolution possible de ces compartiments.

Les mesures de la respiration par des incubations de longue durée et la quantification de la matière organique particulaire (POM) et matière organique associée aux minéraux (MAOM) obtenues par diverses méthodes de fractionnement (densité uniquement/densité + taille des particules) (Balesdent, 1996 ; von Lützow et al., 2007, Poeplau et al., 2018) sont utilisées depuis des décennies et constituent des mesures traditionnelles de la labilité et de stabilité du COS. Les POM sont considérées comme étant moins stables que les MAOM (Balesdent et al., 1998), mais les MAOM peuvent accueillir des MO avec des TMR très contrastés (e.g., von Lützow et al., 2007). Ainsi, si une pratique agroécologique augmente plus de POM cela voudrait dire qu'on favorise du carbone moins stable alors que si on augmente la MAOM, on ne sait pas si on a augmenté le très stable, le moins stable ou le pas stable. Les techniques d'analyse thermique ont également été utilisées pour caractériser la stabilité de la matière organique du sol (SOM) (par exemple, Plante et al., 2009). Parmi elles, l'analyse Rock-Eval 6 (RE6) a montré des résultats prometteurs dans la détermination de la stabilité biogéochimique des MOS (Barré et al., 2016 ; Gregorich et al., 2015 ; Saenger et al., 2015 ; Sebag et al., 2016). En particulier, des paramètres RE6 peuvent être utilisés en variables d'entrée d'un modèle d'apprentissage, PARTY_{SOC}v2.0, qui permet de quantifier les compartiments de COS stables (>100 ans) et actifs (30-40 ans) (Cécillon et al., 2018, 2021 ; Kanari et al., 2022). Enfin l'utilisation des modèles multi-compartimentaux permet aussi d'évaluer les compartiments cinétiques de carbone et de simuler leur évolution dans le temps.

Cependant, les performances de ces modèles sont souvent dépendantes de la méthode d'initialisation des compartiments cinétiques. Aujourd'hui, il n'existe donc pas de méthode universelle d'étude de la dynamique des MOS, une approche multiméthodes est à la fois nécessaire et très performante pour évaluer la stabilité biogéochimique du carbone nouvellement stocké par ces pratiques agroécologiques.

Toutefois, une fois que le carbone est stocké dans le sol, on ne sait pas si ce dernier va résider longtemps ou pas face aux perturbations physiques et climatiques. Par exemple, le travail du sol est une perturbation physique qui affecte la stabilité des agrégats du sol. La destruction des macroagrégats en microagrégats, entraîne généralement une augmentation de la minéralisation du C ou de N (Balesdent et al., 2000). Cette augmentation était faible ou même insignifiante dans les sols labourés, alors qu'elle était plus importante dans les sols non labourés (Beare et al., 1994). Ainsi, les pratiques agroécologiques conduisant à une forte stabilité des agrégats seront probablement plus sensibles à une perturbation physique. Il est aussi largement reconnu que le changement climatique affecte la minéralisation du carbone dans les sols. Le changement climatique entraîne une augmentation globale des températures, ainsi qu'une augmentation de la fréquence et de l'intensité des événements climatiques extrêmes tels que les sécheresses, les fortes précipitations, les incendies ou les alternances gel-dégel (Shukla et al., 2019). On s'attend également une augmentation de l'évaporation de l'eau terrestre et une augmentation du taux d'humidité dans l'atmosphère, ce qui entraîne des cycles fréquents de sécheresse et de fortes précipitations (Dai, 2013, Donat et al., 2016). Ces événements climatiques pourraient avoir des impacts positifs ou négatifs sur les émissions de CO₂ dans l'atmosphère en affectant les processus écologiques qui contrôlent la dynamique du carbone organique dans les sols agricoles renforçant ainsi l'effet de serre. Il est donc crucial d'anticiper les pertes futures de carbone sous ces pratiques stockantes face à ces perturbations. C'est dans ce contexte que s'articule ce sujet de thèse dont l'objectif était d'évaluer d'une part la stabilité biogéochimique du carbone nouvellement stocké, et d'autre part la vulnérabilité de ce carbone face aux événements climatiques extrêmes et aux perturbations physiques du sol.

Chapitre 1 : Synthèse bibliographique

Chapter 1 : Bibliographic synthesis

1 Synthèse bibliographique

1.1 Matière organique dans les sols (MOS)

Les matières organiques des sols (MOS) regroupent l'ensemble des constituants organiques, vivants et morts, présents dans le sol, d'origine végétale, animale ou microbienne, transformés ou non (Sollins et al., 1996). La matière organique du sol est donc un continuum de matières plus ou moins complexes en perpétuel renouvellement. Elles se répartissent en différents groupes :

- Les matières organiques vivantes animales, végétales et microbiennes qui représentent la totalité de la biomasse en activité ;
- Les matières organiques fraîches composées de débris de végétaux, animaux et microbiens (déjection, cadavres, exsudats) qui sont facilement décomposables ;
- Les matières de l'humus qui correspondent à des composés organiques stabilisés suite à la dégradation de matières organiques fraîches et qui représentent 70 à 90% des matières organiques du sol.

La teneur en matière organique (MO) d'un sol résulte d'un équilibre entre les entrées de MO (résidus de cultures, racine, PROs...) et les sorties de MO via la décomposition, l'érosion et/ ou la lixiviation. Ces entrées et sorties de carbone dans les sols, dépendent des conditions pédoclimatiques, de l'utilisation et le mode de gestion des sols.

Les MOS sont composées de 4 éléments principaux : le carbone (C), l'hydrogène (H), l'oxygène (O) et l'azote (N). Les matières organiques (MO) du sol sont constituées à 95% de MO mortes et à 5% d'organismes vivants. Ces proportions sont indicatives et varient fortement d'un sol à l'autre, et d'un horizon à l'autre. Ces matières organiques, provenant directement ou indirectement de la production photosynthétique des végétaux supérieurs, sont constituées d'environ 50% de carbone (Pellerin et al., 2019). La matière organique du sol (MOS) est une source importante d'éléments nutritifs pour les plantes, stabilise la structure du sol et joue un rôle central dans l'échange des gaz à effet de serre entre la surface et l'atmosphère (Balesdent et al., 2000 ; Smith et al., 2001 ; Grandy and Robertson, 2006).

Ces matières organiques des sols assurent de nombreuses fonctions synthétisées dans la Figure 1.1 :

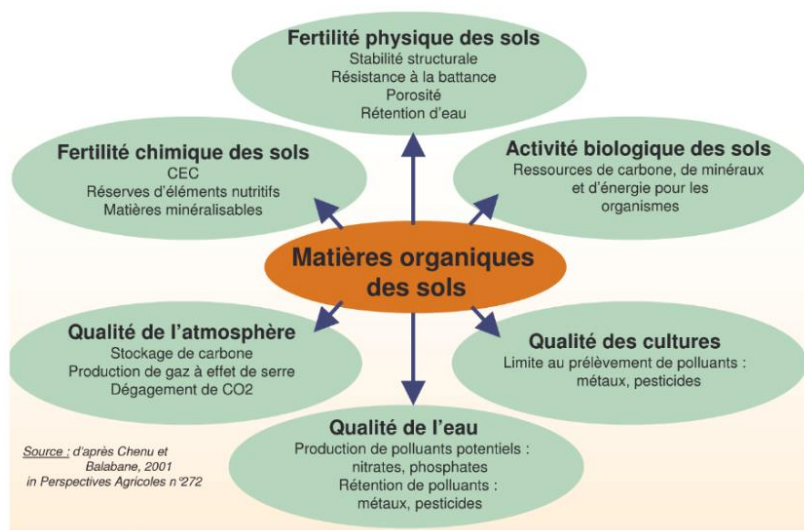


Figure 1.1 : Les fonctions remplies par les matières organiques du sol. Source : (Chenu and Balabane, 2001, Perspectives Agricoles n°272, page 43)

1.2 Dynamique des MO dans les agroécosystèmes

Dans les agroécosystèmes, la teneur en MOS est le résultat de deux flux opposés : d'un côté, l'apport de matière organique via les résidus de cultures (paille, feuilles sénescentes, racines mortes) et l'application d'engrais et amendements organiques exogènes (fumier, lisier, boues, engrais verts) et, de l'autre, les pertes en MOS par minéralisation, lessivage et érosion (Liu et al, 2006 ; Chenu et al, 2014). Afin de prédire la dynamique de la MOS, des modèles identifient des compartiments de carbone avec des temps de résidence contrastés, caractérisés par un taux de décomposition potentiel spécifique et des facteurs contrôlant ce taux potentiel permettant de fournir des taux de décomposition effectifs (Six et al, 2002a ; von Lützow et al, 2008). Le temps moyen de résidence (TMR) de chaque compartiment organique du sol est le rapport de la quantité de carbone organique du sol (COS) contenue dans ce compartiment par rapport à son flux de carbone (C) entrant, ou à son flux de C sortant si ce calcul se réfère à l'état stationnaire. Par exemple, dans le modèle Century (Patron et al., 1988), trois compartiments sont généralement considérés : un compartiment labile, facilement dégradable (TMR de jour à années), un compartiment intermédiaire (TMR de décennies) et un compartiment passif (TMR de siècles). Pour les sols cultivés, le TMR moyen du carbone organique du sol (tout compartiment confondu) a été estimé à 61 ± 9 ans dans une synthèse de 10 études (Six and Jastrow, 2002). Ce TMR est plus élevé dans les couches les plus profondes du sol (Fontaine et al., 2007, Balesdent et al., 2018). Cependant, les outils méthodologiques ne permettent pas d'isoler ces différents compartiments dans les sols ce qui a pour risque de surestimer ou sous-estimer l'un des compartiments au détriment des autres.

1.3 Différents compartiments de MO du sol

La MOS est un mélange complexe de substances (partiellement) décomposées (c'est-à-dire des molécules organiques telles que les polysaccharides, la lignine, les biopolymères aliphatiques, les tanins, les lipides, les protéines et les amino-sucre) provenant de la litière végétale ainsi que de la biomasse microbienne et faunique (Totsche et al., 2010). Elle représente également une variété de compartiments qui sont liés à la fonction microbienne (Krull et al., 2003 ; Trumbore, 2009). Ces compartiments sont divisés en fonction de leur stabilité biologique (labile, stable, réfractaire et inerte), de leur vitesse de décomposition (rapide ou active, lente ou intermédiaire et très lente/passive/inerte) et de leur temps de renouvellement (court, long, très long) (Tableau. 1.1).

Tableau 1.1: Formes de C organique (du sol) trouvées dans la littérature scientifique (tableau adapté du chapitre 2 du rapport 2010 du gouvernement de Victoria, basé sur Baldock, (2007)).

Forme	Composition	Catégories de compartiments
Résidus végétaux de surface	Matériel végétal résidant à la surface du sol, y compris la litière de feuilles et le matériel de culture/pâturage	Compartiment rapide (ou labile) : La décomposition se produit à une échelle de temps allant de quelques jours à quelques années
Résidus végétaux enfouis	Matériel végétal d'une taille supérieure à 2 mm résidant dans le sol	Compartiment rapide (ou labile) : La décomposition se produit à une échelle de temps allant de quelques jours à quelques années
Matière organique particulaire (MOP)	Matière organique semi-décomposée d'une taille inférieure à 2 mm et supérieure à 50 µm	Compartiment rapide (ou labile) : La décomposition se produit à une échelle de temps allant de quelques jours à quelques années
Humus	Matière organique bien décomposée, d'une taille inférieure à 50 µm, associée aux particules minérales du sol	Compartiment lent (ou stable) : La décomposition se produit sur une échelle de temps allant de quelques années à quelques décennies
Carbone organique résistant (COR)	Charbon de bois ou matériaux carbonés résultant de la combustion de matières organiques (résistant à la décomposition biologique)	Compartiment passif (ou récalcitrant) : La décomposition se produit à une échelle de temps allant de décennies à milliers d'années

1.4 Stockage de carbone dans les sols

Le stock de carbone d'un sol est la somme de ce qui est présent de chacun des apports annuels passés. Il dépend donc des flux de carbone entrant, des biotransformations

de ce carbone et de ses durées de stabilisation, avant que le carbone ne quitte le sol essentiellement sous forme de CO₂, produit de la respiration des organismes décomposeurs (Pellerin et al., 2019). Les principaux processus qui régulent la dynamique des matières organiques dans les sols sont synthétisés par la Figure 1.2.

Le stockage du carbone est plus large puisqu'il est défini comme l'augmentation des stocks de carbone organique du sol (COS) au fil du temps par unité de surface. Ce stockage n'est pas nécessairement associé à une réduction nette des émissions de CO₂ dans l'atmosphère (Chenu et al., 2019). Contrairement à la « **Séquestration** » définie comme : le processus de transfert du CO₂ de l'atmosphère vers le sol par unité de surface, par le biais des plantes, des résidus de cultures et autres composés organiques qui sont stockés ou retenus sous forme de matière organique du sol (Olsen et al., 2014). Le carbone du sol (C) représente le plus grand réservoir de carbone terrestre et on estime qu'environ 1500 à 2000 Gt C sont stockés dans les sols du monde (Schlesinger, 1997). En 2014, une méta-analyse ayant repris 27 études sur les stocks de carbone a estimé la quantité totale de carbone organique du sol à 1 500 Gt, avec une fourchette allant de 504 à 3 000 Gt (Scharlemann et al., 2014). L'article note aussi que la plupart des observations se font jusqu'à 1 mètre de profondeur maximum. Or, il y a 1,5 à 2 fois plus de carbone à 3 mètres de profondeur. En raison de la taille de ce réservoir par rapport à l'atmosphère, qui contient environ 770 Gt C, des augmentations ou des diminutions relativement faibles du stockage du carbone dans le sol pourraient influencer les concentrations atmosphériques de CO₂ (Kauppi and Sedjo, 2001 ; Lal, 2003, 2004).

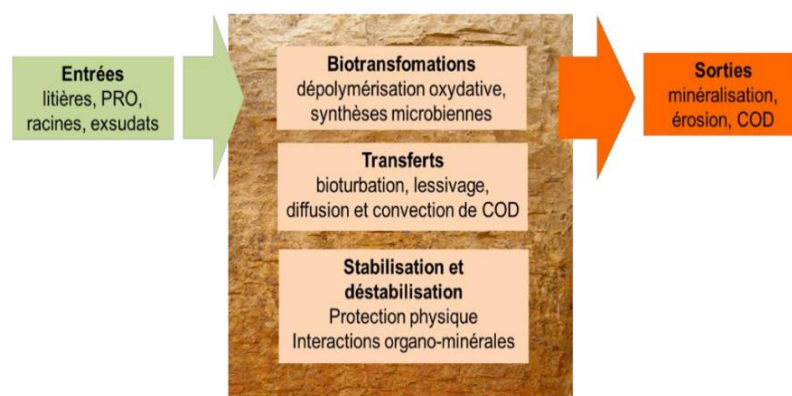


Figure 1.2 : Les différents processus qui contrôlent le stockage de carbone dans les sols (PRO : produit résiduaire organique ; COD : carbone organique dissout) d'après Pellerin et al. (2019)

1.5 Stockage additionnel

Le stockage additionnel lié à une pratique agricole B est la différence entre le stock de carbone mesuré dans un sol après la mise en œuvre de la pratique B pendant une période donnée, et le stock de ce même sol sous une pratique A de référence mise en œuvre durant la même

période, à partir d'un état initial commun (Figure 1.3). Le stockage additionnel est donc défini pour deux pratiques, un site donné, et un temps écoulé depuis la différenciation des pratiques. Un minimum de 5 à 10 ans est généralement nécessaire pour qu'un stockage additionnel soit mesurable (GIEC 2019). La plupart des études comparent les stocks de deux pratiques après n années de différenciation à partir d'une situation commune (études synchrones) et mesurent donc un stockage additionnel (différentiel entre A et B au temps t_{0+n}) ; très peu d'études ont mesuré le stock au temps initial t_0 (études diachrones) et évaluent donc le stockage réel (différentiel entre le temps t_0 et t_{0+n} pour une pratique donnée). A noter que le changement de stock entre t_0 et t_{0+n} dépend à la fois de l'histoire antérieure à t_0 , et donc du stock de carbone à l'instant t_0 , et de la pratique (Pellerin et al., 2019).

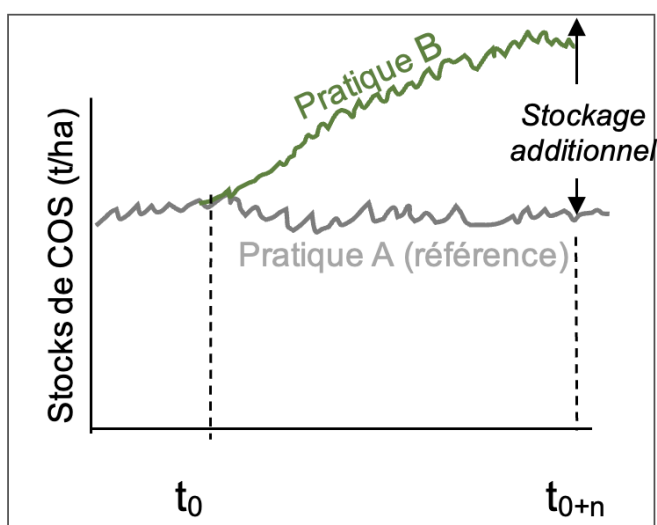


Figure 1.3 : Représentation schématique des cinétiques de stockage associées à l'adoption de pratique B conduisant à un stockage additionnel de carbone par rapport à la pratique A de référence.

1.6 De combien, à quel rythme et pour combien de temps les stocks de carbone du sol peuvent-ils augmenter ?

Il est encore difficile de savoir, lorsqu'on stocke du carbone, si cette action est pérenne ou pas, au vu des multiples facteurs contrôlant la dynamique des MOS. Le potentiel de stockage du carbone d'une unité de sol donnée peut être défini comme le gain maximal en stock de carbone organique du sol réalisable sous un climat donné et dans un délai donné. Les stocks de carbone des sols varient de 30 à 90 t C. ha⁻¹ environ dans les 30 premiers centimètres du sol à l'échelle de la France (Pellerin et al., 2019). L'usage des sols est le facteur de premier ordre expliquant les stocks de COS. Les sols sous cultures annuelles et cultures pérennes avec sol nu ont des stocks souvent inférieurs à 45 t C. ha⁻¹ en France métropolitaine. Les Vignes et vergers, cultures à très faibles restitutions organiques, présentent les stocks les

plus faibles : environ 32 t C. ha⁻¹ par exemple en France métropolitaine (Martin et al., 2011). Les terres arables sont caractérisées par des stocks assez bas également : 43 t C. ha⁻¹ en moyenne. Les sols sous prairies permanentes et forêts (litière exclue), avec des stocks de près de 70 t C. ha⁻¹ ; les sols des pelouses d'altitude et des zones humides, dont les stocks sont supérieurs à 90 t C. ha⁻¹ (par effet, respectivement, des basses températures et de l'anoxie sur la minéralisation du carbone) (Martin et al., 2011). L'effet majeur en termes de stockage additionnel sera obtenu par passage du premier au second groupe. Prairies et forêts présentent des potentiels de stockage de C dans les sols très voisins (Arrouays et al. Expertise INRA, 2002).

Notre capacité de prédire les changements futurs des stocks de MOS et leurs réactions aux perturbations demeurent limitées en grande partie par notre compréhension des mécanismes qui sous-tendent la persistance et la stabilisation du C du sol (Stockmann et al., 2013 ; Barré et al., 2016). Prédire la stabilité à long terme des composés de carbone dans le sol reste difficile en raison de la grande diversité des processus qui contrôlent le renouvellement de la matière organique du sol, y compris la chimie du C et son interaction avec les systèmes enzymatiques microbiens, la surface des sols minéraux, les perturbations et le climat (Schimel et Weintraub, 2003).

1.7 Impact des pratiques agricoles sur le stockage additionnel de C organique dans les sols

Plusieurs pratiques et systèmes de cultures ont été identifiées comme étant efficaces pour accroître le stockage de carbone dans les agroécosystèmes (Chenu et al., 2014 ; Pellerin et al., 2019). Il s'agit de l'agroforesterie, l'agriculture de conservation avec la réduction du travail du sol, l'adoption des cultures sous couvert végétal permanent, l'apport des MO d'origine exogène (fumier, composts...) et dans une certaine mesure l'agriculture biologique avec l'association des légumineuses. Ces différentes pratiques ont des efficacités différentes sur l'augmentation des stocks de carbone du sol (Figure. 1.4). Chenu et al. (2014), ont identifier 4 actions majeures permettant d'augmenter les stocks de carbone dans les agroécosystèmes : (i) augmenter les entrées en accroissant la production primaire brute (par exemple augmenter les rendements des cultures), (ii) favoriser le retour au sol de la biomasse végétale produite (restitution des résidus de culture plutôt que de les exporter, limiter le pâturage), (iii) importer des matières organiques externes à la parcelle (par exemple des produits résiduels organiques (PROs) tels que des composts, des effluents d'élevage), ou (iv) réduire la minéralisation des matières organiques (par exemple en limitant les opérations

de travail du sol qui stimulent la décomposition). Ce dernier point fait l'objet d'un débat dans la littérature, notamment sur l'efficacité du non-labour sur le stockage de carbone.

Selon le type d'écosystème, le stockage additionnel par les pratiques peut être variable. Les possibilités de stockage additionnel sont "beaucoup plus faibles" en prairies permanentes (12 % du total), tandis qu'en forêt, aucune pratique « plus stockante que les pratiques actuelles » n'ont été identifiées » (Pellerin et al., 2019). Certains sols ont déjà un stock élevé de carbone. C'est le cas des forêts et des prairies permanentes, pour lesquelles il est difficile d'augmenter le taux de carbone dans le sol. L'enjeu est alors d'entretenir et de protéger ces stocks existants par des pratiques permettant de les pérenniser (Pellerin et al., 2019).

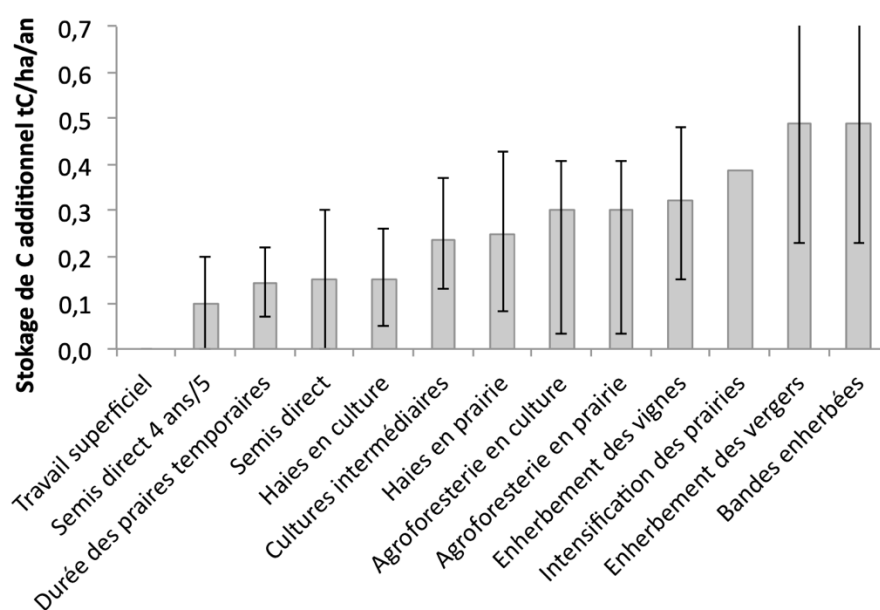


Figure 1.4 : Potentiels de stockage additionnel unitaire de C des différentes pratiques d'après Chenu et al. (2014).

1.7.1 Apport des matières organiques exogènes (MOE) : focus sur les produits résiduaux organiques (PROs)

Les MOE ont été définies comme l'ensemble des matières organiques appliquées au sol dans le but de fertiliser, d'amender ou de restaurer les sols. Les MOE incluent les résidus organiques issus des activités agricoles, urbaines et industrielles ainsi que les produits issus de leur traitement (ensemble de MOE rassemblées sous l'appellation générique de produits résiduaux organiques, PROs) et comprennent également les résidus de culture produits in situ du fait de la similarité des processus impliqués dans leur devenir, de leurs effets sur la fertilité des sols et des méthodes permettant de les caractériser (Marmo et al., 2004).

Ces MOE peuvent être épandues directement sous forme brute, sans traitement préalable, sur les sols ou subir un traitement avant épandage. Ces traitements peuvent être des traitements biologiques (compostage, méthanisation), des traitements chimiques (chaulage) ou physico-chimiques (déshydratation, séchage). Les objectifs de ces traitements peuvent être multiples et consistent à réduire les volumes, réduire les odeurs, stabiliser la MO, réduire la nocivité, produire de l'énergie entre autres (Obriot, 2016). Par exemple, le compostage est un procédé biologique qui se déroule dans des conditions d'aérobiose et qui permet la dégradation et la transformation des substrats riches en matière organique (MO) en compost, une matière organique stabilisée (plus résistante à la biodégradation) plus homogène.

La valeur amendante des PROs est définie comme étant la capacité des PROs à entretenir et augmenter les stocks de MO du sol. Cette valeur amendante des PROs a été quantifiée dans des essais au champ de longue durée (Houot et al., 2014 ; Maillard and Angers, 2014 ; Peltre et al., 2012). Les PROs ont des efficacités variables. A partir de l'analyse de 54 essais, l'efficacité de différents PROs à augmenter les stocks de MO dans les sols a été estimée (Houot et al., 2014). Cette efficacité est exprimée comme la proportion de C apportée contribuant à l'augmentation du C du sol. Ces efficacités sont de 0.25 ± 0.12 gC sol/gC PRO pour des boues ; 0.41 ± 0.22 gC sol/gC PRO pour des composts ; 0.25 ± 0.13 gC sol/gC PRO pour des fumiers ; 0.21 ± 0.08 gC sol/gC PRO pour des lisiers. On constate de très larges variabilités d'efficacité, en raison de la durée des essais et des doses, fréquences et contextes pédoclimatiques des apports. Aussi, on observe une efficacité qui dépend du type de PRO appliqué dans le sol (Peltre et al., 2012)

Par ailleurs, des effets négatifs ont été observés, en particulier sur les flux d'éléments autres que le C. En effet, les PROs contiennent de l'azote (N) et du phosphore (P) en quantités souvent importantes, et présentent alors des risques de sur-fertilisation, d'émission de N_2O et de volatilisation de l'ammoniac (NH_3). Enfin, il ne faut pas négliger les risques liés aux contaminants organiques, aux contaminants métalliques ou aux agents pathogènes qui peuvent être contenus dans les PROs (Smith, 2009). Pour mieux comprendre et prédire les effets positifs et négatifs des amendements en PROs ou des MOE de façon générale, il est nécessaire de mieux caractériser les MO additionnelles.

1.7.2 Travail réduit du sol ou non labour

Le travail réduit du sol signifie soit une réduction des opérations de travail du sol, soit une diminution de l'intensité du travail du sol (réduction de la profondeur du travail du sol, suppression du travail inversé complet du sol) et peut atteindre la suppression totale du travail du sol (semis direct). L'absence de labour augmenterait le stockage de C par une moindre minéralisation des matières organiques due à leur meilleure protection physique dans les agrégats du sol (qui ne sont plus détruits par le labour, ni exposés à la pluie lorsque le sol est nu), et à des conditions plus froides et humides dans la couche de surface du sol (Chenu et al., 2014). Le semis direct a été adopté dans certains systèmes culturaux alternatifs afin de minimiser la perturbation du sol, d'améliorer l'agrégation du sol et l'infiltration d'eau (Guo et al., 2016). L'effet du travail du sol sur le long terme a été étudié grâce à de nombreux essais de longue durée avec des résultats contrastés. Ainsi sur un site de grandes cultures du Bassin Parisien (Boigneville) depuis 41 ans (Dimassi et al., 2013, aucun effet significatif du travail du sol ou de la gestion des cultures n'a été observé sur les stocks de C en 41 ans. La réduction du travail du sol a entraîné une rapide accumulation de C au cours des 4 premières années, puis le stock de C n'a guère évolué durant les 24 années suivantes (+ 2,17 t.C ha⁻¹ lorsque le travail du sol était réduit, +1,31 t.C ha⁻¹ lorsque le sol n'était pas travaillé, mais ce stockage additionnel s'est annulé par la suite). Des méta-analyses (Angers et Eriksen-Hamel, 2008 ; Luo et al., 2010 ; Virto et al., 2012) montrent des bilans nuls ou faiblement positifs, conduisant à revoir nettement à la baisse les évaluations du potentiel de stockage de C du semis direct par rapport à ce qui est admis depuis une quinzaine d'années et sert de base aux coefficients d'atténuation utilisés par le GIEC.

1.7.3 Système sous couvert végétal permanent 'cover crops'

Les systèmes sous couvert permanent consistent à associer l'arrêt du travail du sol et l'intégration de plantes de couverture dans les cultures et intercultures. La réduction du travail du sol, voire le non-labour et la présence permanente des plantes de couvertures (de préférence les légumineuse), contribuent à l'augmentation de la MOS dans ces agroécosystèmes (Autret et al., 2016). Les plantes de couverture fournissent de nombreux bénéfices, comme la suppression des mauvaises herbes ou l'augmentation de l'agrégation du sol, et sont également connues pour favoriser le stockage de carbone dans le sol (McDaniel et al., 2014 ; Kallenbach et al., 2015 ; Tiemann et al., 2015). On sait que les entrées de carbone souterraines des cultures de couverture contribuent de façon disproportionnée au carbone du sol (Puget and Drinkwater, 2001 ; Rasse et al., 2005 ; Kong and Six, 2010 ; Mendez-Millan et al., 2010) et, par conséquent, les cultures de couverture peuvent servir d'outil utile pour

maintenir les stocks de carbone du sol même si la biomasse aérienne est récoltée. Une étude de longue durée portant sur les pratiques alternatives dans l'essai de longue durée de La Cage à Versailles en France de 1998 à 2014 a pu mettre en évidence l'impact de l'agriculture de conservation sur le stockage de carbone dans les sols. Après 16 années de mise en place de l'agriculture de conservation (semis-direct sans labour avec couvert végétal permanent), comparativement à la pratique conventionnelle, de bas intrant (travail du sol réduit) et à l'agriculture biologique (association des légumineuses), la quantité moyenne de COS en considérant toute la couche labourée 0-30cm était de 51,9 t ha⁻¹ en agriculture de conservation contre 42,5 ± 1,2 t ha⁻¹ dans les trois autres systèmes (agriculture biologique, intégrée et conventionnelle). La plus forte augmentation de COS observée dans le système d'agriculture de conservation peut être attribuée à une ou plusieurs pratiques spécifiques : non-travail du sol, couverture permanente du sol et diversification des cultures. Ces effets sont souvent rapportés séparément par les auteurs.

1.7.4 Effet des changements d'usage des terres sur le stockage de carbone

Le changement d'usage des terres reste le facteur le plus dynamique des changements de stock de COS (Guo and Gifford, 2002 ; Poeplau et al., 2011 ; Post et Kwon, 2000). Dans les régions tempérées, le stockage de COS augmente dans l'ordre : terres cultivées < forêts < prairies (Martin et al., 2011 ; Meersmans et al., 2008). Cependant, selon le site et les conditions climatiques, les stocks de COS forestiers peuvent être plus élevés que les stocks de prairies (Leifeld et al., 2005 ; Lettens et al., 2005). Un grand nombre d'études et de méta-analyses ont trouvé des preuves solides d'une chute importante des stocks de carbone du sol de 30 à 80 % lorsque les forêts ou les prairies ont été converties en terres agricoles (Guo et Gifford, 2002 ; Poeplau et al., 2011 ; Wei et al., 2014). La perte de carbone organique dans les sols cultivés a été attribuée à l'érosion, à la diminution des apports de carbone dans les terres cultivées, à une stabilisation réduite de la MOS due à la détérioration de l'agrégation et à une minéralisation subséquente favorisée par une augmentation de la température du sol et l'aération (Balesdent et al., 2000 ; Hamza and Anderson, 2005 ; Six et al., 1998). En contraste avec ces pertes, l'extensification de l'utilisation des terres, en particulier la conversion des terres cultivées en prairies ou en forêts, entraîne souvent une augmentation des stocks de carbone (Post and Kwon, 2000 ; Schulp and Veldkamp, 2008). Dans l'ensemble, l'information sur l'utilisation des terres constitue un indicateur important pour le stockage du COS à l'échelle locale et régionale.

1.8 Mécanismes de stabilisation de carbone dans le sol

Une condition physique ou chimique qui rend la MOS moins susceptible d'être altérée ou transportée (c'est-à-dire plus stable) est un mécanisme de stabilisation. Le mode d'altération principal est l'activité microbienne. De nombreuses réflexions ont été menées pour (a) définir et comparer les mécanismes dominants qui affectent la stabilité du carbone et (b) les organiser en un nombre limité de grandes catégories (Sollins et al., 1996 ; Baldock and Skjemstad, 2000 ; Krull et al., 2003 ; von Lützow et al., 2006). Par ailleurs, les chercheurs ont tenté d'identifier les mécanismes dominants de la stabilisation à long terme, ce qui a conduit certains à se concentrer sur la récalcitrance moléculaire inhérente des molécules organiques (Krull et al., 2003) et d'autres à se concentrer sur l'interaction argano-minérale et la protection physique dans les agrégats comme contrôles fondamentaux (von Lützow et al., 2006). Dans les sols, tous ces mécanismes peuvent se dérouler de façon concomitante, leurs effets se combinant, s'ajoutant ou s'annulant (Schmidt et al., 2011 ; Dignac et al., 2017). Nous décrivons ici plusieurs catégories de mécanismes de stabilisation (Figure 1.5).

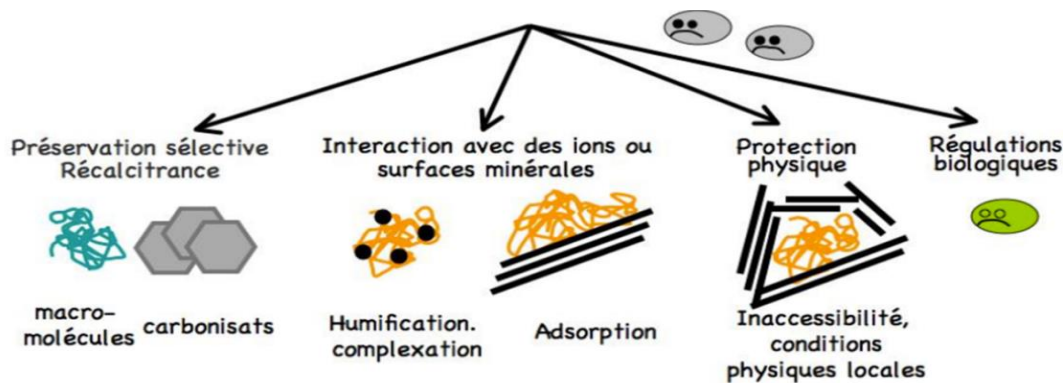


Figure 1.5 : Mécanismes de stabilisation de la matière organique du sol, d'après Chenu et al., 2009.

1.8.1 Récalcitrance intrinsèque des MOS

Le terme " **récalcitrance** " est utilisé pour désigner spécifiquement les caractéristiques moléculaires inhérentes de la MOS qui contribuent à la résistance à la dégradation par voie microbienne dans un environnement de sol (Sollins et al., 1996). Les composés aliphatiques (par exemple, les lipides, les cires) et aryles (par exemple, le charbon de bois) ont tendance à avoir les temps de renouvellement les plus longs dans de nombreux sols (Hamer et al., 2004 ; Preston and Schmidt, 2006) et sont souvent considérés comme plus récalcitrants que les autres composés organiques. L'attention portée aux composés qui ont été qualifiés de récalcitrants dans des sols de différents écosystèmes suggère toutefois que les caractéristiques

moléculaires ne sont pas forcément synonymes de stabilité inhérente (c'est-à-dire universelle), mais que la récalcitrance peut être plus spécifique au contexte : (i) le fait qu'un temps de renouvellement particulier soit considéré comme " stable " dépend des taux de recyclage d'autres compartiments de MOS dans le même sol ou la même région, et (ii) les mêmes composés peuvent être plus ou moins récalcitrants les uns que les autres dans différents environnements, en fonction des contrôles. Une des revues sur le sujet a conclu qu'il y a de plus en plus de preuves que la préservation sélective des composés végétaux n'est pas importante pour le stockage du carbone dans le sol (von Lützow et al., 2006). Les carbonisats, matière organique transformée par combustion et pyrolyse, restent un candidat à la récalcitrance. L'étude de Marschner et al. (2008) avait montré que le temps de résidence dans le sol des molécules récalcitrantes est comparable à celui des molécules qui sont plus facilement dégradables par la communauté microbienne du sol. L'importance de la récalcitrance biochimique a donc été reconsidérée, et il a été conclu que d'autres facteurs que la récalcitrance sont impliqués dans la stabilisation du carbone organique du sol à l'échelle pluriannuelle à séculaire (Chimento et al., 2016).

1.8.2 Interactions organo-minérales

Les interactions organo-minérales ont été reconnues au cours des dix dernières années comme un facteur clé de la stabilisation de la matière organique dans le sol (Schmidt et al., 2011 ; Lehmann et Kleber, 2015 ; Mathieu et al., 2015). Les minéraux du sol représentent plus de 90 % des constituants solides du sol. Les plus petits minéraux, principalement contenus dans la classe granulométrique inférieure à 2 μm (fraction granulométrique argileuse, classée comme " argiles " par les agronomes), sont très efficaces pour protéger la MO. Cette classe granulométrique comprend une grande variété de minéraux. Ceux qui ont la plus grande réactivité de surface sont les plus impliqués dans les associations organo-minérales, et ceux qui ont la plus grande surface spécifique conduisent à de plus grandes quantités de MO stabilisée. Il s'agit notamment des phyllosilicates (minéraux argileux, classés comme argiles par les minéralogistes), de différentes formes d'oxyhydroxydes métalliques et d'aluminosilicates peu cristallins (Basile-Doelsch et al., 2015 ; Kleber et al., 2015). Quelle que soit la nature des minéraux, la MO qu'ils stabilisent est principalement constituée de petites molécules issues de produits microbiens (Clemmensen et al., 2013 ; Cotrufo et al., 2015 ; Lavalley et al., 2018). Ces minéraux et phases peu cristallines protègent les composés organiques de la dégradation enzymatique par trois mécanismes principaux (Kleber et al., 2015) :

- i. L'adsorption à la surface des minéraux est le premier processus identifié (Kleber et al., 2007). Lorsque l'affinité d'adsorption d'un groupe fonctionnel organique pour une surface minérale est supérieure à son affinité pour un site enzymatique actif, la dégradation oxydative par réactions enzymatiques ne peut avoir lieu. Les sites d'adsorption ne sont pas répartis uniformément sur les surfaces minérales. Les composés organiques sont adsorbés par plaques mais ne couvrent pas toute la surface de la particule (Vogel et al., 2014 ; Remusat et al., 2012).
- ii. La co-précipitation est la formation de phases minérales secondaires en présence de MO. La taille de ces phases minérales varie d'un à quelques dizaines de nanomètres (Tamrat et al., 2018 ; Eusterhues et al., 2008 ; Kleber et al., 2015 ; Torn et al., 1997 ; Tamrat et al., 2019). Les allophanes, les oxyhydroxydes de Fe et d'Al sont les phases minérales les plus couramment décrites. Ils sont souvent associés à des chélates (ligands organiques associés à un cation métallique Fe ou Al) dans les sols à faible pH (Rasmussen et al., 2018). Les phases minérales peu cristallines peuvent également être dissoutes par l'action de ligands organiques sécrétés par les racines. Les composés organiques perdent alors leur protection minérale et peuvent être utilisés par les microorganismes (Keiluweit et al., 2015).
- iii. Un troisième processus, à savoir le pontage cationique par des ions di- ou trivalents, peut également jouer un rôle important dans la stabilisation de la MO dans certains sols. Lorsque cela implique un pont entre une surface minérale et un groupe fonctionnel organique - tous deux chargés négativement - on parle de " complexation ternaire ". Dans les sols arides et à pH élevé, le pontage cationique avec les ions Ca^{2+} tend à prendre le pas sur les autres liaisons organo-minérales (Rasmussen et al., 2018 ; Rowley et al., 2018).

Une représentation conceptuelle de la stabilisation du carbone par adsorption seule sur les minéraux argileux a donné lieu au concept de saturation (Hassink, 1997), selon lequel les surfaces minérales sont supposées accueillir une quantité limitée de carbone, limitant ainsi le stockage du carbone dans le sol. Cependant, ce concept n'a pas encore été suffisamment validé pour être opérationnel (West et Six, 2007), et le mécanisme lui-même a été invalidé par certaines observations (Vogel et al., 2014). Au vu des avancées récentes dans la connaissance des interactions organo-minérales, le concept de saturation pourrait désormais être revisité sous un angle plus mécaniste.

1.8.3 Structure et agrégation du sol

Les processus d'agrégation des particules du sol affectent le taux de minéralisation de la MO (Rovira et Greacen, 1957). Par exemple, le temps de renouvellement du C dans les microagrégats (<50 µm) est supérieur à celui des macroagrégats (>50 µm) (Golchin et al., 1994 ; Besnard et al., 1996 ; Six et al., 1998, 2002a ; Balesdent et al., 2000 ; Chevallier et al., 2004). Cependant, la différence structurelle entre les micro- et macro-agrégats n'est peut-être pas le seul facteur à l'origine de la différence de taux de minéralisation de la MO, car (i) la nature de la MO dans ces deux entités peut différer, et (ii) la durée de vie des macro- et micro-agrégats, qui régule le temps de piégeage de la MO, n'est pas la même (Plante et al., 2006). Néanmoins, les agrégats, et surtout les microagrégats, sont souvent utilisés comme fractions indiquant le "degré" de protection physique du carbone.

Des modèles conceptuels décrivent la dynamique du C dans les différents agrégats en considérant les cycles de formation-destruction des agrégats, mais leur paramétrage reste complexe (Stamati et al., 2013). L'action des décomposeurs sur leurs substrats organiques a lieu dans le réseau de pores du sol dans des microhabitats. Les plus petites bactéries étant de l'ordre du dixième de micromètre, la structure du sol et son hétérogénéité contrôlent l'accessibilité et la biodégradation à l'échelle spatiale micrométrique (Juarez et al., 2013) et peuvent être liées à des communautés microbiennes différentes dans ces habitats. Le taux de minéralisation des substrats simples dépend donc en partie de la taille des pores dans lesquels ils se trouvent (Killham et al., 1993 ; Ruamps et al., 2013).

La géométrie des associations de particules minérales crée des microsites (nanométriques à micrométriques) dans lesquels la MO est protégée de l'action enzymatique. Au sein d'un microsite, que les composés organiques soient directement liés ou non aux surfaces minérales, la dépolymérisation oxydative peut être considérablement ralentie en limitant l'accès des enzymes et la diffusion de l'O₂ (Zimmerman et al., 2004 ; Chevallier et al., 2010 ; Keiluweit et al., 2017).

1.8.4 Stabilisation climatique et environnementale

Les mécanismes décrits ci-dessus sont en définitive liés à la capacité des organismes du sol à accéder à la matière organique du sol (MOS) et à la dégrader. Cependant, l'activité des microorganismes est réduite d'une manière ou d'une autre, la faible activité du macrobiote du sol devient le mécanisme efficace de stabilisation. La suppression biotique, et la stabilisation du carbone qui en découle, peuvent donc se produire dans des conditions telles que la

limitation de l'oxygène (par exemple, les inondations), la dessiccation (par exemple, les environnements désertiques), le froid extrême ou prolongé (par exemple, les systèmes boréaux et arctiques), les déséquilibres des nutriments (par exemple, la concentration d'azote ; Waldrop et Zak, 2006), et un pH excessivement élevé ou bas (par exemple, les résidus miniers). Certains de ces écosystèmes ont une production primaire nette (PPN) suffisamment élevée pour entraîner une accumulation importante de MOS, comme dans les tourbières (Smith et al., 2004) et les forêts boréales (Harden et al., 2000). L'une des principales préoccupations concernant le changement climatique est que les conditions pourraient devenir plus favorables à l'activité microbienne, ce qui pourrait entraîner la déstabilisation de grandes quantités de MOS qui sont actuellement protégées par des conditions qui réduisent l'activité biotique (Freeman et al., 2001) et, ainsi, alimenter des rétroactions positives au réchauffement climatique (Chapin et al., 2000 ; Kirschbaum, 2000 ; Davidson and Janssens, 2006).

1.9 Méthodes d'études de la dynamique des MO dans les sols

1.9.1 Méthodes de fractionnement de la matière organique des sols

La MOS peut être fractionnée dans le but de séparer des compartiments de MO ayant des temps de résidence différents. Les méthodes de fractionnement du sol (physiques ou chimiques ou leur combinaison) sont de plus en plus utilisées pour étudier la dynamique du carbone organique dans les sols (Haile-Mariam et al., 2008 ; Plante et al., 2010 ; Stewart et al., 2009). Séparer les MOS en plusieurs compartiment permet de lier les concepts du renouvellement du carbone du sol à différents stades de décomposition et aux niveaux de la complexité structurelle et fonctionnelle de la matière organique dans le sol (Christensen, 2001).

La séparation « chimique » des MOS consiste à extraire ou solubiliser une partie des MOS par l'action de réactifs chimiques. La séparation des MO en acides humiques, acides fulviques et humines a été très utilisée dans l'étude des MOS (Stevenson, 1994). Les diverses études sur les substances séparées montrent une variabilité importante dans la composition de ces fractions, néanmoins, les acides fulviques sont généralement plus riches que les acides humiques en fonctions carboxyl (COOH) et en hydrates de Carbone. Les acides humiques seraient essentiellement composés de composés hydrophobes possédant des chaînes aliphatiques. La composition des humines est moins connue du fait de la difficulté de séparer les humines de la matière minérale du sol (Stevenson, 1994). Cette méthode de fractionnement est cependant controversée, Duchaufour (1970) montrait déjà que les fractions séparées n'offrent pas de propriétés biochimiques définies. Balesdent (1996) a rapporté

l'impossibilité de séparer chimiquement des composés organiques ayant des âges différents par extraction alcaline, hydrolyse acide, oxydation thermique, oxydation par H₂O₂ ou par pyrolyse. Lutfalla et al. (2014) ont démontré que le carbone stable centenaire ne peut être quantifiés avec succès par ces techniques d'oxydation chimique.

La séparation physique consiste à isoler des fractions de carbone organique du sol (COS) le long des limites des propriétés physiques, telles que la taille, la densité ou la force cohésive des agrégats. Ce type de fractionnement souligne l'importance des interactions entre la matière organique et les composantes minérales du sol, qui sont reconnues comme étant cruciales pour la stabilisation du COS (Six et al., 2002a ; Eusterhues et al., 2003). Les méthodes de fractionnement physique peuvent être divisées en fractionnement par taille d'agrégat, fractionnement granulométrique et fractionnement par densité. Ainsi, la principale différence entre le fractionnement par taille d'agrégat et le fractionnement granulométrique réside dans le fait que ce dernier vise une dispersion plus ou moins complète des agrégats, tandis que les méthodes de fractionnement par taille d'agrégat, visent à maintenir les agrégats intacts. Il est utile de garder les agrégats du sol intacts pour toutes les questions de recherche qui portent spécifiquement sur la structure du sol, car cela donne une idée de la distribution actuelle des agrégats dans le sol. Des micro-agrégats particulièrement fins (<53 µm) sont proposés pour agir comme barrière physique entre le décomposeur et le substrat, et ainsi protéger le COS contre une minéralisation rapide (Six et al., 2002a). Toutefois, la structure hiérarchique des agrégats implique qu'un fractionnement agrégé pur des fractions de COS avec des temps de renouvellement distincts risque d'échouer, puisque les agrégats plus grands (macro-agrégats) contiennent des agrégats plus petits (micro-agrégat). Le fractionnement par taille des particules après dispersion du sol, par exemple à l'aide d'ultrasons, de billes de verre ou d'hexamétaphosphate de sodium (SHMP), s'est révélé plus efficace pour isoler les fractions dont les taux de renouvellement sont distincts comme le montre une intercomparaison de méthodes (Poeplau et al., 2018).

- **Le fractionnement par taille des particules** est basé sur l'hypothèse selon laquelle la MOS associée à des particules de taille différente et de composition minéralogique différente, diffèrent en structure et en fonction (Christensen, 1992).
- **Le fractionnement par taille d'agrégat** repose sur l'hypothèse que le carbone organique du sol agit comme une sorte de "colle" dans les agrégats et que la taille des agrégats est directement liée à la décomposition du carbone organique (Jimenez et al., 2011 ; Moni et al., 2010). Il est donc basé sur la séparation de la MOS libre et de la MOS protégée qui est occluse dans des assemblages organo-minéraux secondaires de différentes tailles. Cette méthode est utile pour étudier les perturbations telles que les

changements dans l'utilisation des terres, le travail du sol et la dynamique du COS en lien avec la structure du sol (Six et al., 1999 ; Poeplau et al., 2017).

- **Le fractionnement par densité** est effectué à deux fins différentes : Lorsqu'une seule coupure de densité est utilisée, cela est généralement fait pour séparer une fraction légère (renouvellement rapide) d'une fraction lourde (renouvellement lente). Les seuils de densité communs se situent entre 1,4 et 2 g cm⁻³ et la séparation est généralement obtenue par flottation et sédimentation dans une solution dense (p. ex. polytungstate de sodium SPT). Ceci est fait pour séparer la fraction légère de SOC qui est vraisemblablement fraîche et qui n'est incorporée que de façon lâche dans la matrice du sol du matériau lié à la phase minérale plus lourde. La fraction légère libre (isolée sans dispersion d'agrégats), isolée par fractionnement de densité, est la fraction la plus jeune et la plus labile. Aucune autre fraction, à l'exception de la fraction légère libre séparée électrostatiquement, n'a été plus enrichie en carbone organique jeune (Poeplau et al., 2018). Des densités plus élevées (jusqu'à 2,8 g cm⁻³) sont appliquées pour séparer différents minéraux, qui ont été reconnus pour leurs différents rôles dans la stabilisation du COS. Les fractions de carbone isolées avec une densité > 2,8 g cm⁻³ sont principalement liées aux sesquioxydes et ont un taux de renouvellement extrêmement faible.
- **Les fractionnement granulo-densimétriques de particules** combinent séparation des particules ou agrégats selon leur taille et leur densité. Les fractionnements granulo-densimétriques présentent l'avantage de séparer les MO sans modifier leur composition. Le sol est d'abord dispersé soit par agitation avec des billes de verre soit par l'application d'ultrasons (Balesdent et al., 1991 ; Christensen, 1992). Les particules sont ensuite séparées selon leur taille par tamisage sous eau ou par sédimentation ou centrifugation. La séparation des MO légères peut être réalisée par flottation dans de l'eau ou à l'aide de liquide de densités différentes. L'utilisation de liquide densimétriques présente toutefois le risque de contaminer ou de dénaturer les MO. Les MO associées aux fractions grossières du sol (> 50µm), appelées MO particulières (MOP) sont composées en majorité de débris végétaux figurés plus ou moins fragmentés, peu associés aux minéraux et ayant un turnover rapide (Christensen, 1992 ; Balesdent, 1996). Pour des sols limoneux cultivés avec une transition de culture de blé à maïs plus ou moins récente, Balesdent (1996) calculait, en utilisant l'abondance naturelle en ¹³C, des vitesses de renouvellement de 3 ans pour les fractions 200 - 2000 µm et de 18 ans pour les fractions 50 – 200 µm. Les MO associées aux fractions fines (0-50µm) sont des MO plus anciennes avec un turnover de 63 ans mesuré par Balesdent (1996). Elles sont associées à des micro-agrégats assurant une protection des MO par adsorption sur des surfaces minérales et par occlusion (Chenu

and Plante, 2006). Les particules de taille 0-50 μm peuvent être subdivisées en particules de la taille des limons grossiers (20-50 μm), particules de la taille des limons fins (2-20 μm) et particules de la taille des argiles (< 2 μm). Cette méthode a fait l'objet d'un effort de normalisation en France (NF X 31-516, 2007) et constitue une technique de référence, largement utilisée pour l'évaluation de la dynamique et de la stabilité du COS (Figure 1.6). Par ailleurs, elle reste relativement simple à mettre en œuvre et abordable pour l'étude d'un grand nombre d'échantillons.

Ces différentes méthodes de fractionnement peuvent être combinées en vue de répondre à une problématique bien définie. Poeplau et al. (2018), en analysant plusieurs méthodes de fractionnement ont pu démontrer que certaines méthodes ne permettaient pas d'isoler les compartiments cinétiques de carbone dans les sols. Le temps de travail, le taux de recouvrement en carbone, les compartiments fonctionnels de carbone sont les facteurs à tenir compte dans le choix de la méthode de fractionnement.

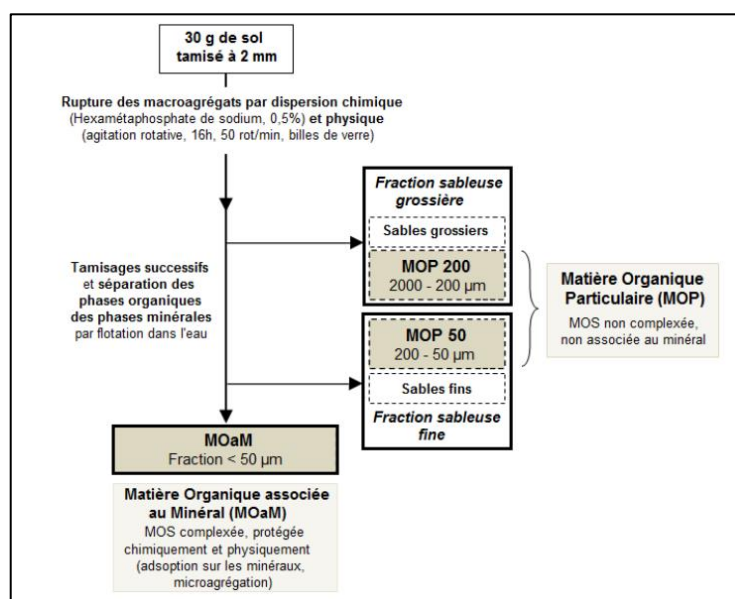


Figure 1.6 : Schéma de la méthode de fractionnement granulométrique de la MO, adaptée de la norme NF X 31-516 (2007).

1.9.2 Méthode d'incubations de longue-durée

Les études d'incubation des sols en laboratoire sont une méthode couramment utilisée pour estimer la décomposabilité de la matière organique du sol en mesurant les émissions de CO_2 lorsque le C est minéralisé à partir des sols dans des conditions contrôlées (Schädel et al., 2020). Les résultats des études d'incubation peuvent éclairer les modèles globaux sur la taille des compartiments de carbone et les taux de transformation de la matière organique du sol (principalement dérivés d'incubations à long terme) et les sensibilités des taux de processus

par rapport aux changements des facteurs abiotiques tels que la température du sol, l'humidité, le pH, etc. Les durées d'incubation peuvent varier de moins de 1 jour à plusieurs années. Les incubations à court terme (de quelques jours à quelques mois) fournissent des informations sur la quantité de C facilement décomposable et peuvent être plus proches des conditions initiales rencontrées dans le profil du sol.

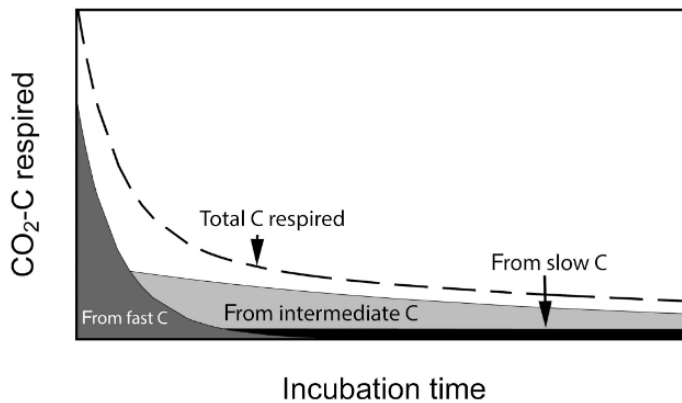


Figure 1.7 : Schéma conceptuel de la respiration du C pendant les incubations aérobies du sol. Le flux total de $\text{CO}_2\text{-C}$ est composé de contributions de différents compartiments de C qui changent avec le temps. Le C à cycle rapide domine le flux total de $\text{CO}_2\text{-C}$ au début de l'incubation et est ensuite remplacé par des compartiments de C à cycle plus lent (d'après Schädel et al., 2020).

Les incubations à long terme (de plusieurs mois à plusieurs années) peuvent s'écarter des conditions rencontrées dans le profil mais peuvent donner un aperçu de la décomposabilité potentielle du carbone à cycle plus lent (par exemple, Schädel et al., 2014). Au début des incubations en laboratoire, la respiration du C à cycle rapide domine le C total respiré, mais elle diminue rapidement, tandis que le C à cycle lent représente la majeure partie du C respiré après l'épuisement du pool de C rapide (Figure. 1.7). À cet égard, les incubations en laboratoire servent de méthode pour répartir biologiquement le carbone du sol dans différents compartiment cinétiques en utilisant les microbes eux-mêmes comme principal agent de répartition. La série chronologique produite est souvent bien approximée par une somme de fonctions exponentielles, qui sont la solution de systèmes d'équations différentielles linéaires du premier ordre à coefficients constants (Metzler et Sierra, 2018). L'ajustement des données issues des incubations à ces types de fonctions a été réalisé pour des études individuelles au niveau des sites (par exemple, Schädel et al., 2013, 2014 ; Sierra et al., 2017). Les incubations restent le seul essai biologique pour tester la stabilité du carbone du sol, un processus biologique ultime.

1.9.3 Analyse thermique Rock-Eval® et le modèle d'apprentissage automatique PARTY_{socv2.0}

L'analyse thermique Rock-Eval®, technique initialement développée par l'industrie pétrolière pour les analyses géochimiques des roches sédimentaires (Espitalié et al., 1977), permet une caractérisation rapide de la matière organique (environ 1h par échantillon). Son application a été étendue ces dernières décennies à différents matériaux organiques : étude de la MO des sols et des humus (Di-Giovanni et al., 1998 ; Disnar et al., 2003 ; Sebag et al., 2006), des sédiments lacustres et marins (Ariztegui et al., 1996 ; Jacob et al., 2004), des tourbières (Delarue et al., 2013), de la végétation et des sédiments de mangrove (Marchand et al., 2008) ou évaluation de l'état d'oxydation des charbons (Copard et al., 2002). Feller et al. (2010), dans un article de synthèse consacré aux "travaux pionniers en sciences du sol et des sédiments durant le 20ème siècle", ont mis en avant l'analyse thermique Rock-Eval® comme outil prometteur pour les études de sol et encouragent son développement.

Lors d'une analyse Rock-Eval®, l'échantillon est soumis à deux rampes de températures, la première en condition anoxyque (phase de pyrolyse) et la seconde en présence d'oxygène (phase d'oxydation) (Figure 1.8). Dans un premier temps, 30 à 100mg d'échantillon sont pyrolysés sous atmosphère inerte (N₂) entre 200°C et 650°C suivant une rampe en température croissante et régulière (30°C.min⁻¹). Les effluents produits durant cette première étape sont quantifiés en continu par un détecteur à ionisation de flamme "FID" (Flame Ionization Detector) pour les composés hydrocarbonés (ou hydrocarbure, HC), le CO et le CO₂ sont, eux, mesurés par un détecteur infrarouge (IR detector). La seconde étape est une oxydation du résidu de pyrolyse sous atmosphère oxygénée (air) entre 300 et 850°C à température croissante régulière entre 300°C et 850°C (20°C.min⁻¹). Le CO et le CO₂ émis sont là encore détectés en continu via un détecteur infrarouge. Le processus résulte en la production de 5 différents thermogrammes découpés en différents « signaux (S) » : HC libres (courbe S1), HC produits lors du craquage thermique (courbe S2), CO et CO₂ produits lors de la phase d'oxydation issus de la matière organique (courbe S3 et S3CO), et CO et CO₂ produits lors de la phase d'oxydation (courbes S4 et S5) etc. L'intégration de ces courbes permet pour chaque échantillon (i) la quantification du COT (Carbone Organique Total) ainsi que des proportions de C organique et inorganique, (ii) la caractérisation de la MO globale via les taux de composés hydrocarbonés et oxygénés (état de maturité de la MO) (Espitalié et al., 1985; Peters, 1986), et enfin (iii) la mesure de la stabilité thermique de la MOS via l'étude des courbes

S2, S3 et voire S4 et S5 (Disnar et al., 2003; Sebag et al., 2006 ; Cecillon et al., 2018 ; Soucémariadin et al. 2018a, 2018b).

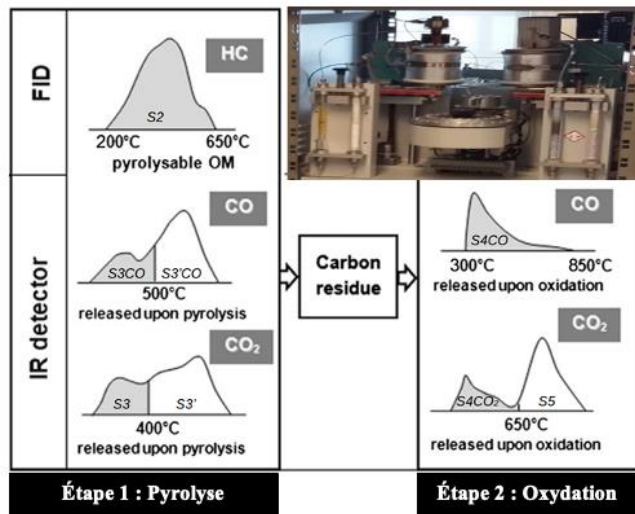


Figure 1.8 : Principe de l'analyse thermique Rock-Eval ®

Tout récemment Cécillon et al. (2018), ont développé un modèle d'apprentissage automatique à partir des paramètres Rock-Eval (RE) mesuré sur des essais de longue durée de jachère nue en Europe. Ce modèle permet d'estimer la taille du compartiment de carbone stable à l'échelle du siècle et la taille du compartiment actif (30-40 ans) au sens du modèle AMG (Kanari et al., 2022). Cette première version a été adaptée récemment en élargissant son ensemble de calibration pour former la version la plus récente du modèle, nommée PARTY_{soC}v2.0 (Cécillon et al., 2021).

1.9.4 Modélisation de la dynamique du C dans les agroécosystèmes

Des modèles généraux de dynamique du C du sol peuvent être utilisés pour simuler le devenir du C des MOS. Il existe un grand nombre de modèles de dynamique de la MOS, 36 d'entre eux ont été recensés dans le cadre du réseau SOMNET (Soil Organic Matter Network) du GCTE (Global Change and Terrestrial Ecosystems ; www.gcte.org). La majorité des modèles de dynamique du C repartissent la MOS en compartiments ayant des vitesses de dégradation différentes. La prise en compte des variables affectant la dynamique du C telles que le climat, la texture du sol et les pratiques culturales dans des modèles est nécessaire pour prévoir leur dynamique dans le sol (Peltre et al., 2012). Le modèle de Henin et Dupuis est un des premiers modèles de dynamique du C mis au point (Henin and Dupuis, 1945). Il décrit la dynamique du C avec un seul compartiment de MOS et deux paramètres :

- K1 : la fraction de l'apport annuel de C au sol qui entre dans la MOS, le reste étant supposé être minéralisé instantanément. Le paramètre K1, nommé coefficient isohumique, est spécifique pour chaque MO en fonction de sa composition.
- Le paramètre K2 (an^{-1}) est le coefficient de minéralisation de la MOS. Le K2 peut être calculé en fonction de la température moyenne annuelle, de la teneur en argile et de la teneur en CaCO_3 du sol (Rémy and Marin-Lafèche, 1976).

Le modèle de Henin et Dupuis est largement utilisé dans la pratique par les utilisateurs et les décideurs. Il a notamment été utilisé lors de l'expertise de l'INRA pour estimer les potentialités de stockage dans les sols agricoles Français (Arrouays et al., 2002) et par Le Villio et al. (2001), pour estimer les quantités de MOE pour restaurer et entretenir les niveaux de MO des sols limoneux français. Le modèle AMG (Andriulo et al., 1999) est une évolution du modèle de Henin et Dupuis, subdivisant le compartiment de MOS en un compartiment de C actif et un compartiment de C stable qui ne se dégrade pas à l'échelle du siècle. Ces deux modèles ont un pas de temps annuel et sont valables uniquement pour des prévisions supérieures à 5 ans.

Les modèles multi-compartimentaux sont plus complexes pour étudier la dynamique du C. Les variations annuelles et saisonnières peuvent être prises en compte grâce à des compartiments de MO transitoires à temps de résidence rapides. Ils permettent également une meilleure prise en compte des variables pédoclimatiques du milieu. Leurs compartiments sont essentiellement définis par des temps de résidence différents mais se rapprochent également des caractéristiques fonctionnelles (biomasse microbienne, C actif ou structural, C stabilisé par protection physique, chimique ou en raison de leur récalcitrance). Neuf de ces modèles ont été comparés sur des données de sept essais de long terme (Smith et al., 1997) parmi eux on peut citer CENTURY (Parton et al., 1987) qui simule la dynamique du C, la croissance des plantes, et les cycles de N, P et S ; DAISY (Hansen et al., 1991) qui contient des sous-modèles hydrologiques, de dynamique de l'azote et du carbone, et de croissance des plantes. Le modèle NCSOIL (Molina et al., 1983) qui simule la dynamique couplée C et N, et le modèle Roth-C (Jenkinson and Rayner, 1977 ; Coleman and Jenkinson, 1999) qui simule uniquement la dynamique du C. Certains modèles représentent une distribution continue de la qualité de la MOS (Bosatta et Agren, 1985) mais nécessitent le développement de méthodes pour mesurer la distribution continue de qualité de la MOS pour vérifier leurs résultats (Bruun et al., 2010). Le choix d'un de ces modèles dépend de la problématique traitée. Les modèles les plus utilisés dans la problématique du stockage du C sont les modèles Roth-C et CENTURY, qui ont des structures relativement similaires.

1.10 Évolution de la dynamique du COS dans le contexte du dérèglement climatique

Une dizaine de facteurs principaux contrôlent l'intensité des mécanismes décrits précédemment parmi lesquels, les facteurs climatiques pouvant contrôler le temps de résidence du carbone dans les sols. Leurs effets sont récapitulés en se focalisant sur les facteurs de variation des temps de résidence du carbone.

1.10.1 Température

L'une des questions clés de la recherche sur les changements climatiques ayant trait à la dynamique future de la grande quantité de C qui est actuellement stockée dans la matière organique du sol est de savoir si la quantité de C dans le réservoir du sol augmentera ou diminuera avec le réchauffement de la planète ? La tendance future des quantités de carbone organique du sol dépendra donc de la sensibilité relative à la température de la production primaire nette et du taux de décomposition de la matière organique du sol. Les études suggèrent qu'une augmentation de 1°C de la température pourrait entraîner une perte de plus de 10 % du carbone organique du sol dans les régions du monde où la température moyenne annuelle est de 5°C, alors que la même augmentation de température n'entraînerait qu'une perte de 3 % du carbone organique du sol pour un sol à 30°C (Kirschbaum, 1995). Cette question de sensibilité de la MOS à l'augmentation de la température devient très importante, en raison des difficultés et de larges incertitudes dans son estimation (Davidson et al., 2000 ; Reichstein et al., 2005).

La Qualité du substrat : Dans la littérature, les points de vue scientifiques restent diversifiés en ce qui concerne la sensibilité du carbone organique du sol aux augmentations de températures. D'un côté, certains qui trouvent que le compartiment de MOS récalcitrant ou stable est moins sensible aux variations de température que le compartiment labile (Liski et al., 1999 ; Giardina et Ryan, 2000) et de l'autre côté ceux qui ont une position contraire (Townsend et al., 1997 ; Davidson et al., 2000 ; Kirschbaum, 2004 ; Eliasson et al., 2005 ; Fierer et al., 2005 ; Knorr et al., 2005 ; Lefèvre et al., 2014) ou une sensibilité similaire entre le carbone labile et le carbone stable (Conen et al., 2006 ; Fang et al., 2005). Toutefois, Reichstein et al., 2005, Fang et al., 2006 proposent qu'il ne soit pas prudent de conclure que le carbone récalcitrant du sol est plus sensible à la température que le carbone labile.

Disponibilité du substrat : Lorsque le substrat est disponible, le taux de décomposition des substrats moins décomposables semble répondre davantage à la

température que le taux de décomposition des substrats facilement décomposables. Cependant, les processus qui contrôlent la disponibilité du substrat et la réponse de ces processus à la température ainsi que le taux de décomposition intrinsèque des composés les moins décomposables sont également d'une importance critique (Kleber et al., 2011). Le manque d'études sur le compartiment de MO des sols qui prend des décennies à se renouveler (et qui est susceptible de dominer les réponses au changement global dans les prochaines décennies) est une lacune majeure de la recherche (Conant et al., 2011).

Estimateurs de la sensibilité à la température : Il existe plusieurs indicateurs utilisés pour évaluer la sensibilité du carbone organique à la température. Certaines études font un focus sur **l'énergie d'activation en utilisant l'équation d'Arrhenius**. Cette équation décrit les changements des taux de réaction relatifs (comme les taux de décomposition) en fonction de la température (Davidson and Janssen, 2006). La matière organique du sol ayant des attributs moléculaires complexes (par ex. MOS récalcitrante, MOS adsorbée ou complexée) se caractérise par de faibles taux de décomposition, des énergies d'activation élevées et, par conséquent, une sensibilité "intrinsèquement" élevée aux températures (von Lützow et Kögel-Knabner., 2009). Avec l'augmentation de la température, il y a une augmentation relativement décroissante de la fraction de molécules ayant suffisamment d'énergie pour réagir, et par conséquent, la valeur Q_{10} diminue (Davidson and Janssens 2006). Cela implique des sensibilités aux températures plus élevées dans les régions plus froides où l'on trouve également les plus grands stocks de C (Post et al. 1982). Cependant, l'application de la cinétique d'Arrhenius est limitée dans des conditions de faible disponibilité du substrat. D'où l'utilisation dans certaines études de la **cinétique de Michaelis-Menten** qui prend en considération la disponibilité du substrat. Cette disponibilité du substrat est directement affectée par la stabilisation des composés organiques (par exemple par l'interaction avec les surfaces minérales et les ions métalliques, l'inaccessibilité spatiale due à l'agrégation et à l'hydrophobie (Sollins et al., 1996 ; Von Lützow et al., 2006) ou indirectement par des facteurs de contrôle externes (par exemple l'eau, l'oxygène, l'apport en nutriments, la température, le pH) qui restreignent la décomposition. La stabilisation de la MOS par inaccessibilité spatiale (par ex. occlusion de la MOS par agrégation, hydrophobie) pour les microbes et les enzymes est considérée par la cinétique de Michaelis-Menten.

Le Q_{10} aussi a été souvent utilisé pour évaluer la sensibilité à la température des systèmes de culture ou de mode d'occupation des sols. Le Q_{10} pour une vitesse de réaction est défini comme le facteur par lequel la vitesse augmente avec une augmentation de 10°C

de la température (Davidson and Janssens, 2006). Les premières expériences de Van't Hoff et de ses collègues ont indiqué que, à température ambiante, les taux de réaction "doublent ou triplent" pour chaque augmentation de 10°C de la température (c'est-à-dire que les taux de réaction ont des valeurs de Q_{10} de l'ordre de deux à trois). La méta-analyse sur la réponse de la MOS aux variations de la température ont établi un lien entre le Q_{10} et le type d'écosystème (Wang et al., 2018). Wang et al., 2018 en utilisant 81 articles ont trouvé un Q_{10} moyen de 2,41 qui variait considérablement d'un écosystème à l'autre, allant du plus élevé dans les sols cultivée (2,76) au plus faible dans les sols de terres humides (1,84). Les valeurs de Q_{10} ont montré une nette diminution avec l'augmentation de la température d'incubation, mais aucune diminution significative n'est observée au-dessus de 25°C (Hamdi et al., 2013 ; Wang et al., 2018). Dans la littérature, plusieurs méthodes de calcul du paramètre Q_{10} ont été proposées en se basant sur les incubations de longue ou de courte durée ou par modélisation (Hamdi et al., 2013). Les résultats de la méta-analyse de Hamdi et al. (2013), ont indiqué que la valeur de Q_{10} dépendait de la plage de température choisie, de la durée d'incubation, du type de sol, de la teneur en carbone du sol et de la méthode utilisée. Quatre méthodes ont été identifiées dans la méta-analyse de Hamdi et al., 2013 (Figure 1.9) :

- **Méthode du " temps égal "** : les flux provenant de différents échantillons sont comparés après un temps égal d'incubation.
- **Méthode C égale** : la sensibilité à la température est calculée en comparant le temps requis par des échantillons à différentes températures pour respirer la même quantité de carbone.
- **Méthode " séquentielle "** : les fréquences respiratoires sont obtenues en réglant séquentiellement les échantillons à différentes températures. Les températures des échantillons de sol individuels ont augmenté régulièrement, par exemple de 2 à 5 °C par heure ou par jour, ou par étapes plus importantes, par exemple en passant de 5 °C à 15 °C ou 25 °C.
- **Méthode " modèle "** : les flux cumulés de CO₂ ont été ajustés à des modèles cinétiques de premier ordre à un ou deux compartiments avec un paramètre dépendant de la température.

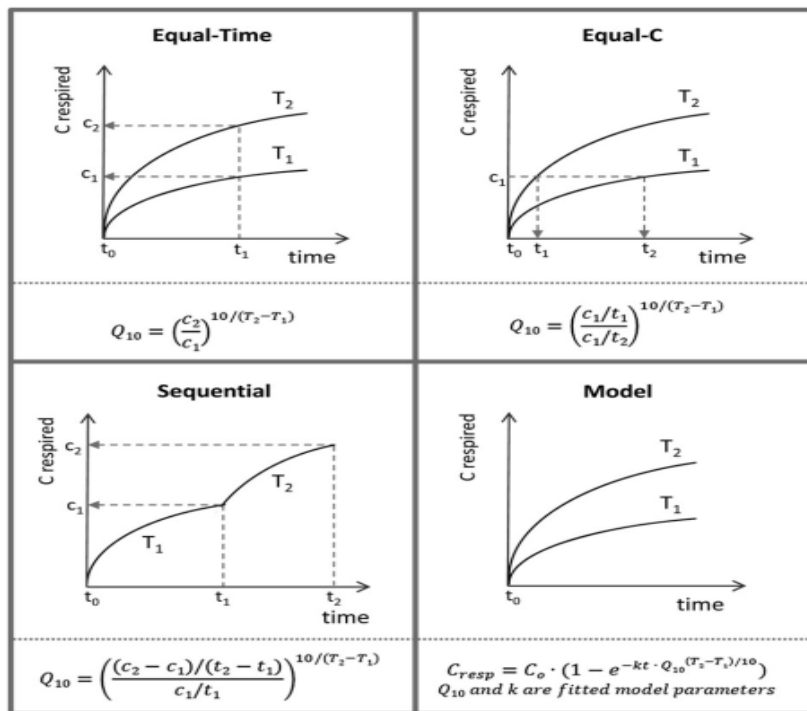


Figure 1.9 : Méthodes d'estimation de la sensibilité du carbone aux températures

1.10.2 Humidité

L'humidité du sol est l'un des facteurs environnementaux les plus importants qui déterminent la productivité et le cycle du carbone dans les écosystèmes terrestres (Moyano et al., 2012). Après la température, elle est un déterminant essentiel de la vitesse à laquelle le carbone du sol est minéralisé par les microbes en dioxyde de carbone (Davidson et al., 2000 ; Davidson et Janssens, 2006 ; Cook et Orchard, 2008) et le principal moteur de l'activité microbienne du sol dans de nombreux écosystèmes (Davidson et al., 2000 ; Jassal et al., 2008 ; Liu et al., 2009). On s'attend également à ce qu'il change de manière significative à l'échelle mondiale en raison du changement climatique au cours des prochaines décennies (IPCC, 2007 ; Burke and Brown, 2010), ce qui pourrait entraîner des changements à grande échelle dans les stocks de carbone du sol dans différentes régions. L'humidité du sol va beaucoup jouer sur l'accessibilité des composés organiques par les décomposeurs et vice-versa.

Lorsque qu'il n'y a pas de co-localisation, **l'accessibilité** microorganismes-substrats est sous l'influence de mécanismes de transferts au sein du sol des matières organiques et des microorganismes par convection, diffusion et mobilité des microorganismes (croissance et déplacements mobiles) au sein du réseau poral. Ces phénomènes sont étroitement liés aux caractéristiques du sol comme la porosité, la teneur en eau du sol (Moyano et al., 2013) et

des communautés microbiennes. L'eau joue un rôle clef dans l'accessibilité et dans la biodégradation des MO (Stott et al., 1986 ; Poll et al., 2008 ; Dungait et al., 2012). En effet, une forte teneur en eau serait à l'origine d'une diffusion plus forte des substrats solubles et des enzymes (Poll et al., 2008). La plupart des microorganismes du sol étant aérobies, les activités microbiennes augmentent avec la teneur en eau jusqu'à une valeur seuil où l'oxygène devient limitant (Moyano et al., 2013). Il a également été démontré que la localisation des bactéries était influencée par l'humidité puisque l'on trouve les bactéries plutôt dans la porosité intra-agrégats en conditions sèches, la rétention de l'eau étant par ailleurs plus forte dans la microporosité intra-agrégats (Ranjard and Richaume, 2001). L'incertitude quant à la réponse du stock de carbone du sol aux changements futurs de l'humidité du sol pourrait résulter de l'incertitude concernant (i) la relation entre l'humidité du sol et la respiration hétérotrophe, (ii) la taille et la direction des futurs changements de la température du sol, (iii) la réaction globale du cycle du carbone au changement climatique (Falloon et al., 2011).

Par ailleurs, il a été reconnu qu'avec le changement climatique, les ***cycles secs-humides*** se produiront de plus en plus régulièrement. Les sécheresses auraient tendance à diminuer l'activité biologique, mais les précipitations qui s'ensuivraient entraîneraient des "impulsions" d'émissions de CO₂ dans l'atmosphère (Birch, 1958). Ces ***perturbations hydriques*** pourraient donc modifier la dynamique de minéralisation des matières organiques. La dessiccation du sol entraîne la mort des microorganismes non adaptés mais augmente la disponibilité des ressources pour les microorganismes survivant (Mondini et al., 2002). L'impact d'une simple ré-humectation d'un sol sec sur la minéralisation du carbone a été étudié depuis plusieurs années. Cette ré-humectation soudaine d'un sol sec conduit à un flush de minéralisation du carbone aussi nommé « Birch effect ». Selon plusieurs études, ce flush est expliqué par :

- i. La décomposition rapide de cellules microbiennes mortes soit lors de la phase de sécheresse (Van Gestel et al., 1991), soit suite à un choc osmotique lors de la reprise des pluies (Van Gestel et al., 1992) et
- ii. L'exposition ou la solubilisation d'une matière organique physiquement protégée (Lundquist et al., 1999) soudainement déprotégée par la ré-humectation puis rapidement minéralisée par les microorganismes (Denef et al., 2001).

L'impact des cycles successifs sec-humides sur la minéralisation du carbone est très débattue dans la littérature (Yemedje et al., 2015 ; Broken et al., 2009 ; Zhang et al., 2020a). Dans certains cas, les cycles sec-humides peuvent accélérer la minéralisation du carbone (Fierer et

Schimel, 2002, 2003 ; Miller et al., 2005) par rapport à ce qui serait perdu dans un sol témoin maintenu humide. En revanche, d'autres études ont observé une diminution de la minéralisation du carbone (Mikha et al., 2005) sur des sols ré-humectés ou des valeurs similaires de minéralisation du carbone (Baumann and Marschner, 2013). Ces résultats contrastés peuvent s'expliquer par la diversité des conditions expérimentales. La durée des périodes d'humectation et de dessiccation ont une grande importance sur la minéralisation du carbone (Borken and Matzner, 2009). Ainsi, une période de dessiccation relativement courte et suivie d'une longue période d'humectation pourrait permettre une augmentation de la minéralisation du carbone par rapport à un contrôle humide. Ces différences peuvent être aussi expliquées par la teneur en carbone du sol, le type de microorganismes ou la texture du sol (Fierer and Schimel, 2002) et l'intensité de la dessiccation.

1.11 Objectifs, problématiques et démarche

L'ensemble des connaissances rassemblées dans le chapitre 1 a permis de rappeler plusieurs faits. Tout d'abord différentes pratiques agricoles et systèmes de cultures contribuent au stockage additionnel du carbone dans les sols. Il s'agit de l'agroforesterie, l'agriculture de conservation avec la réduction du travail du sol, l'adoption des cultures sous couvert végétal permanent, l'agriculture biologique avec l'association des légumineuses à enracinement profond, l'apport des MO d'origine exogène (exemple des produits résiduaux organiques). Le chapitre 2 présente les sites de longue-durée où les pratiques agroécologiques ont conduit à un stockage additionnel de carbone organique du sol (COS). Le stockage de carbone résultant d'un déséquilibre entre les entrées et les sorties de carbone dans le système, 4 actions majeures ont été proposées dans la littérature : (i) augmenter les entrées en accroissant la production primaire brute (par exemple augmenter les rendements des cultures), (ii) favoriser le retour au sol de la biomasse végétale produite (restitution des résidus de culture plutôt que de les exporter, limiter le pâturage), (iii) importer des matières organiques externes à la parcelle (par exemple des produits résiduaux organiques (PROs) tels que des composts, des effluents d'élevage), ou (iv) réduire la minéralisation des matières organiques (par exemple en limitant les opérations de travail du sol qui stimulent la décomposition). Cependant, l'effet de la réduction ou de la suppression des opérations du travail du sol sur le stockage de carbone est toujours débattu dans la littérature. Ces résultats suggèrent qu'augmenter les entrées de carbone reste le levier majeur pour accroître le stockage additionnel dans les sols.

Toutefois, il est encore difficile de savoir, lorsqu'on stocke du carbone, si cette action est pérenne ou pas, aux vues des multiples facteurs contrôlant la dynamique des MOS. Il existe

plusieurs mécanismes de stabilisation de carbone dans les sols. Il est crucial d'améliorer nos connaissances sur ces mécanismes afin d'anticiper les changements futurs des stocks de carbone dans un contexte de changement climatique. Par exemple, il est prévu qu'avec le changement climatique, les épisodes de sécheresse soient de plus en plus fréquents, que les températures moyennes augmentent et que le régime des précipitations soit modifié. Ces changements auront des conséquences sur la dynamique des MOS car l'humidité du sol et la température sont des facteurs clés contrôlant la décomposition des matières organiques dans les sols.

Ce travail de thèse avait un double objectif. Le premier était d'évaluer la persistance/stabilité du carbone nouvellement stocké par les pratiques dite « stockantes ». Pour répondre à cet objectif, nous avons utilisé une approche multiméthodes, sachant qu'une telle approche n'a jamais été testée sur des essais de longue-durée et que ces méthodes ne ciblent pas les mêmes compartiments cinétiques de carbone. Ainsi, j'ai utilisé les méthodes de fractionnement physique des MOS, d'analyse thermique Rock-Eval® pour évaluer la stabilité du carbone dans le chapitre 3, puis la méthode d'incubation de longue durée et de modélisation dans le chapitre 4. Le second objectif était d'évaluer la vulnérabilité du carbone nouvellement stocké face aux perturbations physique et climatique. J'ai réalisé une méta-analyse dans le chapitre 5 pour comprendre si la perturbation physique des agrégats destabilise le carbone physiquement protégé. Dans le chapitre 6 j'ai évalué la sensibilité/vulnérabilité du carbone additionnel stocké à l'augmentation des températures et aux modifications du régime hydrique du sol (humidité constante et cycles secs-humides). Pour ce faire, j'ai utilisé une approche expérimentale en microcosmes de sol dans lesquels j'ai appliqué 3 différents potentiels matriciels, des cycles sec -humide et 3 différentes températures. La respiration hétérotrophe a été suivie via des mesures de minéralisation et des analyses élémentaires et biologiques. Le chapitre 7 a fait l'objet d'une amélioration expérimentale, où je me suis intéressé à comment l'évaluation du Birch effect dans les sols soumis aux fréquents cycles sec-humide pourrait être amélioré. Et pour finir le chapitre 8 a fait l'objet d'une discussion générale de l'ensemble des résultats de cette thèse.

Plus spécifiquement j'ai cherché à répondre aux questions suivantes :

Question 1 : Le carbone nouvellement stocké est-il persistant à court, à moyen ou à long-terme ?

Cette question a été traité dans les chapitres suivants :

Chapitre 3- Is Additional organic carbon stored in alternative cropping systems and organic waste products (OWPs) application predominantly stable at a decadal timescale?

Chapitre 4- Estimation des compartiments cinétiques de carbone sous les pratiques agroécologiques par la méthode incubation à long terme et de modélisation Roth-C

Question 2 : Les pratiques stockant du carbone sont-elles plus vulnérables/sensibles aux perturbations physique et climatique ?

Cette question a été traité via les chapitres suivants :

Chapitre 5 - Drivers of the amount of organic carbon protected inside soil aggregates estimated by crushing: A meta-analysis

Chapitre 6- Are carbon-storing soils more sensitive to climate change? A laboratory evaluation for agricultural temperate soils.

Question 3 : Comment évaluer précisément le Birch effect dans les sols soumis aux fréquents cycles secs-humides ?

Cette question a été traité dans le :

Chapitre 7- Accurate evaluation of the Birch effect requires continuous CO₂ measurements and relevant controls

Cette thèse s'inscrit dans le cadre du projet « StoreSoil C- Potentiel et durabilité du stockage de carbone dans les sols agricoles ». Ce projet a pour ambition de :

- développer et tester des méthodes d'estimation de la taille des compartiments cinétiques du C;
- développer et comparer différentes méthodes pour estimer le potentiel de stockage de C;
- déterminer la persistance du C stocké, en particulier due à son association avec les minéraux du sol.

Chapitre 2 : Présentation des sites d'études

Chapter 2 : Presentation of the study sites

2 Présentation des sites d'études

Les deux sites expérimentaux au champ utilisés dans le cadre de cette thèse, font partie des essais de longue-durée sur lesquels l'INRAE mène diverses activités de recherche depuis 1998. Ces deux essais sont localisés en Île-de-France dans le département des Yvelines (78) (Figure 2.1).



Figure 2.1 : Situation géographique des sites expérimentaux

2.1 Essai de QualiAgro

Le dispositif QualiAgro, situé à Feucherolles sur le plateau des Alluets le Roi (Yvelines, Île-de-France) a été mis en place en 1998 pour l'étude des effets à long terme d'applications de produits résiduels organiques (PROs) sur la fertilité des sols, le devenir des contaminants minéraux et organiques dans les sols, eaux et cultures et le suivi des stocks de carbone organique dans le cadre d'une coopération INRAE et Veolia Recherche & Innovation.

2.1.1 Contexte pédoclimatique

Le sol, représentatif des sols limoneux cultivés du nord de la France, est un Luvisol. L'horizon labouré (0-29cm) contient 78% de limons, 15% d'argiles et 7% de sables. Les teneurs en carbone organique total et d'azote total, lors de la mise en place de l'essai, étaient de 1.1% et 0.1% respectivement. Le pH moyen initial était de 6.9. Le climat est tempéré modéré par des influences océaniques avec une température moyenne annuelle de 11°C et une pluviométrie de 589 mm (station météorologique à 300 m).

2.1.2 Dispositif expérimental

Le dispositif expérimental fait 6 hectares et est divisé en 40 parcelles de 450 m² chacune. Les parcelles font 45 mètres de long et 10 mètres de large et sont espacées de 6 mètres. Le site est composé de quatre blocs de 10 parcelles (Figure 2.2). Deux sous-essais ont été créés selon le niveau de fertilisation azoté, c'est-à-dire optimale (+N) et non optimale (-N). Les PROs sont apportés chaque deux ans dans ces deux sous-essais pour une dose d'environ 4 t. C. ha⁻¹. Depuis 2013, la partie avec apport d'azote non optimal (-N) a été convertie en agriculture biologique par l'intégration de légumineuses dans la rotation suivi de l'arrêt d'apport des PROs, tandis que l'autre sous-essai avec apport d'azote optimal (+N) continue de recevoir les PROs et de l'azote minérale mais en moindre quantité (~2 t. C. ha⁻¹). La succession culturale correspond à une rotation blé ou orge- maïs. Les pailles de blé étaient exportées jusqu'à 2013, mais depuis 2014 les pailles de blé sont enfouis tandis que les résidus de maïs ont été toujours enfouis. Dans la cadre de cette thèse, nous sommes intéressés au sous-essai qui continue de recevoir les PROs (Sous-essai N+). Les traitements de PROs sont randomisés au sein des blocs. Quatre traitements organiques sont testés et comparés à un témoin qui ne reçoit aucun apport organique :

- Un compost de boues de station d'épuration (GWS) : co - compostage de boues d'épuration urbaines avec des déchets verts,
- Un compost de biodéchets (BIOW) : compostage de la fraction fermentescible des ordures ménagères collectées sélectivement, en mélange avec des déchets verts,
- Un compost d'ordures ménagères résiduelles (MSW) : compostage de la fraction résiduelle des ordures ménagères après collecte sélective des emballages,
- Un fumier de bovins (FYM) qui représente l'amendement de référence.

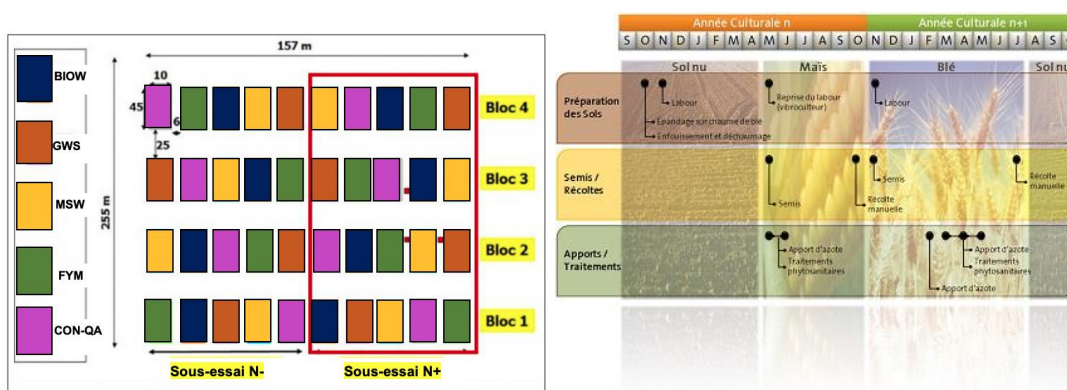


Figure 2.2 : Plan schématique du site expérimental de QualiAgro à gauche et du résumé de l'itinéraire technique à droite. Le carré rouge montre le sous-essai sur lequel les prélèvements de sol ont été effectués dans le cadre de cette thèse

2.1.3 Évaluation des stocks de carbone du sol

Les stocks de carbone du sol sont régulièrement mesurés. Dans cette thèse, nous avons recueilli les données de stock de carbone publiés dans des études antérieures en plus des stocks qui ont été mesurés lors de la campagne de prélèvement de 2019.

2.1.4 Campagne de prélèvement et analyse des sols

Les prélèvements ont été effectués sur le sous essai PRO avec apport d'azote (PRO + N). Ils ont été réalisés le 24 mars 2021, après une semaine de beau temps afin que les sols soient suffisamment ressuyés pour faciliter le prélèvement. Le prélèvement a donc été réalisé 17 mois après le dernier apport de PROs. Par parcelle, trois prélèvements de sol sont effectués et regroupés en un échantillon composite afin de couvrir l'hétérogénéité intra-parcellaire. Les prélèvements ont été fait à la tarière manuelle entre 0 – 30 cm et 30 – 60 cm (Figures 2.3). Les sols ont ensuite été conservés quelques jours à 4°C avant l'étape de pré-traitement des échantillons.

Le sol a été tamisé à 4 mm afin de retirer les éléments grossiers et les racines, mais aussi de faciliter l'homogénéisation des échantillons. Le sol tamisé de chaque échantillon composite de parcelle a ensuite été divisé en deux : 800 g ont été séché à l'étuve à 35°C pendant 72h afin de déterminer les teneurs en eau initiale, et d'effectuer les analyses CHN et l'autre partie (soit 2,3 kg environ) a été conservée au frais (4°C) dans des boites hermétiques pour les expériences en incubation.

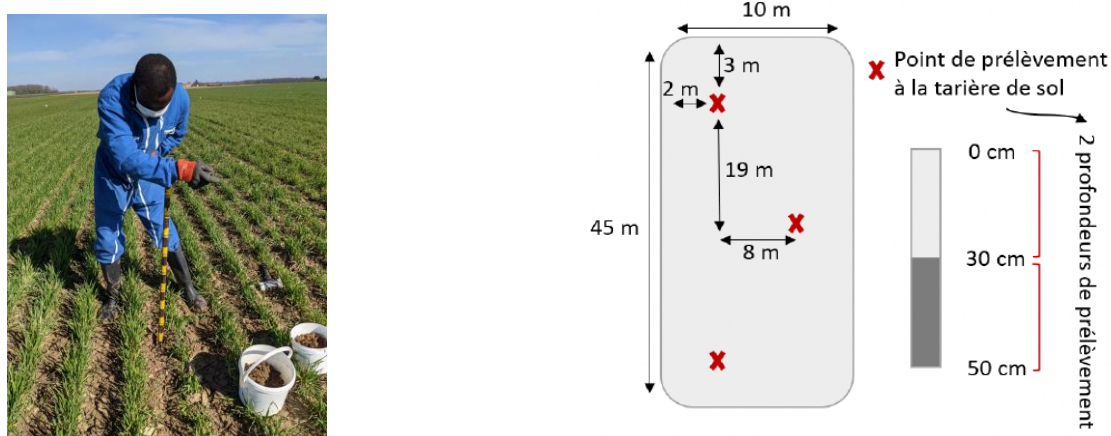


Figure 2.3 : Prélèvement à la tarière et plan d'échantillonnage à QualiAgro

2.1.5 Calcul des stocks de carbone

Les stocks de carbone organique ont été calculés à masse de sol équivalente. Ainsi, le stock de carbone organique a été calculé en multipliant la teneur en carbone organique obtenue à l'analyseur élémentaire par la densité apparente (données fournies par Qualiagro) et a été normalisé à une profondeur de 10 cm (facteur 10^{-3}) (masse de sol de référence de 3963 kg. ha⁻¹). Les densités apparentes entre 1998 et 2019 ont augmenté de manière significative dans toutes les parcelles. Nous avons calculé l'épaisseur supplémentaire de sol nécessaire pour atteindre cette masse de sol équivalente dans les traitements avec des couches plus légères travaillées, comme décrit par Ellert et Bettany (1995) :

$$T_{\text{add}} = (M_{\text{soil, equiv}} - M_{\text{soil, top-soil}}) * 10^{-4} / \rho_{\text{b sub-soil}} \quad (1)$$

Où T_{add} est l'épaisseur supplémentaire de la couche de sous-sol exprimée en cm nécessaire pour atteindre la masse de sol équivalente, $M_{\text{soil, equiv}}$ est la masse de sol équivalente de l'horizon plus dense en kg. ha⁻¹. Dans notre étude, la couche dense de 0-29 cm était le traitement de référence en 2019 avec une densité apparente de 1,37 g.cm⁻³ donnant une masse de sol équivalente ($M_{\text{soil, equiv}}$) de 3963 kg. ha⁻¹.

$M_{\text{soil, top-soil}}$ est la masse du sol dans la couche de surface (labourée) et $\rho_{\text{b sub-soil}}$ est la densité apparente de la couche sous-jacente de 29-35 cm (en g.cm⁻³). Les stocks de carbone par hectare en masses de sol équivalentes (Stock C, equiv) ont été calculés en ajoutant le stock de carbone dans les couches de surface (Stock C, top-soil) et dans les couches sous-jacentes supplémentaires (Stock C, Tadd) avec la formule suivante :

$$\text{Stock}_{\text{C, equiv}} = \text{Stock}_{\text{C, topsoil}} + \text{Stock}_{\text{C, Tadd}} \quad (2)$$

2.1.6 Stockage de carbone à QualiAgro de 1998 à 2019

Les stocks de carbone calculé à la masse équivalente de sol ont indiqué généralement une augmentation des stocks de carbone lorsqu'on applique les produits résiduels organiques (PROs). Nous observons une légère baisse des stocks de carbone sur la parcelle témoin (CON-QA). Cependant la baisse des doses d'apport des PROs de ~4 t C. ha⁻¹ à ~2 t C. ha⁻¹ en 2015 a engendré un début de baisse de stocks de carbone sur la parcelle FYM, alors que sur les parcelles BIOW et MSW on observe un début de stagnation des stocks de carbone. Les mesures des stocks de carbone entre 1998 et 2011 indiquait que le compost d'ordure ménagère résiduelle (MSW) serait moins efficace pour augmenter les stocks de carbone. Ceci était expliqué par sa biodégradabilité plus importante que les autres produits résiduels (Peltre et al., 2012). Le rendement humique mesuré correspondant à l'augmentation de C

organique mesurée dans les sols rapportés à la quantité de C organique apporté par les PROs, a indiqué un faible rendement en 2011 sur la parcelle MSW. Cependant, les mesures de stocks en 2019 (Figure 2.4) ont indiqué un effet similaire entre le compost MSW ($53,38 \pm 1,20$ t C. ha⁻¹) et le FYM ($55,02 \pm 2,04$ t C. ha⁻¹). Les composts BIOW ($63,61 \pm 1,62$ t C. ha⁻¹) et GWS ($64,41 \pm 2,35$ t C. ha⁻¹) ont aussi des stocks de carbone similaires. Le calcul du rendement humique de ces PROs a indiqué une baisse de ce rendement avec le FYM en 2019 par rapport à 2011, une augmentation de ce rendement sur le MSW et enfin une stabilisation du rendement sur les parcelles BIOW et GWS (Tableau 2.1). L'application des produits résiduaux sur le long-terme à des doses de carbone équivalente conduit toujours à des stocks de carbone contrastés dans les sols, lié à la qualité biogéochimique de ces PROs.

Tableau 2.1 : Rendements humiques des PROs

	Stock C 1998	Stock C 2011	Stock C 2019	C accumulé dans le sol de 1998 à 2011	C accumulé dans le sol de 1998 à 2019	C apporté par les 9 épandages de 1998 à 2011	C apporté par les 11 épandages de 1998 à 2019	Rendement humique 2011	Rendement humique 2019
	t C. ha ⁻¹						-	-	
CON-QA	40,87	42,07	39,68	-	-	-	-	-	-
MSW	39,68	49,07	53,58	9,39	13,90	29,38	38,63	0,32	0,36
FYM	40,68	55,06	55,02	14,38	14,34	33,11	40,69	0,43	0,35
BIOW	41,23	58,31	63,61	17,08	22,39	30,72	39,93	0,56	0,56
GWS	40,52	59,66	64,41	19,13	23,89	34,73	43,62	0,55	0,55

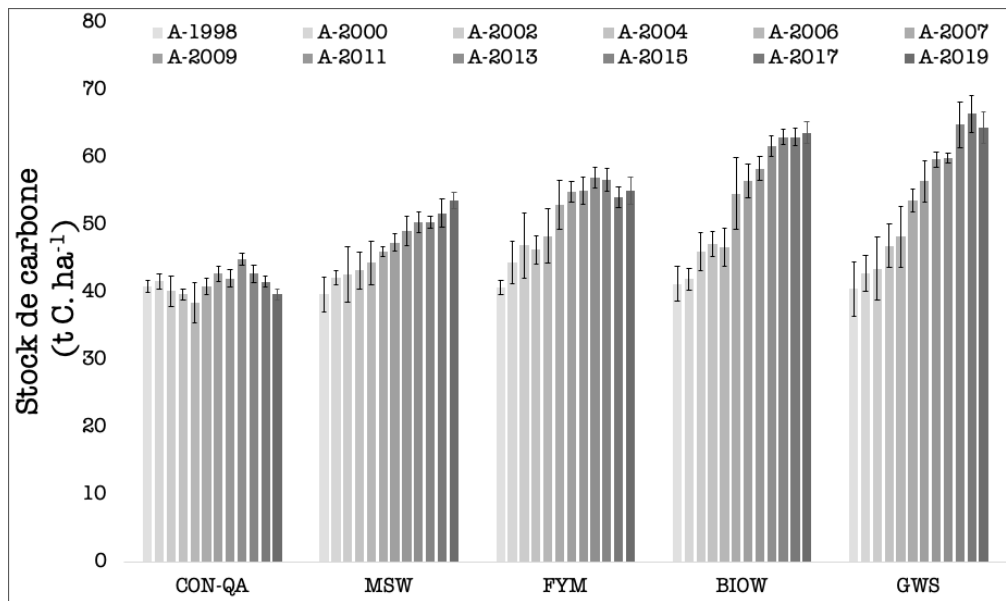


Figure 2.4 : Évolution des stocks de carbone organique dans les sols du sous-essai PRO de 1998 à 2019. CON-QA : témoin sans apport organique, MSW : compost d'ordure ménagère résiduelle, FYM : fumier de ferme, BIOW : compost de biodéchets, GWS : compost de boue de station d'épuration (D'après Peltre, 2010 ; Paetsch et al., 2016).

2.2 Essai de La Cage

L'essai implanté sur la parcelle de "La Cage" à Versailles, est un essai système dans lequel sont comparés quatre systèmes de culture afin d'évaluer leurs performances et l'impact des pratiques sur l'environnement. C'est un essai de longue durée (première récolte en 1998), qui a permis une différenciation progressive des états du milieu.

2.2.1 Contexte pédoclimatique

Le sol est un luvisol profond bien drainé (IUSS Working Group WRB, 2006). La teneur minimale et maximale en argile varie entre 15 et 18%, avec une valeur moyenne de 16,7% sur l'ensemble du champ. En 1998, au début de l'expérience, la couche labourée (0-25 cm) avait une teneur moyenne en carbone organique de 9,49 g kg⁻¹. C moyen de 9,49 g kg⁻¹, un rapport C/N de 9,6 et un pH de 7,38. Le climat est tempéré modéré, la température annuelle moyenne, les précipitations et l'évapotranspiration potentielle étaient respectivement de 11,3°C, 627 et 673 mm.

2.2.2 Dispositif expérimental

Quatre systèmes de culture sont comparés dans cet essai : un système conventionnel (CON-LC), un système à faible niveau d'intrants (LI), un système d'agriculture de conservation (CA) (semis direct avec couverture végétale permanente appelée 'cover crop') et un système d'agriculture biologique (ORG). Le site expérimental est divisé en deux blocs. Chaque bloc est composé de quatre parcelles, chaque parcelle correspondant à un système de culture. Les

parcelles sont divisées en deux sous-parcelles de 0,56 ha, chacune d'entre elles portant une culture différente de la rotation (Figure 2.5). Le blé est cultivé chaque année dans l'une des deux sous-parcelles. Une présentation détaillée des rotations de cultures (Tableau 2.2), de la gestion du sol et de la fertilisation dans chaque traitement est donnée dans la thèse de Autret, 2016.

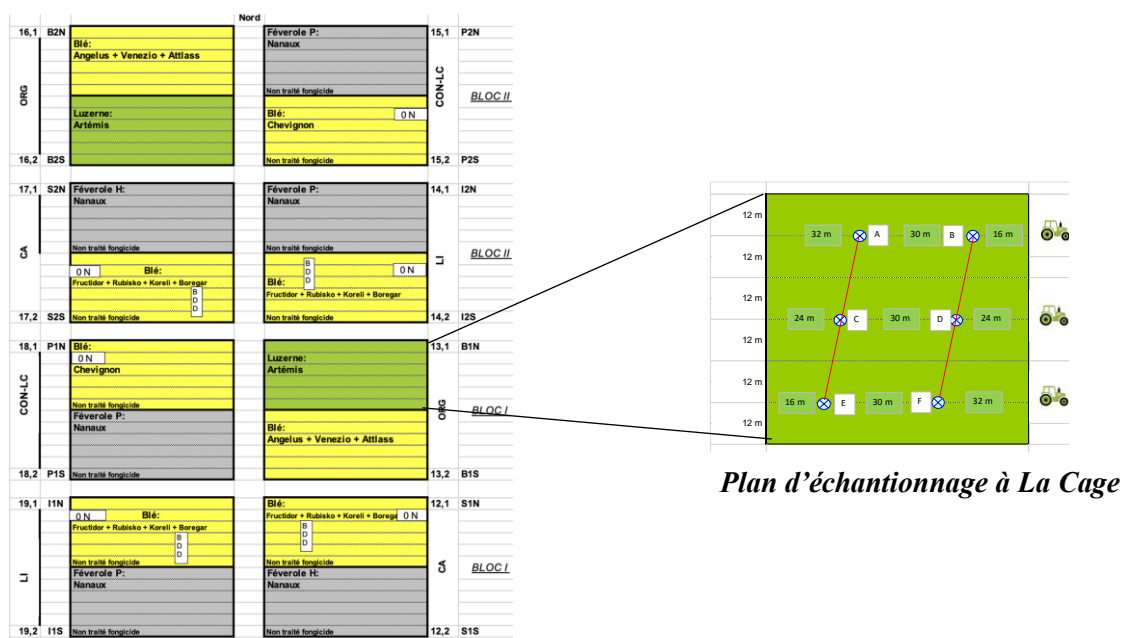


Figure 2.5 : Dispositif expérimental de La Cage en 2020

2.2.3 Campagne de prélèvement et analyse des sols

La stratégie d'échantillonnage du sol a été conçue pour calculer les stocks de COS sur une base de masse de sol équivalente (ESM) (Ellert and Bettany, 1995) sur une profondeur au moins égale à celle de la dernière opération de travail du sol. La profondeur de labour était d'environ 30 cm avant 1998 et moins profonde après, environ 25 cm. Des mesures du COS ont été effectuées sur le site expérimental dans les deux blocs en 1998 et 2014 (Autret et al., 2016). Dans la continuité du suivi des stocks de carbone sur l'essai de La Cage, une campagne de prélèvement a été réalisée en Novembre 2020. Tout comme en 2014, six carottes de sol par parcelle ont été prélevées dans les deux blocs jusqu'à 60 cm de profondeur à l'aide d'un carottier hydraulique Apagéo, monté sur le tracteur (Fig. 12) de 5,6 cm de diamètre. Les carottes de sol ont été ensuite découpées en 5 couches (0-10, 10-25, 25-30, 30-35 et 35-60 cm) à l'aide d'un couteau et d'un mètre. Le sol a été homogénéisé, les résidus grossiers (> 2 mm) et les racines visibles ont été enlevés à la main. Les échantillons de sol ont été séchés au four pendant 48h à 35°C et tamisés (2 mm). Un sous-échantillon de sol de 20 g a été finement broyé dans un broyeur à billes (PM 400, Retsch, Allemagne) et une aliquote a été prélevée

pour l'analyse du carbone. La méthode Dumas a été utilisée pour l'analyse du carbone à l'aide d'un analyseur élémentaire.

Tableau 2.2 : Rotation des cultures et travail du sol à "La Cage" sur la période 1998-2014 d'après Autret et al. (2016) et complété des données de l'UMR Agronomie INRAE (2020)

Management	Years	CON-LC	LI	CA	ORG
Crop rotation	1998	pea	pea	Pea (2)	wheat
	1999	wheat	wheat	wheat : fescue	rapeseed
	2000	rapeseed	rapeseed	corn : fescue	wheat
	2001	wheat	wheat	wheat : fescue (2)	pea
	2002	pea	pea	pea : fescue (2)	pea
	2003	wheat	wheat	wheat (3)	alfalfa
	2004	rapeseed	rapeseed	corn (4)	alfalfa
	2005	wheat	wheat	wheat	wheat
	2006	pea	pea	pea	rapeseed
	2007	wheat	wheat	wheat	wheat
	2008	rapeseed	rapeseed	wheat : alfalfa	wheat
	2009	wheat	wheat	alfalfa	alfalfa
	2010	pea	pea	wheat : alfalfa	alfalfa
	2011	wheat	wheat	alfalfa : fescue	wheat
	2012	rapeseed (1)	Rapeseed (1)	oat : alfalfa	wheat
	2013	wheat	wheat	alfalfa	alfalfa
	2014	pea	pea	wheat : alfalfa	wheat
	2015	wheat	wheat	oat : alfalfa	alfalfa
	2016	rapeseed	rapeseed	wheat : alfalfa	alfalfa
	2017	wheat	wheat	pea	wheat
2018	oat	oat	wheat : alfalfa	wheat	
2019	wheat	wheat	oat : alfalfa	alfalfa	
2020	faba bean	faba bean	fallow : alfalfa	alfalfa	
Ploughing		Each year	Every 2 years	No till	Each year

Lorsque la culture principale est cultivée avec une culture de couverture, la culture principale est suivie de " : " et du nom de la culture de couverture. La culture de couverture qui suit une culture principale est entre parenthèses (1 = white mustard, 2 = oat and vetch, 3 = clover, 4 = oat).

Les mesures de densité ont été faites avant les prélèvements de sol sur les sites de prélèvement A, D et E comme présenté sur le plan d'échantillonnage. Sur chaque site, une mesure au gamma-densitomètre a été faite sur [5-40] cm (par pas de 5 cm) après avoir réalisé

2 trous de sonde espacés de 30 cm (un trou pour l'émetteur gamma et un trou pour le récepteur). Deux mesures de densité sur la couche de surface [0-5 cm] ont été réalisées avec les cylindres de diamètre 5 cm, enfoncés verticalement depuis la surface. Et enfin une autre carotte a également été prélevée à proximité avec une gouge pour la mesure de la teneur en eau (sur 0-40 cm par pas de 5 cm), afin de faire la correction d'humidité pour le gamma-densitomètre. La densité de la couche [40-60] cm a été déterminée par la mesure de la masse sèche des carottes [35-60] cm. Les densités apparente obtenue pour les 5 couches ont permis de recalculer les profondeurs pour une masse de sol équivalente de 4300 kg ha⁻¹.

2.2.4 Calcul des stocks de carbone du sol

Les stocks de SOC ont été calculés sur la base de la masse de sol équivalente (ESM) à différentes profondeurs, en particulier sur l'ancienne profondeur de labour, en utilisant la mesure des densités apparentes et des concentrations de C organique. Pour faciliter les calculs, le sol a été discrétisé en couches élémentaires de 1 mm d'épaisseur. La masse de sol à une profondeur fixe z (en mm), M(z) (en t ha⁻¹), peut être calculée comme la somme des masses de sol de z couches élémentaires, comme suit :

$$M(z) = 10 \sum_{k=1}^z \rho(k)$$

où $\rho(k)$ est la densité apparente de la couche élémentaire k (g.cm⁻³), k variant de 1 à 600 mm. Une masse de sol de référence MR (en kg ha⁻¹) a été considérée, correspondant à l'ancienne profondeur de labour du système CON-LC (30 cm) qui a été estimée en 1998 à 4300 kg ha⁻¹. Pour les années suivantes, la valeur z correspondant à MR a été déterminée en remplissant l'équation : M(z) = MR. Nous avons également considéré trois autres références de masse de sol afin d'analyser l'évolution du SOC dans le profil du sol : L1 (environ 0-10 cm) et L2 (environ 10-20 cm) avec une masse fixe de 1300 kg ha⁻¹ pour chaque couche, L3 (environ 20-30 cm) avec une masse fixe de 1700 Kg ha⁻¹ de sol, L4 (environ 30-40 cm) avec une masse fixe de 1400 t ha⁻¹ et L5 (environ 40-60 cm) avec une masse fixe de 2800 kg ha⁻¹. Le stock cumulé de SOC QC(z) (en t ha⁻¹) dans la couche 0-z est :

$$QC(z) = 0.01 \sum_{k=1}^z \rho(k) \cdot c(k)$$

où C(k) est la concentration en SOC dans la couche élémentaire k (g kg⁻¹ de sol sec). Puisque les valeurs mesurées des densités apparentes et des concentrations en SOC se réfèrent aux macro-couches (L1 à L5), $\rho(k)$ et C(k) ont été supposés être égaux à leurs valeurs respectives dans ces macro-couches.

2.2.5 Stockage de carbone à La Cage de 1998 à 2020

Les profils des stocks de COS entre les couches du sol mesurés en 1998, 2014 et 2020 sont présentés dans la Figure 2.6 pour chaque système de culture. En 1998, aucune différence significative n'a été observée entre les systèmes pour les stocks de COS dans la couche L1-L3. En 2014 et 2020 la distribution a varié entre les quatre systèmes de culture. Le stock en carbone organique du sol dans la première couche ne différait pas significativement entre les pratiques CON-LC, LI et ORG en 2014 ($13,1$ à $13,7$ t C. ha⁻¹) et 2020 ($13,3$ à $13,6$ t C. ha⁻¹). Cependant, la pratique CA avait un effet significatif sur les stocks de carbone en 2014 ($21,5 \pm 2,9$ t C. ha⁻¹) et 2020 ($24,8 \pm 2,4$ t C. ha⁻¹) sur la première couche (L1). Aucune différence significative n'a été trouvée entre les systèmes de culture dans aucune des couches plus profondes (L2, L3, L4, L5) en 2014 et 2020. Les résultats de 2020 confirment ceux obtenus par Autret et al. (2016). Le non labour en agriculture de conservation a stratifié les stocks de carbone sur l'ensemble du profile alors que le labour conventionnel a homogénéisé les stocks de carbone. Ces résultats sont dus à l'incorporation et à l'homogénéisation des résidus de culture aériens et souterrains par les opérations de labours et de disques en labour conventionnel et à la permanence des racines dans la couche 0-10 cm des sols en non labour sous l'agriculture de conservation. La couche de 0-10 cm était la plus importante en termes d'accumulation de C dans le sol en non labour, dans les 30 cm de profondeur évalués dans l'étude. Des études sur les sols tempérés ont montré l'importance de considérer toute la couche de labour lors de la comparaison des effets de non labour par rapport au labour conventionnel et ont indiqué que les augmentations globales du stock de C dues au non labour peuvent être neutres en raison de la redistribution du C dans la couche de labour (VandenBygaart and Angers, 2006). Dans notre étude, cependant, ce ne sont pas les simples pratiques de travail du sol qui sont comparées mais des systèmes de culture, et les stocks de carbone du sol étaient significativement plus élevés en CA ($55,30 \pm 6,75$ t C. ha⁻¹) par rapport à ORG ($44,27 \pm 1,80$ t C. ha⁻¹), CON-LC ($43,32 \pm 2,43$ t C. ha⁻¹) et LI ($44,22 \pm 6,93$ t C. ha⁻¹) qui sont statistiquement les mêmes (Figure 2.7).

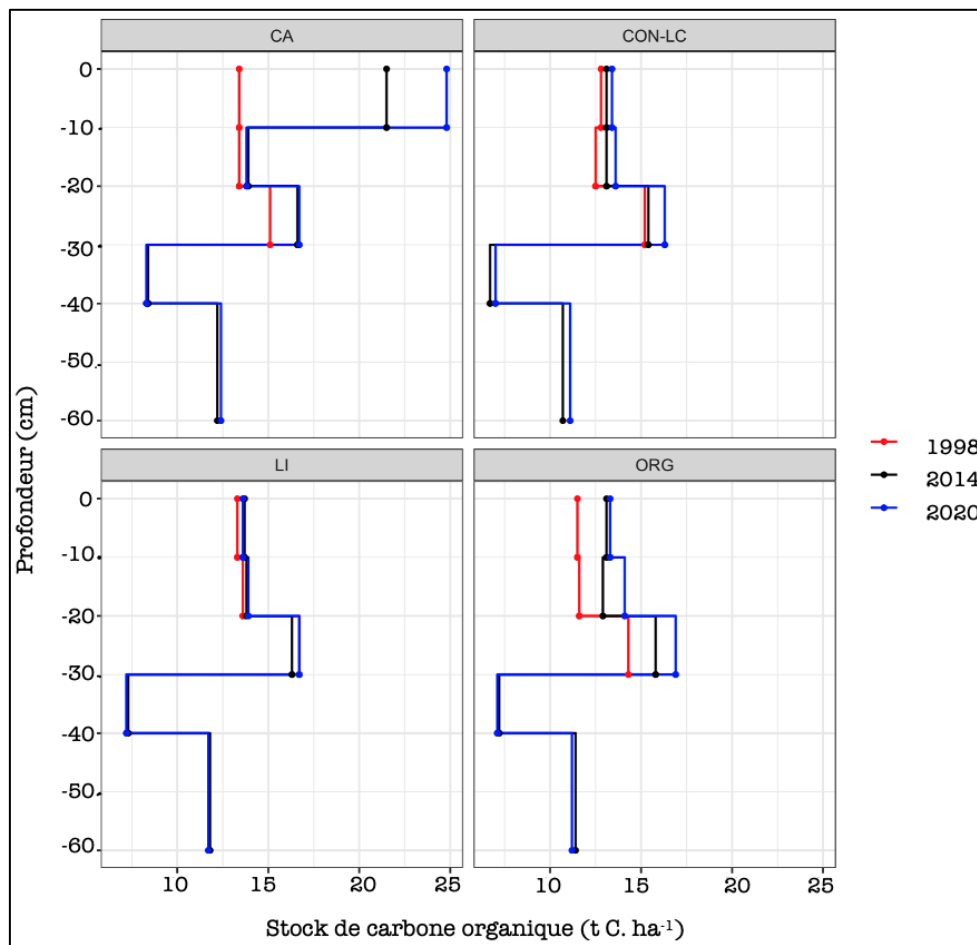


Figure 2.6 : Profil des stocks de carbone organique dans le sol en 1998, 2014 et 2020 d'après Autret et al. (2016) et les mesures de la campagne de 2020. Les profondeurs correspondent à des masses de sol équivalentes (ESM) fixes. CON-LC = agriculture conventionnelle, LI = faible niveau d'intrants, CA = agriculture de conservation, ORG = agriculture biologique.

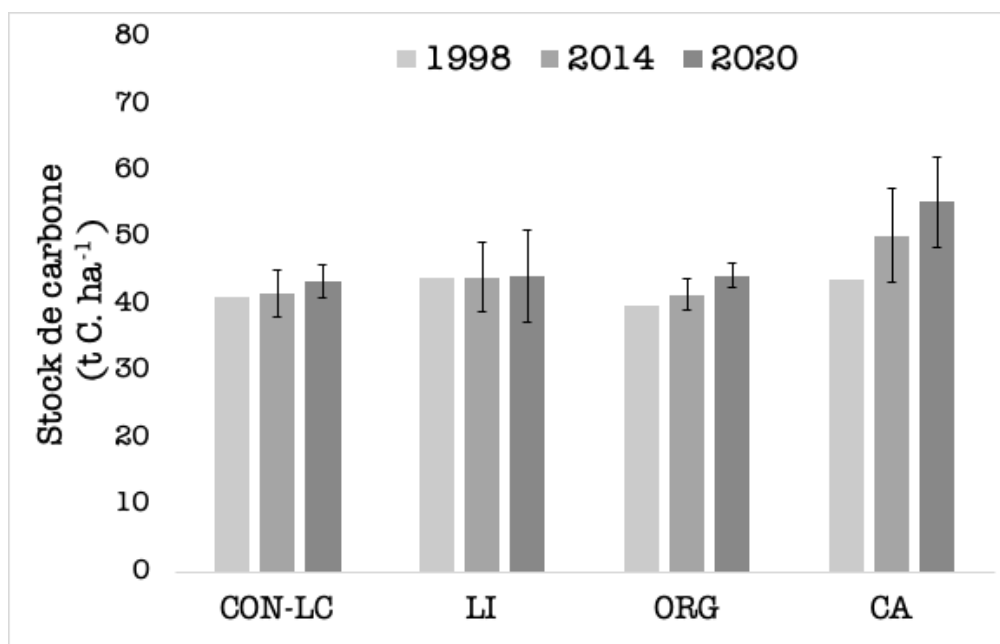


Figure 2.7 : Évolution des stocks de carbone organique cumulé (L1-L3) dans les sols pour une masse de sol équivalente de 4300 kg. ha⁻¹.

2.3 Conclusion

Ce chapitre décrit les deux sites d'études sur lesquels porte le projet de thèse. Les deux essais sont sous un climat tempéré avec des précipitations et températures moyennes annuelles similaires. Les sols sont du type Luvisol avec une légère différence dans la composition texturale. L'application des PROs et la mise en place de l'agriculture de conservation et l'agriculture biologique ont conduit à un stockage additionnel de carbone dans les sols. Le compost d'ordure ménagère résiduelle (MSW) et le fumier de ferme (FYM) ont eu des effets similaires sur le rendement humique de même que le compost de biodéchet (BIOW) et le compost de boue de station d'épuration (GWS). A La Cage, l'agriculture de conservation avait un effet important sur le stockage additionnel de C et l'agriculture biologique un effet moindre. L'agriculture intégrée et l'agriculture conventionnelle avaient des stocks de carbone équivalents. En agriculture de conservation, le stockage additionnel observé résulterait des entrées supplémentaires de biomasse au sol par la plante de couverture, plutôt que de la simple conversion du travail conventionnel du sol en non-labour. Sur l'essai de QualiAgro, le stockage additionnel de carbone est dû à l'ajout des PROs et à leur qualité biochimique.

I. Évaluation de la persistance du carbone nouvellement stocké par une approche multiméthodes sous pratiques agroécologiques

Chapiter 3- Is the additional organic carbon stored thanks to alternative cropping systems and organic waste products application predominantly stable at a decadal timescale?

Chapitre 3- Le carbone organique additionnel stocké grâce aux systèmes de culture alternatifs et à l'application de produits résiduaire organiques est-il principalement stable à une échelle décennale ?

3 Is the additional organic carbon stored thanks to alternative cropping systems and organic waste products application predominantly stable at a decadal timescale?

Tchodjowiè P. I. Kpemoua^{1,3}, Pierre Barré², Sabine Houot¹, François Baudin⁴, Cédric Plessis¹, Claire Chenu¹

¹ UMR Ecosys, Université Paris-Saclay, INRAE, AgroParisTech, Palaiseau, 91120, France

² Laboratoire de Géologie, UMR 8538, Ecole Normale Supérieure, PSL Research University, CNRS, Paris 75005, France

³ Agence de la transition écologique, ADEME, 49004 Angers, France

⁴ UMR ISTeP 7193, Sorbonne Université, France

Résumé

La mise en œuvre des pratiques agroécologiques dans des essais de longue durée depuis 20 ans a conduit à un stockage additionnel de carbone organique du sol (COS). L'effet puits de carbone sera plus efficace, même à court et moyen terme, si le stockage additionnel est réalisé sous forme de carbone organique (CO) persistant et non de CO labile. L'objectif de cette étude est d'évaluer la stabilité biogéochimique du C additionnel stocké par les pratiques agroécologiques. La stabilité biogéochimique a été évaluée en utilisant le fractionnement par taille de particule et de densité et à l'aide d'analyses thermiques Rock-Eval (RE). Des échantillons ont été prélevés dans l'expérience QualiAgro, où des produits résiduaux organiques (PROs), dont le compost de biodéchets (BIOW), le compost d'ordures ménagères résiduelles (MSW) et le fumier de ferme (FYM), ont été appliqués, et dans l'expérience de La Cage, où l'agriculture de conservation (CA) et l'agriculture biologique (ORG) ont été mises en place. Les parcelles qui ont reçu les PROs ont montré que 60-66% du C additionnel était stocké dans la matière organique associée aux minéraux (MAOM-C) et 29 - 39% dans la matière organique particulaire (POM-C), alors que dans CA et ORG, 77 - 84% du C additionnel était stocké dans le MAOM-C contre 15 - 23% dans le POM-C. En outre, les pratiques agroécologiques avec des stocks de C additionnel équivalents (MSW, FYM vs CA) ont montré une proportion élevée de carbone additionnel dans POM-C sous MSW (39%) et FYM (29%) par rapport à CA (15%). Ce résultat indique la forte récalcitrance chimique des POM-C sous la gestion avec les PROs par rapport à CA. Le modèle PARTY_{SOC}v2.0 utilisant les paramètres

d'analyse thermique RE prédit les compartiments de carbone actifs (30 - 40 ans) et stables (>100 ans) comme définis dans le modèle AMG. Les résultats ont révélé que la plupart, sinon la totalité, du C additionnel se trouvait dans le compartiment de C actif. Ces résultats suggèrent que, bien que le C additionnel soit principalement associé au MAOM-C, il n'est probablement pas stocké sous une forme dont le temps moyen de résidence dépasse ~30 ans. Compte tenu de tous ces résultats, les pratiques agroécologiques mises en œuvre dans les deux expériences de longue durée ont conduit à un important stockage de carbone additionnel à court terme, mais ce stockage ne sera maintenu à un niveau élevé que si ces pratiques " stockantes " sont poursuivies.

Mots clés : carbone organique du sol, carbone additionnel, pratiques agroécologiques, Rock-Eval, stabilité biogéochimique.

Abstract

The implementation of agroecological practices in French long-term field experiments has led after 20 years to an additional soil organic carbon (SOC) storage. The carbon sink effect will be more effective, even in the short and medium term, if the additional storage is realized in the form of persistent organic carbon (OC) and not as labile OC. The objective of this study is to evaluate the biogeochemical stability of additional C stored by agroecological practices. Biogeochemical stability was assessed using particles size and density fractionation and Rock-Eval (RE) thermal analyses. Samples were collected from the QualiAgro experiment, where organic wastes products (OWPs) including biowaste compost (BIOW), residual municipal solid waste compost (MSW) and farmyard manure (FYM) were applied, and from the La Cage experiment, where conservation (CA) and organic (ORG) agriculture were established. In the plots that received the OWPs 60 - 66% of the additional C was stored as mineral associated organic matter (MAOM-C) and 29 - 39% as particulate organic matter (POM-C), whereas in CA and ORG, 77 - 84% of the additional C was stored in MAOM-C versus 15 - 23% in POM-C. In addition, the agroecological practices with equivalent additional C stocks (MSW, FYM vs CA) showed a high additional C proportion in POM-C under MSW (39%) and FYM (29%) relative to CA (15%). This outcome suggests the persistence and high chemical recalcitrance of POM-C under OWPs management compared to CA. The PARTY_{SOC}v2.0 model using RE thermal analysis parameters predict the active (30 - 40 years) and stable (>100 years) carbon pools as defined in the AMG model. The results revealed that most, if not all of the additional SOC belonged to the active C pool. These findings suggest that although additional SOC is mainly associated with MAOM-C, it is probably not stored in a form with a mean residence time exceeding ~30 years. The agroecological practices implemented these both long-term field

experiments have resulted in substantial additional SOC storage, but this storage will only be maintained at a high level if these 'storage' practices are continued.

Keywords: soil organic carbon, additional carbon, agroecological practices, Rock-Eval, biogeochemical stability.

3.1 Introduction

Soil organic matter (SOM) plays a crucial role in the functioning of terrestrial ecosystems and in the mitigation of climate change. Increasing soil organic carbon (SOC) content benefits for improving soil fertility, ensuring food security (Paul, 2016). A minor change of SOC content can make a great difference to global climate because the soil contains more carbon (C) than vegetation and atmosphere combined in terrestrial ecosystems (Lal, 2004; Kuzyakov et al., 2019). The 4p1000 initiative encourages the implementation of agricultural practices that increase and/or maintain soil carbon stocks (www.4p1000.org). At the field scale, changes in soil organic carbon (SOC) stocks result from an imbalance between carbon inputs (crop residues, litter, root exudates, exogenous organic matter (EOM) application, etc.) and carbon outputs from the system due to crop residue export, SOC mineralization, leaching, or erosion (Lal, 2018). Although some agricultural practices can reduce mineralization rates (e.g., reduced tillage, see review by, Haddaway et al., 2017), it is generally accepted that the most effective way to increase SOC stocks is to increase carbon inputs (e.g., Virto et al., 2012; Autret et al., 2016; Fujisaki et al., 2018b). This can be achieved by increasing biomass production in the field and residue return (e.g., cover crops, Poeplau and Don, 2015; Autret et al., 2016), or by mobilizing and using external carbon resources such as organic waste products (OWP) (Peltre et al., 2012; Paetsch et al., 2016).

The implementation of agroecological practices (e.g., conservation agriculture, organic farming, OWPs application) allows for additional carbon storage in soils (Peltre et al., 2012; Autret et al., 2016; Paetsch et al., 2016; Pellerin et al., 2019; Bohoussou et al., 2022). However, knowledge on the biogeochemical stability of this additional carbon is lacking, questioning the reversibility of this storage. The carbon sink effect will indeed be more effective if the additional carbon storage is realized in the form of persistent organic matter (OM) and not in the form of labile OM. This study proposes to evaluate and compare the biogeochemical stability of recently stored organic carbon pools following contrasted agro-ecological treatments.

Several methods have been reported in the literature to assess the carbon stability in soils. Physical fractionation is probably the most used method to evaluate SOM stability. Physical fractionation methods isolate fractions based on size, density, or a mixture of both (Chenu et al., 2015). In a study comparing several fractionation methods, Poeplau et al. (2018) found that particle size fractionation was well suited to isolate particulate organic matter (POM) fractions from mineral-associated organic matter (MAOM) with contrasting mean residence times (MRT). However, some studies have shown that SOC fractionation methods fail to accurately separate stable SOC from active SOC, and in particular that the isolated MAOM fractions are mixtures of active and stable centennial SOC (Balesdent et al. 1987; Jastrow et al., 1996; Sanderman et al., 2013; Torn et al., 2013; Balesdent, 1996; Hsieh, 1992; von Lützow et al., 2007; Sanderman and Grandy, 2020). This, may be due to methodological challenges well to as the fact that there are multiple pathways for SOM formation and stabilization (Cotrufo et al., 2013; Sokol et al., 2019).

Thermal analysis techniques, long used in petrochemical exploration and clay mineralogy, offer a promising alternative or complement to physical and chemical fractionation methods, and are increasingly applied to studies of SOC stability (Peltre et al., 2013; Plante et al., 2009). Indeed, several parameters obtained using thermal analysis are strongly related to SOM biogeochemical stability (Barré et al., 2016; Poeplau et al., 2019). Recently, Cécillon et al. (2018, 2021) developed a machine-learning model, PARTY_{SOC}v2.0, showing that Rock-Eval® parameters can be used to predict the fraction of SOC that is stable at a centennial timescale. Kanari et al. (2022) evidenced that SOC fractions calculated using PARTY_{SOC}v2.0 matched the “stable” and “active” OC pools of the AMG model widely validated to simulate SOC stock evolution in French and European croplands (Clivot et al., 2019; Bruni et al., 2022). As a result, one can consider that a Rock-Eval® analysis associated to the PARTY_{SOC}v2.0 model allows for the quantification of carbon fractions that are stable at a centennial timescale and “active” *sensu* AMG, meaning to have a MRT of ca. 30 years.

The objective of this study was to evaluate the biogeochemical stability of additional soil organic carbon stored upon the implementation of agro-ecological practices. To do so, we characterized SOM using particle size and density fractionation and Rock-Eval (RE) thermal analysis method in plots managed using various agro-ecological practices such as addition of OWPs and alternative cropping systems including no tillage, permanent cover crop and the introduction of legumes in the rotation. We hypothesized that the biogeochemical stability of additional C depends on the management practices implemented.

3.2 Material and method

3.2.1 Field Site and soil sampling

This study focuses on two French long-term experiments (LTEs) developed on Luvisols in the same region, where agroecological practices including conservation agriculture, organic agriculture and organic waste products application (composts and manure) were implemented.

La Cage experiment is conducted in Versailles (48°48'N, 2°08'E). During the studied period (1998-2020), the mean annual temperature, precipitation and potential evapotranspiration were 11.6 °C, 633 and 653 mm respectively. The soil is a well-drained deep Luvisol (IUSS Working Group WRB, 2006). The field experiment is arranged in a randomized complete block design, divided into two blocks, themselves divided into four plots for each cropping system. Each plot is divided into two subplots of 0.56 ha, so that two different crops of the crop rotation are present each year, wheat being grown every year in one of the two subplots (Autret et al., 2020). A detailed presentation of crop rotations, soil management and fertilization were given by Autret et al. (2016). The 4 year's crop rotation mainly consisted of rapeseed (*Brassica napus L.*), winter wheat (*Triticum aestivum L.*), spring pea (*Pisum sativum L.*) and winter wheat.

- CON-LC is characterized by a soil and crop management representative of the Paris Basin cereal production, with annual soil ploughing, the absence of organic amendment, a mineral N fertilization (average rate = 143 kg N ha⁻¹ yr⁻¹) and a systematic use of pesticides.
- CA includes a permanent soil cover, initially fescue (*Festuca rubra*) and since 2008 alfalfa, grown under the main crops, except pea. In the rotation, rapeseed is replaced by maize (*Zea mays L.*) in CA and direct seeding is performed.
- ORG is characterized by alfalfa-alfalfa-wheat-wheat rotation and no synthetic fertilizers nor pesticides.



The QualiAgro experiment is located at Feucherolles, 20 km west of Versailles (48°52'N, 1°57'E, alt 150 m). The soil is a Luvisol (WRB, 2015) and cultivated for 21 years with a conventional wheat-maize rotation (Peltre et al., 2012). The average annual rainfall and temperature for the last 20 years is 614 mm and 11 ° C, respectively. It is a field experiment conducted in collaboration with INRAE and Veolia Environment Research and Innovation since 1998, on which composts of organic waste products (OWP) are applied every 2 years for a dose equivalent to ~4 t C. ha⁻¹ from 1998 to 2013 and ~2 t C. ha⁻¹ from 2015 to 2020. The

unit plots are 10 x 45 m². Each treatment has 4 replicates and OWP are applied every two years on wheat stubble. Since 2015, wheat and maize residues are buried in the soil. Tree organic treatments are considered in this study and compared to a conventional agriculture system without organic inputs (CON-QA):

- Biowaste compost (BIOW): composting of the fermentable fraction of selectively collected household waste, mixed with green waste;
- Municipal solid waste compost (MSW): composting of the residual fraction of household waste after selective collection of packaging;
- Farmyard manure (FYM) which represents a reference amendment.

At both sites, four replicate plots were available per treatment. From each plot, 3 sub-samples were taken from the topsoil 30 ± 1 cm (in September 2019 at QualiAgro and in November 2020 at La Cage), thoroughly mixed and combined into one sample. The samples were sieved to 4 mm, homogenized, the plant material was removed and the soil was oven dried at 35°C for 72h before particle size and density fractionation and RE thermal analysis.

Table 3.1 Soil organic C (SOC), total N (SON) and C/N measured in topsoil. The SOC gain is expressed relative to the control treatment. Values in brackets are standard deviations.

Site	Soil	Practices	SOC g.kg ⁻¹	SOC gain (%)	SON g.kg ⁻¹	C/N
La Cage 	Luvisol	CON-LC	9.82 ± 0.48	-	1.01 ± 0.07	10.58 ± 1.58
	17% Clay	ORG	10.39 ± 0.42	6	1.09 ± 0.03	9.52 ± 0.12
	58% Silt 25% Sand	CA	13.30 ± 1.05	35	1.29 ± 0.10	10.29 ± 0.28
Qualiagro 	Luvisol	CON-QA	9.92 ± 0.63	-	0.97 ± 0.08	10.35 ± 1.61
	15% Clay	MSW	13.84 ± 0.16	33	1.35 ± 0.04	10.26 ± 0.42
	78% Silt	FYM	13.91 ± 0.37	42	1.36 ± 0.02	10.21 ± 0.37
	7% Sand	BIOW	16.04 ± 0.68	64	1.62 ± 0.01	9.87 ± 0.41

3.2.2 Calculation of SOC stocks

SOC stocks were calculated at equivalent soil mass in both long-term experiments. Thus, at QualiAgro the SOC stock was calculated by multiplying the SOC content by bulk density

(data provided by QualiAgro) and was normalized to a depth of 10 cm (factor 10^{-3}) (reference soil mass of 3963 kg. ha^{-1}). Bulk densities between 1998 and 2019 increased significantly in all plots. We calculated the additional soil thickness required to achieve this equivalent soil mass in treatments with lighter tilled layers as described by Ellert and Bettany (1995):

Where T_{add} is the additional thickness of the sub-soil layer expressed in cm needed to reach the equivalent soil mass, $M_{\text{soil, equiv}}$ is the equivalent soil mass of the denser horizon in kg. ha^{-1} . In our study, the dense 0-29 cm layer was the reference treatment in 2019 with a bulk density of 1.37 g.cm^{-3} giving an equivalent soil mass ($M_{\text{soil, equiv}}$) of 3963 kg. ha^{-1} . $M_{\text{soil, top-soil}}$ is the soil mass in the surface (tilled) layer and $\rho_{\text{sub-soil}}$ is the bulk density of the underlying 29-35 cm layer (in g.cm^{-3}). Carbon stocks per hectare in equivalent soil masses ($\text{Stock}_{\text{C, equiv}}$) were calculated by adding the carbon stock in the surface layers ($\text{Stock}_{\text{C, topsoil}}$) and in the additional underlying layers ($\text{Stock}_{\text{C, Tadd}}$) with the following formula:

$$\text{Stock}_{\text{C, equiv}} = \text{Stock}_{\text{C, topsoil}} + \text{Stock}_{\text{C, Tadd}} \quad (2)$$

At La Cage experiment, the sample was taken at the depth equivalent to a soil mass of 4300 kg. ha^{-1} . The carbon stocks were calculated by multiplying the SOC contents with this equivalent soil mass.

We then calculated the additional carbon storage ($\Delta\text{C stock}$) considering each time the CON-LC baseline at La Cage and the CON-QA baseline at QualiAgro. The following formula was used:

$$\Delta\text{C stock} = \text{Stock}_{\text{C, Practice}} - \text{Stock}_{\text{C, baseline}} \quad (3)$$

With $\text{Stock}_{\text{C, Practice}}$: the carbon stock of the agroecological practice and $\text{Stock}_{\text{C, baseline}}$: the carbon stock of the baseline. The standard deviation used for the additional carbon stock was calculated based on the equation described by Kuzyakov and Bol, (2004) as follows:

$$SD_{\Delta\text{C stock}} = \sqrt{(SD_{\text{Stock}_{\text{C, Practice}}})^2 + (SD_{\text{Stock}_{\text{C, baseline}}})^2} \quad (4)$$

3.2.3 Particle size and density fractionation

The method uses a preliminary disaggregation aiming at the best compromise between maximum destruction of micro-aggregates of size $< 50 \mu\text{m}$, and respect of the integrity of organic debris (Balesdent et al., 1991) and combines fractionation by particle size to separate particulate organic matter from organic matter associated with clays and silts minerals with water flotation to separate POM from sands. For this purpose, approximately 50 g of soil was suspended in 180 mL of 0.5% sodium hexametaphosphate (SHMP) saline solution in a 250 mL polyethylene bottle; 10 glass beads were added and the whole set to agitation by inversion

(REAX 2 type inversion mixers) for 16 hours, at a speed of approximately 50 rpm to destroy the aggregates. The SHMP solution and the glass beads allows to completely disperse soil aggregates > 50 μm diameter in these soils (Balesdent et al., 1991). After agitation, the suspension was first sieved on a 200 μm sieve from which the refusal, the coarse fraction, was recovered in a 250mL glass beaker. We separated the coarse POM (cPOM) from the coarse sands (cSand) by flotation in water. The suspension <200 μm in a second time was submitted to a second sieving at 50 μm and the same operations were performed to separate the fine POM (fPOM) from the fine sands (fSand) using water flotation. The suspension <50 μm is submitted to ultrasounds by imposing an energy of 300 J.mL⁻¹ necessary to disperse the micro-aggregates (Balesdent et al., 1998). After this step, we sieved the suspension <50 μm to 20 μm to recover the coarse silts of size between 20 and 50 μm (cSilt) remaining on the sieve. The suspensions containing particles <20 μm were pooled in a 2L beaker. The separation of the fine silts between 2 and 20 μm (fSilt) from the clays was performed by centrifugation of the <20 μm filtrate at 62 g (circa 500 rpm) for 10min. The supernatant containing the clays was collected in a 5L beaker. The same process was repeated 4 to 5 times by resuspending the pellet for an optimal recovery of fine silts by decantation. The supernatant collected in the 5L beaker constitutes the clay fraction (<2 μm) and the pellet after repeated centrifugation constitutes the fine silt fraction. To reduce the volume of the clay suspension to be freeze-dried, we added CaCl₂ to flocculate the clay particles and by centrifugation for 20 min at 16000 g we recovered the pellet which constitutes the clay fraction. An aliquot of the supernatant was taken to determine the dissolved organic carbon (DOC).

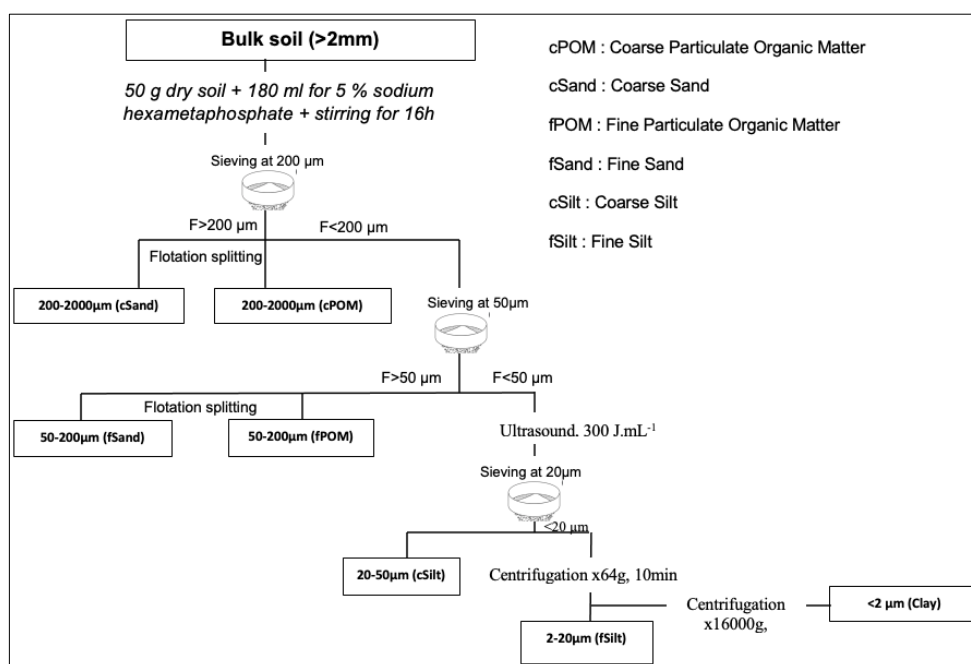


Fig 3.1 : Particles size and density fractionation protocol (adapted from Balesdent et al., 1998).

3.2.4 Fractions preparation and elemental analysis (C, N)

The fractions obtained during this fractionation were dried or freeze-dried. The organic (cPOM, fPOM) and mineral (cSand, fSand, cSilt) fractions were oven dried at 50°C for 3 days, while the fine silt (fSilt) and clay (Clay) fractions were freeze dried. Each fraction was weighed and C, N were determined using dry combustion (elemental analyzer, Elemantar Vario ISOTOP).

3.2.5 Rock-Eval (RE) thermal analysis

We analyzed 28 samples of bulk soil, using a Rock-Eval® 6 Turbo apparatus (Vinci Technologies). A small amount of soil (about 60 mg) was required for the analysis, which was performed in two consecutive steps, during which carbon-containing effluents were directly detected. First, the sample underwent pyrolysis in an inert atmosphere (N₂), followed by oxidation in the presence of O₂ (ambient air). The heating routine applied during pyrolysis was that proposed by Disnar et al. (2003) and Baudin et al. (2015), including a three-minute isotherm at 200 °C, followed by a 30 °C·min⁻¹ heating ramp to 650 °C. Oxidation began with a one-minute isotherm at 300 °C, followed by a 20 °C·min⁻¹ heating ramp to 850 °C and a final five-minute isotherm at 850 °C (oxidation routine presented in Baudin et al. (2015) as the "bulk rock/basic" method). Simultaneous detection of effluents during both analytical steps generated a total of five thermograms per sample describing the evolution of hydrocarbons during pyrolysis (HC_PYR), and CO and CO₂ during both pyrolysis and oxidation steps (CO_PYR, CO₂_PYR, CO_OX, CO₂_OX).

3.2.6 Rock-Eval® parameters

The classical Rock-Eval® parameters were acquired using the RockSix software (Vinci Technologies). They include: six automatically generated "peaks" defined as specific areas of the three pyrolysis thermograms (S1, S2, S3, S3', S3CO and S3'CO; Kanari et al., 2021), the amount of pyrolyzed carbon (PC corresponding to the sum of organic C released as HC, CO, and CO₂ during pyrolysis), total organic carbon (TOC corresponding to the amount of organic C released during analysis), inorganic carbon (MinC corresponding to the amount of C released from carbonate cracking), hydrogen index (HI corresponding to the ratio of hydrocarbons released to TOC), and oxygen index (OI_{RE6} corresponding to the ratio of organic oxygen released to TOC). In addition, other parameters used as predictors by the PARTYSOCv2.0EU model were calculated based on thermograms obtained using R scripts available on Zenodo (<https://zenodo.org/record/4446138#.YDe84Xlw2SQ>) (Cécillon et al., 2021, Kanari et al.,

2021). These include: PseudoS1 (the sum of carbon released during the first 200 s of isothermal 200°C pyrolysis as HC, CO, and CO₂), the S2/PC ratio (the ratio of the amount of hydrocarbons released excluding the first 200 s of pyrolysis to the pyrolyzed carbon), the PC/TOC ratio, the HI/OI_{REG} ratio, and ten temperature parameters (e.g., T30, T50, T70, T90) that describe the evolutionary steps, i.e., at what temperature 30, 50, 70, and 90% of a given gas was released. A detailed description of the definition, units, and equations used to calculate all parameters can be found in the study of Kanari et al. (2021). The HI and OI_{REG} are commonly reported indices that represent the relative abundance of hydrogen-rich aliphatic organic compounds and oxygen-rich compounds (e.g., carbohydrates, carboxylic acids, polyphenols) in organic matter, respectively.

3.2.7 The PARTY_{soc} model based on Rock-Eval (RE)

In this study, we used the random forest model based on Rock-Eval PARTY_{soc}v2.0 (<https://zenodo.org/record/4446138#.YDe84Xlw2SQ>) proposed by Cécillon et al. (2021). This model was calibrated on data from 6 long-term agricultural experiments including a bare fallow treatment in northwestern Europe and can predict the proportion of persistent SOC at a centennial timescale in topsoil samples (0-30 cm). The model requires a set of 18 Rock-Eval parameters (e.g., Kanari et al., 2021) characteristic of a sample and provides a prediction of the proportion of stable SOC for soils from the long-term the La Cage and the QualiAgro experiments. The 18 Rock-Eval parameters retained were the Rock-Eval temperature parameters T70HC_PYR, T90HC_PYR, T30CO₂_PYR, T50CO₂_PYR, T70CO₂_PYR, T90CO₂_PYR, T70CO_OX, T50CO₂_OX, T70CO₂_OX, and T90CO₂_OX and the Rock-Eval parameters PseudoS1, S2, S2 / PC, HI, HI / OI_{REG}, PC, PC / TOC_{REG}, and TOC_{REG} (Cécillon et al., 2021).

3.2.8 Statistical analysis

All data were tested for normality and homogeneity of variance. Log-transformation was applied, if the transformation improved the normality and variance substantially. A one-way ANOVA was used to detect significant differences at the 5% threshold in bulk soil carbon stocks, fractions, and carbon pools. Once a significant difference was detected, Tukey's multiple comparison test was used to compare carbon stocks in either bulk soil, fractions and carbon pools according to agricultural practices. All statistical analyses were completed in R (version 4.0.2).

3.3 Results

3.3.1 SOC stocks

The application of organic wastes products (OWPs), increased SOC contents in soils by 64% in BIO-W, 40% in FYM and 39% in MSW compared to the CON-QA; while, at La Cage, the implementation of ORG and CA increased SOC contents by 6% and 35% respectively, relative to CON-LC (Table. 3.1). OWPs significantly increased carbon stocks at QualiAgro. The SOC stocks were in the order: BIO-W ($63.17 \pm 2.56 \text{ t C. ha}^{-1}$) > FYM ($54.77 \pm 1.40 \text{ t C. ha}^{-1}$) \geq MSW ($54.03 \pm 0.59 \text{ t C. ha}^{-1}$) > CON-QA ($39.31 \pm 2.49 \text{ t C. ha}^{-1}$). At La Cage, SOC stocks were in this order: CA ($57.17 \pm 4.53 \text{ t C. ha}^{-1}$) > ORG ($44.66 \pm 1.80 \text{ t C. ha}^{-1}$) \geq CON-LC ($42.22 \pm 2.08 \text{ t C. ha}^{-1}$).

3.3.2 SOC distribution in fractions

The mass proportion, C content, and % carbon distribution of the physical fractions after particle size and density fractionation are presented in the supplementary data Table S3.1 and Table S3.2. The distribution of soil organic carbon (SOC) stocks over the fractions obtained, expressed in t C. ha^{-1} , is given in Fig. 3.2. Most of the organic carbon was located in the clay fraction (64 - 72% SOC, see Table. S3.1 and S3.2) regardless of site and the agricultural practice implemented. The carbon distribution at QualiAgro indicated a significant increase of SOC stocks in the cSand, fPOM, cSilt and Clay fractions after OWPs application ($p < 0.05$), while no significant difference was observed in the cPOM, fSand and fSilt fractions ($p > 0.05$). At La Cage, the implementation of conservation agriculture significantly increased SOC stocks as fPOM and Clay fractions compared to organic and conventional agriculture which remained statistically equal.

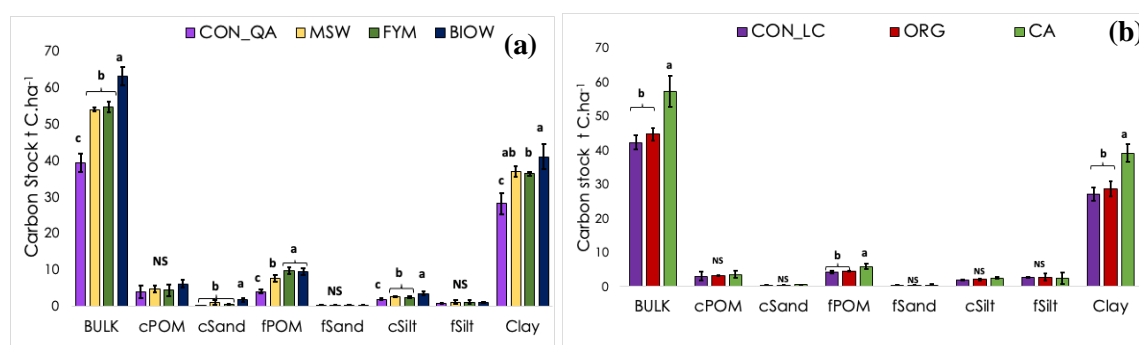


Fig 3.2 Soil organic carbon stocks of bulk soils and physical fractions ($n = 4$) at QualiAgro (a) and La Cage (b) experiments. Grouped bars with different letters are significantly different (Tukey-HSD, $p < 0.05$). CON-QA: conventional agriculture without organic inputs, BIO-W: biowaste compost, MSW: municipal solid waste compost, FYM: farmyard manure, CON-LC: conventional agriculture, CA: conservation agriculture and ORG: organic agriculture.

We calculated the distribution of additional carbon in the different fractions considering in each case the reference practice (CON-QA and CON-LC respectively for the QualiAgro and the La Cage experiments). The additional SOC stock at QualiAgro was $23.86 \pm 1.79 \text{ t C. ha}^{-1}$ in BIOW compared to $15.46 \pm 1.43 \text{ t C. ha}^{-1}$ in FYM and $14.72 \pm 1.28 \text{ t C. ha}^{-1}$ in MSW (Fig. 3a). At La Cage, the additional SOC stock was $14.95 \pm 2.49 \text{ t C. ha}^{-1}$ in CA compared to $2.44 \pm 1.38 \text{ t C. ha}^{-1}$ in ORG (Fig. 3.3b).

At QualiAgro, 60 - 66% of the additional SOC was localized in mineral-associated organic matter fractions (MAOM-C), which included the cSilt, fSilt, and Clay fractions, versus 29 - 39% in particulate organic matter fractions (POM-C), which included the cPOM and fPOM fractions. At La Cage, conservation agriculture treatment significantly increased SOC in fPOM and Clay fractions (Fig. 3.3b). In this experiment, 77 - 84% of the additional SOC stock was located in the MAOM-C versus 15 - 23% in the POM-C. The coarse minerals fractions (cSand and fSand) have a negligible proportion of additional carbon representing 1% in CA and 0% in ORG at La Cage, whereas this proportion was 2% in FYM, 5% in MSW and 7% in BIOW at QualiAgro. Furthermore, among practices with equivalent additional SOC stocks (MSW, FYM, CA) OWPs application resulted in a higher proportion of additional carbon in POM-C (MSW: 29%; FYM: 39%) compared to CA (15%).

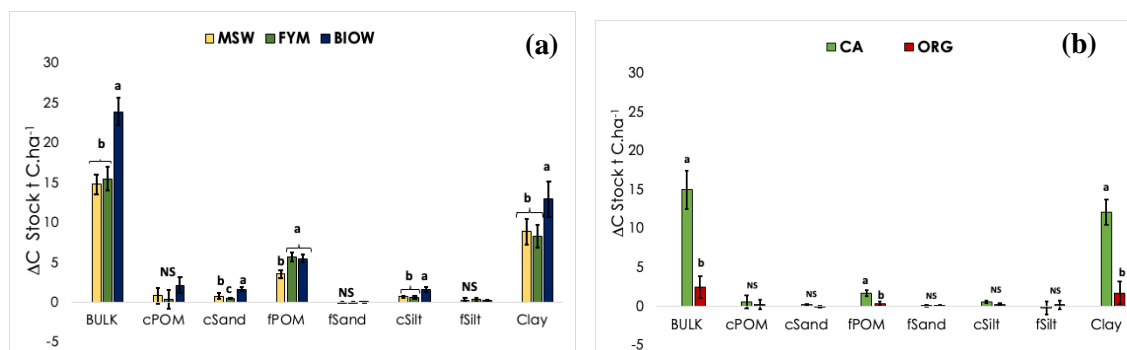


Fig 3.3 Additional soil organic carbon stocks (ΔC) of bulk soils and physical fractions ($n = 4$) at QualiAgro (a) and La Cage (b) experiments. Grouped bars with different letters are significantly different (Tukey-HSD, $p < 0.05$). CON-QA: conventional agriculture without organic inputs, BIOW: biowaste compost, MSW: municipal solid waste compost, FYM: farmyard manure, CON-LC: conventional agriculture, CA: conservation agriculture and ORG: organic agriculture.

3.3.3 Estimating stable and active SOC pools with the PARTY_{soc}v2.0 model

The PARTY_{soc}v2.0 machine learning model was used to estimate the proportion of stable SOC under the different managements. The distribution of organic carbon stocks in the active and stable pools are shown in Fig. 3.4. Organic wastes products (OWPs) application significantly increased the size of the active pool (Fig. 3.4a, ANOVA, $p < 0.05$). It was of 31.87

$\pm 2.23 \text{ t C. ha}^{-1}$ in BIOW compared to $29.62 \pm 1.97 \text{ t C. ha}^{-1}$ in FYM, $26.97 \pm 1.07 \text{ t C. ha}^{-1}$ in MSW and $16.76 \pm 1.69 \text{ t C. ha}^{-1}$ in CON_QA. OWP application significantly increased the size of the stable SOC pool in the BIOW ($31.29 \pm 0.91 \text{ t C. ha}^{-1}$) in BIOW and MSW ($25.15 \pm 1.36 \text{ t C. ha}^{-1}$) treatments compared to the FYM ($25.15 \pm 1.44 \text{ t C. ha}^{-1}$) and CON-QA ($22.55 \pm 1.31 \text{ t C. ha}^{-1}$) which were statistically similar. Contrastingly, at La Cage experiment, 20 years of contrasted management had no significant effect on the size of the stable SOC pool ($28.02 \pm 2.95 \text{ t C. ha}^{-1}$, $26.31 \pm 0.93 \text{ t C. ha}^{-1}$, and $26.08 \pm 1.89 \text{ t C. ha}^{-1}$ for CA, ORG, and CON-LC respectively). However, CA significantly increased the size of the active pool ($29.15 \pm 5.79 \text{ t C. ha}^{-1}$) compared to ORG and CON-LC in which it was similar ($18.35 \pm 3.47 \text{ t C. ha}^{-1}$ and $16.14 \pm 0.97 \text{ t C. ha}^{-1}$ respectively).

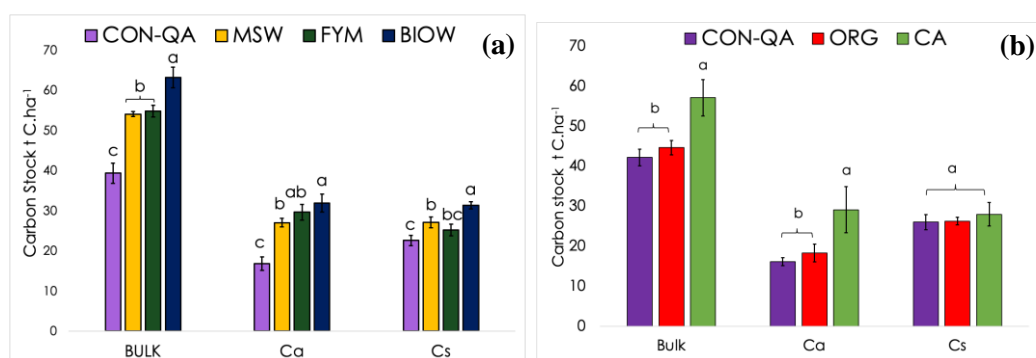


Fig 3.4 Soil organic carbon pools active carbon (Ca) and stable carbon (Cs) ($n = 4$) at QualiAgro (a) and La Cage (b) experiments. Grouped bars with different letters are significantly different (Tukey-HSD, $p < 0.05$). CON-QA: conventional agriculture without organic inputs, BIOW: biowaste compost, MSW: municipal solid waste compost, FYM: farmyard manure, CON-LC: conventional agriculture, CA: conservation agriculture and ORG: organic agriculture.

The results of additional carbon distribution in the active and stable C pools are shown in Fig. 3.5. In the QualiAgro experiment, BIOW ($15.85 \pm 1.48 \text{ t C. ha}^{-1}$) and FYM ($13.36 \pm 1.16 \text{ t C. ha}^{-1}$) had similar active SOC pool size, higher than in the MSW ($12.34 \pm 0.75 \text{ t C. ha}^{-1}$) which represented 63 – 83 % of the total additional SOC storage. Additional stable SOC pools ordered as follows: BIOW ($8.74 \pm 0.79 \text{ t C. ha}^{-1}$) > MSW ($4.51 \pm 0.94 \text{ t C. ha}^{-1}$) > FYM ($2.60 \pm 0.97 \text{ t C. ha}^{-1}$) and represented between 17% (FYM) to 37% (BIOW) of the total additional carbon. At La Cage, 87% (CA) to 91% (ORG) of the additional carbon was in the active pool versus 9% (ORG) to 13% (CA) in the stable pool.

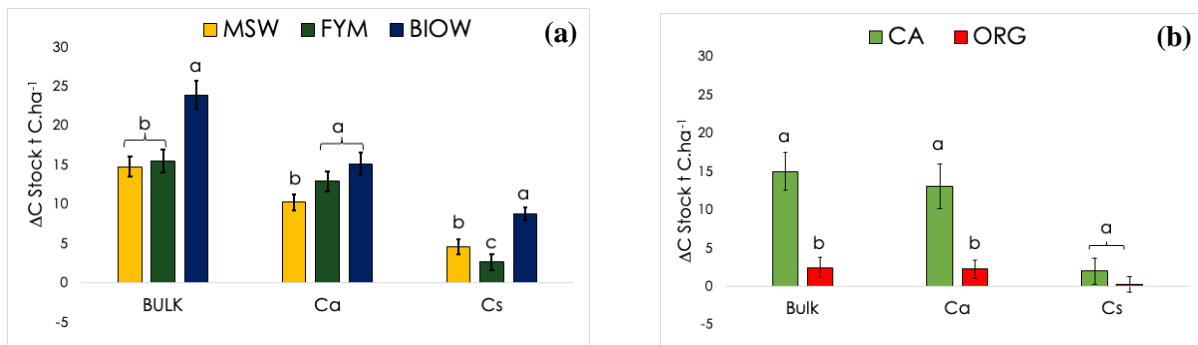


Fig 3.5 Additional soil organic carbon stocks (ΔC) of bulk soils, active carbon (Ca) and stable carbon (Cs) ($n = 4$) at QualiAgro (a) and La Cage (b) experiments. Grouped bars with different letters are significantly different (Tukey-HSD, $p < 0.05$). CON-QA: conventional agriculture without organic inputs, BIOW: biowaste compost, MSW: municipal solid waste compost, FYM: farmyard manure, CON-LC: conventional agriculture, CA: conservation agriculture and ORG: organic agriculture.

3.4 Discussions

3.4.1 SOC stocks

Mesured carbon stocks in the bulk soil revealed a significant effect of the organic waste products (OWPs) application. In the present study we observed that similar carbon inputs from the OWPs resulted in differences in soil carbon stocks. For example, the plot receiving biowaste composts (BIOW) led to higher carbon content and carbon storage than the plots receiving municipal solid waste composts (MSW) and farmyard manure (FYM), which led to equivalent carbon content and carbon storage. These results are different from those obtained previously by Paestch et al. (2016) and Obriot, (2016), where the carbon stock after FYM application was significantly different from the plot receiving MSW. The later study, evaluated the carbon stock over 15 years of OWPs application (7 applications), whereas, the present study evaluated the effect of OWPs application over 21 years (11 applications). In addition, the application doses decreased by half from 2013 onwards ($\sim 2 \text{ t C. ha}^{-1}$), in contrast to the initial dose of $\sim 4 \text{ t C. ha}^{-1}$ in the years preceding 2013. Many authors have observed an increase in SOC stocks following exogenous organic matter (EOM) application, the increase being dependent on the amount and type of EOM applied (Bhagal et al., 2018, Maltas et al., 2018). Long-term treatment of soils with organic inputs can increase organic carbon contents in the topsoil by +24 to +92% depending on the type of organic amendment (Diacono and Montemurro, 2010). In the present study, the application of similar doses of OWPs led to a contrasting increase in carbon content of +64% on the BIOW plot compared to +40% on the FYM and +39% on the MSW. These results suggest that MSW compost and FYM have equivalent amendment value in the long-term, which is contrary to previous results obtained

by Obriot, (2016) who showed that MSW compost was more biodegradable than the others, thus having a lower amendment value. Quickly decomposed amendments enhance soil microbial activity, whereas those that are slowly decomposed are better for increasing SOC. Overall, the OWPs application have a direct effect on the organic carbon content of soils because they constitute a source of exogenous organic matter, but also indirectly through their positive effect on yield and therefore on root and aerial restitution to the soil.

At the La Cage experiment, conservation agriculture (CA) led to a higher carbon content and carbon storage compared to organic agriculture (ORG) and conventional agriculture (CON-LC) (Fig. 2b, Table. S2). The use of cover crops as green manure in CA could explain this significant increase in SOC stock in CA (Poeplau and Don, 2015). Cover cropping improves the net ecosystem carbon balance of a cropland by replacing the bare fallow period (carbon source) by an additional period of carbon assimilation (Lal, 2001). Additionally, increased SOC might lead to positive feedback on plant growth and thus increase the carbon input of the main crop (Brock et al., 2011). Based on a meta-analysis of 131 studies across the globe, including cover crops into rotations led to an increase of SOC by +15.5% (Jian et al., 2020). In many studies, differences in carbon stocks between tillage and no-tillage systems occurred mainly in the first few centimeters of the soil and did not always translate into significant increases in the whole arable layer (Alvarez et al., 1998, Fabrizzi et al., 2003, Liebig et al., 2004, Leifeld and Kogel-Knabner, 2005). Autret et al (2016), had previously shown that at La Cage experiment, the increase in carbon stocks in the arable layer (0-30 cm) was more related to the increase in carbon inputs than to reduced mineralization rates of SOC expected from no tillage practice.

3.4.2 SOC distribution in fractions

The distribution of SOC in the fractions revealed that, most of the organic carbon (70-80%), was located in the fine fraction (<50 μm), regardless of the agricultural practice implemented (Fig. 3.2). Comparable results have been shown in the literature (Christensen, 1985;1987; Balesdent, 1996; Baldock and Skjemstad, 2000; Jolivet et al., 2003; Carter et al., 2003; Beare et al., 2014, Curtin et al., 2016, Poeplau et al., 2018). The clay fraction (<2 μm), represented 64 to 72% of the total carbon stock in agreement with other studies (von Lützow et al., 2007, Jagadamma and Lal, 2010, Paesch et al., 2016). In addition, 18-28% of SOC (Table. S3.1 and Table. S3.2), was stored in the POM fraction. The POM-C fraction is considered as a labile fraction accounting for 6 – 37% of total SOC in agricultural soils (Gregorich et al., 2006), and is mainly composed of fresh and decomposing plant residues,

either unprotected or incorporated within large soil aggregates (Golchin et al., 1994; Gregorich et al., 2006).

Many studies have indicated that the POM-C fraction is the most sensitive carbon fraction to land use and management when compared to the MAOM-C fraction (Cambardella and Elliot, 1992, Elliot et al., 1994, Bayer et al., 2001, Salvo et al., 2010). However, our studies indicated that both POM-C and MAOM-C fractions were highly sensitive to the implementation of agroecological practices after ca. 20 years. The application of organic waste products (OWPs) resulted in more additional organic carbon both in POM-C (29 - 39%) and MAOM-C (60 - 66%), while at La Cage, the conservation and organic agriculture resulted in more carbon in MAOM-C (77 - 84%) and less in POM-C (15 - 23%).

The recent meta-analysis conducted by Zhang et al (2022), indicated that the application of exogenous organic matter significantly increases both MAOM and POM fractions in the soil relative to the control treatment, which is consistent with our results. However, it was also previously found that the addition of composted organic matter to soils increased principally the MaOM-C (Wang et al., 2012; Yu et al., 2012). The earlier study of Paesch et al. (2016) had indicated that the application (8 times) of the OWPs led to additional carbon in small occluded POM (oPOM_{small}) and in the clay fraction; whereas, Peltre (2010) had observed that the application (4 times) of the OWPs increased the additional carbon significantly only in POM-C and no difference was observed in the fraction <50 μ m (MAOM-C). Our results are close to those of Paesch et al. (2016), where after 11 applications of PROS we observed an increase in both POM-C (this concerns finer POM) and MAOM-C. These results suggest that the application of the OWPs increase in the short term the POM-C fraction and in the long term the organic carbon in the POM-C is transferred to the MAOM-C through biological activity in the soil. Six et al. (1998) and Puget et al. (2000) suggested that the primary role of POM is to serve as nucleation sites for micro- and macroaggregates formation, whereas long-term C sequestration within micro- and macroaggregates is mainly as MOM-C, formed during decomposition of POM and stabilized by chemical and chemo-physical interaction with silt and clay particles (Ladd et al., 1985; Feller and Beare, 1997; Hassink, 1997). Furthermore, partly decomposed organic matter produced during the composting or storage process might also have increased directly the MAOM-C as suggested also by Yu et al. (2012).

Studies comparing no-tillage versus conventional tillage management showed an increase in the POM-C fraction with no-tillage and no difference in MAOM-C in the surface layer of soils

(Wander et al., 1998, Hussain et al., 1999, Carbonell-Bojollo et al., 2015, Samson et al., 2020). Some authors link high POM contents to the stability of soil aggregates and, consequently, to a better soil structure (Wander et al., 2002). Therefore, establishing carbon-storing practices that build-up the POM-C can be assumed to improve the structural stability of soils. However, in our study only MAOM increased after implementation of conservation agriculture, i.e. the introduction of cover crops and the diversification of species (e.g., legumes) in the rotation. According to Carter et al. (2003), the additional organic carbon would be found mainly in the POM-C only after MAOM-C reaches a maximum level.

Across the two long-term experiments, agroecological practices with equivalent additional SOC stocks (MSW, FYM, CA) showed a higher proportion of additional carbon in POM-C under MSW (39%) and FYM (29%) compared to CA (15%). These results show that it is likely that different management (e.g., OWPs application, no-tillage, cover crops and legume) alter the way gross organic carbon inputs were distributed among the different organic carbon fractions. These results can be explained by the fact that on the one hand the decomposition rate of organic amendments and the organic carbon remaining from them in soils in the long term vary according to the intrinsic quality of the amendment (Lashermes et al., 2009). For example, Paustian et al. (1992) observed that application of FYM, having a high lignin content, resulted in greater accumulation of SOC than lower lignin amendments, such as straw. A previous study demonstrated that the OWPs are generally partially stabilized by the composting or storage process (Benbi and Khosa, 2014), unlike plant biomass, which are fresh organic matter. Thus, we could assume greater chemical recalcitrance of POM-C in plots receiving OWPs, thereby reducing decomposer activity and carbon transfers to the fine soil fraction (<50 μm). At La Cage, the cover crops and legume rotation in conservation agriculture and the legume rotations in organic agriculture would likely have affected carbon inputs via the root system. This would explain the high proportion of carbon associated with MAOM-C, as the roots are closer to minerals and decomposers, which are able to transform this fresh root organic matter. Typically, the cover crops characterized by low litter quality (e.g., grass) resulted in higher accumulation of POM, while cover crops with high litter quality (e.g., legumes) contributed to higher accumulation of SOC (Cotrufo et al., 2013) and of microbial necromass C (Zhang et al., 2022) in MAOM. Thus, the high proportion of carbon in the MAOM-C at La Cage (87-91%) compared to QualiAgro (60-66%) could be explained by the quality of the carbon input which would affect the microbial carbon use efficiency. Cover crops increase the time period in which plant roots interact with the soil environment (Tiemann et al., 2015). They deliver an additional source of root litter and exudates, providing greater diversity in belowground inputs (Austin et

al., 2017). This enhanced interaction of root inputs may support microbial growth and turnover in rhizosphere hotspots, processes that can enhance the formation of mineral-associated organic matter (Kallenbach et al., 2016). Thus, the additional inputs from cover crop and legumes roots may have facilitated the accrual of MAOM in conservation and organic agriculture.

The POM-C is mainly derived from plants residues or OWPs and is protected or not by the occlusion of macroaggregates, leading to its short mean residence times (about years to decades) (Balesdent, 1996, Six et al., 2001). Contrastingly, the MAOM-C is mainly formed by labile organic materials after microbial transformation and can persist for a longer period compared with POM-C due to lower availability to microbial community through the association with mineral surface or the occlusion within soil aggregates (Kögel-Knabner et al., 2008; Cotrufo et al., 2013; Rocci et al., 2021). However, land-use change (native and cropped lands) studies have indicated a decrease in carbon content in MAOM-C over time (Yeasmin et al., 2019). Lutfalla et al (2019), observed a decrease of the carbon content in the clay fraction (<2 μ m) after 52 years of bare fallow conditions, thus questioning the long-term persistence of additional carbon associated with clays or MAOM-C.

3.4.3 Estimating stable and active SOC pools with the PARTYsoc model

The PARTY_{soc}v2.0 model, isolated active (MRT~ 30 – 40 years) and stable (MRT~100 years) carbon pools in the sense of AMG model (Kanari et al., 2022). The PARTY_{soc} model revealed at QualiAgro that, 63 - 83% of the additional stock was in active pool versus 17 - 37% in stable pool. While at the La Cage 87 - 91% of the additional stock was in active pool versus 9 - 13% in stable pool on a century scale. These results suggest that the majority, if not all, of the additional SOC was located in the active pool (MRT ~30 years). These results indicate that, not all MAOM-C persist in soil on long-term timescales as previously shown with different methods (e.g., Keiluweit et al., 2015, Lutfalla et al., 2019, Chassé et al., 2021), a subset of organic C compounds in the MAOM-C pool may persist for hundreds or thousands of years before turning over. Nevertheless, the application of organic waste products over 21 years has significantly increased the stable additional carbon stock in contrast to conservation and organic agriculture. The nature and quality of the carbon inputs affected the biogeochemical stability of organic matter in agricultural soils. The significant additional C storage of the stable pool with OWPs application compared to conservation and organic agriculture would indicate that carbon losses would be less drastic at QualiAgro in relative terms than at La Cage if the agroecological practices were stopped.

3.5 Conclusion

Soils from the same pedoclimatic conditions but under widely contrasting management have resulted in contrasting carbon contents and stocks. These differences allowed us to characterize the biogeochemical stability of the recently stored carbon. Particle size and density fractionation allowed the isolation of POM-C and MAOM-C which have contrasting residence times. The majority of this carbon was located in the MAOM-C and more particularly in the clays whatever the management. Nevertheless, the application of organic waste products (OWPs) significantly increased additional carbon storage in POM-C compared to conservation and organic agriculture and it was largely in active form. Our results suggest a chemical recalcitrance of POM-C under management with OWPs and a relatively important organo-mineral association under conservation agriculture and organic agriculture which affect plant below ground inputs. According to all these results, the agroecological practices implemented in both long-term field experiments have resulted in substantial short-term additional C storage, but this storage will only be maintained at a high level if these 'storage' practices are continued.

3.6 Supplementary data

Table. S3.1: Mass and C distribution in size and density fractions after 21 years of organic waste product (OWP) application. Mean \pm standard deviation of 4 replicates. Soils were sampled in all treatments with application of municipal solid waste (MSW) compost, biowaste compost (BIOW), farmyard manure (FYM), and the control without organic input (CON-QA). The different letters indicate significant differences between treatments at the 5%.

Mass fraction (g.kg ⁻¹ Bulk soil)									
Treatment	Bulk soil	cMOP	fMOP	cSand	fSand	csilt	fSilt	Clay	Recovery (%)
CON-QA		2.73 \pm 1.16 b	6.26 \pm 0.75 b	8.36 \pm 1.66 c	74.21 \pm 11.05	441.3 \pm 16.38	255.79 \pm 7.26	211.34 \pm 24.46	94.32 \pm 1.17
MSW		2.86 \pm 0.19 b	10.13 \pm 2.60 a	29.51 \pm 20.73 b	75.35 \pm 8.96	425.79 \pm 7.59	240.46 \pm 25.51	215.90 \pm 20.90	92.63 \pm 1.43
FYM		2.76 \pm 0.53 b	13.22 \pm 1.33 a	13.18 \pm 1.56 b	79.66 \pm 11.69	434.48 \pm 8.88	211.25 \pm 40.83	245.45 \pm 30.23	93.45 \pm 1.13
BIOW		3.90 \pm 0.89 a	10.77 \pm 1.56 a	22.04 \pm 4.48 a	74.82 \pm 3.69	437.65 \pm 21.41	212.86 \pm 36.01	237.96 \pm 46.04	93.87 \pm 1.74
	ANOVA	P<0.05	P<0.05	P<0.05	P>0.05	P>0.05	P>0.05	P>0.05	P>0.05
Carbon content in fraction (g C.kg ⁻¹ fraction)									
CON-QA		374.21 \pm 30.87	166.38 \pm 31.41 bc	5.14 \pm 0.75 c	0.81 \pm 0.14 a	1.07 \pm 0.14 c	0.83 \pm 0.15	30.55 \pm 1.15 bc	
MSW		384.17 \pm 63.40	177.21 \pm 32.61 b	7.38 \pm 0.59 b	0.54 \pm 0.30 ab	1.35 \pm 0.09 b	1.04 \pm 0.36	36.44 \pm 2.48 ab	
FYM		383.91 \pm 53.51	184.95 \pm 15.36 ab	11.14 \pm 1.14 b	0.60 \pm 0.20 ab	1.41 \pm 0.07 b	1.44 \pm 0.84	35.03 \pm 5.25 ab	
BIOW		391.03 \pm 4.17	219.02 \pm 19.21 a	19.60 \pm 2.65 a	0.84 \pm 0.09 a	1.95 \pm 0.34 a	1.25 \pm 0.32	40.21 \pm 6.59 a	
	ANOVA	P>0.05	P<0.05	P<0.05	P<0.05	P<0.05	P>0.05	P<0.05	
Carbon content in Bulk soil (g C.kg ⁻¹ Bulk soil)									
CON-QA	9.92 \pm 0.63 c	1.03 \pm 0.48 bc	1.02 \pm 0.09 c	0.04 \pm 0.01 c	0.06 \pm 0.02	0.47 \pm 0.06 cd	0.21 \pm 0.04	7.13 \pm 0.60 c	111.18 \pm 9.41
MSW	13.84 \pm 0.16 b	1.10 \pm 0.21 ab	1.73 \pm 0.21 b	0.21 \pm 0.15 b	0.04 \pm 0.02	0.58 \pm 0.04 bc	0.25 \pm 0.11	8.49 \pm 0.35 b	93.92 \pm 3.17
FYM	13.91 \pm 0.37 b	1.08 \pm 0.35 ab	2.43 \pm 0.13 a	0.15 \pm 0.03 b	0.05 \pm 0.02	0.61 \pm 0.04 bc	0.29 \pm 0.16	9.17 \pm 0.94 ab	103.94 \pm 9.33
BIOW	16.04 \pm 0.68 a	1.53 \pm 0.35 a	2.34 \pm 0.21 a	0.44 \pm 0.14 a	0.06 \pm 0.009	0.85 \pm 0.14 a	0.26 \pm 0.05	10.12 \pm 0.78 a	102.16 \pm 5.79
	ANOVA	P<0.05	P<0.05	P<0.05	P>0.05	P<0.05	P>0.05	P>0.05	P>0.05
Distribution of total C within the fractions (%)									
CON-QA		10.25 \pm 4.55	10.29 \pm 1.08	0.43 \pm 0.11	0.68 \pm 0.12	4.72 \pm 0.57	2.14 \pm 0.41	71.49 \pm 5.03	
MSW		8.87 \pm 1.66	13.98 \pm 1.73	1.73 \pm 1.21	0.34 \pm 0.38	4.64 \pm 0.36	2.03 \pm 0.88	68.40 \pm 2.39	
FYM		7.84 \pm 2.56	17.65 \pm 1.60	1.06 \pm 0.17	0.65 \pm 0.32	4.45 \pm 0.37	2.09 \pm 0.97	66.25 \pm 2.63	
BIOW		9.75 \pm 2.11	15.00 \pm 1.80	2.79 \pm 0.82	0.69 \pm 0.20	5.44 \pm 0.80	1.66 \pm 0.31	64.66 \pm 2.60	

Table. S3.2: Mass and C distribution in size and density fractions. Mean \pm standard deviation of 4 replicates. Soils were sampled in conservation agriculture (CA), organic agriculture (ORG) and conventional agriculture (CON-LC). The different letters indicate significant differences between treatments at the 5%.

Mass fraction (g.kg ⁻¹ Bulk soil)									
Treatment	Bulk soil	cMOP	fMOP	cSand	fSand	csilt	fSilt	Clay	Recovery (%)
CON-LC		1.86 \pm 0.60	5.34 \pm 0.84 b	33.22 \pm 4.64	210.39 \pm 16.89	352.64 \pm 19.36	193.97 \pm 40.64	202.99 \pm 18.91	94.83 \pm 2.58
ORG		2.35 \pm 0.21	6.39 \pm 1.17 ab	35.04 \pm 2.60	220.86 \pm 9.53	349.21 \pm 10.36	156.30 \pm 13.03	229.84 \pm 18.62	94.48 \pm 1.24
CA		2.62 \pm 0.59	8.79 \pm 2.19 a	98.68 \pm 68.58	249.02 \pm 69.79	272.11 \pm 90.61	132.68 \pm 38.67	236.11 \pm 25.75	95.63 \pm 2.24
	ANOVA	P>0.05	P<0.05	P>0.05	P>0.05	P>0.05	P>0.05	P>0.05	P>0.05
Carbon content in fraction (g C.kg ⁻¹ fraction)									
CON-LC		295.37 \pm 98.31	123.87 \pm 82.27 b	1.46 \pm 0.17	0.33 \pm 0.14	0.73 \pm 0.20 b	1.09 \pm 0.25b	11.12 \pm 1.49 c	
ORG		324.38 \pm 18.76	173.77 \pm 40.93 a	1.93 \pm 0.68	0.48 \pm 0.09	1.43 \pm 0.23 ab	4.39 \pm 2.21a	26.83 \pm 1.67 b	
CA		309.20 \pm 37.10	160.01 \pm 28.51 ab	2.14 \pm 2.16	0.40 \pm 0.12	2.31 \pm 0.91 a	5.09 \pm 4.35a	35.66 \pm 4.05 a	
	ANOVA	P>0.05	P<0.05	P>0.05	P>0.05	P<0.05	P<0.05	P<0.05	
Carbon content in Bulk soil (g C.kg ⁻¹ Bulk soil)									
CON-LC	9.82 \pm 0.48 b	0.72 \pm 0.30	1.00 \pm 0.09 b	0.08 \pm 0.05	0.10 \pm 0.03	0.47 \pm 0.07	0.55 \pm 0.38	6.42 \pm 0.71 b	102.05 \pm 4.61
ORG	10.39 \pm 0.42 b	0.76 \pm 0.05	1.08 \pm 0.08 b	0.07 \pm 0.03	0.10 \pm 0.02	0.50 \pm 0.07	0.67 \pm 0.29	6.74 \pm 0.51 b	101.15 \pm 6.47
CA	13.30 \pm 1.05 a	0.82 \pm 0.28	1.36 \pm 0.16 a	0.11 \pm 0.03	0.10 \pm 0.04	0.57 \pm 0.05	0.63 \pm 0.03	9.02 \pm 1.05 a	99.31 \pm 6.40
	ANOVA	P<0.05	P>0.05	P<0.05	P>0.05	P>0.05	P>0.05	P<0.05	P>0.05
Distribution of total C within the fractions (%)									
CON-LC		7.11 \pm 2.87	10.03 \pm 1.10	0.80 \pm 0.52	0.94 \pm 0.21	4.64 \pm 0.27	6.31 \pm 0.48	64.01 \pm 3.26	
ORG		7.25 \pm 0.43	10.25 \pm 0.44	0.64 \pm 0.25	1.00 \pm 0.18	4.73 \pm 0.60	6.31 \pm 2.38	64.23 \pm 3.12	
CA		6.19 \pm 1.80	10.35 \pm 1.33	0.87 \pm 0.19	0.74 \pm 0.27	4.32 \pm 0.31	4.15 \pm 2.73	68.40 \pm 0.95	

Chapter 4- Estimation of kinetic carbon pools under agro-ecological practices by the long-term incubation and Roth-C modelling approach

Chapitre 4- Estimation des compartiments cinétiques de carbone sous les pratiques agroécologiques par la méthode d'incubation de longue durée et de modélisation Roth-C

4 Estimation des compartiments cinétiques de carbone sous les pratiques agroécologiques par la méthode d'incubation de longue durée et de modélisation Roth-C

4.1 Introduction

La stabilité de la matière organique du sol (MOS) peut être définie en fonction de la vitesse avec laquelle le carbone et l'azote de la MOS peuvent être minéralisés. La taille des stocks de carbone organique du sol (COS) est largement contrôlée par les processus antagonistes d'apport et de décomposition de la matière organique du sol (MOS) (Ekschmitt et al., 2007). L'apport de carbone dans les sols provient principalement de la litière des feuilles, de la litière des racines, des exsudats des racines et des matières organiques exogènes (MOE). Concernant les sols agricoles, un certain nombre de modes de gestion ont été identifiés pour leur capacité à augmenter les stocks de carbone des sols (Stockman et al., 2013, Paustian et al., 2016). Il s'agit en particulier de pratiques et de systèmes agroécologiques tels que l'apport de produits résiduels organiques (e.g., Peltre et al., 2012 ; Paesch et al., 2016), les cultures intermédiaires (Poeplau et al., 2014), la réduction du travail du sol et l'agriculture de conservation (Virto et al., 2012, Autret et al., 2016 ; Meurer et al. 2018) et l'agroforesterie (Cardinael et al. 2017). Cependant, le carbone organique d'un sol a des temps de résidence allant de l'heure au millénaire (Trumbore et al., 1997, Jenkinson et al., 2008). Du carbone organique stocké de manière additionnelle dans le sol peut donc y rester peu de temps ou au contraire constituer un puits de CO₂ atmosphérique durable.

Une grande partie de la littérature sur la décomposition de la MOS établit un lien entre les temps de résidence du carbone organique du sol et la stabilité chimique, l'accessibilité spatiale et la protection physique des substrats, ainsi que les facteurs environnementaux qui influencent les taux de décomposition (Sollins et al., 1996 ; Baldock et al., 2004). Si des pratiques permettant de stocker plus de carbone dans les sols sont identifiées, la stabilité du carbone nouvellement stocké n'est pas connue. L'augmentation des stocks de C des sols étant souvent expliquée par une augmentation des entrées de carbone au sol (Autret et al., 2016, Cardinael et al., 2018, Fujisaki et al., 2018b), une part non négligeable de ce carbone (20-30%) correspond à des débris végétaux et/ou animaux en cours de décomposition ou matières organiques particulières (MOP) (ex. Cardinael, 2015). Cependant selon les pratiques culturales mises en œuvre, on peut faire l'hypothèse d'une protection physique plus ou moins importante

de ces MOP (par exemple le non labour, plante de couverture, rotation avec des légumineuses) ou d'une récalibration chimique des MOP (PROs de qualité biochimique contrastée) sous pratiques agroécologiques par rapport à leur pratique de référence. Les pratiques stockantes telles que l'apport de produits résiduels organiques de différentes qualités, la réduction du travail du sol et la mise en place de plantes de couverture, l'utilisation de légumineuses à enracinement profond dans les rotations pourraient conduire à des effets contrastés sur la répartition du carbone nouvellement stocké dans les différents compartiments cinétiques.

Il existe aujourd'hui de nombreuses méthodes de laboratoire pour évaluer la stabilité biogéochimique du carbone. Ces méthodes permettent d'isoler les compartiments cinétiques de carbone avec des temps de résidence contrastés (par exemple, le fractionnement par taille de particule, Balesdent, 1996 ; le fractionnement par densité, Sollins et al., 2006 ; l'extraction séquentielle, Heckman et al., 2018 ; et l'analyse thermique, Barré et al., 2016). Par ailleurs, les incubations sont le seul essai permettant de tester la stabilité biologique du carbone du sol. Cette stabilité biologique est une mesure de la résistance chimique et/ou de l'inaccessibilité des molécules organiques à la décomposition microbienne où les microorganismes du sol sont les principaux agents de transformation. Les incubations de longue durée au laboratoire permettent ainsi le suivi de l'évolution de la vitesse de minéralisation de la MOS avec le temps. Les composés les plus biodégradables sont minéralisés en début d'incubation et que plus cette dernière se prolonge moins les composés minéralisés sont biodégradables (Lefèvre, 2015). Par ailleurs, les modèles multi-compartiments (Roth-C, CENTURY, AMG etc) du renouvellement du carbone dans le sol (Jenkinson and Rayner, 1977 ; Parton et al., 1987 ; Andren and Kätterer, 1997) simulent la dynamique du carbone organique dans les expériences de longue durée dans différentes conditions climatiques et types de sol (Smith et al., 1997). Ces simulations permettent d'évaluer l'évolution des compartiments cinétiques de carbone selon les modes de gestion.

Le modèle Roth-C est l'un des modèles les plus utilisés qui simule la dynamique du COS à partir de quelques paramètres et données d'entrée. L'une des difficultés que l'on rencontre dans la plupart du temps dans la modélisation est l'initiation des compartiments cinétiques de carbone et la détermination des coefficients de partage selon le type de matière organique rentrant dans le système. Très souvent la calibration du modèle Roth-C repose sur les coefficients de partage par défaut provenant d'une étude de longue-durée de Rothamsted.

Cependant, des routines rigoureuses pour établir des compartiments d'entrée qui tiennent compte de la diversité de la matière organique exogène (MOE) appliquée aux sols cultivés et d'initialisation des compartiments font encore défaut. La méthode de fractionnement du sol de Zimmermann et al. (2007) a été proposée comme une méthode permettant d'estimer la taille des compartiments de carbone du modèle et donc d'initialiser ces compartiments (Leifeld et al., 2009 ; Dondini et al., 2009 ; Poeplau et al., 2013). Peltre et al. (2012), ont proposé d'établir les coefficients de partage en se basant directement sur les caractéristiques analytiques des matières organiques exogènes appliquées. Cependant, l'initiation des compartiments cinétiques de carbone avec les fractions obtenues de Zimmermann et al. (2007), n'a jamais été validé par le modèle Roth-C. Et simuler les compartiments cinétiques de carbone dans nos expérimentations permettrait d'évaluer la stabilité du carbone additionnel permis par l'application des PROs.

L'objectif de cette étude était d'évaluer les compartiments cinétiques de carbone par une approche d'incubation de longue durée et de modélisation. Pour atteindre cet objectif, nous avons donc, d'une part incubée des échantillons de sol des essais de longue durée considérés dans cette thèse pendant 484 jours et mesuré au cours du temps la minéralisation du C du sol et d'autre part modélisé à l'aide du modèle Roth-C l'évolution des stocks de C in situ. La taille des compartiments cinétiques initiale de Roth-C a été évaluée en mettant en œuvre le fractionnement proposé par Zimmermann (Zimmermann et al., 2007). Pour des contraintes de temps, le fractionnement Zimmermann et la modélisation n'ont été mis en œuvre que pour l'apport des PROs.

4.2 Matériels et méthodes

4.2.1 Description de site d'études et collection des sols

Cette étude porte sur deux essais de longue durée (LTE) où des pratiques agroécologiques comprenant l'agriculture de conservation, l'agriculture biologique et l'épandage de produits résiduels organiques (PROs) de qualité biochimique contrastée ont été mises en œuvre en France, en les comparant à chaque fois à une pratique de référence (agriculture conventionnelle).

L'expérience de la Cage est menée à Versailles (48°48'N, 2°08'E). Pendant la période étudiée (1998-2020), la température annuelle moyenne, les précipitations et l'évapotranspiration potentielle étaient respectivement de 11,6 °C, 633 et 653 mm. Le sol est

un luvisol profond bien drainé (IUSS Working Group WRB, 2006). L'expérience de terrain est organisée selon un plan en blocs complets randomisés, divisé en deux blocs, eux-mêmes divisés en quatre parcelles pour chaque système de culture. Chaque parcelle est divisée en deux sous-parcelles de 0,56 ha, de sorte que deux cultures différentes de la rotation culturale sont présentes chaque année, le blé étant cultivé chaque année dans l'une des deux sous-parcelles (Autret et al., 2020). Une présentation détaillée des rotations de cultures, de la gestion du sol et de la fertilisation a été donnée par Autret et al. (2016). La rotation des cultures sur 4 ans était principalement composée de colza (*Brassica napus L.*), de blé d'hiver (*Triticum aestivum L.*), de pois de printemps (*Pisum sativum L.*) et de blé d'hiver. Elle diffère de l'agriculture de conservation (CA) et de l'agriculture biologique (ORG) pendant quelques années, avec le remplacement du colza par le maïs (*Zea mays L.*) en CA ou l'introduction de la luzerne (*Medicago sativa*) en CA et ORG.

- L'agriculture de conservation (CA) comprend une couverture permanente du sol, initialement de la fétuque (*Festuca rubra*) et depuis 2008 de la luzerne, cultivée sous cultures principales, à l'exception du pois. Le sol n'est pas labouré.
- L'agriculture biologique (ORG) est caractérisée par une rotation luzerne-luzerne-blé-blé. Aucun pesticide ni engrais minéral n'est utilisé.
- L'agriculture conventionnelle (CON-LC) est caractérisée par une gestion du sol et des cultures représentatives de la production céréalière du Bassin Parisien, avec un labour annuel du sol, l'absence d'amendement organique avec une fertilisation minérale azotée (dose moyenne = 143 kg N ha⁻¹ an⁻¹) et une utilisation systématique de pesticides.

L'expérience QualiAgro est située à Feucherolles dans le nord-ouest de la France (35 km à l'ouest de Paris ; 48°52'N, 1°57'E, alt 150 m). Le sol est un luvisol (WRB, 2015) et cultivé depuis 21 ans avec une rotation conventionnelle blé-maïs (Peltre et al., 2012). La moyenne annuelle des précipitations et de la température pour les 20 dernières années est de 614 mm et 11 ° C, respectivement. Il s'agit d'une expérience de terrain menée en collaboration avec l'INRAE et Veolia Environnement Recherche et Innovation depuis 1998, sur laquelle les produits résiduels organiques (PROs) sont appliqués tous les 2 ans pour une dose équivalente à ~4 t C. ha⁻¹ de 1998 à 2013 et ~2 t C. ha⁻¹ de 2015 à 2020. Les parcelles unitaires sont de 10 x 45 m². Chaque traitement comporte 4 répétitions et les PROs sont appliqués tous les deux ans sur les chaumes de blé. Depuis 2015, les résidus de blé et de maïs sont enfouis dans le sol. Trois traitements organiques sont considérés dans cette étude et

comparés à une pratique de référence (agriculture conventionnelle) sans apports organiques (CON-QA).

- Le compost de biodéchets (BIOW) : compostage de la fraction fermentescible des déchets ménagers collectés sélectivement, en mélange avec des déchets verts ;
- Compost de déchets solides municipaux (DSM) : compostage de la fraction résiduelle des déchets ménagers après collecte sélective des emballages ;
- Le fumier de ferme (FYM) qui représente l'amendement de référence dans la région.

Les sols ont été échantillonnés à 30 ± 1 cm de profondeur sur les deux expériences et stockés dans une chambre à 4°C après tamisage à <4mm d'un échantillon composite par parcelle.

4.2.2 Expériences d'incubation en laboratoire

4.2.2.1 Construction du cylindre de sol et incubation de longue durée

Des cylindres en chlorure de polyvinyle (PVC) de 5,7 cm de diamètre et de 4 cm de hauteur avec des perforations de 2 mm ont été utilisés pour construire des microcosmes de sol. Un tissu à mailles de 50 μm au fond du cylindre a permis de soutenir le sol tout en favorisant les échanges gazeux. Chaque cylindre a été pesé vide, puis avec de la terre fraîche équivalente à 100 g de terre sèche. Les échantillons de sol ont ensuite été amenés à une densité apparente de $1,3 \text{ g.cm}^{-3}$ avec une presse à main et un moule. Connaissant la teneur en eau initiale, les échantillons ont été progressivement amenés à pF 2,5 en ajoutant de l'eau avec une pipette pasteur. Ensuite, les microcosmes ont été montés dans des pots de 0.5 L. Les cylindres de sol ont été placés sur des supports en PVC et 15 mL d'eau ont été ajoutés au fond des bocal pour stabiliser l'humidité. Les bocaux ont été fermés et l'ensemble a été placé dans l'incubateur à 20°C pour une pré-incubation d'une semaine. Quatre réplicats par pratique agricole et par traitement ont été préparés.

Après la période de pré-incubation, nous avons réajuster la teneur en eau des cylindres de sol à pF 2,5 quand c'était nécessaire. Au total 28 cylindres de sol ont été incubé pendant 484 jours dans les mêmes conditions de température (20°C) et d'humidité (pF2,5).

4.2.2.2 Mesure de la minéralisation

La minéralisation du carbone organique du sol (COS) dans les deux expériences a été mesurée de manière non destructive à l'aide d'un micro-chromatographe en phase gazeuse ($\mu\text{GC 490}$; Agilent Technologie ; USA). Les mesures sont réalisées 1, 3, 7, 14, 28, 35 jours, puis une mesure chaque 2 semaines jusqu'au sixième mois et en fin une mesure chaque 4 semaines jusqu'à la fin des incubations. Le CO_2 émis est mesuré en parties par million (ppm). Il est ensuite converti en $\mu\text{g C-CO}_2 \text{ g}^{-1}$ de sol sec à l'aide de la formule suivante :

$$\mu\text{g C-CO}_2\cdot\text{g}^{-1}\text{ sol sec} = \frac{\text{CO}_2\text{ (ppm)} * M_c * V_b}{V_M * M_{\text{soil}}}$$

Avec CO₂ (ppm) : quantité de CO₂ émise mesurée par micro-chromatographe en phase gazeuse ; M_c : masse molaire du carbone en g.mol⁻¹ ; V_b : volume du bocal en L ; V_M : volume molaire du gaz en L.mol⁻¹ et M_{soil} : masse du sol sec incubé en g.

4.2.2.3 Estimation des compartiments labile et lent avec un modèle de premier ordre

Pour distinguer le CO₂ produit pendant la minéralisation du carbone labile du CO₂ produit pendant la minéralisation du carbone lent, un modèle de premier ordre à deux compartiments a été utilisé pour décrire la cinétique de minéralisation du carbone :

C-CO₂ = C_{labile} (1-e^{-k_l*t}) + C_{slow} (1-e^{-k_s*t}), Où t est le temps en jours, C_{labile} est le compartiment de C organique labile, C_{slow} est le compartiment de C organique lent et k_l et k_s sont les constantes de vitesse de premier ordre associées. Les noms des compartiments ont été attribués sur la base des taux de décomposition du C dans chaque compartiment, le C du compartiment lent étant minéralisé à un taux plus lent que le C du compartiment labile, mais pas à un taux qui est généralement considéré comme lent dans la littérature (par exemple le modèle Century ; Parton et al., 1987). On fait l'hypothèse que le C dans le compartiment lent est moins disponible pour la minéralisation microbienne, soit parce qu'il était intrinsèquement moins dégradable du point de vue de la récalcitrance chimique, soit parce qu'il n'était pas aussi accessible. La procédure d'optimisation comprenait deux étapes :

- Étape 1 : C_{labile}, C_{slow}, k_l et k_s ont été optimisés pour chaque répétition de chaque pratique agricole
- Étape 2 : C_{labile} et C_{slow} ont été optimisés pour chaque parcelle. k_l et k_s ont été fixés à la valeur moyenne trouvée à l'étape 1 pour l'agriculture conventionnelle pour les deux essais.

Les paramètres ont été estimés à l'aide de la procédure des moindres carrés non linéaires (nls) sous R version 4.0.2. Les différences dans les paramètres du modèle entre les pratiques agroécologiques et leur référence respective ont été testées par ANOVA. Lorsqu'une différence significative a été détectée, le test de comparaison multiple de Tukey a été utilisé pour comparer k_l, k_s, C_{labile} et C_{slow} suivant les pratiques agricoles.

4.2.2.4 Estimation de la biomasse microbienne

La biomasse microbienne a été estimée par la méthode de fumigation-extraction (Norme : FD ISO 14240-02, X31-227) (Vance et al., 1987). L'estimation est basée sur la différence de carbone organique extrait avec K₂SO₄ dans les échantillons de sol fumigés avec du chloroforme

(lyse des cellules microbiennes) et non fumigés. Le carbone organique total extrait est mesuré par le COT - mesure effectuée avec un TOC meter Shimadzu TOC 5050A à module liquide. Le carbone organique extractible microbien (EC) est calculé par la différence de carbone organique extrait dans les échantillons fumigés et non fumigés et le calcul de la biomasse microbienne (BM) est le suivant : $BM = EC * 2,64$. Les résultats sont exprimés en $mg\ C\ kg^{-1}$ de sol sec.

4.2.3 Description du modèle Roth-C

Le modèle Roth-C nécessite une calibration en fonction du site d'étude. Ainsi, nous avons utilisé des données météorologiques provenant de station météo de l'essai de QualiAgro : température mensuelle moyenne de l'air ($^{\circ}C$), précipitations mensuelles (mm) et évaporation mensuelle en milieu ouvert (mm)) pour calibrer le modèle. L'évapotranspiration potentielle a été calculée à partir des données climatiques quotidiennes enregistrées dans les stations météorologiques proches des sites expérimentaux (rayonnement solaire, température de l'air, vitesse du vent et humidité relative) selon l'équation de Penman (Penman, 1948) et convertie en évaporation en milieu ouvert après division par 0,75 (Coleman et Jenkinson, 1999). Comme données spécifiques au site, le modèle requiert la teneur en argile du sol (%), la couverture du sol (couvert ou nue) et la profondeur de la couche de sol échantillonnée (cm). Les données relatives à la gestion du site sont l'apport mensuel des résidus végétaux ($t\ C.\ ha^{-1}$) et l'apport de fumier de ferme ou de composts ($t\ C.\ ha^{-1}$). Nous avons donc estimé pour chaque parcelle les entrées de carbone par l'incorporation de biomasse végétale et/ou des matières organiques exogène (ici les PROs). Le modèle est construit avec cinq compartiments de carbone (Decomposable Plant Material (DPM), Resistant Plant Material (RPM), Microbial Biomass (BIO), Humified Organic Matter (HUM) et Inert Organic Matter (IOM). Le temps de renouvellement de chaque compartiment de carbone est le suivant : DPM (0,1 an), RPM (3,3 ans), BIO (1,5 an), HUM (50 ans) et IOM (2500 ans). Pour la plupart des cultures agricoles et des prairies améliorées, un rapport DPM/RPM de 1,44, c'est-à-dire que 59 % du matériel végétal est du DPM et 41 % du RPM est utilisé. Pour les entrées de carbone via les PROs, nous avons utilisé les données d'indicateur de stabilité des matières organiques (ISMO) issue des études de Peltre et al. (2012) qui avaient réalisé un ajustement des coefficients de partition des matières organiques exogène (MOE) dans les compartiments d'entrée labiles, résistants et humifiés de Roth-C ($fDPM$, $fRPM$, $fHUM$, exprimés en % du C organique total de MOE : TOC) (Tableau. 4.4).

4.2.4 Apports de carbone par les résidus de culture et les PROs

De 1998 à 2013, les résidus de blé ont été exportés à l'exception des chaumes d'une hauteur d'environ 17 cm représentant environ 30% de la matière sèche mesurée des résidus aériens (Y_S , en $t\ ha^{-1}$). Les résidus de maïs ont été entièrement retournés au sol. Mais, à partir de 2014, tous les résidus de blé et de maïs étaient enfouis entièrement dans le sol. Nous nous sommes inspirés de l'étude de Peltre et al. (2012) pour calculer les entrées de carbone via les résidus de culture. Sur la période où seul les chaumes de blé était enfouis, nous avons estimé que la base des tiges des céréales représentait 5 % de la production totale de biomasse aérienne (c'est-à-dire Y_S + rendement en grains de matière sèche : Y_G en $t\ ha^{-1}$), comme indiqué par Kätterer et al. (1993). Les données de Y_S et Y_G étaient mesurées à chaque campagne de récolte sur chaque traitement.

Le carbone total provenant des racines (C_R , en $t\ C\ ha^{-1}$) a été estimé selon la méthode décrite par Bolinder et al. (2007), en supposant une concentration en carbone de toutes les parties de la plante de $0,45\ g\ C\ g^{-1}$: $C_R = ((Y_G + Y_S) / S : R) * 0.45$ (1)

où Y_G est le rendement en grains de matière sèche en $t\ ha^{-1}$, S:R est le rapport pousse/racine (dont 7,4 pour le blé, l'orge et l'avoine, 5,6 pour le maïs). Le carbone extra-racinaire (C_E , en $t\ C\ ha^{-1}$), y compris les exsudats racinaires et autres matériaux dérivés du renouvellement des racines, a été estimé selon Bolinder et al. (2007) comme suit : $C_E = 0.65 * C_R$ (2)

Comme nous ne considérons que la couche arable, les valeurs de C racinaire et de C extra-racinaire (C_R et C_E) ont été corrigées en utilisant la fonction de distribution verticale des racines proposée par Jackson et al. (1996) : $Y_R = 1 - \beta^d$ (3)

où Y_R est la fraction cumulative des racines, β est le " coefficient d'extinction " ($\beta = 0,961$ pour les cultures) et d est la profondeur de la couche de sol étudiée (29 cm pour l'essai de QualiAgro).

Les PROs appliqués dans cet essai avaient des qualités biochimiques contrastées. Sur la base des mesures des teneurs en carbone de chaque type de PRO, nous avons calculé la quantité en $t\ C\ ha^{-1}$ apporté dans le sol. De 1998 à 2013, un équivalent de $4\ t\ C\ ha^{-1}$ de chaque PRO était appliqué chaque 2 ans, puis à partir de 2014, la dose a été baissée à $2\ t\ C\ ha^{-1}$.

4.2.5 Procédure de fractionnement Zimmermann et al. (2007)

Les échantillons de sol ont été fractionnés au moyen de procédures physiques et chimiques. Trente grammes de sol (<2 mm) ont été ajoutés à 150 ml d'eau et dispersés à l'aide d'une

sonde ultrasonique calibrée avec une énergie de sortie de 22 J ml^{-1} . L'application d'une énergie supérieure peut perturber la matière organique de taille grossière (Amelung and Zech, 1999). Cette suspension dispersée a ensuite été tamisée par voie humide sur un tamis de $63 \mu\text{m}$ d'ouverture jusqu'à ce que l'eau de rinçage soit claire. La fraction $>63 \mu\text{m}$, contenant la fraction de sable et les agrégats stables (S+A) ainsi que la matière organique particulaire (POM), a été séchée à 40°C et pesée. La suspension $<63 \mu\text{m}$ a été filtrée à travers le papier whatman d'une maille de $0,45 \text{ mm}$ d'ouverture et le contenu $>0,45 \text{ mm}$ a été séché à 40°C et pesé. Une aliquote du filtrat a été congelée pour mesurer la quantité de carbone organique dissous (DOC) à l'analyseur COT-metre. Les POM ont été séparé en agitant la fraction $> 63 \mu\text{m}$ avec du polytungstate de sodium (SPT) à une densité de $1,8 \text{ g cm}^{-3}$ (Sohiet al., 2001). Le mélange a été centrifugé à 1000g pendant 15 minutes et la fraction légère a été décantée. Les deux fractions ont été lavées avec de l'eau désionisée pour éliminer tout le SPT, séchées à 40°C et pesées. Une fraction de carbone chimiquement résistant (rSOC) a été extraite de la fraction $< 63 \mu\text{m}$ (s+c) par oxydation au NaOCl. Quatre grammes (4g) de s+c a été oxydé pendant 18 heures à 25°C avec 100 ml de 6% de NaOCl ajusté à pH 8 avec du HCl concentré. Le culot de l'oxydation a été centrifugé à 1000g pendant 15 minutes, décanté, lavé avec de l'eau désionisée et centrifugé à nouveau. Cette étape d'oxydation a été répétée deux fois. Les teneurs en carbone et en azote des fractions solides ont été mesurées par combustion avec un analyseur élémentaire (Vario EL Elementar ISOTOP).

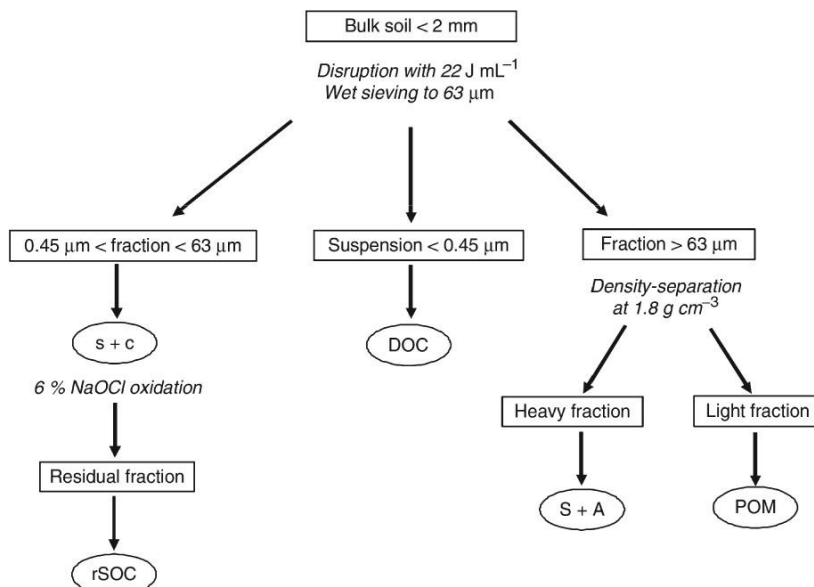


Figure 4.1 : Schéma de fractionnement du carbone du sol d'après Zimmermann et al. (2007).

4.2.6 Initialisation du modèle Roth-C

Pour initialiser les différents compartiments du modèle Roth-C, nous avons utilisé l'initialisation par défaut basée sur les fonctions de pédotransfert et l'initiation via le fractionnement physico-chimique de Zimmermann et al. (2007) (Figure 4.2).

4.2.6.1 Application des fonctions de pédotransfert à l'équilibre

Les fonctions de pédotransfert ont été utilisées pour initialiser les compartiments cinétiques de carbone en se basant de l'étude de Weihermueller et al. (2013) dans un premier temps. Pour initialiser le compartiment inerte, nous avons utilisé l'équation de Falloon et al. (1998). Lors de l'initialisation du modèle Roth-C, nous avons supposé que le stock de COS sur la parcelle témoin sans apport organique était à l'état stable (équilibre).

- $RPM_{ptf} = (0.184 * COS + 0.1555) * (Clay + 1.275)^{-0.1158}$
- $HUM_{ptf} = (0.7148 * SOC + 0.5069) * (Clay + 0.3421)^{0.0184}$
- $BIO_{ptf} = (0.014 * SOC + 0.0075) * (Clay + 8.8473)^{0.0567}$
- $IOM_{Falloon} = 0.49 * COS^{1.139}$
- $DPM_{ptf} = COS - (RPM_{ptf} + HUM_{ptf} + BIO_{ptf} + IOM_{Falloon})$

4.2.6.2 Application des fractions C mesurées aux compartiments de C du modèle

La teneur en carbone organique et en azote de chacune des fractions du sol dérivées du schéma de fractionnement des sols de Zimmermann et al. (2007) a été mesurée. Ces données ont été converties en ces cinq compartiments de carbone du modèle (Figure 4.2). L'équation de Zimmermann et al. (2007) a été appliquée pour calculer la taille de chaque compartiment de C à partir des mesures de teneurs en C des fractions. Ces fractions de sol sont transformées en paramètres requis pour exécuter Roth-C. Selon Zimmermann et al. (2007), nous avons supposé que :

- $POM + DOC = DPM + RPM$, avec un rapport de partage de 0.112 (RPM est 88.8% de POM + DOC et DPM est 11.2% de POM+DOC).
- $(S+A) + (s+c) = BIO + HUM$ avec un rapport de répartition de 0,026 (HUM =97,4% de (S+A) + (s+c) et BIO=2,6% de (S+A) + (s+c)).
- Enfin, IOM est égale à la fraction rSOC

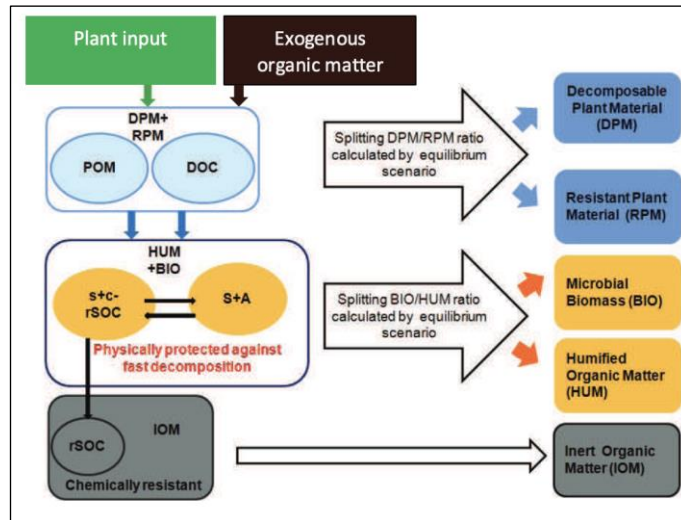


Figure 4.2 : Schéma de calcul des fractions SOC aux pools SOC (d'après Zimmermann et al., 2007). POM: particulate organic matter; DOC: dissolve organic carbon; s+c: silts + clays; S+A: sands + stable aggregates et rSOC: resistant carbon.

Les fractions obtenues sur la parcelle témoin (CON-QA) ne recevant pas de produit résiduaire organique ont été utilisés pour initialiser les différents compartiments du modèle pour les autres parcelles.

4.2.7 Évaluation de la performance du modèle

La performance des prédictions du modèle de la dynamique du C a été évaluée par le calcul de l'erreur quadratique moyenne RMSE, l'efficacité du modèle EF comme défini dans Smith et al. (1997) :

$$RMSE = \frac{100}{\bar{O}} \sqrt{\sum_{i=1}^n (P_i - O_i)^2 / n},$$

$$EF = \frac{\sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O})^2 - \sum_{i=1}^n (P_i - O_i)^2}{\sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O})^2}$$

où O_i est la valeur observée, P_i est la valeur prédite, \bar{O} est la moyenne des données observées, et n est le nombre de valeurs appariées. L'efficacité du modèle exprime la part de la variance des données mesurées qui peut être expliquée par le modèle. Une valeur EF positive indique que les valeurs simulées décrivent la tendance des données mesurées mieux que la moyenne des valeurs mesurées.

4.2.8 Analyse statistique

Toutes les données ont été analysées sous la version 4.1.2 de R (R Core Team, 2021). Nous avons appliqué une analyse de variance pour tester l'effet des pratiques agroécologiques sur plusieurs variables quantité de carbone minéralisé au jour 120, 240 et 484, les teneurs en C et la biomasse microbienne-C au début de l'incubation. L'existence d'effets significatifs ($p < 0,05$) a été suivie d'un test de comparaison des moyennes de Tukey. La distribution normale des résidus du modèle et l'homogénéité des variances a été vérifiée à l'aide des tests de Shapiro-Wilk et de Bartlett.test. Pour comparer les cinétiques de minéralisation du carbone, nous avons utilisé le modèle linéaire mixte avec le package 'nlme'. Par rapport au modèle linéaire (généralisé) classique, les modèles mixtes considèrent, en plus des effets fixes des effets aléatoires qui permettent de refléter la corrélation entre les unités statistiques.

4.3 Résultats

4.3.1 Minéralisation en absolue et spécifique du carbone organique du sol

Les cinétiques de minéralisation du carbone en absolue ont indiqué un effet significatif des systèmes de culture (Figure 4.3a) et d'application des produits résiduels organiques (Figure 4.3c). Sur l'essai de La Cage, l'agriculture de conservation a conduit à une forte minéralisation du carbone du sol, suivi de l'agriculture biologique et enfin de l'agriculture conventionnelle. Sur l'essai de QualiAgro, les sols recevant les composts de BIOW et FYM avaient des cinétiques de minéralisation similaires, supérieures aux sols recevant le compost de MSW et le sol témoin CON-QA. Globalement, on observait une augmentation de la minéralisation absolue avec les teneurs en carbone du sol (Tableau 4.1).

Les Figure 4.3b et Figure 4.3d montrent les cinétiques de minéralisation spécifique du carbone à La Cage et à QualiAgro respectivement. Sur l'essai de La Cage, on remarque que le type de système de culture a un effet significatif sur la vitesse de minéralisation spécifique du carbone ($p < 0,05$). La cinétique de minéralisation du carbone en agriculture biologique (ORG) était significativement plus élevée par rapport à l'agriculture de conservation (CA) et conventionnelle (CON). Toutefois, l'analyse de la variance sur la quantité de carbone minéralisé au jour 120 et jour 240 après incubation, a indiqué aucun effet significatif du système de culture sur la minéralisation du carbone (Tableau 4.1). Cependant, à la fin de l'incubation des sols (jour 484), les quantités cumulées de C minéralisé exprimées en pourcentage de carbone organique du sol (COS) différaient significativement entre les 3 systèmes de culture, soit 12.60 ± 0.29 %COS en ORG contre 11.52 ± 1.19 %COS en CA et 10.21 ± 1.36 %COS en CON-LC.

Sur l'essai QualiAgro, la cinétique de minéralisation spécifique du carbone était significativement plus élevée (Fig. 4.3d) sur le sol témoin (CON-QA) sans apport organique par rapport aux sols recevant les produits résiduaux organiques où les cinétiques de minéralisation des parcelles MSW et FYM étaient statistiquement identiques mais supérieure à la parcelle BIOW. Ces résultats suggèrent que le carbone nouvellement stocké par les PROs est potentiellement stabilisé dans le sol. On peut faire l'hypothèse d'une récalcitrance chimique des PROs de par leur nature biochimique contrastée ou d'une protection physique des POM.

4.3.2 Biomasse microbienne carbonée

Les résultats de la biomasse microbienne carbonée en absolue ont indiqué un effet significatif des systèmes de culture à La Cage, alors qu'en spécifique, aucune différence significative n'est observée. L'agriculture de conservation indiquait une biomasse microbienne absolue plus élevée, soit 305.28 ± 42.69 mg C. kg⁻¹ sol contre 221.58 ± 9.36 mg C. kg⁻¹ sol en agriculture biologique et 198.51 ± 15.55 mg C. kg⁻¹ sol en agriculture conventionnelle. À QualiAgro, nous n'avons pas observé de différence significative de biomasse microbienne que ce soit en absolue ou en spécifique (Tableau 4.1).

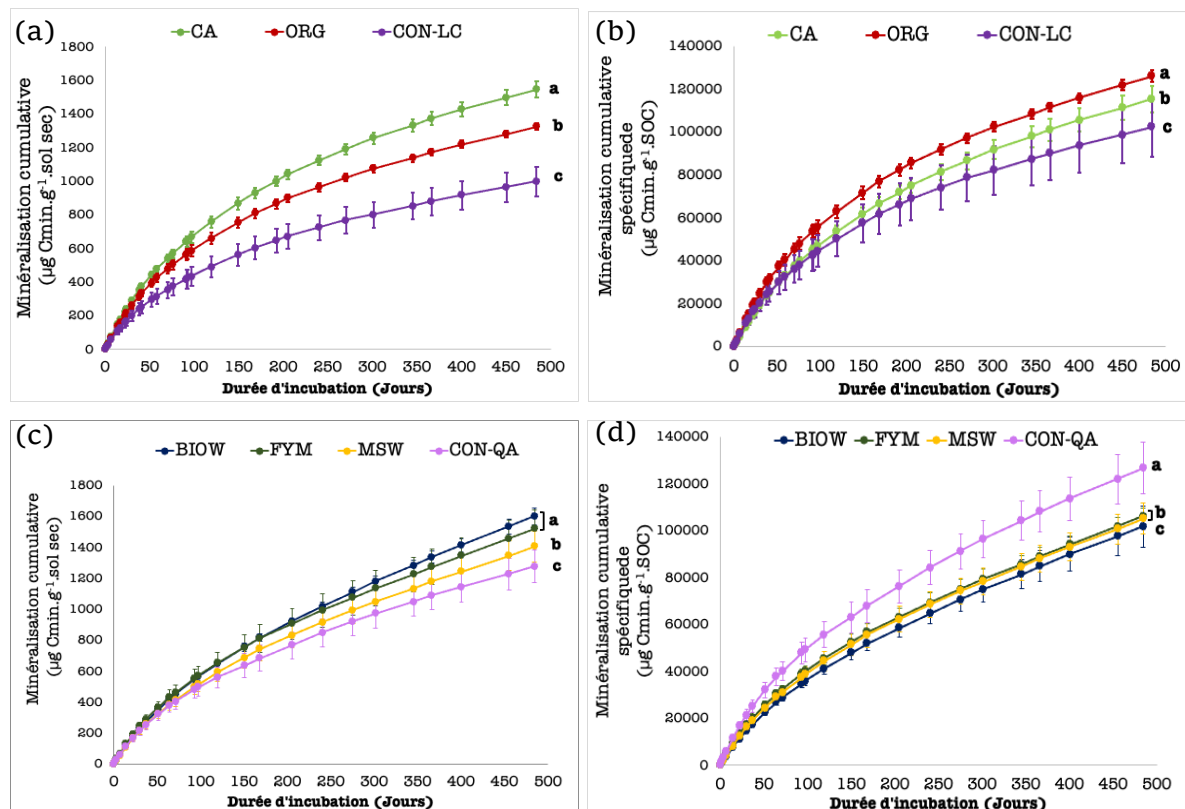


Figure 4.3 : Cinétique de minéralisation du carbone dans des échantillons de sol provenant de QualiAgro et La Cage : a, c) par g de sol ; b, d) par g de SOC. Les points représentent les mesures au cours du temps et les barres verticales représentent les écart-type. Les lettres représentent les différences significatives entre les pratiques agricoles ($p < 0,05$) avec le modèle linéaire mixte.

4.3.3 Estimation de la taille des compartiments labile et lent de la minéralisation du COS

Les cinétiques de minéralisation spécifique du C ont été modélisée de manière satisfaisante avec le modèle de premier ordre à deux compartiments. Dans l'optimisation des paramètres selon l'Étape 1, les constantes de vitesses k_l et k_s et les tailles des compartiments labile et lent ajustée pour chaque parcelle était statistiquement identique entre toutes les pratiques à La Cage et à QualiAgro (Tableau 4.2). Par ailleurs, lorsque les constantes de vitesses des compartiments labile ($k_l=0.028 \text{ Jour}^{-1}$) et lent ($k_s=0.0022 \text{ Jour}^{-1}$) étaient fixes pour toutes les pratiques (Étape 2), nous n'avons pas observé un effet significatif de la taille du compartiment labile entre les trois systèmes de culture à La Cage, alors que l'agriculture de conservation (CA) et l'agriculture biologique (ORG) avaient la taille de compartiment lent significativement plus élevé par rapport à l'agriculture conventionnelle (CON-LC) (Tableau 4.3). Sur l'essai QualiAgro, la taille des compartiments labile et lent était significativement plus élevée sur la parcelle sans apport organique (CON-QA) par rapport aux parcelles recevant les produits résiduaux organiques (MSW, FYM et BIOW) (Tableau 4.3).

Tableau 4.1 : Teneur en carbone organique du sol (COS), biomasse microbienne absolue et spécifique et la quantité de carbone minéralisée au jour 120, au jour 240 et au jour 484. La moyenne \pm écart-type. Les lettres indiquent les différences significatives ($p<0,05$) entre les pratiques agricoles.

LTEs	Systems	COS g. kg ⁻¹ sol	Biomasse microbienne		% Carbone minéralisé		
			mg C. kg ⁻¹ sol	µg C.g ⁻¹ .SOC	Jour 120	Jour 240	Jour 484
La Cage	CON-LC	9.82 \pm 0.48 b	198.51 \pm 15.55 ^b	20.31 \pm 2.53 ^a	5.01 \pm 0.81 ^a	7.40 \pm 1.05 ^a	10.21 \pm 1.36 ^b
	ORG	10.39 \pm 0.42 b	221.58 \pm 9.36 ^b	21.34 \pm 0.94 ^a	6.27 \pm 0.31 ^a	9.17 \pm 0.25 ^a	12.60 \pm 0.29 ^a
	CA	13.30 \pm 1.05 a	305.28 \pm 42.69 ^a	22.61 \pm 8.89 ^a	5.34 \pm 1.14 ^a	8.11 \pm 1.17 ^a	11.52 \pm 1.19 ^{ab}
ANOVA		p<0.05	p<0.05	p>0.05	p>0.05	p>0.05	p<0.05
QualiAgro	CON-QA	9.92 \pm 0.63 c	154.11 \pm 13.70 ^a	15.33 \pm 1.63 ^a	5.56 \pm 0.56 ^a	8.41 \pm 0.72 ^a	12.67 \pm 1.09 ^a
	MSW	13.84 \pm 0.16 b	167.43 \pm 18.77 ^a	12.53 \pm 1.52 ^a	4.42 \pm 0.40 ^b	6.84 \pm 0.56 ^b	10.51 \pm 0.66 ^b
	FYM	13.91 \pm 0.37 b	193.13 \pm 12.80 ^a	13.51 \pm 1.02 ^a	4.55 \pm 0.28 ^b	6.92 \pm 0.42 ^b	10.61 \pm 0.36 ^b
	BIOW	16.04 \pm 0.68 a	177.67 \pm 26.11 ^a	11.51 \pm 2.42 ^a	4.11 \pm 0.23 ^b	6.46 \pm 0.44 ^b	10.17 \pm 0.88 ^b
ANOVA		p<0.05	p>0.05	p>0.05	p<0.05	p<0.05	p<0.05

Tableau 4.2 : Estimation de la taille des compartiments labile (Clabile) et lent (Cslow) avec leur taux de minéralisation respectif kl et ks obtenus lors de l'ajustement de la courbe au modèle de minéralisation de C. Les valeurs entre parenthèses sont les écarts types de 4 répétitions.

LTEs	Systems	Taille des compartiments cinétiques (par unité de COS)				Constantes de vitesses		Temps moyen de résidence (TMR)	
		mg C. g ⁻¹ COS		Jour ⁻¹		Clabile (Jours)	Cslow (Ans)		
		Clabile	Cslow	Kl	Ks				
La Cage	CON-LC	20.84 ± 5.39 a	109.57 ± 15.49 a	0.031 ± 0.001 a	0.0030 ± 0.0005 a	32	0.91		
	ORG	29.45 ± 8.67 a	133.73 ± 4.84 a	0.023 ± 0.004 a	0.0027 ± 0.0001 a	43	1.01		
	CA	22.43 ± 7.14 a	129.91 ± 9.17 a	0.037 ± 0.023 a	0.0029 ± 0.0005 a	27	0.94		
ANOVA		p>0.05	p>0.05	p>0.05	p>0.05				
QualiAgro	CON-QA	24.14±7.25 a	210.40 ± 52.76 a	0.025 ± 0.004 a	0.0015 ± 0.0005 a	40	1.82		
	MSW	24.40±7.40 a	232.10 ± 46.13 a	0.017 ± 0.004 a	0.0008 ± 0.0002 a	59	3.42		
	FYM	25.26±1.45 a	289.67 ± 126.25 a	0.019 ± 0.001 a	0.0008 ± 0.0004 a	53	3.42		
	BIOW	20.84±5.39 a	273.93 ± 87.13 a	0.018 ± 0.003 a	0.0008 ± 0.0003 a	56	3.42		
ANOVA		p>0.05	p>0.05	p>0.05	p>0.05				

Tableau 4.3 : Estimation de la taille des compartiments labile (Clabile) et lent (Cslow) obtenus lors de l'ajustement de la courbe au modèle de minéralisation de C, avec kl et ks fixes pour toutes les pratiques Les valeurs entre parenthèses sont les écarts types de 4 répétitions. Les lettres indiquent des différences significatives (p < 0.05) entre les pratiques agricoles.

LTEs	Systems	Taille des compartiments cinétiques (par unité de COS)		Constantes de vitesses	
		mg C. g ⁻¹ COS		Jour ⁻¹	
		Clabile	Cslow	Kl	Ks
La Cage	CON-LC	22.41 ± 5.99 a	122.86 ± 14.29 a	0.028	0.0022
	ORG	28.21 ± 4.13 a	151.47 ± 6.18 b	0.028	0.0022
	CA	24.73 ± 1.50 a	149.45 ± 7.64 b	0.028	0.0022
ANOVA		p>0.05	p<0.05	-	-
QualiAgro	CON-QA	18.67 ± 3.58 a	161.91 ± 13.32 a	0.028	0.0022
	MSW	12.39 ± 2.49 b	138.06 ± 6.99 b	0.028	0.0022
	FYM	14.19 ± 2.38 ab	136.39 ± 5.49 b	0.028	0.0022
	BIOW	9.57 ± 1.98 b	137.01 ± 14.46 b	0.028	0.0022
ANOVA		p<0.05	p<0.05	-	-

4.3.4 Conditions initiales et performances du modèle

Les résultats des simulations des stocks de carbone avec l'initialisation via les fonctions de pédotransfert sont représentés dans la figure 4.4. L'utilisation de ces fonctions a généralement surestimé les stocks de carbone dans les sols. Le RMSE était élevé et variait entre 4.01 et 7.49 et l'EF (-0.40 à 0.11) indiquant que les simulations n'étaient pas très satisfaisantes (Tableau 4.4). Cependant, l'initialisation du modèle avec les fractions obtenues par le fractionnement Zimmermann et al. (2007), a conduit à des simulations satisfaisante (EF>0.7) et des RMSE faibles (Figure 4.5 et Tableau 4.4). La précision des prédictions dans les 4 parcelles était bonne et satisfaisante lorsqu'on initialise le modèle Roth-C avec les fractions.

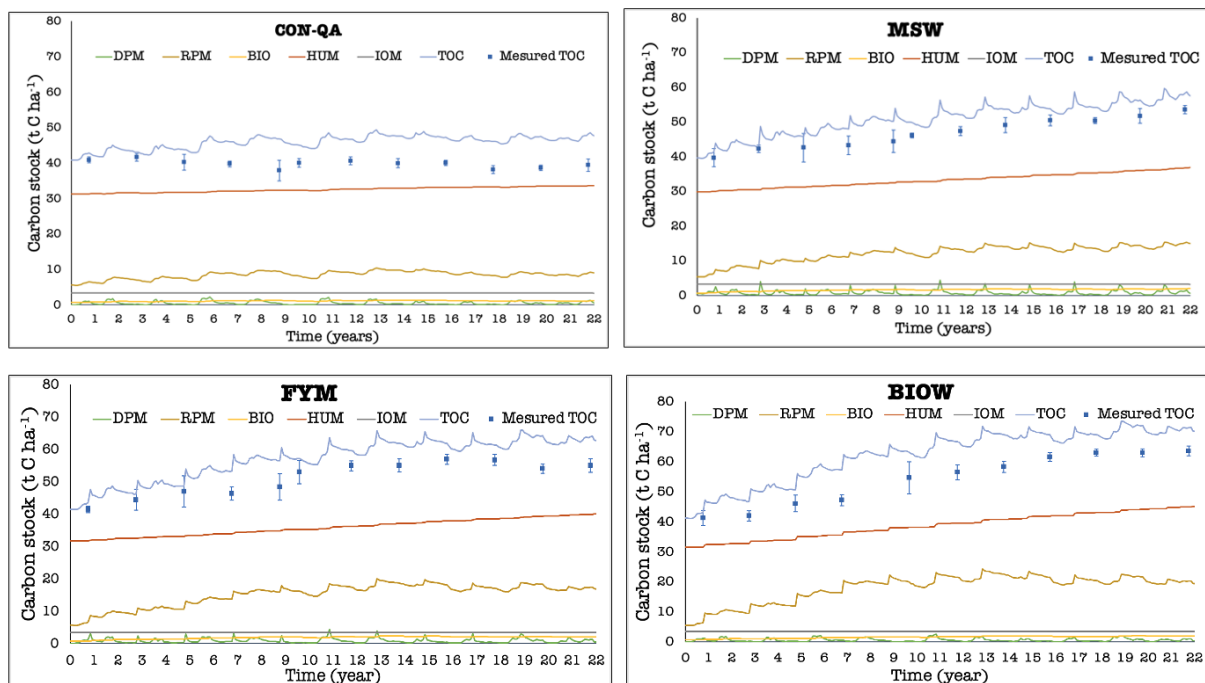


Figure 4.4 : Simulation des stocks de carbone et les différents compartiments avec le modèle Roth-C à QualiAgro via une initialisation par les fonctions de pédotransferts et l'équation de Falloon et al. (1998). CON-QA : témoin sans apport organique ; MSW : compost d'ordures ménagères résiduelles ; BIOW : compost de biodéchet et FYM : fumier de ferme.

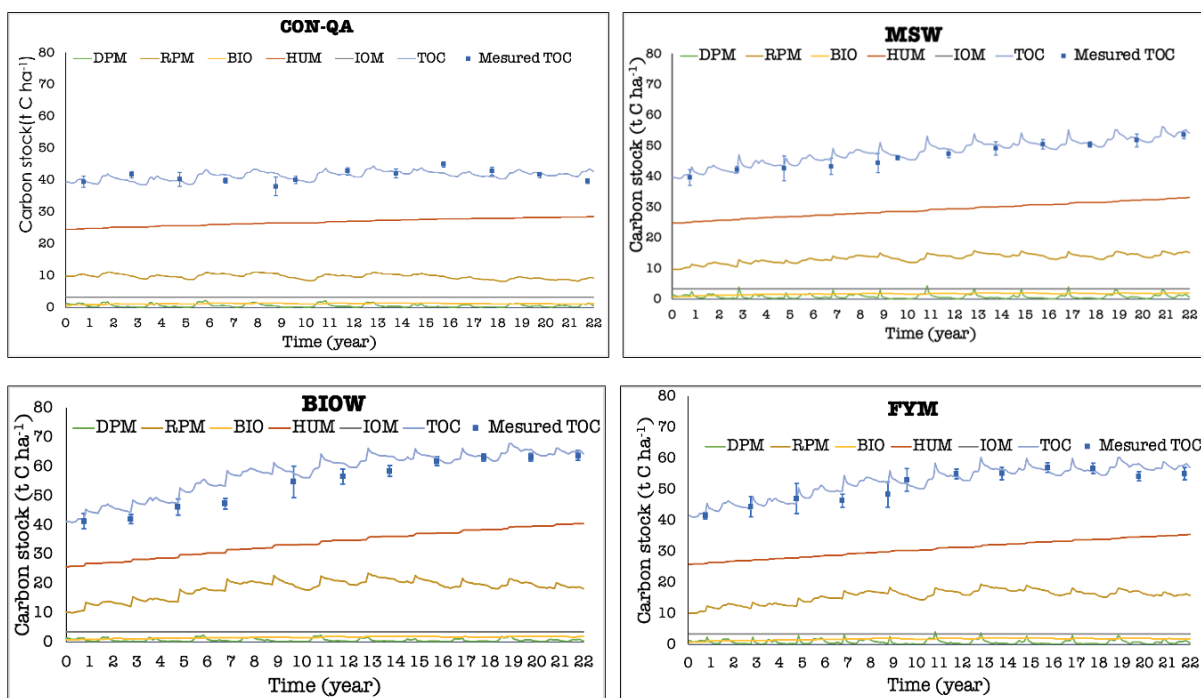


Figure 4.5 : Simulation des stocks de carbone et les différents compartiments avec le modèle Roth-C à QualiAgro via une initialisation par le fractionnement Zimmermann et al. (2007). CON-QA : témoin sans apport organique ; MSW : compost d’ordures ménagères résiduelles ; BIOW : compost de biodéchet et FYM : fumier de ferme.

Tableau 4.4 : Coefficient de partition des matières organiques exogènes en compartiment d’entrée du modèle Roth-C en labile, résistant et humifié (fDPM, fRPM, fHUM) basés sur l’étude de Peltre et al. (2012) et évaluation des performances du modèle à simuler les stocks de carbone. RMSE : root mean square error between measured; EF : model efficiency; R^2 : coefficient of determination.

PRO	Coefficient de répartition			Initialisation avec les fonctions de pédotransfert			Initialisation avec Zimmermann et al. (2007)		
	fDPM %TOC	fRPM %TOC	fHUM %TOC	RMSE	R^2	EF	RMSE	R^2	EF
CON-QA	0	0	0	6.61	-	-	1.97	-	-
MSW	62	38	0	4.01	0.93	0.08	1.35	0.95	0.89
FYM	49	49	20	6.02	0.87	-0.40	2.16	0.86	0.81
BIOW	0	80	20	7.49	0.94	0.11	3.05	0.95	0.85

4.3.5 Comparaison des compartiments simulés vs mesurés par le fractionnement

La comparaison des compartiments cinétiques obtenus par simulation et leur équivalence mesuré par le fractionnement Zimmermann et al. (2007) a révélé des résultats satisfaisants (Figure 4.6). La somme des fractions POM et DOC était similaire à la somme des compartiments DPM + RPM simulé dans Roth-C. Les résultats similaires aussi ont été obtenu pour les fractions (s+c) + (S+A) et les compartiments HUM + BIO. De même que la fraction rSOC avec le compartiment inerte (IOM).

4.3.6 Distribution du carbone additionnel en différents compartiments

La distribution du carbone additionnel dans les différents compartiments de C a été calculé par rapport au témoin sans apport organique (CON-QA). Nous avons observé que le carbone additionnel était majoritairement localisé dans les compartiments RPM et HUM. Sur la parcelle MSW, 53% du carbone additionnel était localisé dans le RPM contre 39% dans le HUM, 7% dans le BIO ; 1% dans le DPM et 0.20% dans l'IOM. Sur la parcelle FYM, 48% du C additionnel était dans le RPM contre 46% dans le HUM, 5% dans le BIO et 1% dans le IOM. Et enfin sur la parcelle BIOW, 44% du C additionnel était dans le RPM contre 54% dans le HUM, 3% dans le BIO et 0.7% dans le IOM.

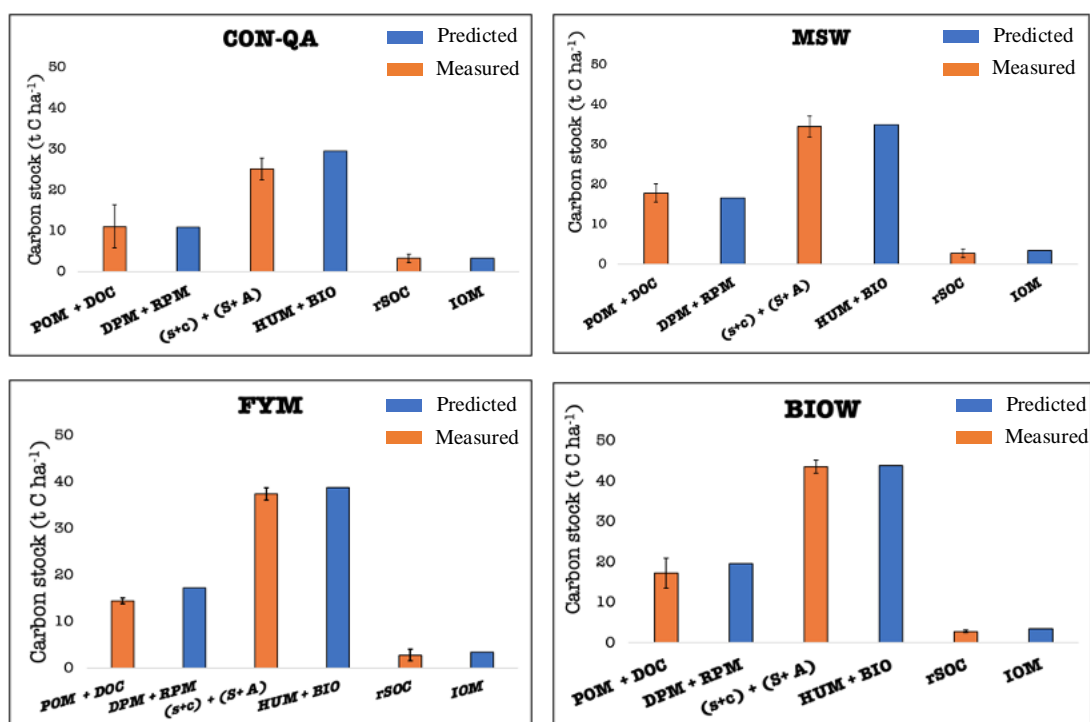


Figure 4.6 : Comparaison des fractions de C mesurées avec la méthode de Zimmermann et al. (2007) et les compartiments de C prédits avec le modèle Roth-C.

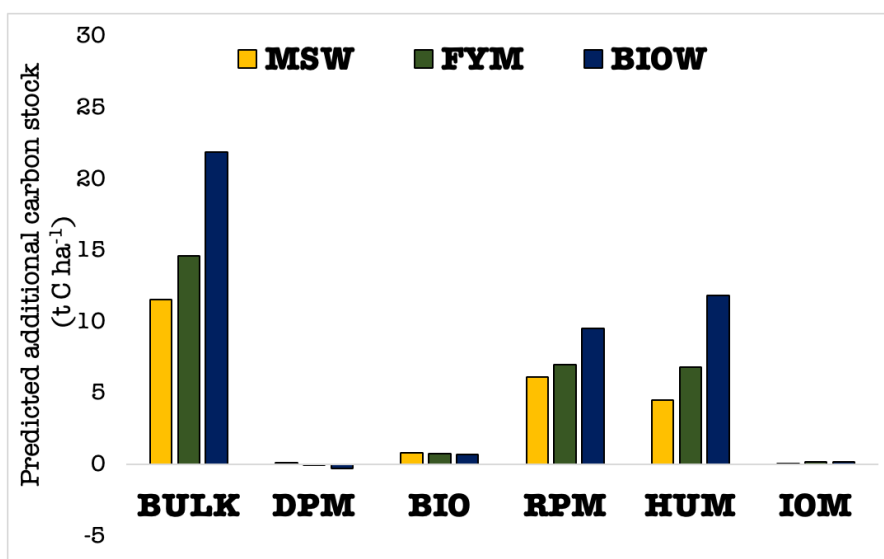


Figure 4.7 : Distribution du C additionnel dans les compartiments de C du modèle Roth-C

4.4 Discussion

4.4.1 Minéralisation du COS et compartiments cinétiques

Les études d'incubation ont révélé qu'en absolu la minéralisation du carbone dépendait de la teneur en carbone organique du sol (Figure 4.1a et 4.1c). Les sols avec des teneurs en carbone élevées engendraient une forte minéralisation. Cependant, la minéralisation spécifique a indiqué des résultats contrastés. Le modèle linéaire mixte a été utilisé pour comparer les courbes cinétiques de la minéralisation spécifique au cours du temps. Sur l'essai de La Cage, l'agriculture de conservation et l'agriculture biologique avaient des cinétiques de minéralisation supérieures à l'agriculture conventionnelle. Toutefois l'analyse de la variance du pourcentage de carbone du sol minéralisé aux jours 120 et 240 a indiqué l'absence de différence significative entre les 3 systèmes. Autret et al. (2020), en incubant les mêmes sols sur une durée de 120 jours avaient observé une minéralisation spécifique similaire entre les trois systèmes. Ces résultats suggèrent que le carbone stocké dans les systèmes ORG, CA et CON-LC a une biodégradabilité différente à la fin de l'incubation. Le non labour, la couverture végétale permanente du sol et l'introduction des légumineuses ont donc les cinétiques de minéralisation du carbone. La mesure des rapport C/N sur les trois systèmes (Table. 3.1) a révélé que le C/N dans le sol en agriculture biologique (9.52) était faible par rapport à l'agriculture de conservation (10.29) et conventionnelle (10.58) indiquant probablement une qualité différente des matières organiques. L'estimation des compartiments cinétiques a révélé que le compartiment labile (C_{Labile} : TMR de 37 jours) était statistiquement identique entre ces trois

systèmes, alors que l'agriculture de conservation et biologique avaient un compartiment lent (C_{slow} : TMR de 1.2 ans) de taille similaire, mais supérieur à celle dans le sol en agriculture conventionnelle.

Sur l'essai QualiAgro, le modèle linéaire mixte a révélé que les cinétiques de minéralisation sur la parcelle témoin sans apport organique étaient significativement différentes de celles des parcelles recevant des produits résiduaux organiques (PROs). Ce résultat suggère que le carbone nouvellement stocké par les PROs est plus récalcitrant à court terme. Par ailleurs, la taille des compartiments C_{Labile} et C_{slow} était plus élevée sur la parcelle témoin (CON-QA) que les parcelles recevant les PROs, suggérant une décomposabilité réduite du carbone par les décomposeurs sur les parcelles recevant les PROs. Nous observons des tendances inversées sur ces deux essais. Le carbone nouvellement stocké par les PROs apparaît plus récalcitrant alors que le carbone nouvellement stocké par les pratiques alternatives à La Cage semble plus labile et disponible pour les décomposeurs.

4.4.2 Comparaison des conditions initiales dans le modèle

Nous avons comparé les résultats de modélisation obtenus soit à partir de l'initialisation du modèle avec les fonctions de pédotransfert, soit au moyen de fractions mesurées. En général, l'approche basée sur les fractions s'est avérée appropriée pour initialiser le modèle Roth-C. Les taux simulés de changement de SOC étaient plus élevés en utilisant les fonctions de pédotransfert. Cette différence est attribuable à une part plus élevée de MO humifiée dans l'approche basée sur les fractions, qui semble être plus réaliste que la quantité de MO humifiée simulée dans l'approche basée sur les fonctions de pédotransfert. Ces résultats suggèrent que l'effort analytique pour le fractionnement améliore fortement les simulations contrairement à ce qui était observé par Leifeld et al. (2009a). Toutefois, l'évaluation peut se révéler différente sur d'autres sites présentant des conditions environnementales différentes (Leifeld et al., 2009b).

4.4.3 Compartiments cinétiques de COS simulé par Roth-C vs fractions mesurés

Les fractions mesurées et les compartiments cinétiques du modèle s'équivalaient (Figure 4.5) quel que soit la parcelle. Cette similarité entre les fractions mesurées avec les compartiments du modèle confirme que l'initialisation du modèle avec le fractionnement Zimmermann et al. (2007), a bien simulé tous les compartiments cinétiques. La fraction rSOC isolée est donc un estimateur satisfaisant du compartiment inerte (IOM) du modèle.

Le calcul du carbone additionnel dans les différents compartiments cinétiques a indiqué que l'application des produits résiduaux organiques conduit à l'alimentation en grande proportion des compartiments RPM et HUM. Aucun effet significatif n'était observé pour les compartiments DPM, BIO et IOM. Ces résultats suggèrent qu'une part importante des PROs est transférée dans les compartiments RPM (44 - 53%) et HUM (39 - 54%) grâce à l'activité biologique. Le temps de résidence dans le compartiment RPM est de l'ordre de 3,3 ans et celui du HUM est de 50 ans. Ces résultats suggèrent que le carbone additionnel est en grande partie stocké pour des temps de résidence ne dépassant pas 50 ans. Ainsi, pour maintenir les stocks de carbone à un niveau élevé, il faudrait donc maintenir l'application de ces PROs.

4.5 Conclusion

Les expériences en incubation ont révélé des résultats contrastés sur la stabilité biologique du carbone dans deux systèmes de gestion différents. La mise en place du non-labour, des plantes de couvertures permanentes en agriculture de conservation et l'introduction des légumineuses en agriculture biologique sur le long-terme n'ont pas affecté le compartiment labile, mais lent. L'application des PROs a, elle, affecté à la fois le compartiment labile et lent. Par ailleurs, le fractionnement Zimmermann et al (2007) s'est révélé pertinent pour initialiser les compartiments cinétiques de C et simuler l'évolution des stocks de C et des compartiments de C dans le modèle Roth-C. La précision des simulations obtenues dans cette étude renforce les conclusions de l'étude de Zimmermann et al. (2007) qui avaient obtenu de bonnes corrélations entre les fractions de C et les compartiments de C obtenue par une initialisation à l'équilibre. Les résultats sur la distribution du C additionnel ont indiqué que ce carbone était majoritairement localisé dans deux compartiments de C que sont le RPM et le HUM. Ces résultats de modélisation indiquent que le carbone additionnel est stable à l'échelle décennale dans les sols ce qui est assez cohérent avec les résultats PARTY_{soC}v2.0 présentés au chapitre 3.

II. Évaluation de la vulnérabilité/sensibilité du carbone nouvellement stocké face aux perturbations physique et climatique

Chapitre 5- Facteurs déterminants la quantité de carbone organique protégée à l'intérieur des agrégats du sol estimée par broyage : une méta-analyse

Chapiter 5- Drivers of the amount of organic carbon protected inside soil aggregates estimated by crushing : A meta-analysis

5 Drivers of the amount of organic carbon protected inside soil aggregates estimated by crushing: A meta-analysis

Tchodjowiè P.I. Kpemoua ^{1,3}, PierreBarré ², Tiphaine Chevallier ⁴, Sabine Houot ¹, Claire Chenu ¹

¹ UMR Ecosys, INRAE, AgroParisTech, Université Paris-Saclay, Thiverval Grignon 78850, France

² Laboratoire de Géologie, UMR 8538, Ecole Normale Supérieure, PSL Research University, CNRS, Paris 75005, France

³ Agence de la transition écologique, ADEME, 49004 Angers, France

⁴ UMR Eco&Sols, IRD, CIRAD, INRAE, Institut Agro, Université de Montpellier, Montpellier, France

Résumé

Étant donné l'importance des stocks de carbone organique du sol (COS) et de leur dynamique dans la régulation du changement climatique, il est crucial de comprendre les mécanismes de protection du COS contre la décomposition. Il est reconnu que les agrégats du sol peuvent fournir une protection efficace du carbone organique contre la décomposition microbienne. Actuellement, il n'existe pas de méthode systématique pour estimer la quantité de carbone protégé au sein de ces agrégats. Cependant, les différences entre les émissions de CO₂ provenant de l'incubation des agrégats intacts par rapport aux agrégats broyés ont été largement utilisées comme un indicateur de la protection physique du COS dans les agrégats. Il n'existe pas encore d'analyse globale de ce type d'expérience, ni des facteurs qui déterminent la quantité de COS physiquement protégé dans les sols. En utilisant une méta-analyse incluant 165 paires de données provenant de 22 études englobant une variété d'écosystèmes, de climats et de types de sols, nous avons étudié les effets du broyage sur la minéralisation cumulative du carbone à partir d'expériences d'incubation en laboratoire. Les agrégats ont d'abord été séparés par un tamisage humide ou un tamisage à sec avant d'être broyés à sec. Nos résultats indiquent que le broyage des agrégats a conduit en moyenne à une stimulation de +31 % de la minéralisation du carbone par rapport aux agrégats intacts, ce qui représente 0,65 à 1,01 % du COS total. Ce résultat suggère la minéralisation d'un

compartiment de carbone organique labile précédemment protégé. L'analyse de régression linéaire a montré que l'effet du broyage sur la minéralisation du carbone dépendait des caractéristiques du sol (teneur en carbone, teneur en argile et pH) ainsi que de la taille des agrégats. Le broyage des agrégats a stimulé la minéralisation du carbone par rapport au contrôle, jusqu'à +63 % dans les larges agrégats (>10 mm), +38 % dans les larges macro-agrégats (2-8 mm), +14 % dans les petits macro-agrégats (0,25-2 mm) et +54 % dans les micro-agrégats (<0,25 mm). Au sein de chaque classe de taille d'agrégat, l'effet du broyage dépendait de l'intensité du broyage. La destruction des agrégats à une taille <0,05 mm a eu un effet plus important sur la minéralisation du carbone (+130 à 133 %) que la destruction des agrégats à des tailles >2 mm (+3 à 40 %), < 2 mm (+58 à 62 %) et < 0,25 mm (+32 à 62 %), quelle que soit la taille initiale des agrégats. Ces résultats suggèrent que les macroagrégats (>0,25 mm) protègent moins que les microagrégats (<0,25 mm). Nos données montrent également que les caractéristiques physico-chimiques du sol et les conditions expérimentales influencent davantage la quantité de COS protégée que les modes d'utilisation et de gestion du sol. Contrairement à nos attentes, l'effet du broyage n'a pas été affecté par les pratiques de travail du sol ni par les usages du sol. La standardisation des conditions expérimentales de broyage des agrégats et d'incubation ultérieure est nécessaire pour évaluer et comparer la quantité de COS physiquement protégé dans divers sols, et ensuite pour mieux comprendre les processus et les facteurs de protection du COS à l'intérieur des agrégats.

Mots-clés : Carbone organique ; Agrégats ; Protection physique ; Broyage ; Minéralisation du carbone.

Abstract

Given the importance of soil organic carbon (SOC) stocks and their dynamics in the regulation of climate change, understanding the mechanisms of SOC protection from decomposition is crucial. It is recognized that soil aggregates can provide effective protection of organic carbon from microbial decomposition. Currently, there is no systematic method for estimating the amount of protected carbon within aggregates. However, differences between CO₂ emissions from incubation of intact versus crushed aggregates have been widely used as a proxy for SOC physical protection within aggregates. There is no global analysis on this type of experiment yet, nor on the drivers of the amount of SOC physically protected in soils. Using a meta-analysis including 165 pairs of observations from 22 studies encompassing a variety of ecosystems, climate and soil types, we investigated the crushing effects on cumulative carbon mineralization from laboratory incubation experiments. The aggregates were initially separated

by either wet sieving or dry sieving before dry crushing. Our results indicated that aggregate crushing led on average to +31 % stimulation of carbon mineralization compared with intact aggregates, which represented 0.65 to 1.01 % of total SOC. This result suggests the mineralization of a previously protected pool of labile organic carbon. The linear regression analysis showed that the crushing effect on carbon mineralization depended on soil characteristics (carbon content, clay content and pH) as well as on aggregate size. Crushing aggregates stimulated carbon mineralization relative to control, up to +63 % in large aggregates (>10 mm), +38 % in large macro-aggregates (2–8 mm), +14 % in small macro-aggregates (0.25–2 mm) and +54 % in micro-aggregates (<0.25 mm). Within each aggregate size-class, the crushing effect depended on the crushing intensity. The destruction of aggregates to <0.05 mm size had a greater effect on carbon mineralization (+130–133 %) than the destruction of aggregates to >2 mm (+3 to 40 %), < 2 mm (+58 to 62 %) and < 0.25 mm (+32 to 62 %) sizes regardless of the initial aggregate size. These results suggest that macroaggregates (>0.25 mm) are less protective than microaggregates (<0.25 mm). Our dataset also show that soil physicochemical characteristics and experimental conditions influenced more the amount of protected SOC than land use and management. Contrary to our expectations the crushing effect was not affected by tillage practices nor land use. Standardizing the experimental conditions of aggregate crushing and subsequent incubation is needed to assess and compare the amount of physically protected SOC in diverse soils, and then to better understand the processes and drivers of SOC protection inside aggregates.

Keywords: Organic carbon; Aggregates; Physical protection; Crushing; Carbon mineralization

5.1 Introduction

Given the importance of soil organic carbon (SOC) stocks and their dynamics in the regulation of climate change, understanding the mechanisms of SOC protection from decomposition is crucial. Soil organic carbon decomposition is affected by its biochemical composition and it can be stabilized against decomposition by its association with minerals and by its physical protection in the soil structure (Sollins et al., 1996, Baldock and Skjemstad, 2000, Six et al., 2002b; von Lützow et al., 2006).

The observed increase in SOC mineralization following the crushing of soil aggregates was early interpreted (Rovira and Greacen, 1957) as an expression of SOC physical protection, i.e.

that the spatial arrangement of soil particles can hinder biodegradation. Indeed, biodegradation requires direct contact between microbial decomposers or their exoenzymes and the organic substrate, and the low density of microorganisms on the one hand and the complex three-dimensional arrangement of soil particles and voids on the other hand cause a spatial disconnection at the microscale (Chenu and Stotzky, 2002, Dungait et al., 2012). In addition, the availability of oxygen to microbial decomposers may be limiting in some locations within the soil structure as it was demonstrated by directly measuring oxygen concentration in soil aggregates using needle type optodes (e.g. Sexstone et al., 1985, Parry et al., 1999). Spatial disconnection and oxygen limitation, are both alleviated when crushing soil aggregates (Balesdent et al., 2000).

Research on the physical protection of soil organic carbon has historically focused on soil aggregates, i.e., small volumes of soil within which the cohesion between particles is larger than that with the adjacent aggregates, so that they can be easily separated and organic carbon quantified therein. Water-stable aggregates were assumed to represent sites of physical protection of SOC because the life-expectancy of water-stable aggregates is expected to be longer than that of water-unstable ones (Plante and McGill, 2002). Hence, any spatial arrangement of soil particles physically protecting organic carbon from biodegradation should persist longer in water-stable aggregates than in unstable ones (Balesdent et al., 2000, Plante and McGill, 2002). The distribution of organic carbon in soil aggregates has been extensively studied (Tisdall and Oades, 1982, Elliott, 1986, Gupta and Germida, 1988, Angers, 1992, Beare et al., 1994b). Combining aggregates fractionation with ^{13}C natural abundance showed that the turnover of soil organic carbon differed between aggregate sizes (Puget et al., 1995, Angers and Giroux, 1996, Puget et al., 2000, Six et al., 2000, Six et al., 2004) and that organic carbon located within or outside soil aggregates exhibited contrasted dynamics (Golchin et al., 1994, Besnard et al., 1996, Six et al., 2000). Particulate organic matter (POM) inside aggregates turned over more slowly (40–49 years) compared to POM outside aggregates (19–27 years) (Golchin et al., 1995). The primary site of SOC protection appears to be particularly located in microaggregates (<0.25 mm) with a SOC turnover of 209 ± 95 years compared to a SOC turnover in macroaggregates (>0.25 mm) of 42 ± 18 years (Six and Jastrow, 2002).

While physical protection of SOC was demonstrated in situ by comparing the turnover rate of SOC with different locations in the soil structure, there is no widely agreed method to assess the amount of organic carbon physically protected in soils. Physically protected SOC pools are often estimated from the amount of particulate organic carbon or SOC located in aggregate fractions (von Lützow et al., 2006). Incubation experiments of intact versus crushed

aggregates have also been widely used as a proxy for physical protection within aggregates, with contrasted results (Crasswell and Waring, 1972; Elliott, 1986, Gupta and Germida, 1988; Gregorich et al., 1989; Beare et al., 1994a, Balesdent et al., 2000, Chevallier et al., 2004, Chevallier et al., 2011). Analyzing the results of such experiments should bring information on the drivers of the amount of physically protected SOC.

According to the model of Tisdall and Oades (1982), microaggregates provide the greatest protection, whereas macroaggregates which are built up of microaggregates are less effective. Therefore, we can assume that the initial size of the aggregates and the crushing intensity must influence the amount of deprotected carbon. Indeed, several studies showed that the crushing effect increased as the crushing was more intense, i.e., resulted in finer aggregate sizes (Balesdent et al., 2000). Soil texture and soil organic matter content are considered as a major drivers of the extent of physical protection of organic matter in soils in soils (Balesdent et al., 2000). Indeed, soil organic matter and clay-sized particles are the main binding agents in the formation and stabilization of aggregates, along with Fe and Al oxides and hydroxides in particular in oxisols and with carbonates in carbonated soils (Tisdall and Oades, 1982, Amézqueta, 1999, Chenu et al., 2000, Duchicela et al., 2012, Portella et al., 2012). We expect hence that crushing the aggregates of a fine-textured soil would lead to a greater response than a coarse-textured soil, while opposite effects were also found (Razafimbelo et al., 2013), as aggregation was likely provided by Al-containing crystalline sesquioxide in the studied soils.

Land use and agricultural practices are known to largely influence SOC stocks and dynamics, as a result of either or both increased organic carbon inputs to soil and organic carbon outputs by mineralization (Chenu et al., 2019). More physical protection in grassland soils compared to cropland soils and in no-till soils compared to conventionally tilled soils is generally considered to explain larger SOC stocks in the former (Six et al., 2000). Six et al. (1999) as well as Puget et al. (1995) observed higher SOC contents in aggregates in no-till soils than in conventionally tilled soils. No tillage improves macroaggregate stability and microaggregate formation, which better protects carbon from microbial decomposition (Jastrow et al., 1996, Six et al., 2000). Therefore, we expect to observe a larger crushing effect on soil from undisturbed systems (forest, grassland, no-till) compared to regularly tilled ones.

The incubation experiments of intact versus crushed aggregates is the method often used to estimate the amount of organic carbon physically protected in soils. This approach has been applied in a substantial number of publications making relevant to analyze this corpus of

literature jointly in a meta-analysis. The objectives of this meta-analysis were on the one hand to assess whether and to which extent crushing soil aggregates caused a flush of mineralization and on the other hand to establish possible relationships between the crushing effect and factors expected to increase physical protection. We hypothesized that the crushing effect would be more important: (i) when finer sized aggregates are disrupted, (ii) as clay and SOC content increases, and (iii) in undisturbed systems (forest, grassland, no tillage) compared to frequently disturbed ones (conventional tillage). We used a meta-analytical approach with a random effects model accounting for the non-independence of multiple observations extracted from the same study (Curtis and Queenborough, 2012) to test our hypotheses and evaluate how soil characteristics modulate the effect of crushing on SOC mineralization.

5.2 Materials and methods

5.2.1 Data acquisition and selection

We searched for relevant articles in Web of Science, Google Scholar and Scopus using the following search terms: “crush”, “grinding”, “ground”, “aggregate”, “intact”, “carbon mineralization”, “organic matter”, “physical protection”, and a combination of these terms. We also searched for articles that were cited in the publications we found. We focused the analysis on aggregates of different sizes. The aggregate size has been classified according to the ranking commonly found in the literature (Cambardella and Elliott, 1992, Six et al., 2000, Márquez et al., 2004) into large aggregate (>10 mm), large macro aggregate (2–8 mm), small macroaggregate (0.25–2 mm) and microaggregate (<0.25 mm). All articles used from these studies met the following criteria: (i) experiments had a control treatment with “intact aggregates” of different sizes; (ii) aggregates were dry crushed with mortar or mechanical mill, and then passed to different sieve sizes (Fig. 5.1). The initial separation of the aggregates was performed either by wet sieving or by dry sieving (Table. 5.1). According to these criteria, a total of 22 studies from 22 sites were included (Fig. 2), providing 165 coupled observations (intact aggregates vs crushed aggregates) of cumulative carbon mineralization. Data from the figures were extracted using the WebPlotDigitizer (Huwaldt, 2013; Burda et al., 2017) digitizing software to convert the data points into numerical values.

For each study site, we collected information on ecosystems type (forest soil, grassland, cropland or fallow soil), soil management (no-tillage vs tillage), crop management, climate (temperate, tropical, Mediterranean and boreal) and soil texture expressed in percentage of clay, silt and sand. Soil texture classes were then grouped into three categories: coarse texture (sand and loamy sand soils), medium texture (loam, silty loam and clay loam) and fine texture

(sandy clay loam, silty clay loam, clay loam, clay), according to the soil survey manual of the USDA (Canarini et al., 2017). The SOC contents of intact and crushed aggregates were considered to calculate the specific cumulative carbon mineralization. We also collected soil pH data within each study.

Information about incubation conditions were collected: incubation length expressed in days, incubation temperatures in degrees Celsius (°C) and soil moisture data. Soil moisture data were mostly expressed in gravimetric water content, but also as volumetric water content, percentage of water holding capacity (%WHC), percentage of water filled pore space (%WFPS) or matric potential (MPa).

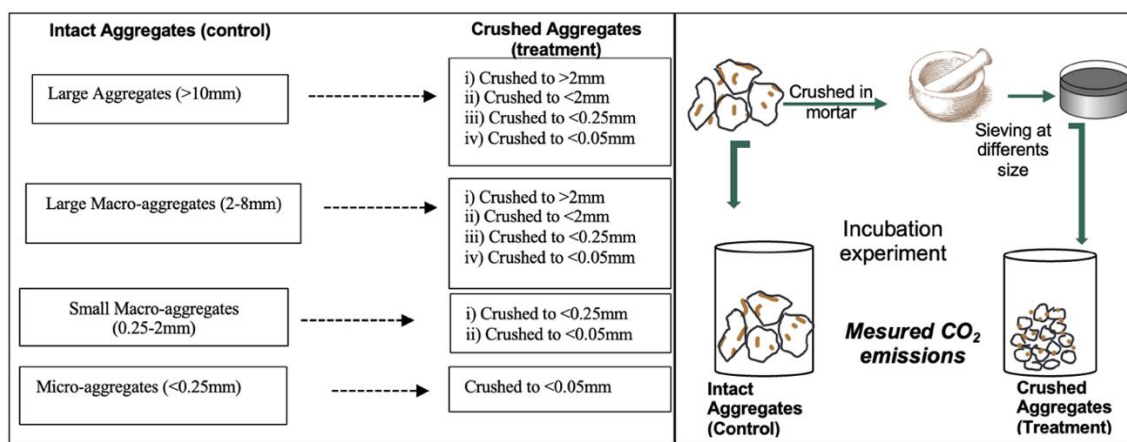


Fig 5.1 : Illustration of the selection criteria (control and treatment) of retrieved studies, showing soil aggregates types and experiment protocols.

5.2.2 Data analysis

To evaluate the effects of aggregate crushing between different studies, the response was normalized, expressing the effect relative to the control (mineralization of intact (not crushed) aggregates). When only the daily mineralization rate was available, we calculated the cumulative mineralization using the following formula:

$$C_{j+1} = \frac{R_j + R_{j+1}}{2} \times (t_{j+1} - t_j) + C_j \quad (1) \quad (\text{Lin et al., 2015, Zhang et al., 2020a}),$$

where C_j is the cumulative amount of mineralized carbon from the start of the incubation to the day of measurement "j" expressed in mg C kg⁻¹ soil; R_j is the rate of mineralization in mg C kg⁻¹ soil d⁻¹; "t" is the incubation time in days (d). If $j = 0$, $R_j = 0$, $C_j = 0$.

To assess physical protection, we used the relative increase in mineralization, rather than the difference of mineralized carbon between the crushed and intact treatment. This choice allowed us to homogenize all the data and to express the results in response ratio (RR). The RR is defined as: (X_T/X_C) (Gurevitch et al., 2001; Canarini et al., 2017, Zhang et al., 2020a) where X_T and X_C are the mean cumulative carbon mineralization values of the crushed treatment (T) and the control (intact) group (C). For each experiment, the crushing effect (LnRR) was calculated as the natural logarithm (Ln) of the response ratio (RR). There are two reasons for using the natural logarithm. The first is that the logarithm linearizes the data by giving equal weight to the numerator and denominator of the RR which will therefore have the same influence on the deviation of the results. The second reason is that LnRR values are more normally distributed than RR values for small samples (Hedges et al., 1999). If $RR < 1$, a negative crushing effect on carbon mineralization was observed and if $RR > 1$ the crushing led to an increased carbon mineralization. Therefore, a negative LnRR indicates that aggregates crushing reduces the carbon mineralization relative to the intact aggregates (control), whereas a positive LnRR indicates that crushing increases the carbon mineralization relative to the intact aggregates. Assuming that crushed treatment and control were independent, the variance of LnRR was calculated as:

$$Var(\ln RR) = Var(\ln C - \ln T) = \frac{SD_C^2}{n_C \bar{X}_C^2} + \frac{SD_T^2}{n_T \bar{X}_T^2} \quad (2) \text{ (Hedges et al., 1999), where SD is the standard deviation and "n" is the sample size of the mean response values. Mean effect (LnRR) was calculated using random-effects model because there is true variation in effect sizes among studies (Lajeunesse, 2013; Zhang et al., 2020a). The within variance (Var) and between-study variance (\(\tau^2\)) were used in the random-effect model to calculate the weighting factor [1/(Var + \(\tau^2\))]. Between-study variance (\(\tau^2\)) was calculated using restricted maximum likelihood (REML) estimator as it is better for continuous data (Veroniki et al., 2016, Zhang et al., 2020a). We used these estimates to calculate I\(^2\), indicating the proportion of total variance due to true heterogeneity among effect sizes (Higgins and Thompson, 2002) and identifying low (25 %), medium (50 %) and high (>75 %) heterogeneity (Huedo-Medina et al., 2006). In simple terms, a low I\(^2\) indicates that variability among effect sizes is mainly due to sampling error within studies, while a high I\(^2\) indicates that variability is caused by true heterogeneity among studies (Canarini et al., 2017). Multiple imputation was used to derive standard deviations for observations not reporting this (70 in total among all variables). First, coefficients of variation were calculated for each observation with reported standard deviations, dividing the standard deviation by the reported mean for LnRR. Missing coefficients of variation were then imputed}$$

by random sampling with replacement, either from the total data set. Finally, each imputed value was converted to standard deviation by multiplying with the reported mean of the imputed observation, allowing all observations to be included in the following meta-analysis. This procedure was repeated 1000 times, and final parameter estimates were obtained as the average across runs. The 95 % confidence interval (CI) was calculated by variance weighted bootstrapping (999 iterations) (Huo et al., 2017). Heterogeneity was explained with different moderators (including categorical variables) by Q statistics, and the subgroup analysis was used for categorical variables.

In order to show the crushing effects more clearly, LnRR was transform back to the percentage change (% Change) relative to control by the formula $(e^{\text{Ln (RR)}-1}) * 100 \%$ (Canarini et al., 2017, Zhang et al., 2020a). To investigate the relationships between soil characteristics and parameters of incubation experiments (clay content, carbon content, pH and incubation length) and the crushing effect (LnRR), we used linear regression models. To validate the significance tests of these models, we verified the residuals normality using the Shapiro-wilk test, the residuals homogeneity with the "residuals vs fitted plot" test, completed by a Breush-Pagan test and the residuals independence with the Durbin-Watson test. All statistical analyses were completed in R (version 4.0.2) and the "metafor" package used to random effect model (Viechtbauer, 2010, Harrer et al., 2019).

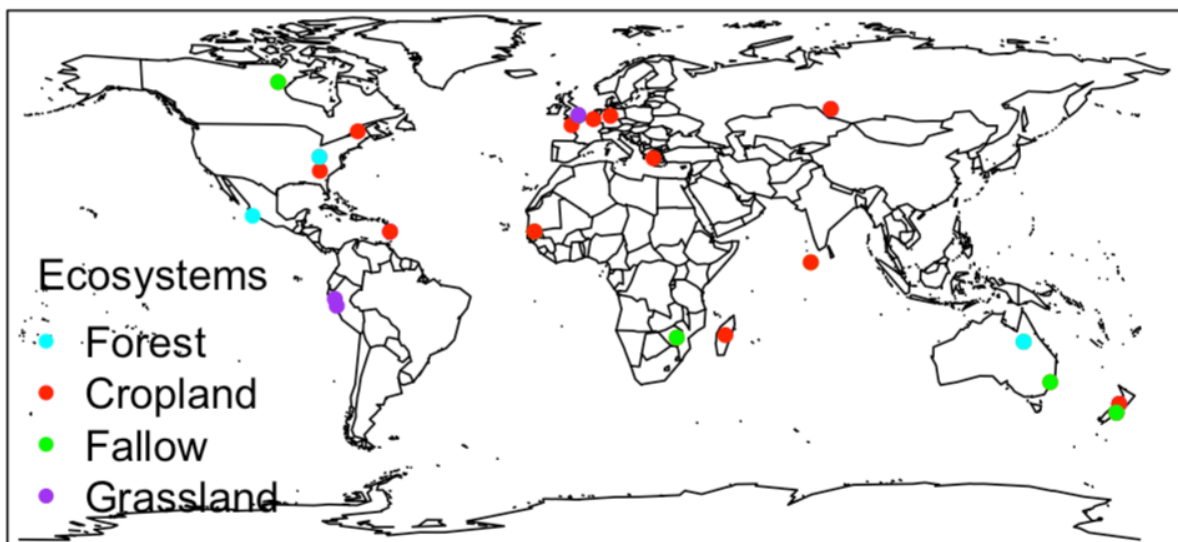


Fig 5.2 : Global distribution of the sites used in this meta-analysis. The world map was taken from a map database in R using packages ("maps" and "mapdata"). The points represent the geographical location of the sites based on the longitudes and latitudes collected in the studies.

5.2.3 Publication bias

Kendall's rank correlation provides a distribution free test of independence and a measure of the strength of dependence between two variables. Kendall's rank correlation tests showed there were no significant relationships between the standardized crushing effect (LnRR) and their corresponding sample sizes ($p > 0.05$). Egger's test of the intercept (Egger et al., 1997) quantifies the funnel plot asymmetry and performs a statistical test. The function uses regression to test the relationship between the observed effect sizes and the standard error of the effect sizes. If this relationship is significant, that might indicate publication bias. However, asymmetry could have been caused by other reasons than publication bias. We see from the plot that in the case of our meta-analysis (see supplementary data Fig. S5.1), the plot is not asymmetrical. Eggers' test does not indicate the presence of funnel plot asymmetry ($p > 0.05$), which means that there is substantial symmetry in the Funnel plot. For all studies included in this meta-analysis, meta-estimation is not associated with significant publication bias.

5.3 Results

5.3.1 Data description

We found 22 studies, corresponding to 165 coupled observations that met our criteria. Some studies also reported crushing and incubation tests but were not included in this meta-analysis, because the incubation length was shorter than 2 weeks or the metric used did not allow to homogenize the data base. Experimental conditions, temperature, soil moisture, incubation length, and aggregate size differed among studies (Table. 5.1). The size of the intact and crushed aggregates was systematically recorded and classified into: large aggregates (>10 mm), large macro-aggregates (2–8 mm), small macro-aggregates (0.25–2 mm) and micro-aggregates (<0.25 mm). The majority of the studies included in this meta-analysis were published between 1980 and 2009 and very few studies were conducted in the period 2010–2020. The studies included in this meta-analysis were conducted on a large variety of soils, climates and ecosystems (Fig. 5.2, Table. 5.1). About half of the data originated from tropical regions, 40 % from temperate regions and 5 % from Mediterranean and 5 % from boreal regions. Concerning land use patterns, we found more data in cropland (64 %) than in grassland (19 %) and fallow land (16 %). Unfortunately, very few experiments have been carried out on forest soils (1 %). In cropland, we distinguished between studies that compared conventional and no-tillage practices and those that did not (Table. 5.1). Published studies mainly focused on topsoils (0–30 cm).

All studies performed soil incubations under controlled conditions in the laboratory with fixed temperature and soil moisture. The aggregates on which the crushing test was performed had been obtained either by dry sieving for 12 studies, or by wet sieving for 20 studies (see Table. 5.1). To evaluate the amount of carbon protected within aggregates, the authors systematically monitored the carbon mineralization from the soil with the intact versus crushed aggregates. The crushing of the aggregates was not done under the same conditions in all studies. The crushing was done either by hand in a mortar or mechanically. After crushing, the soil was sieved through a smaller size sieve than the initial size of the aggregates. A large number of data focused on crushing large macro-aggregates ($n = 44$) and small macro-aggregates ($n = 85$). Very little data has been collected on large aggregates ($n = 28$) and micro aggregates ($n = 8$). The incubation temperatures ranged between 15 and 30 °C (Table. 5.1). The soil moisture was expressed either as gravimetric water content, volumetric water content, percentage of water holding capacity (%WHC), percentage of water-filled pore space (%WFPS) or pressure units (Table 1). Unfortunately, these different units of soil moisture did not allow us to homogenize the data and thus to establish a relationship between soil moisture and the crushing effect ($\ln RR$) on carbon mineralization. The incubation length ranged from a few days to more than one year. Crushed aggregates were incubated either with or without inert sand. Sand was used to enhance soil aeration and to prevent new aggregates formation. From the 22 studies included in this meta-analysis, only 2 studies reported pH values > 7 (i.e., Bischoff et al., 2017, Pulleman and Marinissen, 2004), which corresponded to only 6 soils out of 165. The higher pH was due to the presence of carbonate in these soils (Bischoff et al., 2017, Pulleman and Marinissen, 2004).

5.3.2 Crushing effect on cumulative carbon mineralization

The meta-estimation of the mean crushing effect on carbon mineralization showed a large heterogeneity between the studies ($I^2 > 75\%$). A high I^2 indicates that variability is caused by true heterogeneity among studies. The mean crushing effect of cumulative carbon mineralization was 0.27 (95 % CI from 0.22 to 0.32; $p < 0.0001$; Fig. 5.4c), suggesting that crushing aggregates stimulated significantly the carbon mineralization by + 31 % relative to intact aggregates (control). This extra mineralization following aggregate crushing represented on average 0.83 % (95 % CI from 0.65 to 1.01 %; $p < 0.0001$; Table. S5.2) of total SOC.

5.3.3 Experimental conditions affect the crushing effect on carbon mineralization

5.3.3.1 Incubation length

We have established a linear relationship between crushing effect and incubation length with all aggregate sizes and crushing intensities combined. The results reported in Fig. 3a, show a

very scattered though significant negative correlation trend ($R^2 = 0.037$, $p = 0.023$). We also examined the correlation by data pair within the same study, when it was possible to obtain the cumulative mineralization over a short-term and long-term incubations. We observed the same tendencies as with the global data (results not presented). All means slopes measured between two dates in the same study were negative indicating that the crushing effect tends to decline with incubation length (Table. 5.2). It was difficult to find data with identical incubation lengths in the articles obtained in our literature search. To reduce the possible effect of the incubation length on crushing effect (LnRR), we focused the meta-analysis on the data obtained with incubation lengths ranging from 2 weeks to one month. We chose this time range because most mineralization assays to determine the amount of carbon protected within aggregates were conducted at these time scales (e.g., Balesdent et al., 2000, Bossuyt et al., 2002, Chevallier et al., 2004, Chevallier et al., 2011).

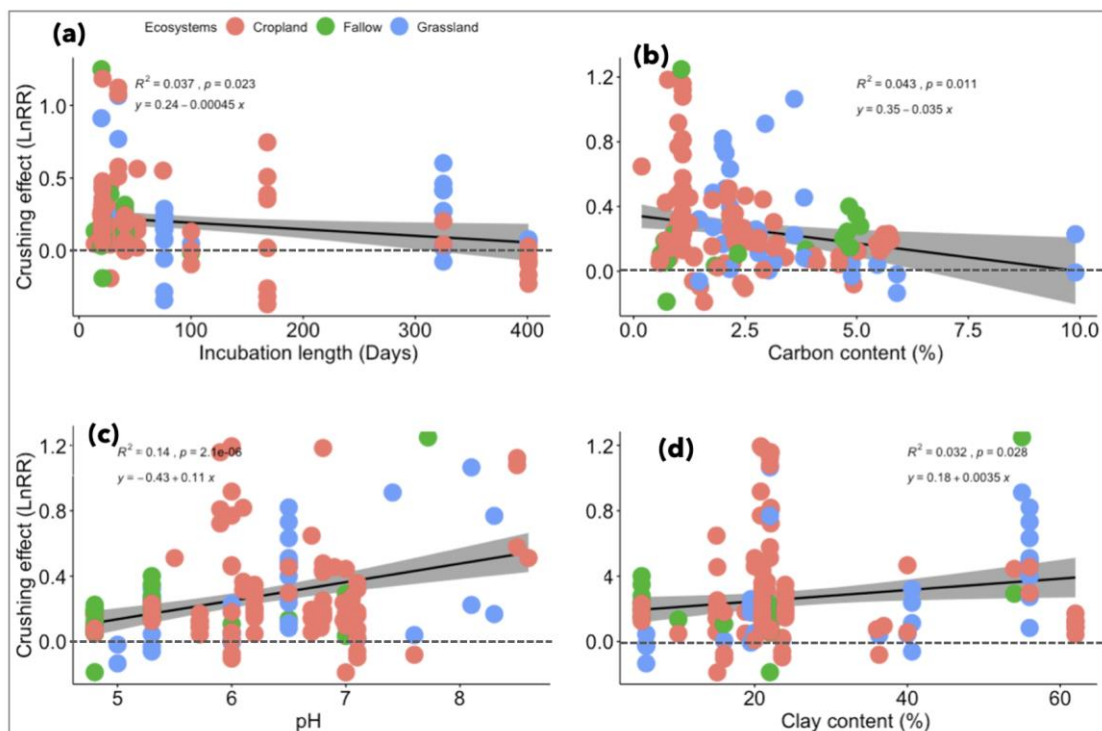


Fig 5.3 : Relationship between crushing effect (LnRR) of cumulative CO_2 emission and (a) incubation length; (b) Carbon content; (c) pH and (d) Clay content, by linear regression, all aggregate sizes combined. Each symbol represents an observation. The grey are represents the 95% confidence interval of the linear regression. A significant p - value (<0.05) indicates that part of the total heterogeneity can be explained by these variables. Points below the dashed line have a negative crushing effect ($\text{LnRR} < 0$) and above the dashed line have a positive crushing effect ($\text{LnRR} > 0$).

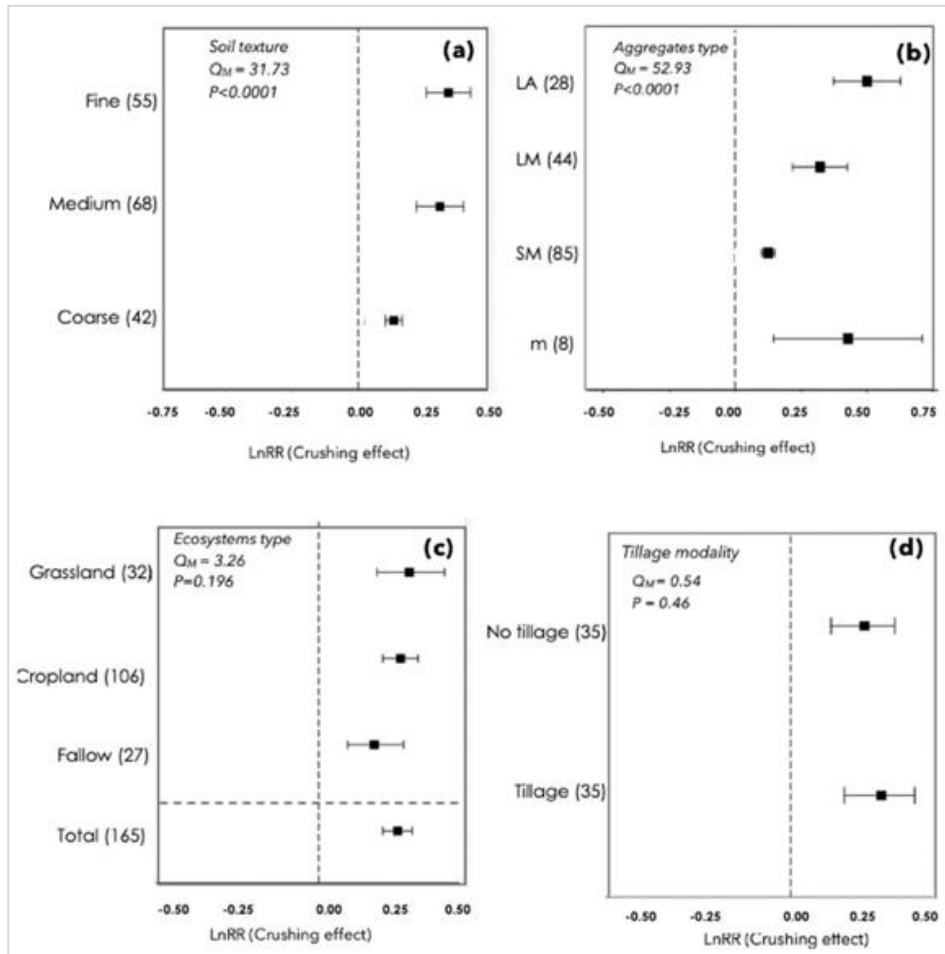


Fig 5.4 : The mean crushing effect (LnRR) of cumulative CO₂ emission (mean \pm 95% CI, CI is confidence interval) categorized by: (a) soil texture (Fine, Medium, Coarse); (b) Aggregate's type (LA: Large Aggregates, LM: Large Macro-aggregates, SM: Small Macro-aggregates, m: micro-aggregates); (c) Ecosystems (Cropland, Grassland, Fallow); (d) Tillage modality (No-tillage vs Tillage). The sample sizes for each group were given on the left y-axis in brackets. The crushing effect is statistically significant if the 95% CI of the effect size does not overlap with the zero line ($P < 0.05$), and vice versa. $\text{LnRR} > 0$ represents a positive effect, while $\text{LnRR} < 0$ indicates a negative effect.

Table 5.1 : Comparison of the effect of aggregate crushing on the C mineralization in different studies, soil types, aggregates size and soil management. WHC: Water Holding Capacity; WFPS: Water Free Pore Space; pF: matric potential.

Publications	Climatic information	Land use	Practices	Soil depth (cm)	pH	Clay content (%)	Soil texture	SOC (%)	Method of initial aggregate size separation	Initial aggregate size (mm)	Crushing operation	Crushed to (mm)	With inert sand or no sand	Moisture	Temperature (°C)	Time (days)	Carbon mineralization Crushed/Intact (RR)	Crushing effect (LnRR)	% Change in carbon Mineralization	
Aoyama et al., 1999	Temperate	Cropland	Tillage	0-10	6.2	24	Loam	2.60	Wet sieving	0.25-2	Mortar crushed + sieving	<0.25	Sand	-50 KPa	25	21	1.27	0.24	27	
Beare et al., 1994a	Mediterranean	Cropland	Tillage		6.78			1.23		>2		<2					1.11	0.11	11	
			No Tillage		7.05			1.76		>2		<2						1.24	0.22	24
			Tillage		6.78		Sandy Clay Loam	1.23	Wet sieving	0.25-2	Mortar crushed + sieving	<0.25	Sand	55% WFPS	24	20	1.18	0.17	18	
			No Tillage	0-5	7.05	21		1.76		0.25-2		<0.25						1.29	0.25	29
Bischoff et al., 2017	Boreal	Cropland	Fodder crops		7.6	36.3	Silt Loam	4.29		0.25-2		<0.25					1.04	0.03	4	
			Tillage		7.1	23.6	Loam	1.57	Dry sieving	0.25-2	crushed + sieving	<0.25	Sand	60% WHC	20	28	0.95	-0.05	-5	
		Grassland	Extensive pasture	0-10	7.6	36.3	Silt Loam	3.81		0.25-2		<0.25					1.03	0.03	3	
Bossuyt et al., 2002	Temperate	Cropland	Tillage	0-2.25	7.1			1.64		0.053-0.25		<0.053					1.40	0.34	40	
			No Tillage	2.5-5	6.8		Sandy Clay Loam	1.39	Wet sieving	0.053-0.25	Mortar crushed + sieving	<0.053	No Sand	55% WFPS	30	21	1.58	0.46	58	
			Tillage	5-15	6.8			0.75		0.053-0.25		<0.053						2.40	0.80	124
			Tillage	0-2.25	7.1			0.93		>0.25		<0.25						1.17	0.16	17
			No Tillage	2.25				1.58		>0.25		<0.25						1.19	0.18	19

Chevallier et al., 2004	Tropical	Grassland	Restored pasture	0-30	6.5	56	Clay	2.36	Dry sieving	10-20	Mortar crushed + sieving	<5	No Sand	75% WHC	28	21	1.44	0.35	42	
Chevallier et al., 2011	Tropical	Cropland	Tillage	0-30	7	54	Clay	2.05	Dry sieving	<2	Mortar crushed + sieving	<0.2	No Sand	-10 KPa	28	28	1.40	0.34	40	
Curtin et al., 2014	Temperate	Cropland	Tillage	5-10	6	40	Clay Loam	3.14	Dry sieving	>4	Sieving	<4	No Sand	-10 KPa	25	15	1.00	0.00	0	
				5-10	6	40	Clay Loam	2.30		2-4	Mortar crushed + sieving	<0.25	Sand			30	1.59	0.46	59	
				Minimum Tillage	0-15	6	16	Silt Loam		2.57	>4	Sieving	<4			No Sand	14	1.05	0.04	4
				Grassland Pasture	0-15	6	16	Silt Loam		3.09	>4		<4			No Sand	14	1.04	0.04	4
D'Angelo et al., 2009	Tropical	Cropland	Tillage	0-5	5.5	20	Silt Loam	2.99	Dry sieving	2-9	Sieving	<2	No Sand	21%	25	28	1.53	0.42	53	
Elliott, 1986	Temperate	Cropland	Tillage	0-30	7	20	Silt Loam	2.09	Wet sieving	>0.3	Sieving	<0.3	No Sand	28%	25	20	1.11	0.10	11	
García-Oliva et al., 2004	Tropical	Forest	Forest	0-5	6.9	5.2	Sandy Loam	3.34	Wet sieving	>0.25	Mortar crushed + sieving	<0.25	No Sand	N/A	25	22	0.65	-0.44	-35	
Gijnsman and Sanz, 1998	Tropical	Cropland	Tillage	0-7.5	5.3	5.2	Sandy Loam	5.69	Wet sieving	>2	Mortar crushed + sieving	<0.25	Sand	66% WHC	24	41	1.18	0.16	17	
		Fallow land	Fallow	0-7.5	5.3	5.2		4.95		>2		<0.25					1.28	0.24	27	
		Cropland	Tillage	0-7.5	5.3	5.2		5.53		0.25-2		<0.25					1.09	0.09	9	
		Fallow land	Fallow	0-7.5	5.3	5.2		4.79		0.25-2		<0.25					1.13	0.12	13	

Gupta and Germida, 1988	Temperate	Fallow	Fallow	0-15	6.5	10	Sandy Loam	2.95	Dry sieving	>0.25	Mortar crushed + sieving	<0.25	No Sand	N/A	25	14	1.10	0.09	10
Jacobs et al., 2010	Temperate	Cropland	No Tillage	0-5	7	15.1	Silt Loam	1.25	Wet sieving	2-10	Mortar crushed + sieving	<0.25	No Sand	50% WHC	22	28	1.20	0.13	14
			Tillage	0-5			15.1	Silt Loam		0.94		2-10	<0.25				No Sand	1.27	0.24
Nyamadzawo et al., 2009	Tropical	Fallow	Tillage	0-5	4.8	22	Sandy Loam	0.69	Wet sieving	0.25-2	Mortar crushed + sieving	<0.25	Sand	55% WFPS	20	21	1.10	0.10	10
			No Tillage					0.80		0.25-2		<0.25					1.15	0.13	14
		Cropland	Tillage	0.59	0.25-2	<0.25		1.06		0.06		6							
		Cropland	No Tillage	0.60	0.25-2	<0.25		1.07		0.06		7							
Oorts et al., 2006	Temperate	Cropland	Tillage	0-20	6.1	22.1	Silt Loam	1.10	Dry sieving	>12	Sieving	<0.05	No Sand	-63 KPa	15	40	2.03	0.71	103
				0-20								21.6					<2	1.31	0.27
			0-20	21.6	<0.25	1.34		0.29				34							
			5-20	20.8	<2	1.40		0.27				31							
			No Tillage	5-20	20.8	1.61		<0.05				2.03					0.71	103	
				0-5	4.8	18.8		<0.25				1.62					0.37	45	
Powlson, 1980	Temperate	Fallow	Fallow	0-20	7.7	55	Clay	2.01	Dry sieving	<6.35	Mortar crushed + sieving	<1	No Sand	55% WHC	25	20	0.24	0.22	25
Pulleman and Marinissen., 2004	Temperate	Cropland	Tillage	5-20	8.5	22	Loam	1.10	Dry sieving	>8	Mortar crushed + sieving	<0.05	No Sand	-10 KPa	20	35	2.01	0.70	101
				0-10	8.6	22	Loam	1.10				<0.25					1.72	0.54	72
		Grassland	Pasture	0-10	8.1	22	Loam	3.60				<0.05					2.10	0.74	109
Razafimbelo et al., 2006	Tropical	Cropland	Tillage	0-5	5.72	62	Clay	4.21	Wet sieving	<2	Mortar crushed + sieving	<0.2	Sand	80% WHC	28	28	1.11	0.10	11
	Tropical	Cropland	Tillage	0-5	5.72	62	Clay	3.21	Wet sieving	0.2-2	<0.05	Sand	28	28	1.13	0.13	13		

		No Tillage				4.61	0.2-2	Mortar crushed + sieving	<0.05	80% WHC	1.10	0.09	10		
		59	Sandy Clay	2.41						1.14	0.13	14			
		59	Sandy Clay	1.28						1.15	0.14	15			
Razafimbelo et al., 2013	Tropical Cropland	Tillage	0-5	-	Dry sieving	>0.2	Mortar crushed + sieving	<0.2	No Sand	-10 KPa	28	28	1.15	0.14	15
		20	Sandy Clay Loam	2.21									1.15	0.14	15
		23	Sandy Clay Loam	1.16									1.09	0.08	8
		12.5	Silt Loam	2.3									1.08	0.08	8
		39	Sandy Clay	2.13									1.14	0.13	14
		39	Sandy Clay	1.77									1.15	0.14	15
		72.3	Clay	3.4									1.10	0.09	10
		72.3	Clay	5.02									1.13	0.12	13
		53.9	Sandy Clay	2.9									1.33	0.29	33
		45.9	Sandy Clay	1.72									1.09	0.08	8

							Sandy												
							Clay	1.42								1.07	0.07	7	
							Loam												
							Sandy												
							Clay	1.76								1.07	0.07	7	
							Loam												
							Silt												
							Loam	0.73								1.02	0.02	2	
							Sandy												
							Clay	1.03								1.02	0.02	2	
							Loam												
Wang et al., 2014b	Temperate	Cropland	Tillage	05-oct	6.7	15	Silt Loam	0.67	Dry sieving	8-16		<0.125	-10 KPa	20	52	1.28	0.23	26	
				0-30	5	5.8	Sandy Loam	5.40		0.25-2		<0.125				0,92	-0.08	-8	
Yang et al., 2020	Tropical	Grassland	Pasture	30-50	6.5	40.6	Silt Clay	2.14		0.25-2	Mortar crushed + sieving	<0.125	No Sand	-10 KPa	20	28	1.03	0.03	3
				0-30	6	19.5	Silt Loam	6.32	Dry sieving	0.25-2		<0.125				1.14	0.13	13	
				0-30	5	5.8	Sandy Loam	4.62		>2		<0.125				1.19	0.17	18	

5.3.3.2 Aggregates size and crushing intensity

We investigated first whether the wet or dry separation of the initial aggregates would affect the crushing effect, and compared similar initial aggregate sizes and crushing intensities. The results indicated a higher crushing effect when the large macro-aggregates obtained by dry sieving were crushed into micro-aggregates (0.33 ± 0.11 CI 95 %) compared to the crushing of large macro-aggregates obtained by wet sieving (0.22 ± 0.13 CI 95 %). However, opposite results were obtained with small-macro-aggregates crushed into micro-aggregates (0.03 ± 0.05 CI 95 % and 0.13 ± 0.02 CI 95 % respectively for dry and wet sieving separation) (See Fig. S5.5). This result suggests that the effect of the initial aggregate separation method is not constant.

The crushing effect depended on the initial size of the aggregates. After crushing large aggregates (>10 mm), large macro-aggregates (2–8 mm), small macro-aggregates (0.25–2 mm) and micro-aggregates (<0.25 mm), the crushing effects were 0.50 (95 % CI from 0.37 to 0.63), 0.32 (95 % CI from 0.21 to 0.43), 0.13 (95 % CI from 0.10 to 0.15) and 0.43 (95 % CI from 0.15 to 0.71), respectively (Table. 5.3 and Fig. 5.4b). Thus, aggregates crushing stimulated carbon mineralization relative to control, up to + 63 % in large aggregates, +38 % in large macro-aggregates, +14 % in small macro-aggregates and +54 % in micro-aggregates (Table. 5.3).

Relative to large aggregates, the crushing intensity showed a significant difference between sieving sizes after crushing ($p < 0.0001$, Table. 5.3a). The mean crushing effect on carbon mineralization when large aggregates (>10 mm) were reduced to sizes > 2 mm, <2 mm, <0.25 mm and < 0.05 mm were 0.34 (95 % CI from 0.17 to 0.51), 0.46 (95 % CI from -0.08 to 1.01), 0.48 (95 % CI from 0.31 to 0.65) and 0.83 (95 % CI from 0.09 to 1.58) respectively (Table. 5.3a), suggesting that intense crushing allowed further deprotection and carbon mineralization. Similar results were obtained with large macro-aggregates (2–8 mm), where mean crushing effect on carbon mineralization after crushing them to > 2 mm, <2 mm, <0.25 mm and < 0.05 mm were 0.03 (95 % CI from -0.03 to 0.09), 0.48 (95 % CI from 0.06 to 0.89), 0.28 (95 % CI from 0.20 to 0.36) and 0.85 (95 % CI from 0.38 to 1.31) respectively (Table. 5.3b). However, it can be noted that the results were highly dispersed and sometimes the number of measurement points were low for some aggregate class sizes.

Overall, the studies that crushed soil to a size > 0.25 mm were considered to assess SOC protection within macroaggregates whereas studies that crushed soil to sizes much smaller

than 0.25 mm were considered as assessments of microaggregate SOC protection (Six et al., 2002b). The large aggregates (>10 mm) crushed to > 0.25 mm diameters induced less % change in soil carbon mineralization (40 – 58 %) than the same aggregates crushed to < 0.25 mm diameter (62 %) and < 0.05 mm diameter (130 %) (Table. 5.3a). The same tendency was observed for the large macro-aggregates (Table 3b), but the only difference was that the crushing effect was greater when these large macro-aggregates were crushed to < 2 mm than to < 0.25 mm. Crushing small macro-aggregates (0.25–2 mm) to a size < 0.25 mm had a smaller effect than crushing large macro-aggregates (2–8 mm) to < 0.25 mm, which also had a smaller effect than crushing large aggregates (>10 mm) to < 0.25 mm (Table. 5.3). The same trends were observed when aggregates of different sizes were ground to < 0.05 mm.

Table 5.2 : Mean slopes of linear regression by data pair depending on incubation time. RR is the ratio of crushed aggregate cumulative mineralization relative to intact aggregates. Values are means \pm standard error.

Publications	Time1 (Days)	Time 2 (Days)	RR- Time1	RR-Time 2	Slope
Chevallier et al., 2004	21	325	1.62 \pm 0.33	1.28 \pm 0.28	-0.0013 \pm 0.0034
Yang et al., 2020	28	76	1.1 \pm 0.16	1.06 \pm 0.17	-0.0011 \pm 0.002
Bischoff et al., 2017	28	401	1.01 \pm 0.07	0.95 \pm 0.09	-0.00013 \pm 0.0002
Curtin et al., 2014	15	100	1.03 \pm 0.11	1.02 \pm 0.07	- 0.00014 \pm 0.07
Curtin et al., 2014	14	68	1.03 \pm 0.03	0.98 \pm 0.04	- 0.001 \pm 0.0002
Oorts et al., 2006	40	168	1.66 \pm 0.65	1.28 \pm 0.44	-0.0026 \pm 0.0021
D'Angelo et al., 2009	28	75	1.53 \pm 0.09	1.47 \pm 0.18	-0.0012 \pm 0.002

5.3.4 Relationship between crushing effect and soil characteristics

5.3.4.1 Soil pH, carbon and clay content

We explored whether the variation in the crushing effect could be explained by soil characteristics, for all aggregates sizes and crushing intensities combined. There were significant correlations between the crushing effect and organic carbon content, clay content and soil pH ($p < 0.05$, Fig. 5.3): positive correlations with soil pH ($R^2 = 0.14$; $p = 0.023$) and clay content ($R^2 = 0.032$; $p = 0.028$), while soil organic carbon content ($R^2 = 0.043$; $p = 0.011$) was negatively correlated. However, each variable explained a very small proportion of the variance of the crushing effect. These relationships were similar for temperate and tropical soils with a large dispersion of data along the regression line (Supplementary data Fig. S5.2).

Furthermore, we were unable to establish a relationship for Mediterranean and boreal soils because we had very few data that came from the same study (Table. 5.1).

We investigated the interaction of these different soil characteristics with the crushing effect. The interaction was only significant between soil pH and soil clay content ($p < 0.05$, see supplementary data Fig. S5.3 and Table. S5.1).

5.3.4.2 Soil texture classes

Soil texture classes affected significantly the crushing effect on carbon mineralization ($p < 0.0001$, Fig. 4a). Coarse textured showed a lower crushing effect (0.13 ± 0.04 CI 95 %) than medium textured soils (0.31 ± 0.09 CI 95 %) and fine textured soils (0.34 ± 0.08 CI 95 %). Aggregate crushing stimulated + 40 %, +36 % and + 14 % carbon mineralization on fine, medium and coarse textured soils respectively.

Table 5.3 : Meta-estimates of the crushing effect according to initial size and crushing intensity: a) large aggregates (>10mm), b) large macro-aggregates (2-8mm), c) small macro-aggregates (0.25-2mm) and d) micro-aggregates (0.25-0.05mm). Sample size is indicated by 'N', meta-estimates of crushing effect (LnRR) are also reported as percentage change in carbon mineralization (% Change) with 95% confidence intervals (lower and upper). P-values are bolded when significant and the I² represents the level of heterogeneity between studies.

a) Large Aggregates (> 10mm)								
Variables	Size (mm)	N	LnRR	% Change	Low CI	Uper CI	I ² (%)	P-value
Studies		26	0.50	65	0.37	0.62	98.2	<0.0001
	> 2	6	0.34	40	0.17	0.51	93.7	
	< 2	4	0.46	58	-0.08	1.01	99.7	
Crushed to	< 0.25	14	0.48	62	0.06	0.65	99.1	<0.0001
	< 0.05	4	0.83	130	0.09	1.58	99.7	
b) Large Macro-aggregates (2-8 mm)								
Variables	Size (mm)	N	LnRR	% Change	Low CI	Uper CI	I ² (%)	P-value
Studies		43	0.32	38	0.22	0.43	99	<0.0001
	> 2	9	0.03	3	-0.03	0.09	94.1	
Crushed to	< 2	7	0.48	62	0.06	0.89	99.1	<0.0001
	< 0.25	23	0.28	32	0.20	0.36	99.0	
	< 0.05	5	0.85	133	0.38	1.32	98.8	
c) Small Macro-aggregates (0.25-2 mm)								
Variables	Size (mm)	N	LnRR	% Change	Low CI	Uper CI	I ² (%)	P-value
Studies	< 0.25	85	0.13	14	0.10	0.15	87.8	<0.01
d) Micro-aggregates (< 0.25 mm)								
Variables	Size (mm)	N	LnRR	% Change	Low CI	Uper CI	I ² (%)	P-value
Crushed to	<0.05mm	8	0.43	54	0.15	0.71	98.8	0.052

5.3.4.3 Land use and tillage practices

Crushing effect (LnRR) on carbon mineralization was not significantly affected by land use ($p > 0.05$, Fig. 5.4c). The mean crushing effect of cropland, grassland, fallow soil was 0.28 (95 % CI from 0.21 to 0.34), 0.31 (95 % CI from 0.19 to 0.43), 0.19 (95 % CI from 0.10 to 0.29) respectively (Fig. 5.4b). Crushing aggregates stimulated carbon mineralization of cropland, grassland and fallow land by $+ 32 \pm 7 \%$, $+36 \pm 13 \%$ and $+ 21 \pm 11 \%$ respectively.

The meta-estimation of mean crushing effect on carbon mineralization relative to tillage practices, were 0.27 (95 % CI from 0.16 to 0.38) for tilled soils and 0.22 (95 % CI from 0.13 to 0.31) for no-till. Crushing aggregates stimulated carbon mineralization by $+ 30 \pm 11 \%$ relative to intact aggregates in conventionally tilled soils, and $+ 25 \pm 9 \%$ carbon mineralization in no-till soils. No-tillage did not induce significantly greater crushing effect in the aggregates than conventional tillage ($p > 0.05$; $Q_M = 0.54$; Fig. 5.4d).

5.4 Discussion

5.4.1 Crushing soil aggregates stimulates carbon mineralization

We observed that crushing aggregates increased cumulative carbon mineralization independent of their initial size. The differences between cumulative amount of CO_2 evolved from intact and crushed aggregates can be interpreted as the result of the mineralization of a previously protected pool of labile organic carbon (Hassink et al., 1993). This physically protected SOC represented an average of 31 % of total mineralized SOC after crushing (varying from 25 to 38 % of total mineralized SOC). Balesdent et al. (2000), earlier showed that the crushing macroaggregates to micro-aggregates ($<0.15 \pm 0.30$ mm) generally causes an increase in C and N mineralization in soil. However, some studies showed no such effect of crushing (Goebel et al., 2009, Plante et al., 2009). Plante et al. (2009) suspected that the disruption treatments used in their experiments (crushing of 2–4 mm aggregates to < 0.5 mm) was insufficient to release large amounts of physically protected soil organic carbon for decomposition, and that SOC was preferentially protected in micro-aggregates which were not destroyed in their treatment.

Our hypothesis that crushing aggregates stimulates carbon mineralization relative to intact aggregates was therefore confirmed. However, it may be noted that after crushing, the mineralization is most often measured within a few weeks. Indeed, in this study, we presented results obtained between 2 and 4 weeks. Crushing tests cannot quantify all the organic carbon physically protected but only its very labile part. This physically protected SOC represented in

average 0.83 % total SOC (95 % CI from 0.65 to 1.01 % SOC; $p < 0.0001$; Table. S5.2) in the studies analyzed here. Physically protected SOC is usually estimated from fractionation of soil aggregates. For example, the organic carbon localized in microaggregates within stable macroaggregates represented in average 31 % of total SOC for three soils under different tillage regimes (Denef et al., 2004). The organic carbon localized within stable silt-size microaggregates represented 44 % of total SOC (Virto et al., 2008). The amount of protected SOC estimated by the crushing test is hence much less than the amount of SOC measured inside the aggregates by aggregate fractionation methods. The rather short incubations associated with crushing tests do not allow the mineralization of all the SOC situated inside aggregates.

5.4.2 Aggregates size and crushing intensity affect carbon mineralization

We hypothesized that both initial aggregate size and crushing intensity would affect the crushing effect. It is known that different aggregate sizes contain organic carbon with different residence times: the larger the aggregate size the smaller the residence time of carbon (Six and Jastrow, 2002). This may be due to both the differing nature and intrinsic decomposability of the organic carbon contained in aggregates of different sizes (large aggregates contain larger particulate organic matter, which is more decomposable) and to the extent of protection of SOC in the different aggregate size classes (both the extent of physical protection and protection by interaction with minerals being considered to be more important as aggregate sizes decrease). On average, crushing large aggregates (>10 mm) stimulated soil carbon mineralization by + 65 %, whereas crushing large macro-aggregates (2–8 mm), small macro-aggregates (0.25–2 mm) and micro-aggregates (<0.25 mm) stimulated soil carbon mineralization by + 38 %, +14 % and + 54 % respectively. We infer that large aggregates contained more labile and protected SOC than macro and micro-aggregates. It has been demonstrated, in a number of studies, that the larger the aggregates the younger is the organic matter it contains (Puget et al., 1995, Angers and Giroux, 1996, Six et al., 2006). Large aggregates compared to smaller aggregates could contain coarser POM. Crushing reduces the size of the POM included in the large aggregates (Chevallier et al. 2011). This reduction of POM size could increase their accessibility and decomposition (Angers and Recous, 1997). Crushing large aggregates, which contain both macro and micro-aggregates, to fine sizes could also deprotect the carbon in both macro and micro-aggregates.

However, crushing microaggregates tended to stimulate carbon mineralization more than crushing macroaggregates (large and small). The strong stimulation of carbon mineralization

after micro-aggregates crushing could be explained by a high concentration of carbon and microorganisms in the microaggregates compared to macroaggregates (Rabbi et al. 2016). Crushing the micro-aggregates removes the physical barriers between the bacteria and the carbon substrates and also improves oxygenation in the micro-aggregates allowing decomposers to be more active (Young and Ritz, 2000). Angers and Recous, 1997, Six and Jastrow, 2002, Besnard et al., 1996 demonstrated the stronger protection of organic carbon by micro-aggregates in comparison to macro-aggregates, that supports our results.

In this meta-analysis we also found that for defined initial aggregate size, the crushing effect depended on the final aggregate size after crushing, i.e., on the crushing intensity as shown for large aggregates (Table 3a) and large macro aggregates (Table. 5.3b). In general, the destruction of aggregates to < 0.05 mm had a greater crushing effect than the destruction of aggregates to > 2 mm, < 2 mm and < 0.25 mm regardless of the initial aggregate size (Table 3). These results confirm that macroaggregates (> 0.25 mm) are less protective of organic carbon than microaggregates (< 0.25 mm). Some studies have shown that finely ground aggregates induced higher carbon mineralization (Powlson, 1980, Sørensen, 1983). There are some reasons that explain the effect of fine crushing on increasing carbon mineralization.

One hypothesis is that crushing the aggregates finely could lead to a physical breakdown of the particulate organic matter (POM) contained in the soil. This breakdown would increase the surface area of contact between the substrate, i.e., POM, and the soil microorganisms and then promote carbon mineralization during the incubation as shown by Angers and Recous (1997). This effect is especially important on large aggregates which probably contain more POM than macro and micro-aggregates.

The POM breakdown may not be the only factor explaining these results. Chevallier et al. (2011) have shown that adding plant residues increased the cumulative carbon mineralization, but grinding these plant residues to $200 \mu\text{m}$ did not increase the amounts of cumulative carbon mineralized. However, their study did not precisely assess the effect of residue grinding to finer sizes than $200 \mu\text{m}$ on carbon mineralization. Furthermore, the effect of reducing plant residues size probably depends on the residue quality, nitrogen availability and soil texture, as shown by Bossuyt et al. (2002).

Finally, the increase in carbon mineralization by finely crushing aggregates could also be explained by increased oxygen aeration (McLaren and Cameron, 1996).

5.4.3 Relationship between soil characteristics and crushing effect on carbon mineralization

The crushing effect was significantly but only weakly correlated to the investigated soil characteristics. It was positively correlated with the soil texture, the crushing effect being higher for fine and medium textured soils compared to coarse textured soils (Fig. 4a). Fine and medium textured soils are richer in clay (20–60 %) compared to coarse textured soils (2–5 %) (USDA). Some studies (Degens and Sparling, 1995, Goebel et al., 2009, Zhang et al., 2020a) have suggested that clay-rich soils have a greater potential to release substrates after physical disturbance than coarser textured soils. Hassink (1992) observed that the increase in carbon and nitrogen mineralization after fine sieving was generally larger in loams and clays than in sandy soils which supports our results. Two reasons may explain that soils with fine texture physically protect more organic matter: the volume of fine-sized pores in which organic matter can be located and inaccessible to microorganisms or not well aerated increases with clay content (Hassink, 1992) and aggregate stability determining the life expectancy of protective sites. Indeed, sandy soils tend to have low aggregate stability compared with clayey ones, as sand particles interact much less with mineral and organic particles than clays (Bazzoffi et al., 1995).

Soil pH was weakly and positively correlated with the crushing effect (LnRR). A higher pH usually indicates the presence of Ca^{2+} ions on the exchange complex and above pH 7, possibly of CaCO_3 . It is widely accepted that Ca^{2+} and the presence of carbonates have a significant positive effect on aggregation and soil structural stability and therefore, indirectly influence the occlusion of SOC within stable aggregates and the persistence of these aggregates (Peterson, 1947; Martin et al., 1955; Bazzoffi et al., 1995; Fernández-Ugalde et al., 2014, Rowley et al., 2017). Other drivers influence aggregation and likely the SOC protection inside aggregates. For example, aggregation in tropical soils is mainly related to iron and aluminium oxides (Barthès et al., 2008). However, the information provided on soils in the collected articles did not allow to examine whether there was a correlation between iron and aluminium oxides and the crushing effect.

Carbon content was weakly and negatively linearly correlated with the crushing effect on carbon mineralization, but this correlation was significant only in temperate soils (Fig. S5.2).

This result indicates that as soil organic carbon contents increase, the crushing effect is reduced. This result contradicts our hypothesis. Indeed, as high SOC content promotes aggregation and aggregate stability, we expected that the crushing effect would increase with SOC content as observed for example by Razafimbelo et al. (2013) for macro-aggregates from Malagasy clay-rich tropical soils. Our finding may indicate that soils richer in SOC are in particular richer in free POM, i.e., a fraction that is not physically protected, or richer in mineral associated SOC, i.e., that is stabilized by another process than physical protection. (Cambardella and Elliot, 1992; Elliot et al., 1994; Bayer et al., 2001; Salvo et al., 2010).

5.4.4 Land use and tillage did not significantly affect carbon mineralization within aggregates.

Contrary to our hypothesis and previous results by Balesdent et al. (2000), the crushing effect was not significantly affected by the land use (Fig. 5.4c). Contrary to our expectations, the crushing effect was also not influenced by tillage practices (Fig. 5.4d). Indeed, we hypothesized the crushing effect to be higher in no-till soils that are considered to physically protect higher amounts of SOC compared to tilled soils, and Beare et al. (1994a) found that more C was released from a no-till soil upon a crushing test, compared to its tilled counterpart. There are a few possible explanations for this absence of effects: (i) only a limited number of studies compared tillage and no-tillage or (ii) the soil physico-chemical characteristics (carbonate content, clay content, Fe-Al minerals content) are factors that influence the process of aggregation more than land use, or (iii) the physical protection is removed during sample preparation (preparation by dry or wet sieving), or (iv) the additional SOC in no-till compared to tillage is not protected in the aggregates, but rather corresponds to free POM (Salvo et al., 2010), or (v) the additional SOC in no-till compared to tilled or in forest and grassland compared to cropland can only mineralize very slowly even if freed from aggregates because of other stabilization processes, so that the duration of the incubations is too short to target it, as previously mentioned.

5.5 Conclusion

While crushing tests have been used for decades to demonstrate or quantify the occurrence of physical protection in soils, no synthesis was available on their outputs. Through this meta-analysis, we evaluated the impact of aggregate crushing on carbon mineralization in incubation experiments. We found that, on average, soil aggregates crushing increased soil carbon mineralization compared to intact aggregates. This confirmed the role of soil structure

in protecting SOC from biodegradation, since carbon mineralization was enhanced when soil structure is disrupted, and confirmed that physical protection is more important at fine scales of soil organization, i.e. within microaggregates. Crushing tests are commonly used to quantify the importance of physical protection of soil organic matter. Indeed, it is relatively easy to implement in the laboratory, and our study confirms that the results of crushing tests are influenced by expected drivers of physical protection (soil texture, pH), which sustains their use. However, contrary to our expectations that more organic carbon would be being physically protected in situations associated with little soil disturbance (no-till, permanent grasslands and forest) than in situations with soil disturbance, our meta-analysis revealed no difference. This lack of difference remains to be explained. Furthermore, as most of crushing tests are associated with short incubations, crushing tests are limited to quantify physically protected labile organic carbon, i.e., decomposable in a few weeks. Organic carbon that has longer residence times because of other processes will not be detected. Even if this simple crushing method was successfully used to estimate physically protected SOC, this meta-analysis showed that the size of the intact and crushed aggregates varied considerably across studies, as well as incubation conditions. These diverse experimental protocols led to contrasting results and indicate the need to standardize the aggregate destruction and incubation procedure (aggregate size, moisture, incubation length etc.) in order to be able to compare results and to understand the drivers of SOC physical protection better.

5.6 Supplementary data

Fig. S5.1 Funnel plot representing the publications bias of paired observations. Each point represents one paired observation with its standard error and effect size.

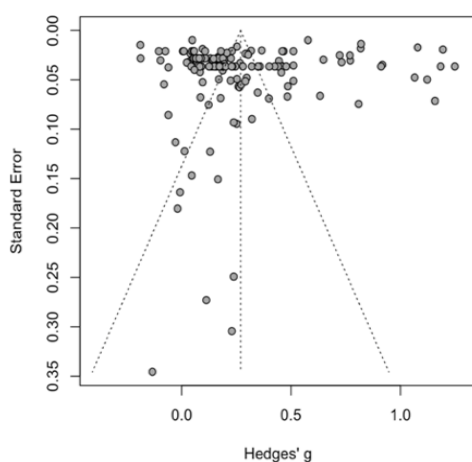


Fig. S5.2 Relationship between crushing effect (LnRR) of cumulative CO₂ emission and **(a)** Carbon content; **(b)** Clay content and **(c)** pH by linear regression in different climate condition (Temperate vs. Tropical). Each symbol represents an observation. A significant p-value (<0.05) indicates that part of the total heterogeneity can be explained by these variables

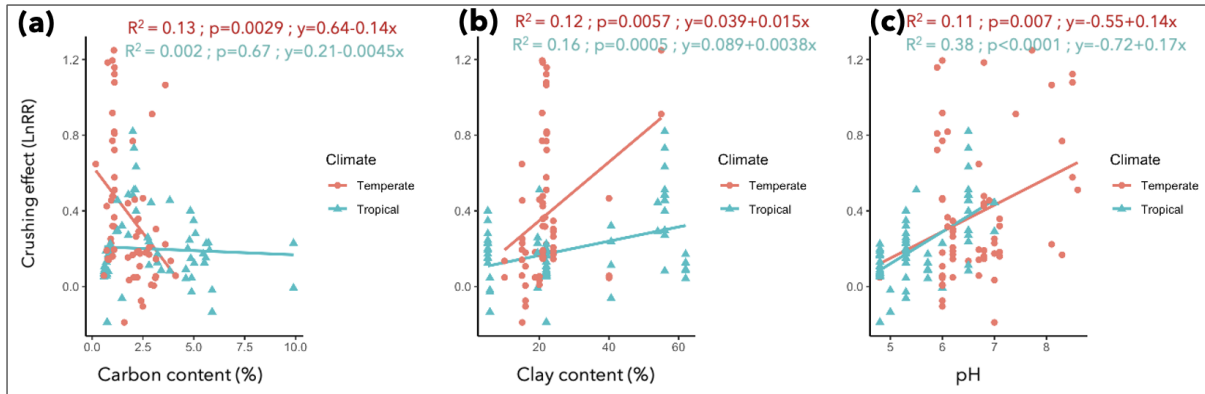


Fig. S5.3 Graphical representation of the effects of the linear model with interaction between **(a)** clay content and pH, **(b)** carbon content and pH and **(c)** clay content with carbon content on the crushing effect.

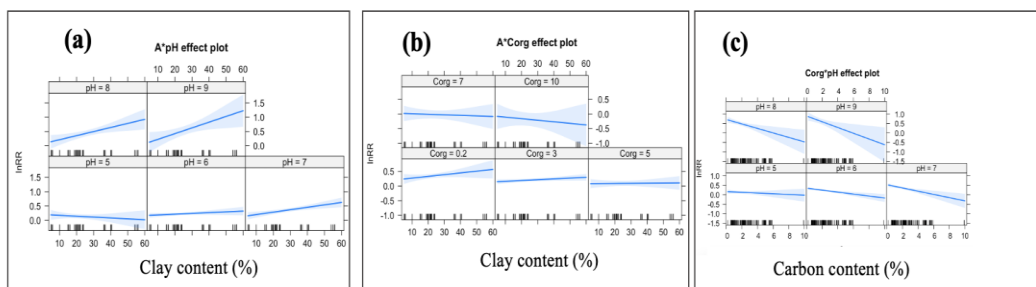


Table. S5.1 Interaction analysis result between soil characteristics (clay content, pH and carbon content) and the crushing effect.

Significant codes : 0 '***' 0.001 '**' 0.01 '*' 0.05 '.' 0.1 ' ' 1

	Estimate	Std. Error.	t value	Pr(> t)
(Intercept).	-0.0040482	0.0821559	-0.049	0.9608
Clay*Carbon	-0.0040844	0.0025773	-1.585	0.1152
Clay*pH	0.0024122	0.0005249	4.595	9.31e-06 ***
Carbon*pH	0.0074188	0.0040568	1.829	0.0695
Clay*Carbon*pH	0.0000369	0.0004903	0.075	0.9401

Fig. S5.4 The crushing effect (LnRR) of cumulative CO₂ emission (mean ± 95% CI, CI is confidence interval) in **(a)** tillage vs no-tillage practices from 7 studies; **(b)** climate condition and land use sand vs no sand in incubation experiments. The crushing effect is statistically significant if the 95% CI of the effect size does not overlap with the zero line. LnRR > 0 represents a positive effect, while LnRR < 0 indicates a negative effect.

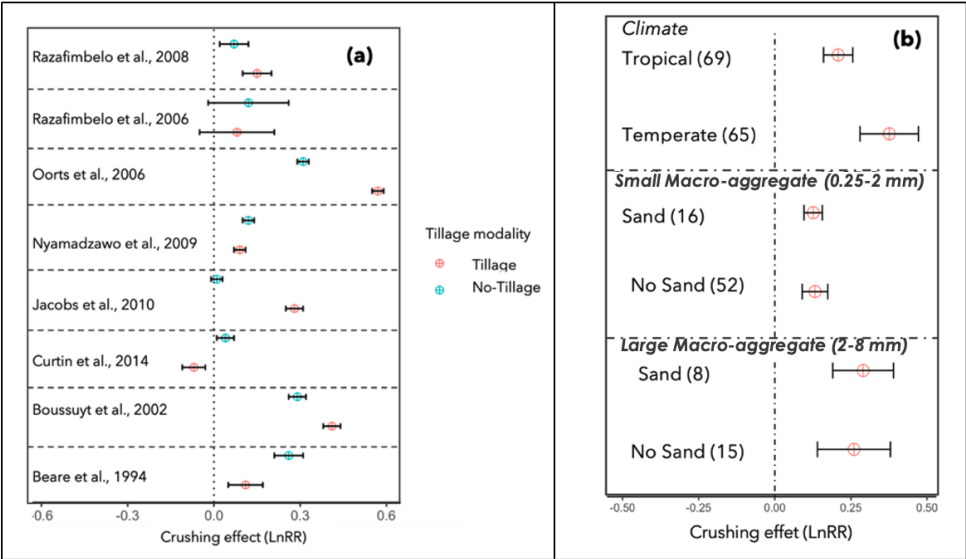


Fig. S5.5 Impact of aggregates separation method (dry sieving vs. wet sieving) on the crushing effect of cumulative CO₂ emission (mean ± 95% CI, CI is confidence interval) when Large macro-aggregate (LM) and Small macro-aggregate (SM) were crushed into micro-aggregates. The crushing effect is statistically significant if the 95% CI of the effect size does not overlap with the zero line. LnRR > 0 represents a positive effect, while LnRR < 0 indicates a negative effect.

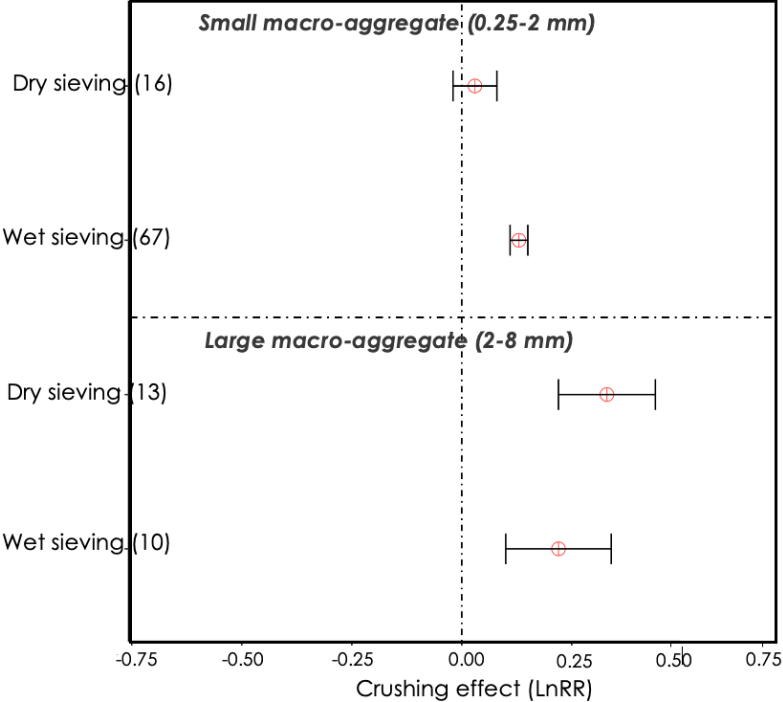


Table. S5.2 Meta-estimation of the percentage of total soil organic carbon (%TOC) mineralized following the crushing effect in selected studies. CI is confidence interval.

Number of studies combined: k = 165																															
<table border="0" style="width: 100%;"> <tr> <td style="text-align: center;">%TOC</td> <td style="text-align: center;">95%-CI</td> <td style="text-align: center;">t</td> <td style="text-align: center;">p-value</td> <td colspan="4"></td> </tr> <tr> <td>Random effects model</td> <td>0.8301 [0.6475; 1.0127]</td> <td>8.98</td> <td>< 0.0001</td> <td colspan="4"></td> </tr> <tr> <td>Prediction interval</td> <td colspan="7">[-1.4584; 3.1186]</td> </tr> </table>								%TOC	95%-CI	t	p-value					Random effects model	0.8301 [0.6475; 1.0127]	8.98	< 0.0001					Prediction interval	[-1.4584; 3.1186]						
%TOC	95%-CI	t	p-value																												
Random effects model	0.8301 [0.6475; 1.0127]	8.98	< 0.0001																												
Prediction interval	[-1.4584; 3.1186]																														
Quantifying heterogeneity:																															
tau ² = 1.3346 [1.1074; 1.7519]; tau = 1.1552 [1.0523; 1.3236]																															
I ² = 100.0%; H = 191.82 [191.25; 192.39]																															
Test of heterogeneity:																															
Q d.f. p-value																															
6034346.74 164 0																															
Results for subgroups (random effects model)																															
	k	%TOC	95%-CI	tau ²	tau	Q	I ²																								
Jacobs et al., 2010	4	0.3416	[-0.5637; 1.2469]	0.3218	0.5673	533.55	99.4%																								
Chevalier et al., 2011	2	4.8009	[-8.6373; 18.2391]	1.5365	1.2396	2.67	62.6%																								
Gupta et Germida., 1988	2	0.1331	[-0.5987; 0.8649]	0.0058	0.0764	8.29	87.9%																								
Elliott., 1986	2	0.2722	[-0.5405; 1.0849]	0.0074	0.0859	10.23	90.2%																								
Oorts et al., 2006	12	0.6184	[0.3435; 0.8934]	0.1858	0.4310	4375.25	99.7%																								
Bischoff et al., 2017	8	0.0044	[-0.0092; 0.0180]	0	0	5.07	0.0%																								
Yang et al., 2020	12	0.0269	[-0.0085; 0.0624]	0.0025	0.0504	95.92	88.5%																								
Pulleman et Marinissen., 2004	8	2.2250	[0.9740; 3.4760]	2.2074	1.4857	1244835.51	100.0%																								
Razafimbelo et al., 2006	2	0.2578	[-1.3257; 1.8413]	0.0249	0.1577	4.86	79.4%																								
Razafimbelo et al., 2008	4	0.0970	[0.0197; 0.1743]	0.0016	0.0395	8.86	66.1%																								
Beare et al., 1994	8	1.8684	[1.0406; 2.6962]	0.5403	0.7350	15.05	53.5%																								
Nyamadzawo et al., 2009	24	2.1969	[1.4693; 2.9244]	2.9681	1.7228	85356.33	100.0%																								
Aoyama et al.,1999	8	0.6238	[0.4462; 0.8014]	0.0373	0.1930	61.15	88.6%																								
Chevalier et al., 2004	12	1.3039	[0.9038; 1.7041]	0.3428	0.5855	35762.36	100.0%																								
Wang et al., 2014	4	0.2497	[-0.3880; 0.8873]	0.1602	0.4002	1357.43	99.8%																								
Bossuyt et al., 2002	12	0.1516	[0.0727; 0.2304]	0.0146	0.1209	211.92	94.8%																								
GIJSMAN et al., 1998	12	0.3196	[-0.2219; 0.4172]	0.0228	0.1511	324.73	96.6%																								
Curtin et al., 2014	11	0.1021	[-0.0316; 0.2358]	0.0388	0.1970	495.23	98.0%																								
D'Angelo et al., 2009	1	0.5353	[0.4799; 0.5907]	--	--	0.00	--																								
POWLSON., 1980	2	0.8171	[0.1726; 1.4615]	0.0043	0.0659	6.43	84.5%																								
Razafimbelo et al., 2013	15	0.4330	[0.3487; 0.5172]	0.0169	0.1300	61.68	77.3%																								

Chapitre 6- Les sols stockant du carbone sont-ils plus sensibles au changement climatique ?

Chapter 6- Are carbon-storing soils more sensitive to climate change?

6 Are carbon-storing soils more sensitive to climate change? A laboratory evaluation for agricultural temperate soils

Tchodjowiè P. I. Kpemoua*^{1,3}, Sarah Leclerc¹, Pierre Barré², Sabine Houot¹, Valérie Pouteau¹, Cédric Plessis¹, Claire Chenu¹

¹ UMR Ecosys, INRAE, AgroParisTech, Université Paris-Saclay, Thiverval Grignon, 78850, France

² Laboratoire de Géologie, UMR 8538, Ecole Normale Supérieure, PSL Research University, CNRS, Paris 75005, France

³ Agence de la Transition Écologique, ADEME, 49004 Angers, France

Résumé

Une diversité de pratiques agroécologiques permet d'augmenter les stocks de carbone organique du sol (COS). Bien que cela soit très positif en termes d'atténuation du changement climatique et de santé des sols, la permanence de ce stockage additionnel de COS peut être remise en question, en particulier dans un contexte de changement climatique. On s'attend à une augmentation des températures, à une accentuation de l'évaporation de l'eau terrestre et à une augmentation de la teneur en humidité de l'atmosphère, ce qui entraînera des sécheresses plus fréquentes et des événements de fortes précipitations. Comprendre la dynamique du COS, en particulier dans les sols stockant du carbone, et évaluer la sensibilité de la minéralisation du carbone à ces événements climatiques est nécessaire pour anticiper les pertes futures de carbone dans les écosystèmes terrestres dans le contexte du changement climatique. Ainsi, nous avons évalué la sensibilité de la minéralisation du COS à l'augmentation de la température, à la diminution de l'humidité du sol et aux cycles de séchage et de réhumidification en utilisant des sols provenant d'expériences de terrain de longue durée où les pratiques agroécologiques mises en œuvre ont conduit au stockage du COS, et nous les avons comparés à des sols provenant de pratiques de référence. Nous avons réalisé une expérience d'incubation sur des échantillons de sol de surface (0-30 cm) provenant de luvisols tempérés qui ont été soumis pendant 20 ans à l'agriculture de conservation (CA), à l'agriculture biologique (ORG) et à l'agriculture conventionnelle (CON-LC) dans l'expérience de La Cage, et à des applications de produits résiduels organiques (PRO) dans l'expérience QualiAgro, dont les composts de biodéchets (BIOW), les composts d'ordures ménagères résiduelles (MSW), le

fumier de ferme (FYM) et l'agriculture conventionnelle sans apports organiques (CON-QA). Les échantillons de sol ont été incubés au laboratoire pendant 3 mois sous différentes conditions de température (20, 28 et 35°C) ou sous différentes conditions d'humidité (potentiel matriciel : pF1.5 (WET) ; 2.5 (MWET) et 4.2 (DRY)) ou sous plusieurs cycles sec (pF4.2)-humide (pF1.5) (DWC). Les résultats montrent que, quelles que soient les pratiques agricoles, le régime d'humidité du sol et la température affectent significativement la minéralisation du COS. Globalement, les cycles secs-humides n'ont pas stimulé la minéralisation du carbone du sol par rapport aux contrôles humides (pF1.5 et pF2.5). Quel que soit le régime d'humidité du sol, quelle que soit la température, la minéralisation spécifique du carbone était similaire entre les pratiques agricoles dans l'expérience de La Cage (ORG=CA=CON), tandis que dans l'expérience QualiAgro, la minéralisation spécifique du carbone était plus faible dans les sols recevant des produits résiduaux organiques par rapport au sol de référence (CON-QA > MSW=FYM=BIOW). Ces résultats suggèrent une forte stabilisation du carbone par les produits résiduaux organiques dans les sols. Dans chaque expérience de longue durée, nous n'avons observé aucune différence significative entre les sols stockant du carbone (CA, ORG, MSW, FYM et BIOW) et leurs sols de référence respectifs (CON-LC et CON-QA) dans la proportion de COS additionnel minéralisé quel que soit le régime d'humidité du sol. Le Q_{10} a également indiqué que le COS stocké dans les sols recevant de l'OWP (BIOW, FYM et MSW) avait la même sensibilité de minéralisation du COS à la température que leur pratique de référence (CON-QA), tout comme CA et ORG avec leur pratique de référence (CON-LC). Ces résultats indiquent que les sols stockant le carbone ont une sensibilité similaire au régime d'humidité du sol et à la température que les sols de référence. Par conséquent, la mise en œuvre de ces pratiques agroécologiques semble bénéfique pour l'atténuation au changement climatique, même dans le contexte d'événements climatiques extrêmes.

Mots clés : Minéralisation du carbone, pratiques agroécologiques, produits résiduaux organiques, changement climatique, sensibilité.

Abstract

A range of agroecological practices allow to increase soil organic carbon (SOC) stocks. While it is very positive in terms climate change mitigation and soil health, the permanence of this additional SOC storage can be questioned, in particular in a climate change context. Increased temperatures, accentuated evaporation of terrestrial water and increased atmosphere moisture content are anticipated, resulting in more frequent droughts and heavy precipitation events. Understanding the SOC dynamics, especially in carbon-storing soils, and assessing the sensitivity of carbon mineralization to these climatic events is necessary to

anticipate future carbon losses in terrestrial ecosystems under climate change. Thus, we evaluated the sensitivity of SOC mineralization to increased temperature, decreased soil moisture and drying-rewetting cycles using soils from long-term field experiments where the agroecological practices implemented have led to SOC storage, and we compared them to soils from baseline practices. We performed an incubation experiment on topsoil (0-30cm) samples from temperate luvisols that had been under 20 years under conservation agriculture (CA), organic agriculture (ORG) and conventional agriculture (CON-LC) in La Cage experiment, and under organic waste product (OWP) applications in QualiAgro experiment, including biowaste composts (BIOW), residual municipal solid waste composts (MSW), farmyard manure (FYM) and conventional agriculture without organic inputs (CON-QA). Soil samples were incubated in the lab for 3 months under different temperature conditions (20, 28 and 35°C) or under different moisture conditions (matric potential: pF1.5 (WET); 2.5 (MWET) and 4.2 (DRY)) or under several dry (pF4.2)-wet (pF1.5) cycles (DWC). The results shown that, whatever the agricultural practices, soil moisture regime and temperature significantly affect the SOC mineralization. Overall, the dry-wet cycles did not stimulate soil carbon mineralization relative to wet controls (pF1.5 and pF2.5). Whatever the soil moisture regime, whatever the temperature, specific carbon mineralization was similar between agricultural practices in La Cage experiment (ORG=CA=CON), while in QualiAgro experiment, specific carbon mineralization was lower in soils receiving organic waste products compared to the baseline soil (CON-QA > MSW=FYM=BIOW). These results suggest a strong carbon stabilization by organic waste products in soils. Within each long-term experiment, we observed no significant difference between the carbon-storing soils (CA, ORG, MSW, FYM and BIOW) and their respective baseline soils (CON-LC and CON-QA) in the proportion of extra SOC mineralized whatever the soil moisture regime. The Q_{10} also indicated that the SOC stored in soils receiving OWP (BIOW, FYM, and MSW) had the same sensitivity of SOC mineralization to temperature as their baseline practice (CON-QA), as did CA and ORG with their baseline practice (CON-LC). These results indicate that the carbon-storing soils had a similar sensitivity to the soil moisture regime and temperature as the baseline ones. Hence, the implementation of these agroecological practices appears beneficial for climate change mitigation, even in the context of extreme climatic events.

Keyword: Carbon mineralization, agroecological practices, organic waste product, climate change, sensitivity

6.1 Introduction

The 4p1000 initiative encourages the establishment of agricultural practices that increase and/or preserve soil carbon stocks (www.4p1000.org). At the field scale, changes in soil organic carbon (SOC) stocks result from an imbalance between carbon inputs (crop residues, litterfall, root exudates, exogenous organic matter application, etc.) and carbon outputs due to SOC mineralization, leaching or erosion (Lal, 2018). Although some agricultural practices may reduce mineralization rates (e.g., reduced tillage, see Haddaway et al., 2017), it is generally agreed that the most efficient way to increase SOC stocks is to increase carbon inputs (e.g., Virto et al., 2012; Autret et al., 2016; Fujisaki et al., 2018b). This can be achieved by increasing field biomass production and residue return (e.g., cover crops, Poeplau & Don, 2015; Autret et al., 2016), or by mobilizing and spreading external carbon resources such as organic waste products (OWP) (Peltre et al., 2012; Paetsch et al., 2016). The implementation of agroecological practices that increase carbon inputs and/or reduce carbon outputs (e.g., conservation agriculture, organic agriculture, OWP application) generally result to additional carbon storage (Peltre et al., 2012; Autret et al., 2016; Paetsch et al., 2016; Pellerin et al., 2019). However, the question is whether the adoption of these agroecological practices would still be beneficial for carbon sequestration in a warmer, drier, wetter climate or with intense dry-wet cycles? In addition, we used the expression "carbon storing soils" in this study to refer to agroecological practices that resulted in additional carbon storage.

It is widely recognized that climate change affects carbon mineralization in soils. Climate change is leading to an overall temperature increase, as well as increases in the frequency and intensity of extreme climatic events such as droughts, heavy precipitation, fires, or freeze-thaw alternations (Shukla et al., 2019). There is also an increase in the evaporation of terrestrial water and an increase in the moisture level in the atmosphere, leading to frequent cycles of drought and heavy rainfall events (Dai, 2013, Donat et al., 2016). Overall, these climatic events could have positive or negative impacts on CO₂ emissions into the atmosphere by affecting ecological processes which control the dynamics of organic carbon in agricultural soils. The existence of this important feedback effect has prompted several studies of how climate change affects the kinetics of SOC mineralization and the emission of CO₂ from soils (Kirschbaum, 2000; Smith et al., 2008). For example, increased soil temperature is known to accelerate SOC decomposition because temperature-dependent reactions performed by microorganisms (Davidson and Janssens, 2006) result in more rapid CO₂ emissions from soil to the atmosphere (Trumbore and Czimczik, 2008; Karhu et al., 2014). Soil moisture can have a great impact on SOC decomposition by affecting the oxygen diffusion into the soil and the

substrate availability for soil microorganisms (Linn and Doran, 1984; Suseela et al., 2012; Moyano et al., 2013; Wang et al., 2014a; Zhou et al., 2014; Sierra et al., 2015). With climate change, it is expected that dry-wet cycles will increasingly occur across the globe. Droughts would tend to decrease biological activity, but the subsequent precipitation would lead to "pulses" of CO₂ emissions to the atmosphere (Birch, 1958). Understanding the effects of temperature and soil moisture regime on SOC dynamics, especially in carbon-storing soils, and assessing the sensitivity of carbon mineralization to these climatic events is necessary to anticipate future carbon losses in terrestrial ecosystems under climate change.

Conant et al. (2011) define temperature sensitivity as the rate of a process (decomposition, desorption) at a given temperature compared to a control temperature. Temperature sensitivity, determined by Q_{10} , represents a proportional increase (or decrease) in SOC mineralization for a temperature increase of a 10 °C rise (Kirschbaum, 1995). The Q_{10} is an important parameter for predicting the fates of SOC under warmer climate (Kan et al., 2020). Findings of other studies showed that Q_{10} values varied largely across the range of temperatures (Ghosh et al., 2016, Ghosh et al., 2018). Contrary to temperature, there is no standardized parameter to assess the sensitivity of carbon mineralization to soil moisture regime. In this study, we defined moisture sensitivity as the proportional response of soil microbial respiration (SOC mineralization) of soils exposed to different moisture levels relative to a control moisture. In addition to climatic factors, the quality of soil organic matter should also affect the rate of decomposition (Guntiñas et al., 2013). In soils formed under similar climates and from similar parent material, the quality of the organic matter depends on the vegetation cover, the quality of external organic input and the type of use and management to which the soil is subjected. So, the implementation of agroecological practices including conservation agriculture, organic agriculture and organic waste products application (composts, manure) affects the quality of organic matter in soils.

No-tillage and crop rotation types under conservation agriculture affect the distribution of carbon in soil fractions (Zhang et al., 2020b). Some research suggests that additional C from increased residue inputs accumulates mostly in particulate organic matter (POM) fractions that are easily mineralized and only small gains occur in the resistant C pool (Bhattacharyya et al., 2011; Mitchell et al., 2018). Long-term organic waste supply significantly increased the POM fraction (Peltre et al., 2012; Paetsch et al., 2016). These results show that the implementation of agroecological practices increasing C inputs may affect SOC temporal stability, which results from resistance or protection from microbial degradation. However,

there is a lack of consensus in the literature on how SOC accumulated under alternative practices respond to seasonal climate variability and projected climate change (Davidson and Janssens, 2006; Carey et al., 2016). The carbon loss through heterotrophic respiration is intrinsically related to the availability and quality of this organic carbon (Lindén et al., 2014; Hopkins et al., 2014). The POM fraction is believed to be a quite labile carbon pool in soils, with a mean residence time up to 20 years (Balesdent et al., 1998). Therefore, the sensitivity of SOC mineralization to temperature and moisture regime under agroecological practices (carbon-storing soils) could differ from that of soils where agroecological practices have not been implemented (baseline soils). Indeed, previous studies have shown that labile carbon is less sensitive to temperature than stable carbon (Liski et al., 1999; Conen et al., 2008; Lefèvre et al., 2014; Xu et al., 2014). Based on these findings, we hypothesized that SOC in agroecological practices would have less sensitivity of carbon mineralization to temperature given the observations of additional carbon storage as POM compared to their baseline practices. Conversely, soil moisture affects the oxygenation of these POMs and their accessibility to decomposers by increasing the probability of contact between organic substrates and microorganisms (Monard et al., 2012). Thus, the sensitivity of SOC mineralization to soil moisture regime is expected to be higher in agroecological practices than in their baseline practices. Testing these hypotheses is crucial to provide knowledge that will allow to identify the best management practices that reduce CO₂ emissions and enhance the soil carbon sink effect.

We aimed to investigate in this study two related research questions. The first objective was to assess the sensitivity of SOC mineralization to the soil moisture regime in carbon-storing soils compared to baseline soils. To achieve this objective, we incubated in the laboratory soils collected from long-term experiments at different matric potentials (pF1.5; pF2.5 and pF4.2) and subsequent dry (pF4.2)-wet (pF1.5) cycles at 20°C and monitored continuously SOC mineralization in the incubation flasks. We calculated the proportion of extra SOC mineralized due to the change in soil moisture to assess the sensitivity of SOC mineralization to soil moisture. The second objective was to assess the sensitivity of SOC mineralization in carbon-storing soils to temperature increase. To do this, we also incubated replicates of the same soils in the laboratory at three temperatures (20, 28 and 35°C) in optimal moisture (pF2.5). We calculated Q_{10} using the equal carbon respired method (Conant et al., 2011) to assess the sensitivity of SOC mineralization to temperature in carbon-storing soils and baseline soils.

6.2 Material and method

6.2.1 Field Site and Soil sampling

This study focuses on two long-term experiments (LTE) where agroecological practices including conservation agriculture, organic agriculture and the application of organic waste products of contrasting biochemical quality were implemented in France, comparing them each time to a reference practice (conventional agriculture).

La Cage experiment is conducted in Versailles (48°48'N, 2°08'E). During the studied period (1998-2020), the mean annual temperature, precipitation and potential evapotranspiration were 11.6 °C, 633 and 653 mm respectively. The soil is a well-drained deep Luvisol (IUSS Working Group WRB, 2006). The field experiment is arranged in a randomized complete block design, divided into two blocks, themselves divided into four plots for each cropping system. Each plot is divided into two subplots of 0.56 ha, so that two different crops of the crop rotation are present each year, wheat being grown every year in one of the two subplots (Autret et al., 2020). A detailed presentation of crop rotations, soil management and fertilization were given by Autret et al. (2016). The 4 year's crop rotation mainly consisted of rapeseed (*Brassica napus L.*), winter wheat (*Triticum aestivum L.*), spring pea (*Pisum sativum L.*) and winter wheat. It differed in conservation agriculture (CA) and organic agriculture (ORG) for some years, with the replacement of rapeseed by maize (*Zea mays L.*) in CA or the introduction of alfalfa (*Medicago sativa*) in CA and ORG.

- CA includes a permanent soil cover, initially fescue (*Festuca rubra*) and since 2008 alfalfa, grown under the main crops, except pea. The soil is not tilled.
- ORG is characterized by an alfalfa-alfalfa-wheat-wheat rotation. No pesticides nor mineral fertilizers are used.
- CON-LC is characterized by a soil and crop management representative of the Paris Basin cereal production, with annual soil ploughing, the absence of organic amendment, a mineral N fertilization (average rate = 143 kg N ha⁻¹ yr⁻¹) and a systematic use of pesticides.

The QualiAgro experiment is located at Feucherolles in north-western France (35 km west of Paris; 48°52'N, 1°57'E, alt 150 m). The soil is a Luvisol (WRB, 2015) and cultivated for 21 years with a conventional wheat-maize rotation (Peltre et al., 2012). The average annual rainfall and temperature for the last 20 years is 614 mm and 11 °C, respectively. It is a field

experiment conducted in collaboration with INRAE and Veolia Environment Research and Innovation since 1998, on which composts of organic waste products (OWP) are applied every 2 years for a dose equivalent to $\sim 4 \text{ t C. ha}^{-1}$ from 1998 to 2013 and $\sim 2 \text{ t C. ha}^{-1}$ from 2015 to 2020. The unit plots were $10 \times 45 \text{ m}^2$. Each treatment has 4 replicates and OWP are applied every two years on wheat stubble. Since 2015, wheat and maize residues are buried in the soil. Tree organic amendments treatments are considered in this study and compared to a conventional agriculture without organic inputs (CON-QA):

- Biowaste compost (BIOW): composting of the fermentable fraction of selectively collected household waste, mixed with green waste;
- Municipal solid waste compost (MSW): composting of the residual fraction of household waste after selective collection of packaging;
- Farmyard manure (FYM) which represents the reference amendment in the region.

Soils were sampled at $30 \pm 1 \text{ cm}$ depth on both experiments and stored in a chamber at 4°C after sieving to $<4\text{mm}$ a composite sample per plot.

Table 6.1 : Physical and chemical properties of the soil at "La Cage" (layer 0–25 cm) and QualiAgro measured at the start of experiment in 1998 (Peltre et al., 2012; Autret et al., 2016) to 2020 at QualiAgro and La Cage (layer 0–30 cm CON-LC (Conventional Agriculture); ORG (Organic Agriculture); CA (Conservation Agriculture); CON-QA (Conventional Agriculture without organic inputs); MSW (Residual Municipal Solid Waste Compost); FYM (Farmyard Manure) and BIOW (Biowaste Compost).

LTes	Agricultural practices	Tillage modality	Block	Clay	Silt	Sand	C N C/N			pH _{H2O}	Exchangeable cations (Cmol ⁺ .kg ⁻¹)				CEC Cmol ⁺ .kg ⁻¹
							C	N	C/N		K ⁺	Na ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	
La Cage 1998			-				9.85	0.99	9.95	7.37	-	-	-	-	11.52
La Cage 2020	CON-LC		1				10.05	0.88	11.55	7.20	0.546	0.039	13.80	1.78	11.10
			2				9.25	0.91	10.15	7.15	0.584	0.039	13.30	1.75	9.85
	ORG	Tillage	1	170	560	270	10.60	0.99	10.65	6.90	0.395	0.039	13.40	1.97	10.10
			2				10.05	0.95	10.60	7.20	0.474	0.039	13.00	2.01	9.80
	CA	No	1				13.55	1.32	10.25	7.15	0.707	0.039	13.95	2.28	10.95
			2				12.05	1.06	11.50	7.15	0.679	0.039	13.70	2.33	10.75
QualiAgro 1998			-				10.39	1.12	9.25	6.80	0.442	0.021	8.298	0.494	9.71
QualiAgro 2020	CON-QA		-				10.11	1.04	9.65	6.74	0.270	0.032	7.67	0.455	8.25
	MSW		-	156	778	65	13.38	1.31	10.25	7.77	0.375	0.053	10.19	0.533	10.75
	FYM	Tillage	-				14.30	1.41	10.16	7.31	0.922	0.039	8.65	0.950	10.27
	BIOW		-				16.62	1.66	9.12	7.71	0.610	0.04	10.86	0.650	11.77

6.2.2 Laboratory incubation experiments

Surface soils (0-30cm) sieved to <4 mm was used for a microcosms incubation experiment to determine the effects of temperature (T°C), soil moisture regime (pF), and dry-wet-cycles (DWC) on SOC mineralization. Before incubating the soil samples, a water content and water potential response curve was established using Richard's presses (See Table. S6.2). The water contents at saturation and corresponding to pF 1.5, pF2.5 and pF4.2 were determined for each agricultural practice considered in this study.

6.2.2.1 Soil cylinder construction and pre-incubation

Polyvinyl chloride (PVC) cylinders 5.7 cm in diameter and 4 cm in height with 2 mm perforations were used. A 50 µm mesh cloth at the bottom of the cylinder provided support for the soil while promoting gas exchange. Each cylinder was weighed empty and then with fresh soil equivalent to 100g dry soil. Samples were then brought to a bulk density of 1.3 g.cm⁻³ with a hand press and mold. Knowing the initial water content, the samples were gradually brought to pF 2.5 adding water with a pasteur pipette. Then the microcosms were mounted in 1L jars. The soil cylinders were placed on PVC supports and 15 mL of water was added to the bottom of the jars to stabilize the moisture. The jars were closed and the whole set was put in the incubator at 20°C for a one-week pre-incubation. Four replicates per agricultural practice and per treatment were prepared.

6.2.2.2 Experiment with soil moisture regime

To evaluate the effect of soil moisture regime on SOC mineralization, 4 treatments were performed and applied at 20°C: a continuously wet treatment at pF1.5 (WET); a continuously moderated wet treatment at pF2.5 (MWET); a continuously dry treatment at pF4.2 (DRY) and a five subsequent dry-wet cycles treatment (DWC). To obtain the continuously moisture treatments after pre-incubation at pF2.5, we added deionized water using a pasteur pipette to bring the replicates dedicated for WET treatment to pF1.5. For replicates dedicated to MWET treatment (pF2.5), we checked if the soil moisture corresponded to pF2.5. For the replicates dedicated to the DRY treatment, we introduced 50g of silica-gel during the pre-incubation phase to dry the soil. As soon as the moisture level corresponding to pF4.2 was reached, we removed the silica-gel from the jars. For DWC treatment, five dry-wet cycles were implemented during the experimental period (97 d). Each cycle contained two phases, 10 days of drying phase, followed by 7 days of moist phase after rewetting. The drying phase consisted of adding silica gel to the incubation jars to absorb water in the soil and then gradually drying

the soil. To impose drying, perforated PVC cylinders containing 50 g of silica gel were added to each jar and changed after 6 days when the jars were vented after measuring the CO₂ concentration in the headspace by micro-chromatography. A preliminary experiment had allowed to establish the amount of silica gel needed to dry the soil samples to pF4.2 in 10 days. At the end of the drying period, rapid rewetting was performed by adding deionized water (the amount of water needed to reach pF1.5) with a pasteur pipette (Fig. 6.1). The same procedure was repeated for 5 times to simulate the dry-wet cycles in the soils.

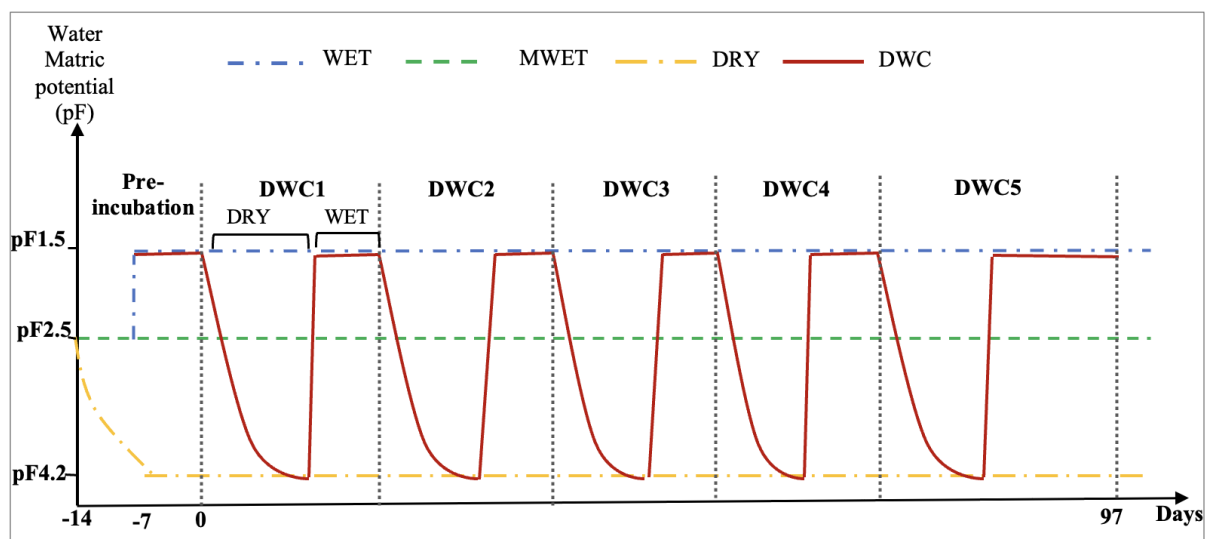


Fig 6.1 : A schematic diagram of the experimental design showing constant moisture treatments (WET, MWET, DRY) and dry-wet cycles treatment (DWC).

6.2.2.3 Experiment with increased temperatures

To evaluate the effect of temperature on carbon mineralization, 3 temperature treatments were tested: 20°C; 28°C and 35°C using four replicates per treatment. The soil cylinders were kept at constant moisture (pF2.5). After the one-week pre-incubation the jars were placed either in an incubator set at 20°C, or in thermostat chamber at 28°C and at 35°C and incubated for 92 days. We maintained constant soil moisture by weighing each sample after each CO₂ measurement and adjusting the moisture content to the target mass.

6.2.2.4 Mineralization monitoring

Soil organic carbon (SOC) mineralization in both experiments was measured non-destructively using a gas micro-chromatograph (μ GC 490; Agilent Technologie; USA). The CO₂ emitted is measured in parts per million (ppm). It is then converted to μ g C-CO₂ g⁻¹ dry soil with the following formula:

$$\mu\text{g C-CO}_2\text{.g}^{-1}\text{ dry soil} = \frac{\text{CO}_2\text{ (ppm)} * M_c * V_b}{V_M * M_{\text{soil}}}$$

With CO₂ (ppm): amount of CO₂ emitted measured by gas micro-chromatograph; Mc: molar mass of carbon in g.mol⁻¹; V_b: volume of the jar in L; V_M: molar volume of gas in L.mol⁻¹ and M_{soil}: mass of incubated soil in g.

6.2.2.5 Soil moisture effect and sensitivity of C mineralization

The soil moisture effect on SOC mineralization was determined by calculating the proportion of extra SOC mineralized i.e., the difference in the percentage of SOC mineralized between the high moisture (WET), low-moisture (DRY) and dry-wet-cycle (DWC) with optimal moisture (MWET). A negative value indicates an inhibition of SOC mineralization, while a positive value indicates a stimulation of SOC mineralization. Furthermore, to assess the sensitivity of carbon-storing soils to the soil moisture regime, we compared the proportions of extra SOC mineralized under WET, DRY, and DWC between baseline soils (CON-LC and CON-QA for La Cage and QualiAgro experiments, respectively) and agroecological practices including CA, ORG, MSW, FYM and BIOW.

6.2.2.6 Temperature sensitivity of C mineralization

Temperature sensitivity of SOC mineralization was determined using the Q₁₀-q method described by Conant et al. (2008) utilizing the CO₂ respired from our incubation experiment. The method involves determining the amount of time needed for a given amount of SOC to be respired at a given temperature. The time required to respire a given amount of SOC at two temperatures is then used to calculate a Q₁₀ value. This method of analysis eliminates the problem of fixed incubation duration leading to comparison of different SOC pools, which confounds characterization of temperature sensitivity (Reichstein et al., 2000, 2005; Leifeld & Fuhrer, 2005). Therefore, the Q₁₀ was calculated for 1% and 3% of respired SOC. The Q₁₀ is calculated for 2 temperature ranges (20-28°C and 28-35°C) with the following formula:

$$Q_{10-q} = \left(\frac{t_1}{t_2}\right) e^{\left(\frac{10}{T_2-T_1}\right)}$$
, (Conant et al., 2008), with t₁ and t₂ the time required to respired the same amount of carbon at low temperature (T₁) and high temperature (T₂).

6.2.3 Statistical analysis

All data were tested for normality and homogeneity of variance. Log-transformation was applied, if the transformation improved the normality and variance substantially. A one-way ANOVA with Tukey's test was used to detect the differences in Q₁₀, the proportion of extra SOC mineralized and the amount of SOC mineralized among soil moisture and temperature treatments within each experiment. When the normality or homogeneity of the data was not confirmed, we applied the non-parametric Kruskal-Wallis test. All statistical analyses were completed in R (version 4.0.2).

6.3 Results

6.3.1 Soil carbon mineralization under diverse moisture regimes, temperatures and agricultural practices

Increasing soil moisture significantly affected SOC mineralization in both experiments (Table. 6.2; $p < 0.05$). Carbon mineralization under soil moisture regime was in this order: WET=MWET>DWC>DRY. To better observe the effect of soil moisture regime on carbon mineralization, we considered the MWET as the moisture control in order to calculate the extra SOC mineralization induced by the change in soil moisture. The variation in the proportion of extra SOC mineralized relative to MWET was on average range +0.07 to +1.10 % on the WET treatment suggesting a lack or a weak stimulation of SOC mineralization with increasing soil moisture above to pF2.5 (Fig. 6.5). This variation was significantly larger at La Cage (CON-LC: 1.10 ± 0.45 ; ORG: 0.89 ± 0.76 and CA: $0.69 \pm 0.52\%$) than at QualiAgro (CON-QA: 0.12 ± 0.43 ; MSW: 0.24 ± 0.24 ; FYM: 0.07 ± 0.12 and BIOW: $0.30 \pm 0.10\%$) ($p < 0.05$; Fig. 6.5). The weak stimulation of SOC mineralization at QualiAgro experiment and especially on OWP plots indicated that the increase in soil moisture from pF2.5 to pF1.5 does not significantly increase carbon mineralization in these soils. In contrast, the DWC and DRY treatments had inhibited carbon mineralization relative to MWET treatment (Fig. 6.5). The percentage of inhibited SOC mineralization in DWC varied on average between 1.15 to 2.16 % SOC and in DRY treatment on average between 2.35 to 2.97 % SOC (Fig. 6.5). This result suggests that multiple dry-wet cycles (DWC) did not stimulate carbon mineralization relative to the optimum soil moisture (MWET), whereas multiple DWC stimulated carbon mineralization relative to the low moisture treatment (DRY).

Increasing temperature also significantly affected cumulative SOC mineralization in both experiment (Table. 6.3; $p < 0.05$). Except the CON-LC where no significant difference was found between mineralization at 20 and 28°C, the others agricultural practices showed significant differences between 20, 28 and 35°C (Table. 6.3; $p < 0.05$). These results indicate that increasing temperatures affected soil biological activity within each agricultural practice.

Within each moisture treatment and temperature, we evaluated the effect of the agricultural practices on carbon mineralization. We observed no significant effect of agricultural practices on SOC mineralization kinetics in La Cage experiment whatever the soil moisture regime and temperature (Fig. 6.3, Fig. 6.6a and Fig. 6.6b). For example, the percentage of SOC mineralized after 97 days of incubation in the WET treatment was 5.53 ± 0.44 % in CON-

LC compared to 6.38 ± 0.52 % for ORG and 5.61 ± 0.88 % for CA (Table. 6.2, $p > 0.05$). We observed similar tendency in MWET, DWC and DRY treatments (Table. 6.2, $p > 0.05$). While the percentage of SOC mineralized after 92 days of incubation at 20°C was 4.28 ± 0.72 % in CON-LC compared to $5.37 \pm 0.3\%$ for ORG and $5.01 \pm 0.24\%$ for CA (Table. 6.3, $p > 0.05$). Also, similar tendency was observed in 28°C and 35°C (Table. 6.3, $p > 0.05$). Overall, we observed a similar response of SOC mineralization for the agroecological practices (ORG, CA) relative to the conventional agriculture (CON-LC) regardless of soil moisture regime and temperature.

Fig. 6.4, Fig. 6.6c and Fig. 6.6d, show the kinetics of SOC mineralization in the soil moisture regime and temperature in the QualiAgro experiment. In this experiment, we observed a significantly larger SOC mineralization on the conventional agriculture without organic inputs (CON-QA) compared to the plots that received the organic waste products (BIOW=FYM =MSW) whatever the soil moisture regime and temperature. For example, in the WET treatment, the percentage of SOC mineralized was 4.79 ± 0.26 % in the CON-QA against 4.09 ± 0.48 % in MSW, 4.06 ± 0.24 % in FYM and 3.89 ± 0.25 % in BIOW (Table. 6.2, $p < 0.05$). Similar tendency was found in MWET, DWC and DRY treatments (Table. 6.2, $p < 0.05$). The percentage of SOC mineralized after 92 days at 20°C was 4.77 ± 0.48 in CON-QA compared to $3.74 \pm 0.33\%$ for MSW, $3.87 \pm 0.23\%$ for FYM and $3.47 \pm 0.18\%$ for BIOW (Table. 6.3, $p < 0.05$). Overall, we observed lower SOC mineralization per unit of organic carbon (OC) in agroecological practices where OWP were applied (MSW, FYM and BIOW) relative to the conventional agriculture without organic inputs (CON-QA), indicating less stabilization of SOC in CON-QA.

In addition, the effect of agricultural practices in both long-term experiments reported in Table 6.2, indicates that CON-LC baseline practice in La Cage and the CON-QA baseline practice in QualiAgro, not only had similar SOC contents (9.82 ± 0.48 g C.kg⁻¹ and 10.11 ± 1.12 g C.kg⁻¹ respectively) but also had the same percentage of mineralized SOC whatever the soil moisture regime. Moreover, the percentage of SOC mineralized under agroecological practices in La Cage experiment (CA: 2.24 to 5.61 % and ORG: 2.56 to 6.38 %) was significantly larger than under organic waste products application (MSW: 1.46 to 4.09 %; FYM: 1.48 to 4.06 % and BIOW: 1.23 to 3.89 %) (Table. 6.2). These results suggest that the SOC stored under CA, ORG, CON-LC and CON-QA is more labile than SOC stored under MSW, FYM and BIOW. Furthermore, when comparing the agroecological practices in both experiments, we found that the agroecological practices in La Cage experiment (ORG and CA) generated

more SOC loss than agroecological practices in QualiAgro experiment (BIOw, MSW, and FYM) after 3 months of incubation at diverse temperatures (Table. 6.3).

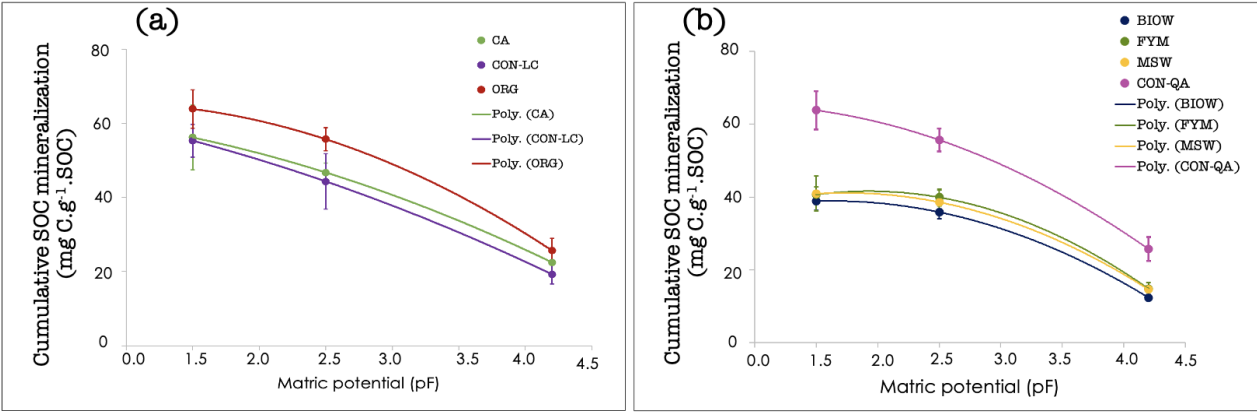


Fig 6.2 : Relationship between cumulative carbon mineralization at the end of incubation (97 days) and matric potential under (a) La Cage experiment and (b) QualiAgro Experiment.

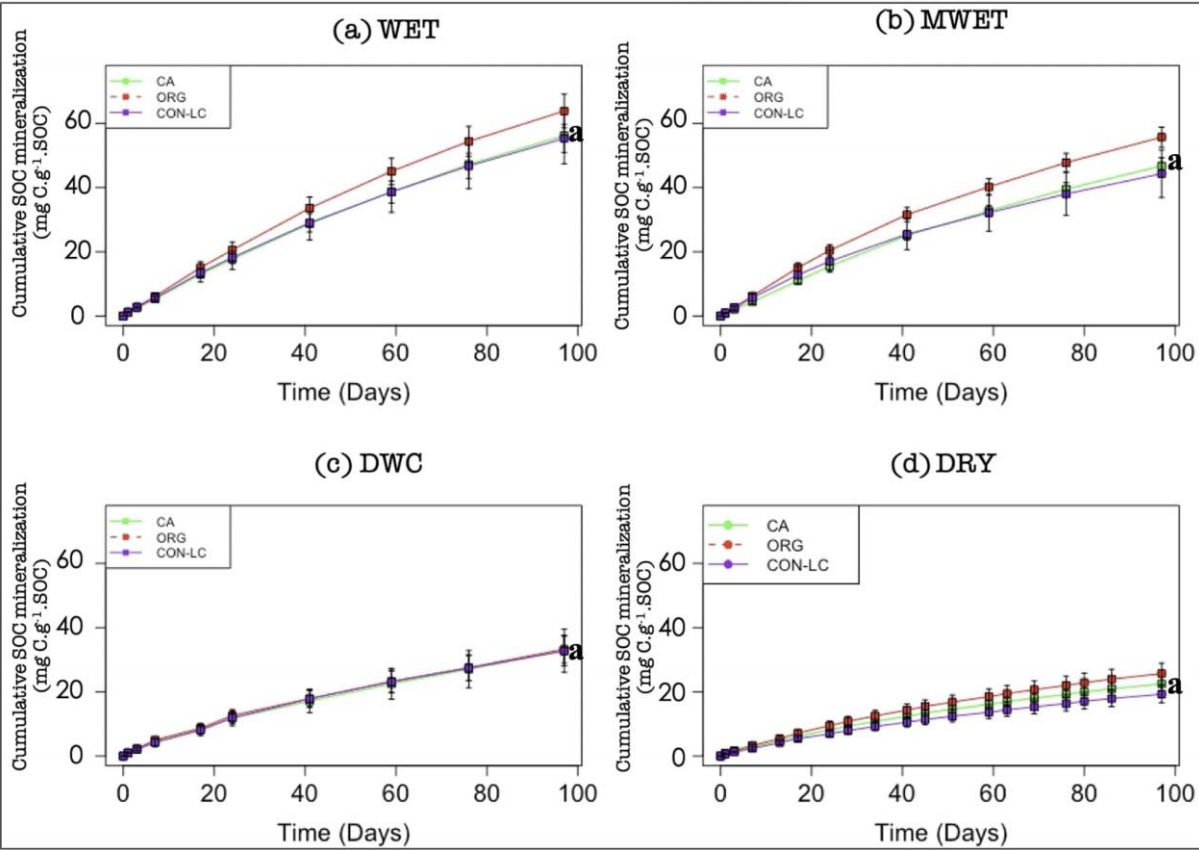


Fig 6.3 : Continuously soil moisture (WET, DRY, MWET) and dry-wet-cycles (DWC) effect on specific cumulative carbon mineralization under conservation agriculture (CA), organic agriculture (ORG) and conventional agriculture (CON-LC) at La Cage experiment. Error bars indicate standard deviation of 4 replicates per treatment. A significant difference between systems is obtained for p<0.05. Letters represent differences between cropping systems.

6.3.2 Sensitivity of SOC mineralization to soil moisture regime

To evaluate the sensitivity of SOC mineralization to soil moisture regime, we compared the extra mineralized SOC due to change in soil moisture regime between agroecological practices and baseline practices. The analysis of variance (ANOVA) revealed that within each long-term experiment, we observed no significant difference between the carbon-storing soils (CA, ORG, MSW, FYM and BIOW) and their respective baseline soils (CON-LC and CON-QA) in the proportion of extra SOC mineralized whatever the soil moisture regime (Fig. 6.5). These results indicate that the carbon-storing soil had a similar sensitivity to the soil moisture regime as the baseline ones.

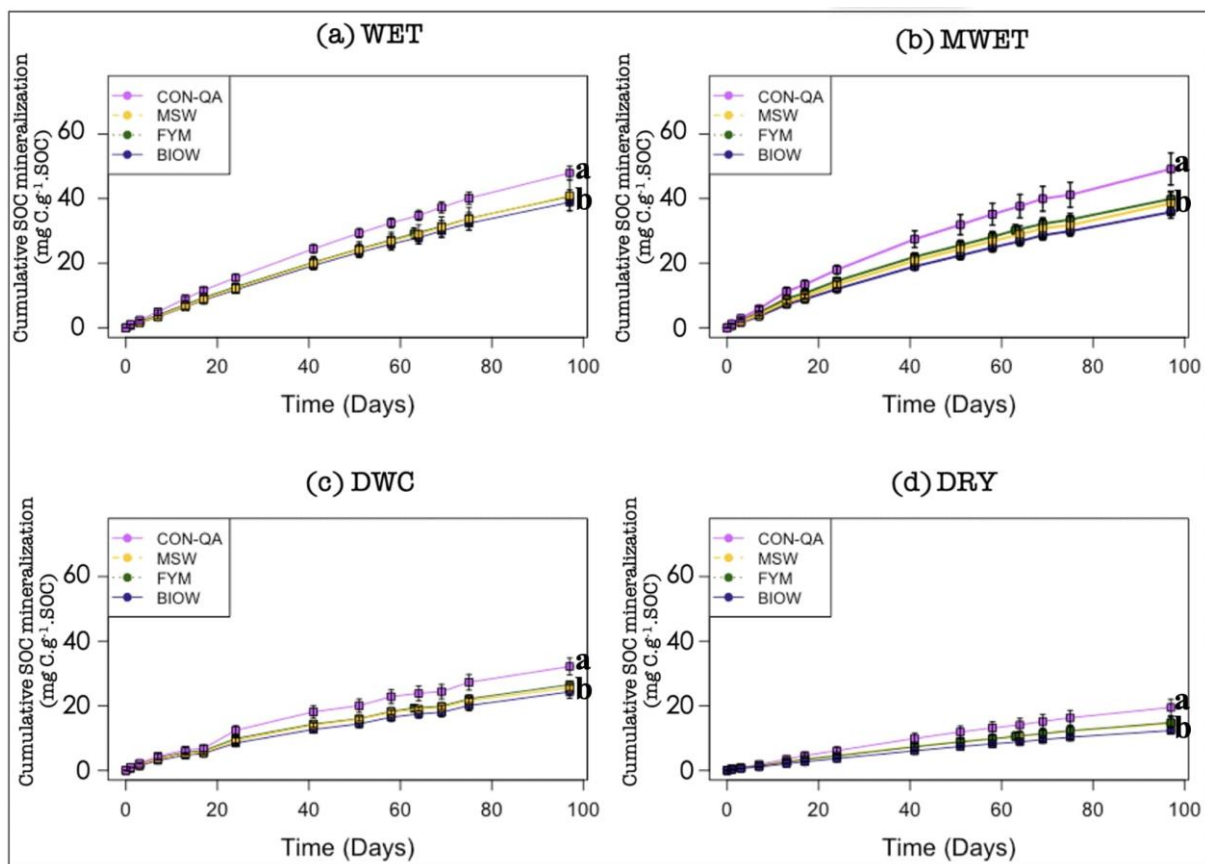


Fig 6.4 : Soil moisture (WET, DRY, MWET) and dry-wet-cycles (DWC) effect on specific cumulative carbon mineralization under biowaste compost (BIOW), residual municipal solid waste compost (MSW), farmyard manure (FYM) and control treatment (CON-QA) conventional agriculture without organic inputs at QualiAgro experiment. Error bars indicate standard deviation of 4 replicates per treatment. A significant difference between systems is obtained for $p < 0.05$. Letters represent differences between agricultural practices.

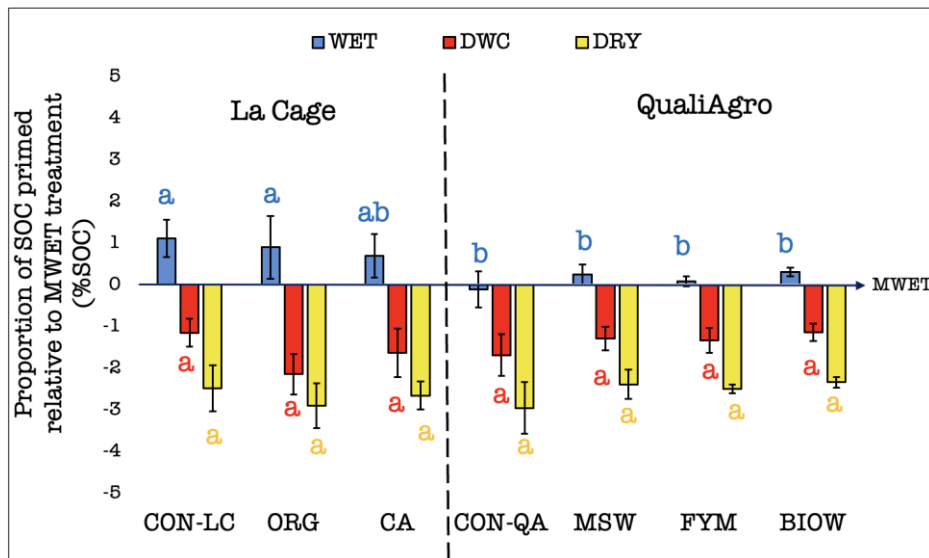


Fig 6.5 : Proportion of extra SOC mineralized under WET, DWC and DRY treatments relative to MWET treatment. Error bars indicate standard deviation of 4 replicates per treatment. Values above zero indicate that the treatment stimulates carbon mineralization relative to MWET, and values below zero indicate that the treatment inhibits carbon mineralization relative to MWET. A significant difference between carbon-storing soils and baseline soils is obtained for $p < 0.05$. Letters represent differences between agricultural practices.

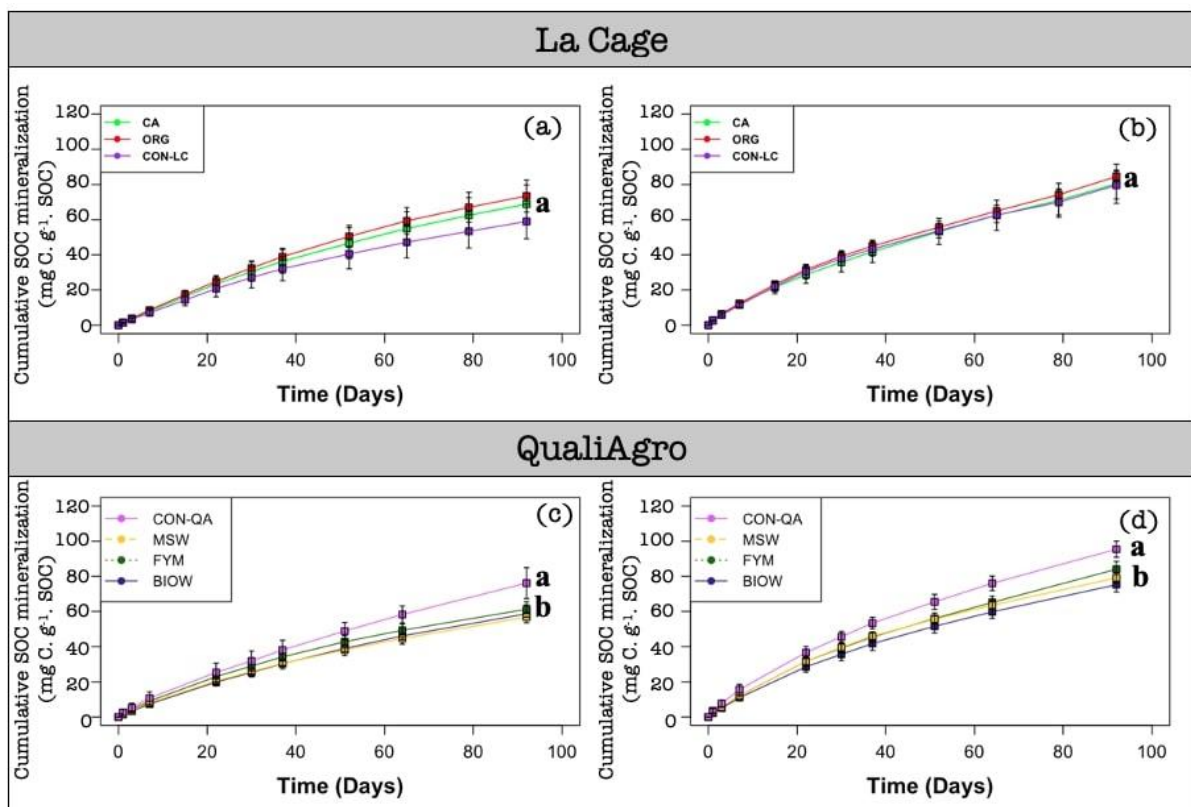


Fig 6.6 : Temperature effect on specific cumulative soil organic carbon (SOC) mineralization under 28°C [(a) and (c)] and 35°C [(b) and (d)] at QualiAgro and La Cage experiments. Error bars indicate standard deviation of 4 replicates per treatment. A significant difference between systems is obtained for $p < 0.05$. Letters represent differences between agricultural practices.

6.3.3 Sensitivity of SOC mineralization to temperature increase

The Q_{10} was used in this study to estimate the sensitivity of organic carbon under different agricultural practices to temperature increase. The mean Q_{10} corresponding to equal 1% mineralized SOC in the QualiAgro experiment ranged between 1.90 to 2.53 for the 20-28°C temperature range, compared to 1.38 to 1.55 at La Cage (Fig. 6.7). These Q_{10} did not change significantly from 1% to 3% mineralized SOC (Table. S6.1). Furthermore, the Q_{10} for the temperature range 20-28°C was larger for the BLOW plot than for the CON-LC plot (Fig. 6.7; $p < 0.05$), but no significant difference was found between agroecological practices (CA, ORG, MSW, FYM and FYM). For the temperature range 28-35°C we did not observe any significant difference between agricultural practices (Fig. 6.7, $p > 0.05$). The SOC under OWP practices (BLOW, FYM and MSW) had the same sensitivity of SOC mineralization to temperature as their baseline practice (CON-QA), as did the CA and ORG with their baseline practice (CON-LC). These results indicate that carbon-storing soils have a similar sensitivity of SOC mineralization to temperature increase as the baseline soils.

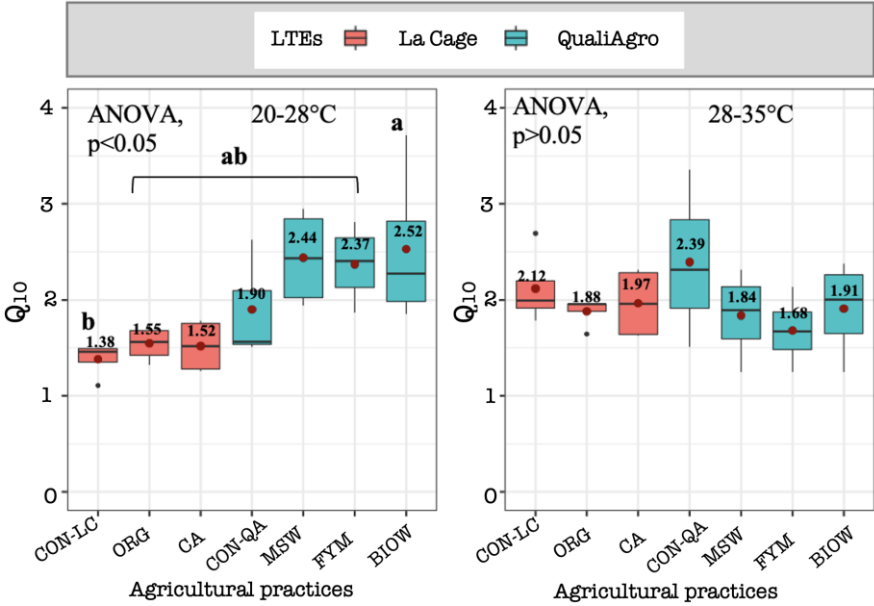


Fig 6.7 : Q_{10} values distribution according to cropping systems. On the left the Q_{10} for the temperature range 20-28°C and on the right the Q_{10} for the range 28-35°C. The red dots inside the boxplot represent the mean value whose numerical value is indicated above. A significant difference between systems is obtained for $p < 0.05$.

Table 6.2 : Soil organic carbon content according to cropping systems, percentage of SOC mineralized according to soil moisture regime: continuously at pF1.5 (WET); continuously at pF2.5 (MWET); continuously at pF4.2 (DRY) and Dry-wet cycles (DWC). SOC: Soil Organic Carbon; CON: conventional Agriculture; ORG: Organic Agriculture; CA: Conservation Agriculture; CON-QA: Conventional agriculture without organic waste products; MSW: residual municipal solid waste compost; FUM: Farmyard Manure; BIOW: Biowaste Compost. NS: Non-Significant; ANOVA: Analysis of the variance. (γ): p-value of soil moisture regime effect on SOC mineralization and (\perp): p-value of agricultural practices effect. Uppercase letters represent differences between moisture treatments and lowercase letters represent differences between agricultural practices. A significant difference is obtained for $p < 0.05$

LTE	Agricultural practices	SOC g.kg ⁻¹	% SOC mineralized				p-value (γ) ANOVA
			WET	MWET	DWC	DRY	
La Cage	CON-LC	9.82 ± 0.48 ^d	5.53 ± 0.44 ^{abA}	4.43 ± 0.74 ^{aA}	3.27 ± 0.47 ^{abC}	1.93 ± 0.26 ^{abD}	$p < 0.05$
	ORG	10.39 ± 0.42 ^d	6.38 ± 0.52 ^{aA}	5.57 ± 0.31 ^{aA}	3.33 ± 0.43 ^{aC}	2.56 ± 0.33 ^{aD}	
	CA	13.30 ± 1.05 ^b	5.61 ± 0.88 ^{abA}	4.67 ± 0.26 ^{aA}	3.28 ± 0.67 ^{abB}	2.24 ± 0.26 ^{aC}	
QualiAgro	CON-QA	10.11 ± 1.12 ^d	4.79 ± 0.26 ^{bcA}	4.92 ± 0.22 ^{abA}	3.22 ± 0.26 ^{abB}	1.95 ± 0.49 ^{bcC}	$p < 0.05$
	MSW	13.38 ± 0.45 ^b	4.09 ± 0.48 ^{cA}	3.86 ± 0.33 ^{bA}	2.55 ± 0.08 ^{bB}	1.46 ± 0.19 ^{cC}	
	FYM	14.31 ± 0.63 ^{ab}	4.06 ± 0.24 ^{cA}	3.99 ± 0.24 ^{bA}	2.65 ± 0.11 ^{bB}	1.48 ± 0.17 ^{cC}	
	BIOW	15.81 ± 1.23 ^a	3.89 ± 0.25 ^{cA}	3.58 ± 0.18 ^{bA}	2.43 ± 0.19 ^{bB}	1.23 ± 0.08 ^{cC}	
p-value (\perp) ANOVA		$p < 0.05$	$p < 0.05$	$p < 0.05$	$p < 0.05$	$p < 0.05$	

Table 6.3 : Percentage of SOC mineralized according to temperature increasing. (γ): p-value of incubation temperature effect on SOC mineralization and (\perp): p-value of agricultural practices effect. Uppercase letters represent differences between temperature treatments and lowercase letters represent differences between agricultural practices. A significant difference is obtained for $p < 0.05$

LTE	Agricultural practices	% SOC mineralized			p-value (γ) ANOVA
		20°C	28°C	35°C	
La Cage	CON-LC	4.28 ± 0.72 ^{aA}	5.90 ± 1.07 ^{bA}	7.96 ± 0.79 ^{bB}	$p < 0.05$
	ORG	5.37 ± 0.31 ^{aA}	7.37 ± 0.52 ^{abB}	8.35 ± 0.36 ^{bC}	
	CA	5.01 ± 0.24 ^{aA}	7.26 ± 0.33 ^{abB}	8.55 ± 0.52 ^{bC}	
QualiAgro	CON-QA	4.77 ± 0.48 ^{aA}	7.89 ± 0.91 ^{abB}	9.54 ± 0.46 ^{bC}	$p < 0.05$
	MSW	3.74 ± 0.33 ^{bA}	6.01 ± 0.67 ^{bB}	7.91 ± 0.29 ^{bC}	
	FYM	3.87 ± 0.23 ^{bA}	6.13 ± 0.42 ^{bB}	8.40 ± 0.44 ^{bC}	
	BIOW	3.47 ± 0.18 ^{bA}	5.87 ± 0.51 ^{bB}	7.52 ± 0.41 ^{bC}	
p-value (\perp) ANOVA/Kruskal test		$p = 0.02$	$p < 0.05$	$p < 0.05$	

6.4 Discussion

6.4.1 Soil carbon mineralization under soil moisture regime and temperature

The interaction of soil microbes with their physical environment affects their ability to mineralize soil organic carbon into CO₂. One of these environmental factors is soil moisture (Cook & Orchard, 2008). The results of the present study indicated that SOC mineralization followed a polynomial function with soil matric potential (Fig. 6.2). Manzoni et al. (2012) and Moyano et al. (2012) in their meta-analyses found for their dataset that the soil heterotrophic respiration (mineralization) decreased steadily when the matric potential became more negative, i.e., for high pF values. This result agrees with ours, where SOC mineralization decreases as we reach higher pFs (pF1.5 ≥ pF2.5 > pF4.2), i.e., low matric potentials (-0.015 MPa ≥ -0.033 MPa > -1.6 MPa). Such a decrease in respiration is associated with a reduction in solute diffusivity in mineral soils at low soil moisture (pF4.2), because water-filled capillaries become disconnected as the soil becomes drier (Moldrup et al. 2001). Therefore, solute diffusivity (and thus substrate and nutrient bioavailability) may be the most limiting factor under dry conditions (Skopp et al., 1990, Schjønning et al., 2003, Or et al., 2007; Moyano et al. 2013). Conversely, increasing soil moisture increases solute diffusion rates in soils, enhancing the accessibility of substrates by soil microorganisms (Monard et al., 2012; Moyano et al., 2013; Manzoni and Katul, 2014). These results confirm the hypothesis that higher soil moisture content will promote more accessibility of SOC to decomposers and thus lead to more SOC mineralization than low moisture content, provided the soil moisture remains well below saturation, where oxygen diffusion rates become a limiting factor for heterotrophic respiration (Cook and Orchard, 2008; Moyano et al. 2013).

In addition, the percentage of SOC mineralized at pF1.5 (WET) after 97 days are statistically identical to the percentage at pF2.5 (MWET) (Table. 6.2), implying that the increase in soil moisture beyond pF2.5 did not result in significant further CO₂ emission to the atmosphere. This result suggests that at pF2.5, the mineralization optimum is reached, and increasing soil moisture to pF1.5 does not yet alter SOC mineralization due to partial anoxia. Curtin et al. (2012) show that the optimum matric potential for mineralization can be as high as -0.005 MPa. While, the meta-analysis by Moyano et al. (2012) indicated that relative soil respiration increases in soils till an optimum matric potential of -0.001 MPa corresponding to pF1. However, our results indicated the matric potential at field capacity (-0.033 MPa) was exceeded without significant decreasing SOC mineralization for a matric potential of -0.015 MPa (pF1.5). One explanation for this result would be related to the fact that the soil was

sieved and reconditioned and thus with high inter-aggregate macroporosity favorable to air circulation. But a lack of significant increase in carbon mineralization when increasing the moisture level from pF2.5 to pF1.5 would indicate either partial anoxia in the soil reducing the activity of aerobic microorganisms or the reaching of the optimal matric potential in these soils. Because the diffusion rate of oxygen through water is much lower than through air (Cook and Knight, 2003), the metabolic activity of aerobic organisms also decreases as soil pore space fills with water and approaches saturation levels (Franzluebbers, 1999).

However, the dry-wet cycles scenario tested in this study did not induce substantial SOC mineralization when compared to optimum moisture (MWET), whereas DWC significantly stimulated SOC mineralization relative to low moisture (DRY) (Table. 6.2). This result can be explained by the fact that the drying phase induced low carbon mineralization rates as a result of reduced microbial activity (Franzluebbers et al., 1994, Pulleman and Tietema, 1999) and decreased accessibility of the organic substrate to decomposers (Manzoni et al., 2012). This low mineralization was not compensated by the flush observed after rewetting (Mikha et al., 2005; Yemadje et al., 2017). Zhang et al. (2020) in their meta-analysis showed that, on average, dry-wet-cycles stimulated soil carbon mineralization by 72% relative to mineralization at low-moisture and inhibited carbon mineralization by 25% relative to incubation at high-moisture which is consistent with our results. Note that the control treatments in their meta-analysis were not flooded (i.e., soil moisture was below the water holding capacity and the soil was in an aerobic state).

Temperature generally had a positive effect on cumulative SOC mineralization, which was manifested by larger CO₂ emissions at higher temperatures (Table. 6.3). Similar increases in SOC mineralization with increasing temperature have been obtained by many other studies (e.g., Conant et al., 2008; Ghosh et al., 2016; Ghimire et al., 2019; Fu et al., 2020). Temperature rise affects most of the physiological activity of microbial cell and accelerates residue decomposition (Reichstein et al., 2000; Yun et al., 2019).

6.4.2 Soil carbon mineralization under agricultural practices

We observed no significant difference in specific SOC mineralization rate between conventional agriculture (CON-LC) and agroecological practices (ORG and CA), whatever soil moisture regime and whatever the temperature in La Cage experiment. This result support previous result obtained by Autret et al. (2020) on the same long-term experiment, where soil incubation at pF3 reported similar specific carbon mineralization between alternative practices

(conservation, organic and integrated agriculture) and conventional agriculture. No-tillage is expected to decrease SOC mineralization rates due to less favorable local climatic conditions and better physical protection of organic matter in soil aggregates (Balesdent et al., 2000). In the present study, no-tillage in conservation agriculture did not significantly reduce carbon mineralization compared to conventional tillage in conventional and organic agriculture as obtained in some studies (Dendooven et al., 2012; Ussiri and Lal, 2009). But, a similar result to ours, was found by Zhang et al. (2020b), who showed that tillage had no influence on specific C mineralization, while the interaction of tillage and depth had a significant effect. In the present study, we performed the incubation experiment only on samples at a depth equivalent to the soil mass of 4300 kg. ha⁻¹ (corresponding to 30 ± 1 cm), regardless of agricultural practice. It has been shown that no-tillage typically results in carbon stratification in the soil (Zhao et al., 2015). We hypothesize that the physical protection of carbon is increased in the first 10 cm in No-tillage practice, and that considering a 0-30 cm soil layer would cancel out this effect in no-tillage soils relative to conventional tillage. The lack of mineralization reduction under conservation agriculture in this study, could be also explained by the fact that sieving the soils to <4 mm before incubation, would probably have removed the physical protection in the macroaggregates. Previously, the results from the review by Balesdent et al (2000) had shown that macroaggregates offer some protection against biodegradation and that their "protective capacity" increased with SOM content, clay content and the absence of tillage.

In the QualiAgro experiment, the conventional agriculture without organic inputs (CON-QA) induced a significantly larger SOC mineralization than the plots that receiving organic waste products (MSW, FYM and BIOW) whatever soil moisture regime and whatever the temperature. These results can be explained by the fact that composts and farmyard manure have previously undergone a period of maturation and therefore decompose less rapidly than crop residues that contain higher proportions of mineralizable organic carbon (Chodak et al., 2001; Leifeld et al., 2002). The physico-chemical composition of the organic waste product (OWP) has been analyzed by Peltre et al. (2012) in QualiAgro experiment. They show that residual municipal solid waste compost (MSW) is the OWP with the least lignin, and biowaste compost (BIOW) the one with the most. Lignin is known to be a compound resistant to microbial degradation, which would explain why BIOW although having higher carbon content tends to mineralize less SOC than MSW and FYM (Table. 6.2). In the same way, an incubation study of substrates of different quality showed that manure is less biodegradable than crop residues such as straw and suggest that this is due to a more stable chemical quality, as

manure is already biodegraded during animal digestion and storage (Benbi and Khosa, 2014). Fortuna et al. (2003) found that active C constituted less of the SOC in soils fertilized with compost as compared with soils that were fertilized with mineral N. Other studies have also shown that the application of organic amendments that include composts, manure and no-tillage or low disturbance pasture treatments have the potential to reduce CO₂ emission per unit of SOC since these best management practices foster C sequestration and contribute to carbon stabilization (Dou et al., 2008; Bhowmik et al., 2017). In addition, Paul et al. (1997) demonstrated higher concentrations of SOC with a mean residence time of up to hundreds or thousands of years in soils that had received repeated compost additions, which would explain the smaller loss of C as CO₂ in these organic waste product plots.

Overall, the cumulative specific SOC mineralization in our incubations was much less for soils that received organic waste products plus crop residues (MSW, FYM, BIOW) than for soils receiving only crop residues (CT, CON, ORG, CA) (Table. 2 and Table. 3). This result thus confirms that soils that received organic waste were depleted in labile SOC compared to soils that received only crop residues. In contrast to our results, Obriot (2016) had observed similar proportions of carbon mineralization between the conventional agriculture without organic inputs and plots that had received 7 successive applications of organic waste products. We can assume that the long-term application (11 successive applications in our study) of organic waste products leads to a greater stabilization of carbon in the soil, which makes it less biodegraded by microorganisms.

6.4.3 Sensitivity of SOC mineralization to soil moisture regime

The results on the proportions of extra soil carbon mineralized due to soil moisture regime change indicated no significant difference between carbon-storing soils (CA and ORG) and the baseline soil (CON-LC) in La Cage experiment (Fig. 6.5). These results suggest that the decomposability of organic carbon is similar under the different agricultural practices whatever the soil moisture regime, or the environmental conditions for decomposers are the same (Autret et al., 2020). Regarding the decomposability of the organic carbon, it is likely that the nature of organic inputs to soil is rather similar as soil organic matter exhibits similar C/N ratio (Table. 6.1)) and wheat is cropped one year out of two in all plots (Autret et al., 2016). The sensitivity of SOC mineralization to soil moisture regime is not affected by the cropping system nor tillage practice in this experiment.

In QualiAgro experiment, the proportion of extra SOC mineralized due to changes in soil moisture regime also showed no significant difference between the baseline soil (CON-QA) and carbon-storing soils (MSW, BIOW and FYM). This result indicates that although the SOC in the baseline soil is more biodegradable in average, it has similar sensitivity of carbon mineralization to soil moisture regime than the SOC of carbon storing soils. The results in both experiments are contrary to our initial hypothesis concerning the higher sensitivity of carbon mineralization to soil moisture regime in carbon-storing soils relative to their baseline. Therefore, in a drier, wetter, or dry-wet conditions, the agroecological practices implemented in both long-term experiments are still beneficial for climate change mitigation.

6.4.4 Sensitivity of SOC mineralization to temperature increase

We found that the Q_{10} values (20-28°C: 1.38, 1.52 and 1.55 respectively for CON-LC, CA and ORG) did not indicate a significant difference between the agricultural practices in La Cage experiment (Fig. 6.7). These results are contrary to those reported by Parihar et al. (2019), who found the extent of increase in mineralization with temperature elevation to be higher under conventional agriculture (high Q_{10}) than under conservation agriculture (low Q_{10}) whatever the soil depth. They justified their results by the high physical protection of the SOC under conservation agriculture limiting its accessibility to soil microbial degradation (Six et al., 2002b). However, Autret et al (2016, 2020) had found in the "La Cage" experiment that the increase in carbon stocks in conservation agriculture was mainly due to the carbon input rather than the physical protection that was expected. This result confirms ours, leading us to assume that neither tillage practice nor cropping systems affected the sensitivity of SOC mineralization to temperature increase. So, the carbon-storing soils (CA, ORG) in La Cage experiment had a similar sensitivity of SOC mineralization to temperature increases as the baseline soil (CON-LC).

In QualiAgro experiment, the Q_{10} value (Fig. 6.7) also did not reveal any significant difference between the agricultural practices (20-28°C: 1.90; 2.44; 2.37 and 2.52 for CON-QA, MSW, FYM and BIOW respectively). These results suggest that the carbon-storing soils (MSW, FYM, BIOW) in QualiAgro experiment and the baseline soil (CON-QA) had the same sensitivity of SOC mineralization to temperature increase. This result contrasts with Benbi and Khosa (2014) who showed that temperature sensitivity depends on the quality of the substrate, and that manure is more sensitive ($Q_{10} = 3$) than green waste which is easily decomposable ($Q_{10} = 2.5$). However, they measured the mineralization of manure and green waste directly and not the soils that were amended with manure or green waste.

In summary, the Q_{10} values obtained in the present study is generally close to the values reported in the meta-analysis by Hamdi et al. (2013) for agricultural soils. No differences were observed between the agricultural practice in both long-term experiments on their temperature sensitivity, although slightly higher Q_{10} values were observed in QualiAgro experiment, especially in OWP practices than in conservation and organic agriculture. To test the robustness of this result, we also calculated the Q_{10} calculated for 3% of SOC being mineralized in the incubations. We found that was not significantly different either across agricultural practice nor from the Q_{10} calculated for 1% SOC mineralized (Table. S6.1). This result suggests that the carbon pool mineralized during 3 months incubation had similar quality and sensitivity whatever the agricultural practice.

6.5 Conclusion

This study examined the response of soil organic carbon stored by agroecological practices to climate change. We found that the heterotrophic respiration of “carbon-storing soils” had similar sensitivities compared to their baseline counterparts, regarding soil moisture regime changes and temperature increases. Hence, the implementation of these agroecological practices appears beneficial for climate change mitigation, even in the context of extreme climatic events. Here were assessed the sensitivity of soils managed under different agricultural practices to climate change, i.e., according to IPCC (2001) the degree to which a system or species is affected, either adversely or beneficially, by climate variability or change. IPCC considers that the vulnerability to climate change is wider, as it encompasses also the capacity to adapt to climate change. In the present case, other aspects could be accounted for, such as the soils capacity to retain water, which our results suggest to be increased in the carbon-storing soils, the changes moisture and temperature regime consequent to the presence of a mulch, such as in conservation agriculture, or to changes in albedo, consequent to OWP applications.

6.6 Supplementary data

Table S6.1 Q_{10} values equal to 1% and 3% SOC mineralized according to cropping systems for the temperature range between 20-28°C and 28-35°C.

LTes	Agricultural practices	Q10 equal to 1% of SOC mineralized		Q10 equal to 3% of SOC mineralized	
		20 - 28°C	28 - 35°C	20 - 28°C	28 - 35°C
La Cage	CON-LC	1.38 ± 0.18	2.12 ± 0.40	1.66 ± 0.19	2.08 ± 0.75
	ORG	1.55 ± 0.19	1.88 ± 0.16	1.57 ± 0.17	1.49 ± 0.20
	CA	1.52 ± 0.29	1.97 ± 0.38	1.62 ± 0.28	1.42 ± 0.28
QualiAgro	CON-QA	1.90 ± 0.63	2.39 ± 0.93	1.80 ± 0.46	2.32 ± 0.68
	MSW	2.44 ± 0.51	1.84 ± 0.47	2.57 ± 0.86	2.02 ± 0.66
	FYM	2.37 ± 0.42	1.68 ± 0.37	2.36 ± 0.39	1.83 ± 0.58
	BIOW	2.53 ± 0.84	1.91 ± 0.51	2.45 ± 0.37	1.90 ± 0.39

Table S6.2 Measured mass water contents for matric potentials pF 1.5; pF 2.5 and pF 4.2

LTes	Agricultural practices	pF1.5	pF2.5	pF4.2
		-0.015 MPa	-0.033 MPa	-1.6 MPa
		W (gH ₂ O.g ⁻¹ soil)		
La Cage	CON-LC	0.29 ± 0.01	0.26 ± 0.00	0.09 ± 0.02
	ORG	0.30 ± 0.01	0.27 ± 0.03	0.13 ± 0.02
	CA	0.30 ± 0.01	0.27 ± 0.02	0.12 ± 0.02
QualiAgro	CON-QA	0.25 ± 0.02	0.22 ± 0.01	0.09 ± 0.01
	MSW	0.26 ± 0.01	0.22 ± 0.00	0.10 ± 0.01
	FYM	0.26 ± 0.01	0.23 ± 0.01	0.10 ± 0.01
	BIOW	0.26 ± 0.03	0.23 ± 0.00	0.10 ± 0.01

Chapitre 7- Une évaluation précise de l'effet Birch nécessite des mesures continues du CO₂ et des contrôles pertinents.

Chapter 7- Accurate evaluation of the Birch Effect requires continuous CO₂ measurements and relevant controls

7 Accurate evaluation of the Birch effect requires continuous CO₂ measurements and relevant controls

Tchodjowiè P. I. Kpemoua*^{1,3}, Pierre Barré², Sabine Houot¹, Chenu Claire¹

¹ UMR Ecosys, Université Paris-Saclay, INRAE, AgroParisTech, Palaiseau, 91120, France

² Laboratoire de Géologie, UMR 8538, Ecole Normale Supérieure, PSL Research University, CNRS, Paris 75005, France

³ Agence de la transition écologique, ADEME, 49004 Angers, France

Résumé

L'influence des cycles secs-humides (DWC) sur la décomposition du carbone organique du sol (COS) est toujours débattue étant donné les résultats mitigés observés dans la littérature. L'objectif de cette étude était d'évaluer les effets des cycles secs-humides sur la minéralisation du carbone organique du sol par rapport à une série de contrôles d'humidité constante dans 7 traitements de deux expériences en champ de longue durée en France présentant des concentrations contrastées de carbone organique du sol. Une incubation en laboratoire a été réalisée pour quantifier les émissions de CO₂ selon quatre scénarios d'humidité du sol : continuellement humide (WET), continuellement humide modéré (MWET), continuellement sec (DRY) et cycles secs-humides (DWC). Nous avons également calculé la minéralisation du COS qui correspondrait à la teneur en eau moyenne dans le DWC (mean_DWC). Nos résultats ont montré que dans tous les traitements, le taux de minéralisation journalier du carbone augmente avec l'humidité du sol (WET>MWET>DRY). Dans le scénario DWC, les taux de minéralisation ont fluctué avec les changements d'humidité du sol. Au fur et à mesure que les sols s'asséchaient, les taux de minéralisation journaliers diminuaient et la réhumectation subséquente du sol, à pF 1.5, provoquait un flush de minéralisation rapide ou "effet Birch". Cependant, ces flushs n'ont pas compensé les faibles taux de minéralisation dans la phase de séchage, car la minéralisation cumulée n'était pas plus élevée dans le scénario DWC par rapport au scénario moyen_DWC qui était le scénario avec une teneur en eau équivalente à la moyenne des teneurs en eaux dans les cycles secs-humides. Nous avons également observé que le fait de ne pas prendre en compte les émissions de CO₂ dans la phase de séchage, pourrait conduire à une surestimation de l'effet des cycles secs-humides dans les sols. Nous recommandons de mesurer en continu la respiration du sol

pendant les expériences de type " sec-humide " et de comparer le CO₂ émis dans le cas des DWC avec un contrôle dont la teneur en eau est équivalente à la teneur en eau moyenne dans le DWC. De plus, nous avons remis en question l'importance de l'effet du DWC sur la respiration globale du sol.

Mots clés : Cycles sec-humide, minéralisation du carbone, humidité du sol, carbone organique du sol.

Abstract

The influence of dry-wet cycles (DWC) on soil organic carbon (SOC) decomposition is still debated given the somehow controversial results observed in the literature. The objective of this study was to evaluate the effects of DWC on SOC mineralization relative to various moisture controls in 7 treatments from two long-term French field experiments presenting contrasted SOC concentrations. A laboratory incubation was conducted to quantify CO₂ emissions upon four soil moisture scenarios: continuously wet (WET), continuously moderate wet (MWET), continuously dry (DRY) and dry-wet cycles (DWC). We also calculated the SOC mineralization that would correspond to the average water content in DWC (mean_DWC). Our results showed that across all treatments the daily carbon mineralization rate increased with soil moisture (WET>MWET>DRY). In DWC scenario, mineralization rates fluctuated with the changes in soil moisture. As soils dried, daily mineralization rates decreased and the subsequent soil rewetting, to pF 1.5, caused a rapid mineralization flush or "Birch effect". However, these flushes did not compensate for the low mineralization rates in the drying phase as the cumulative mineralization was not higher in the DWC scenario compared to the mean_DWC which was the scenario with equivalent water content as the DWC. We also observed that not accounting the CO₂ emissions in the drying phase, could lead to an overestimation of the effect of DWC. We recommend to measure continuously the soil respiration during dry-wet experiments and to compare the CO₂ emitted in DWC with a control that has a water content equivalent to the average water content in DWC. In addition, we questioned the importance of the effect of DWC on overall soil respiration.

Keywords: Dry-wet cycles, carbon mineralization, soil moisture, soil organic carbon.

7.1 Short communication

Soil moisture, in addition to temperature, is a major environmental factor controlling soil organic carbon (SOC) mineralization (Davidson et al., 1998, Davidson et al., 2006, Luo et al., 2016, Sierra et al., 2015). In general, SOC mineralization and the subsequent release of CO₂ from soil respond parabolically to transitional changes in soil moisture (Moyano et al., 2012) as follows: under low soil moisture conditions, SOC mineralization is decreased because of reduction of substrate availability and of microbial activity; under increased moisture conditions, substrate availability and microbial activity are enhanced. However, heterotrophic soil respiration is diminished by reduced oxygen diffusivity under saturated soil moisture conditions. This parabolic relationship between soil organic matter (SOM) decomposition and soil moisture has been well documented and incorporated into a number of models simulating SOM decomposition and the global carbon cycle (Davidson et al., 1998, Davidson et al., 2006, Luo et al., 2016, Sierra et al., 2015).

Climate change has been found to exacerbate terrestrial water evaporation and increase atmospheric moisture content, resulting in frequent droughts and heavy precipitation events (Dai, 2013, Donat et al., 2016). Under climate change, many surface soils are likely to experience more frequent and/or intense rewetting in response to rainfall events that occur following dry conditions (Borken and Matzner, 2009). Fluctuations in soil heterotrophic activity in response to changes in soil moisture are ubiquitous (Manzoni et al., 2012). It is recognized that droughts tend to decrease biological activity, and the subsequent precipitation would lead to "pulses" of CO₂ emissions to the atmosphere (Birch, 1958). These dry-wet events can influence several processes in soils, including soil aggregation (Denef et al., 2001, Cosentino et al., 2006), microbial activity and community structure (Tiemann and Billings, 2011, Evans and Wallenstein, 2012), and SOC mineralization (Birch, 1958, Fierer and Schimel, 2003, Borken and Matzner, 2009, Zhang et al., 2020a). The effect of dry-wet cycles on cumulative SOC mineralization remains however controverted in literature (Zhang et al., 2020a). Results are very heterogeneous across studies, because of the diversity of drying-rewetting scenario considered, but likely also because of methodological issues. Indeed, there are methodological artefacts, as a number of studies do not measure CO₂ emissions during the drying phase (e.g., Beare et al., 2009, Chow et al., 2006, Kaisermann et al., 2013, 2015), while others do so systematically (e.g., Miller et al., 2005, Mikha et al., 2005, Harrison-Kirk et al., 2013, Shi and

Marschner, 2014, 2017, Yemadje et al., 2017). This makes the interpretation of results more complex, because the carbon budget is not complete in many studies. Although flushes of CO₂ emission have been widely reported (Birch effect), it is essential to understand whether the alternance of drying and rewetting conditions leads to a net increase of the CO₂ emitted by soils.

In the present study, we compared the SOC mineralization in soil subjected to dry-wet cycles (DWC) and kept at various constant water contents. Soils were sampled from two French long-term field experiments on Luvisols under contrasting agricultural practices, in order to encompass a diversity of SOC contents. The "La Cage" field experiment is conducted in Versailles (48°48'N, 2°08'E). During the studied period (1998-2020), the mean annual temperature and precipitation were 11.6 °C and 633 mm respectively. A detailed presentation of crop rotations, soil management and fertilization were given by Autret et al. (2016). We considered 3 treatments on this site: conservation agriculture (CA), organic agriculture (ORG) and conventional agriculture (CON-LC). The "QualiAgro" experiment is located at Feucherolles 20 km west of Versailles; 48°52'N, 1°57'E, alt 150 m. The soil has been cultivated for 21 years with a conventional wheat-maize rotation (Peltre et al., 2012). The mean annual temperature and precipitation for the last 20 years are 11 °C and 614 mm respectively. Organic waste products (OWPs) are applied every 2 years for a dose equivalent to ~4 t C. ha⁻¹ from 1998 to 2013 and ~2 t C. ha⁻¹ from 2015 to 2020. Three organic treatments and one control treatment without organic inputs (CON-QA) were considered on this site. The organic treatments include residual municipal solid waste (MSW) composts, biowaste composts (BIOW) and farmyard manure (FYM). A detailed presentation of the characteristics of the OWPs applied is provided in the study of Paetsch et al. (2016). At both sites, four replicate plots were available per treatment. From each plot, 3 sub-samples were taken, thoroughly mixed and combined into one sample. Samples were sieved to 4 mm, homogenized, plant material was removed and stored at 4 °C before incubation experiences.

Based on continuous measurements of soil moisture at the QualiAgro experiment, we selected -0.015 MPa (pF 1.5) as the upper soil moisture value and -1.6 MPa (pF 4.2) as the lowest soil moisture condition. These measurements showed that, at 20 cm depth, the soils did not dry out beyond pF 4.2, even in summer (see Fig. S7.3). The choice of pF 4.2 is therefore reasonable for an extreme drying scenario in these soils. A prior experiment was conducted to determine the time required to dry the soil from a matric potential of -0.015 MPa (pF 1.5) to -1.6 MPa (pF 4.2) with silica gel. Gravimetric soil water content (w) was determined by weight

loss at 105 °C for 48 hours. For each soil sample, we made cylinders of soil with soil aggregates < 4 mm at a bulk density of 1.3 g.cm⁻³. Based on the initial water content, these soil cylinders were gradually adjusted to pF 2.5 by adding water with a pasteur pipette. Then, these soil cylinders were mounted in 1L jars containing 15 mL of water at the bottom to stabilize the moisture. The jars were sealed and the whole set was placed in the incubator at 20 °C for a one-week pre-incubation. To evaluate the dry-wet cycles (DWC) effect on SOC mineralization, 4 scenarios were performed and applied at 20 °C: a continuously wet scenario at pF 1.5 (WET); a continuously moderate wet scenario at pF 2.5 (MWET); a continuously dry scenario at pF 4.2 (DRY) and a scenario with five subsequent dry-wet cycles (DWC). To reach pF 1.5 after pre-incubating at pF 2.5, we added deionized water using a pasteur pipette to replicates dedicated to the WET scenario. For replicates dedicated to MWET scenario (pF 2.5), we checked if the soil moisture corresponded to pF 2.5. For the replicates dedicated to the DRY scenario, we introduced 50 g of silica-gel during the pre-incubation phase to dry the soil. As soon as the moisture level corresponding to pF 4.2 was reached, we removed the silica-gel from the jars. For the DWC scenario, five dry–wet cycles were implemented during the experimental period (97 d). Each cycle contained two phases: 10 days of drying phase, followed by 7 days of moist phase after rewetting. The drying phase consisted of adding silica gel to the incubation jars to absorb ambient moisture and hence gradually drying the soil (Fig. 7.1b). 50 g of silica gel were added to each jar and changed after 6 days when the jars were vented after measuring the CO₂ concentration in the headspace by micro-chromatography. At the end of the drying period, rapid rewetting was performed by adding deionized water (the amount of water needed to reach pF 1.5) with a pasteur pipette (Fig. 7.1b). The same procedure was repeated for 5 times to simulate the dry-wet cycles events in the different treatments. We measured soil organic carbon (SOC) mineralization over time in both experiments non-destructively using a gas micro-chromatograph (μGC 490; Agilent Technologie; USA). The CO₂ emitted is measured in parts per million (ppm). Then, it is converted to μg C-CO₂ g⁻¹ of dry soil using the following formula:

$$\mu\text{g C-CO}_2\text{-g}^{-1} \text{ dry soil} = \frac{\text{CO}_2 \text{ (ppm)} * M_c * V_b}{V_M * M_{\text{soil}}} \quad (1), \text{ with CO}_2 \text{ (ppm): amount of CO}_2 \text{ emitted}$$

measured by gas micro-chromatograph; M_c : molar mass of carbon in g.mol⁻¹; V_b : volume of the jar in L; V_M : molar volume of gas in L.mol⁻¹ and M_{soil} : mass of incubated soil in g.

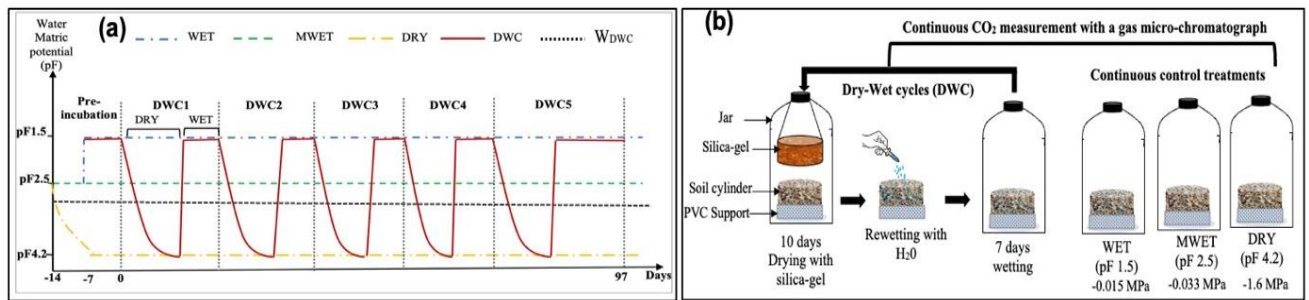


Fig 7.1 : (a) A schematic diagram of the experimental design showing constant moisture scenario (WET, MWET, DRY), average water content in dry-wet cycles (W_{DWC}) and dry-wet cycles scenario (DWC), (b) diagram of incubation procedures.

The CO₂ measurements on the constant moisture scenarios allowed us to establish a relationship between water content and daily mineralization rate. Based on this relationship, we reconstructed the theoretical value of carbon mineralization corresponding to an average water content measured in the dry-wet cycles during the experiment (Fig. 7.2b). This theoretical value is not often used in dry-wet cycle studies. Thus, we called this theoretical value "mean_DWC". Weighing the mass of the cylinders at each CO₂ measurement allowed us to calculate this average water content in the dry-wet cycles (W_{DWC}). To do this, we first calculated the average amount of water lost (m_{lost}) per day when silica gel is introduced during the drying phase after 6 days and last 4 days using this formula:

$$m_{lost} (g H_2O) = \frac{\left(\frac{m_{d0} - m_{d6}}{6}\right) + \left(\frac{m_{d6} - m_{d10}}{4}\right)}{2} \quad (2), \text{ with } m_{lost} \text{ the average mass of water lost per}$$

day during the drying phase, m_{d0} represents the mass of the soil cylinder at pF 1.5, m_{d6} the mass of the soil cylinder after 6 days of drying and m_{d10} the soil cylinder mass after the last 4 days of drying. Once this mass of water lost during the drying phase was known, we calculated the water content corresponding to each day via the following formula: $w_d (g H_2O.g^{-1}.soil) = (w_{d-1} - m_{lost})$ (3), with w_d the water content on day d and w_{d-1} the water content on day $d-1$. The water content in the wetting phase after rewetting being constant, the average water content in the dry-wet cycles was obtained with the following formula: $W_{DWC}(g H_2O.g^{-1}.soil) = \frac{w_{d0} + w_{d1} + \dots + w_{d17}}{17}$ (4). The values of W_{DWC} are shown in Fig. S7.2 for different treatments. Given this average water content (W_{DWC}), we used the relationship between water content and daily mineralization rate stated above to determine the mineralization rate and cumulative mineralization corresponding to the average moisture value (mean_DWC) for all treatments (Fig. 6.2b).

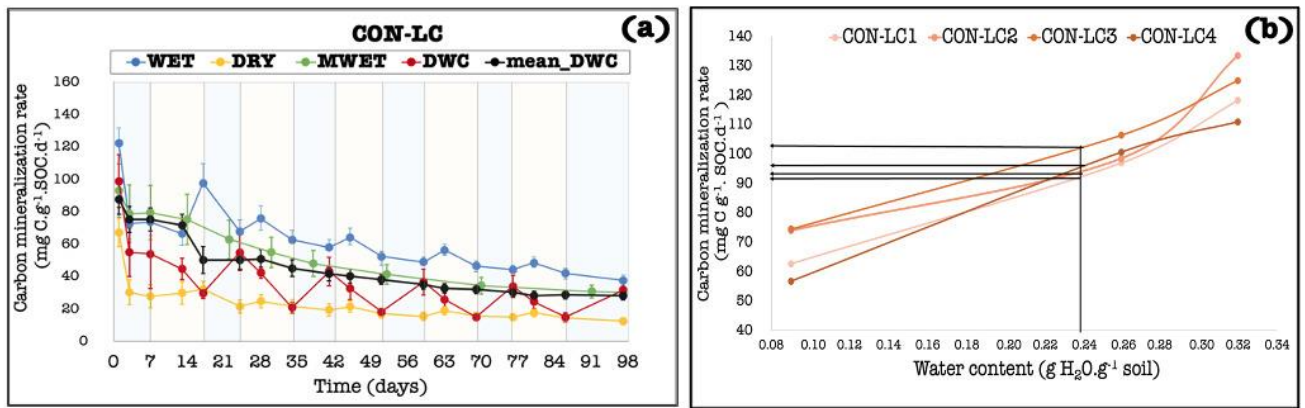


Fig 7.2 : (a) Carbon mineralization rates under constant soil moisture and dry-wet-cycles scenario for soil from plot under conventional agriculture at La Cage experiment (CON-LC). Error bars indicate standard deviation of 4 replicates per treatment. (b) Relationship between water content and daily mineralization rate on the CON-LC plot to reconstruct the mineralization rate corresponding to an average moisture in DWC scenario.

All data were tested for normality and homogeneity of variance. Log-transformation was applied, if the transformation improved the normality and variance substantially. A one-way ANOVA and Tukey's test was used to detect the differences in amount of SOC mineralized values among soil moisture within each treatment. All statistical analyses were completed in R (version 4.0.2).

At the end of the incubations, our results showed that across all treatments, the daily carbon mineralization rate increased with soil moisture content: WET > MWET > DRY (Fig. 7.2a and Fig. S7.1). In DWC scenario, mineralization rates fluctuated with changes in soil moisture. As soils dried, daily mineralization rates decreased and were lower 10 days after drying started, corresponding to the time when soil had reached a matric potential of pF 4.2 (0.09 to 0.13 g.H₂O.g⁻¹ soil depending on the treatments). Throughout the incubation, the SOC mineralization rate significantly decreased in all moisture scenarios whatever the field treatment (Fig. 7.2a and Fig. S7.1). During the drying period, the SOC mineralization rate of DWC scenario significantly decreased, compared with WET and MWET scenarios, but when soil reached pF 4.2 its mineralization rate was similar to the mineralization rate observed on the DRY scenario. These results could be explained by the fact that the diffusive transport of substrates and extracellular enzymes, as well as the active and passive mobility of microorganisms slow down with decreasing water potential and abating thickness and discontinuity of the water film (Broken and Matzner, 2009) which in turns decreases the accessibility of substrates to decomposers (Moyano et al., 2013). At a matric potential of -1.6 MPa (pF 4.2) microbial activity was found to be reduced (Franzluebbers et al., 1994, Pulleman

and Tietema, 1999), which could also be due to a reduction in microbial populations (Schimel et al., 1999, Butterly et al., 2009) caused by drying events.

A subsequent rewetting of soils to pF 1.5 in this study caused a rapid mineralization flush (Fig. 7.2a) or "Birch effect" (Birch, 1958). In the literature, two mechanisms are considered to explain this phenomenon: the first is physiological and is linked to the consumption of intracellular solutes after the death of microbial cells during the drying event; the second is physical and is linked to the exposure of previously protected SOC following the destruction of aggregates (Denef et al., 2001, Fierer and Schimel, 2003, Bailey et al., 2019). Also, the rewetting leads to the re-establishment of hydrological connectivity between substrates and microorganisms (Manzoni et al., 2016). We found in the present study that the mineralization flushes after rewetting did not exceed the mineralization rates in the WET, MWET and mean_DWC scenarios (Fig. 7.2a and Fig. S7.1). These results suggest that the soils rewetting did not lead to additional carbon mineralization as expected. In addition, we observed that when soils are exposed to multiple DWC, the CO₂ flush after rewetting generally decreased and stabilized with increasing DWC number (Fig. 2a and Fig. S7.1). This result is in partial agreement with those of Baumann and Marschner, (2013), who observed a decrease and even disappearance of CO₂ flushes with increasing DWC number. This may be due to depletion of available substrates (Shi and Marschner, 2017), to a change in microbial community composition (Fierer and Schimel, 2003), and/or the fact that soil aggregates are no longer disturbed (Denef et al., 2001).

Although CO₂ flushes were observed in all treatments after the rewetting phase, these flushes were not significant enough to compensate the low mineralization rates recorded in the drying phase on a cumulative basis, when considering MWET as a continuously wet control (Table. 7.1). This result is consistent with those obtained by Mikha et al. (2005) and Zhang et al. (2020): dry-wet cycles do not lead to a net increase in emitted CO₂. However, the effect of dry-wet cycles on cumulative soil carbon mineralization is much debated in the literature. Some studies found a stimulatory effect (Fierer et Schimel, 2002, 2003, Miller et al., 2005, Butterly et al., 2009), while others found an inhibitory effect (Mikha et al., 2005, Guo et al., 2012, Harrison-Kirk et al., 2013, Kaisermann et al., 2013, 2015, Yamadje et al., 2017, Rahman et al., 2018) or similar effect (Jager and Bruins, 1975; Degens and Sparling, 1995, Priemé and Christensen, 2001, Denef et al., 2001, Baumann and Marschner, 2013) of dry-wet cycles on cumulative soil organic carbon mineralization. Zhang et al. (2020) in their meta-analysis showed that, on average, dry-wet-cycles stimulated cumulative carbon mineralization by 72%

compared to the dry control and inhibited cumulative carbon mineralization by 25% compared to the wet control, but had a minor effect compared to the medium wet control. The similar effect between the DWC and the medium wet control obtained by Zhang et al. (2020), convinced us to reconstitute in our study a control whose water content was equivalent to the average water content in the dry-wet cycles.

When comparing the carbon mineralization in the DWC versus the corresponding mineralization at equivalent water content (mean_DWC), we found that DWC led to a similar effect for some treatments (CON-LC and CA) versus no effect for other treatments (ORG, CON-QA, MSW, FYM and BLOW) (Fig. 7.3). The average water content in the DWC was generally lower than the water content corresponding to pF 1.5 and pF 2.5 (see Fig. S7.2). These results indicate that the observed effect of DWC on carbon mineralization depends much on the water content of the selected control scenario (Guo et al., 2012). It is relevant to have a control with a water content equivalent to the average water content in the dry-wet cycles. The recent study conducted by Zhang et al. (2022) considered a control scenario with a water content equivalent to the average water content in the dry-wet cycles (33.25% WHC) and observed that the flushes of mineralization after rewetting compensated the low mineralization in the drying phase. Also, the previous study by Guo et al. (2012) showed that using a range of controls with different water field pore space (WFPS) values (30, 45, 60, 75, 90% WFPS), they demonstrated that carbon mineralization in the dry-wet cycles was similar to carbon mineralization in the control whose water content (60% WFPS) was equivalent to the average water content in the dry-wet cycles (63% WFPS). Next to the selection of an adequate moisture control, the carbon balance can be questioned, as it will depend on if CO₂ emissions or carbon mineralization measurements are performed on both drying and rewetting phases or not.

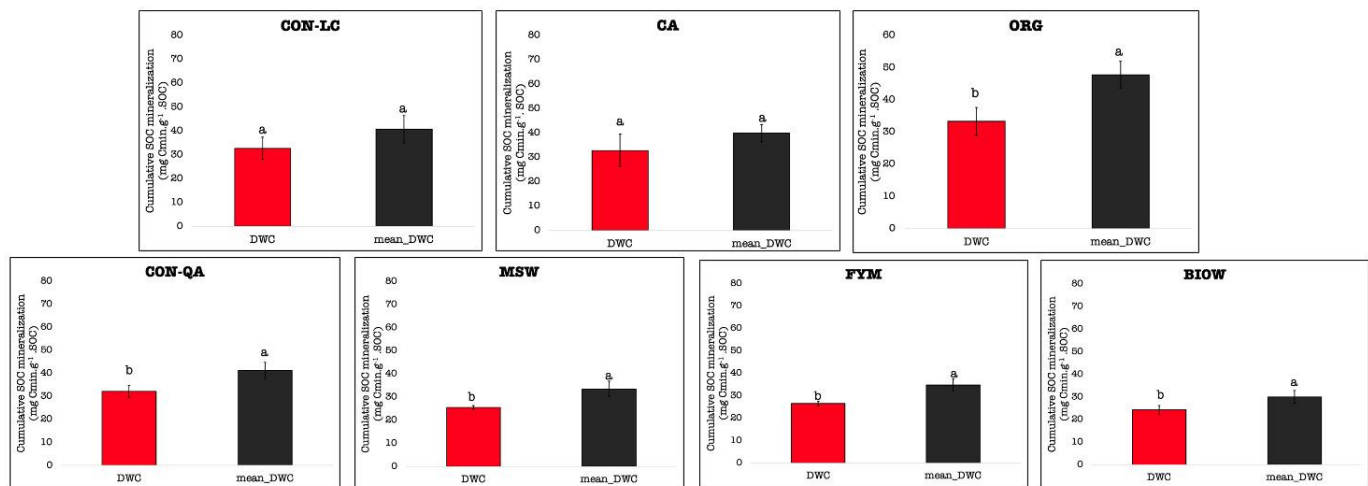


Fig 7.3 : Cumulative SOC mineralization upon dry-wet-cycles and mean_DWC under conservation agriculture (CA), organic agriculture (ORG), conventional agriculture at La Cage (CON-LC); Conventional agriculture without organic inputs at QualiAgro (CON-QA residual municipal solid waste compost (MSW); Farmyard Manure (FYM) and Biowaste Compost (BIOW). Error bars indicate standard deviation of 4 replicates per treatment.

While a number of studies only account the CO₂ fluxes measured in the rewetting phase to evaluate the effect of dry-wet cycles (e.g., Beare et al., 2009, Chow et al., 2006, Degens and Sparling, 1995; Kaisermann et al., 2013, 2015, Li et al., 2010, 2011, Shah and Gaebler., 2016, Tiemann et al., 2011), the experimental design implemented in our study allowed for continuous CO₂ measurement. We therefore sought to evaluate to which extent measuring only during the DWC wet phases or continuously affected the results. The results in Table. 1 show that when considering continuous measurements, we found a high inhibitory effect (ΔC_{min1} : -11.5 to -22.4) of DWC relative to MWET on heterotrophic respiration, whereas when accounting for partial measurements, i.e., only in the rewetting phase, the inhibitory effect of DWC relative to MWET was less important (ΔC_{min2} : -1.26 to -5.82). These results suggest a possible overestimation of the effect of the DWC if the measurements are only carried out in the rewetting phase. Indeed, during the drying phase, a substantial amount of carbon is mineralized, but this amount is not accounted for in the global evaluation.

Table 7.1 : Soil organic carbon contents, cumulative SOC mineralization calculated from continuous measurements (MWET, DWC) or with partial measurements only in the wet phase (pMWET and pDWC). ΔC_{min1} and ΔC_{min2} represent the delta SOC mineralized.

LTes	TREATMENTS	SOC g.kg ⁻¹	SOC mineralization (mg C g ⁻¹ . SOC)					
			MWET	DWC	pMWET	pDWC	$\Delta C_{min1} =$ DWC-MWET	$\Delta C_{min2} =$ pDWC-pMWET
La Cage	CON-LC	9.82 ± 0.48	44.3 ± 7.4	32.7 ± 4.7	20.76 ± 3.62	18.15 ± 4.17	-11.6 ± 8.7	-2.61 ± 5.52
	ORG	10.39 ± 0.42	55.7 ± 3.1	33.3 ± 4.3	25.98 ± 1.69	20.16 ± 1.67	-22.4 ± 5.3	-5.82 ± 2.37
	CA	13.30 ± 1.05	46.7 ± 2.6	32.8 ± 6.7	24.02 ± 1.44	18.75 ± 2.53	-13.9 ± 7.1	-5.27 ± 2.91
QualiAgro	CON-QA	10.11 ± 1.12	49.2 ± 2.2	32.2 ± 2.6	22.88 ± 2.50	21.62 ± 2.09	-17.0 ± 3.4	-1.26 ± 3.26
	MSW	13.38 ± 0.45	38.6 ± 3.3	25.5 ± 0.8	17.81 ± 1.67	15.77 ± 1.77	-13.1 ± 3.4	-2.04 ± 2.43
	FYM	14.31 ± 0.63	39.9 ± 2.4	26.5 ± 1.1	18.50 ± 1.18	16.88 ± 1.42	-13.4 ± 2.6	-1.62 ± 1.84
	BIOW	15.81 ± 1.23	35.8 ± 1.8	24.3 ± 1.9	16.60 ± 1.03	14.85 ± 1.42	-11.5 ± 2.6	-1.75 ± 1.75

We did not measure any net effect of dry wet cycles on net CO₂ mineralization for cultivated Luvisols with contrasted SOC contents (Table 7.1). Several studies have reported that a longer drying phase resulted in a larger CO₂ flush after rewetting (Birch, 1960, Meisner et al., 2013), likely because longer dry periods lead to more accumulation of carbon substrates available for respiration after rewetting (Chowdhury et al., 2011). It is hence possible that in the present study, the drying duration and intensity was not sufficient to cause a large accumulation of the substrate. However, the duration and intensity of drying used in this study is close to the scenarios used in several other studies. Some studies dried their soils more than we did here (e.g., Beare et al., 2009, Butterly et al., 2009, Degens and Sparling, 1995, Kaisermann et al., 2013, 2015), while some did not (e.g., Fierer and Schimel, 2002, Chow et al., 2006).

Based on these results, we strongly recommend to measure continuously the soil respiration during dry-wet experiments and to compare the CO₂ emitted in dry-wet cycles with a control that has a water content equivalent to the average water content in DWC. In addition, we question the importance of the effect of dry-wet cycles on overall CO₂ emissions, while acknowledging that, even though the carbon balance might be similar, the fate of nitrogen might be very contrasted under dry wet cycles, carbon peaks being associated with nitrogen peaks, which are easily leached into the soil by rain.

7.2 Supplementary data

Fig. S7.1 Carbon mineralization rates under constant soil moisture and dry-wet-cycles scenario for soil from plots under conservation agriculture (CA), organic agriculture (ORG), CON-QA: control treatment without organic inputs; MSW: residual municipal solid waste compost; FYM: Farmyard Manure and BIOW: biowaste compost. Error bars indicate standard deviation of 4 replicates per treatment.

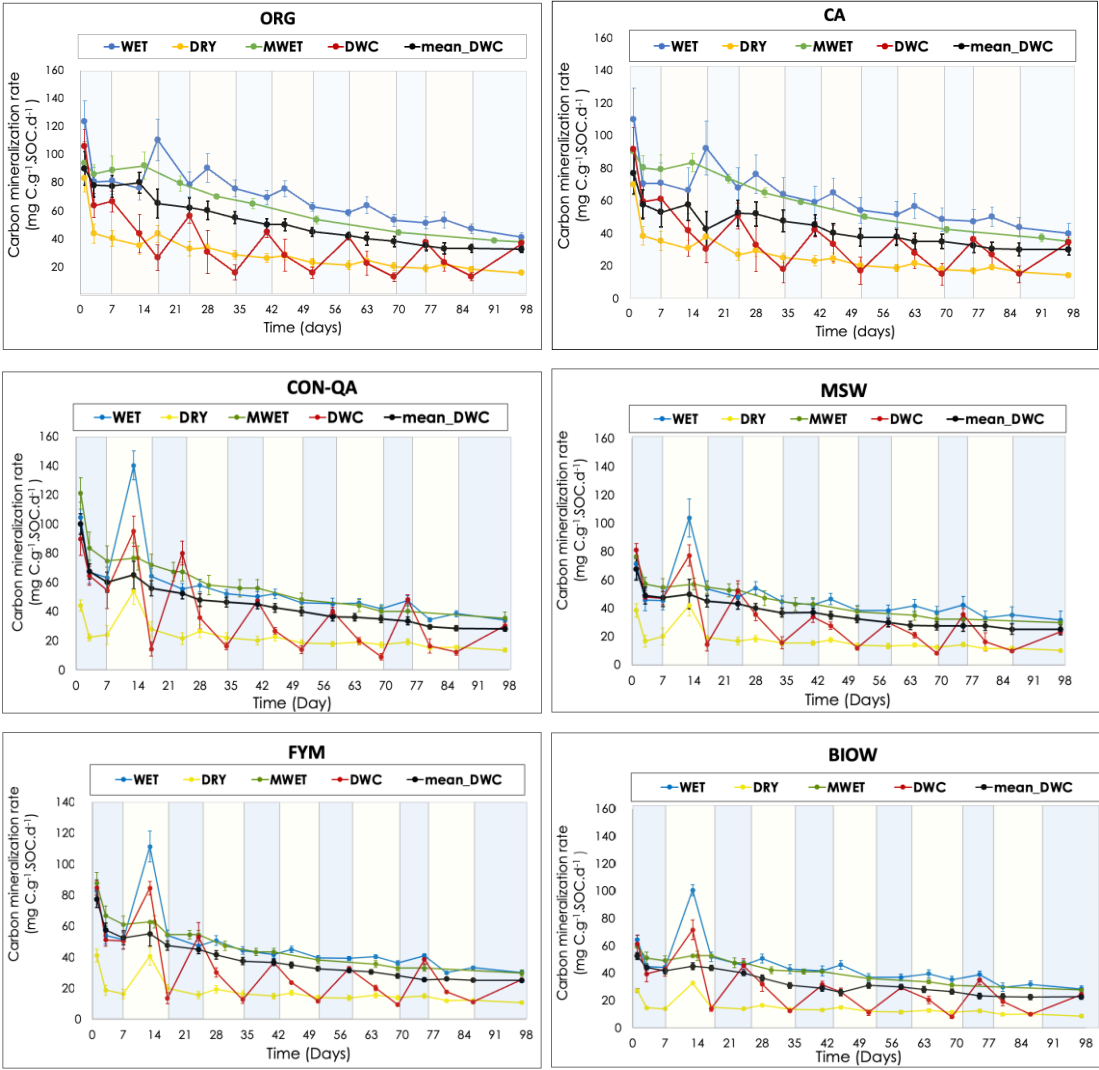


Fig. S7.2 Soil water content of the different moisture treatments tested. In the case of the DWC treatment it corresponds to an average soil moisture during drying and rewetting phases (W_{DWC}). Error bars indicate standard deviation of 4 replicates per treatment.

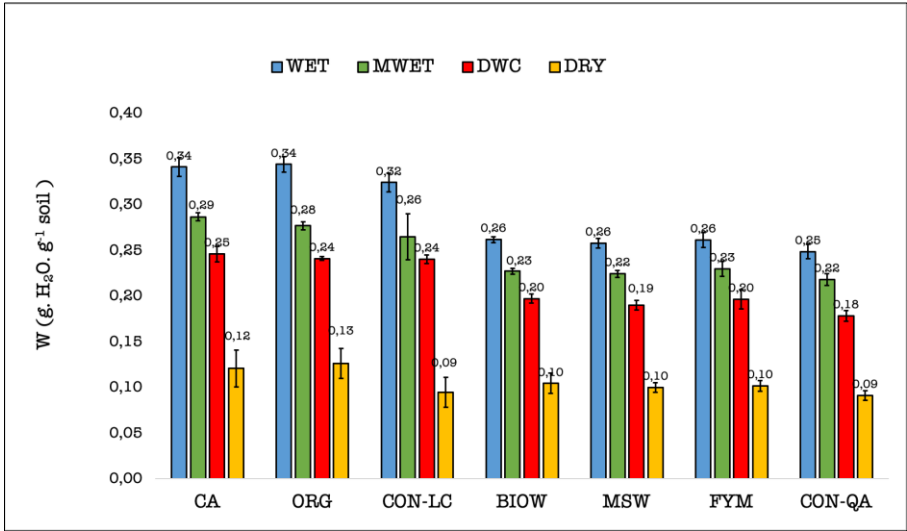
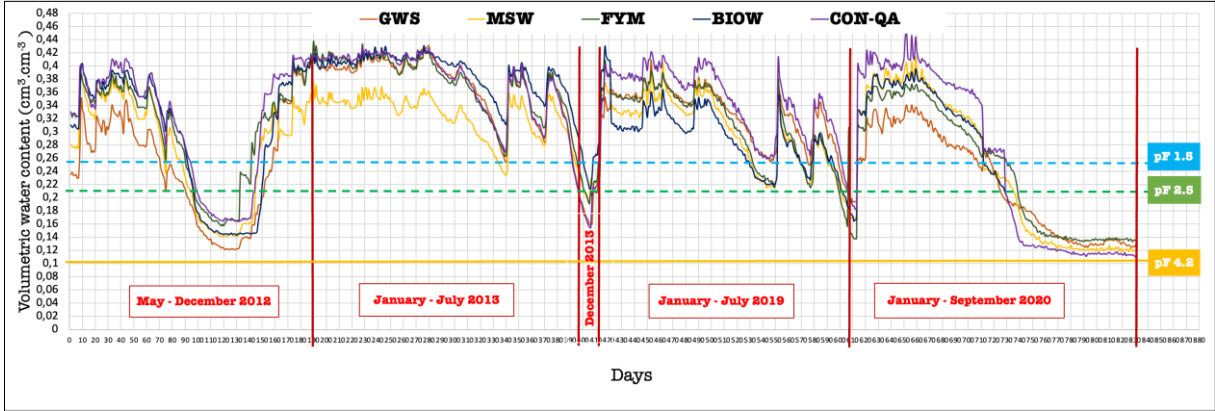


Fig. S7.3 Continuous measurement of volumetric water content at a depth of 20 cm in a Luvisol at QualiAgro. CON-QA: control treatment without organic inputs, BIOW: biowaste compost, MSW: municipal solid waste compost, GWS: green waste and sewage sludge compost and FYM: farmyard manure amended soils.



8 Discussion Générale, Conclusions Et Perspectives

L'augmentation des stocks de carbone dans les sols est l'une des solutions proposées qui pourrait contribuer à réduire la concentration en CO₂ atmosphérique, tout en augmentant la fertilité des sols et en renforçant la sécurité alimentaire (Lal, 2016 ; Minasny et al., 2017 ; Martin et al., 2021). Depuis lors, plusieurs études se sont focalisées sur l'identification des pratiques qui permettent d'accroître ces stocks dans les sols. Cependant, il est indispensable de savoir si ce stockage est durable dans le temps et quelle serait sa vulnérabilité face aux perturbations induites par un climat changeant. Dans cette thèse, je me suis donc intéressé à évaluer dans un premier temps la persistance du carbone nouvellement stocké, puis dans un second temps la vulnérabilité de ce carbone face à des événements climatiques (augmentation température et variation du régime hydrique du sol). Ce dernier chapitre vise donc à discuter l'ensemble de nos résultats.

8.1 Quelle est la stabilité du carbone nouvellement stocké par les pratiques agroécologiques ?

De nombreuses méthodes ont été développées et testées pour permettre l'évaluation de la stabilité du COS depuis la seconde moitié du 20^{ème} siècle (Balesdent, 1996 ; Monnier et al., 1962 ; Poeplau et al., 2018). Dans le cadre de ma thèse, j'ai appliqué plusieurs de ces méthodes qui m'ont permis de comparer la stabilité biogéochimique, telle que mesurée par ces méthodes, du C nouvellement stocké à celle du C présent dans les traitements « témoins ». Ainsi, j'ai évalué la stabilité du COS à l'aide de fractionnements physiques, d'analyses thermiques Rock-Eval® associées à l'utilisation du modèle d'apprentissage PARTY_{SOCV2.0}, d'incubations au laboratoire et d'une approche utilisant le modèle de dynamique du COS Roth-C. L'utilisation de cette variété de méthodes se justifie par le fait qu'aucune ne puisse être considérée comme la méthode de référence et qu'elles présentent toutes leurs atouts et limites. Cette première partie de discussion me permet de discuter de la cohérence entre les résultats apportés par chacune de ces méthodes et de la complémentarité de ces méthodes. Les résultats sont synthétisés dans la figure 8.1 qui présente la distribution des quantités de COS dans les différents compartiments ou fractions distingués par les méthodes de fractionnement, d'analyse thermique et de modélisation (pour le seul site de Qualiagro car ce travail n'a pu être mené pour le site de La Cage), ainsi que celle dans le COS nouvellement stocké. Cette présentation n'a pas été possible pour les résultats d'incubations. Dans ce cas, les minéralisations spécifiques du sol « témoin » et du sol dans lequel du COS nouvellement stocké est présent ont été comparées.

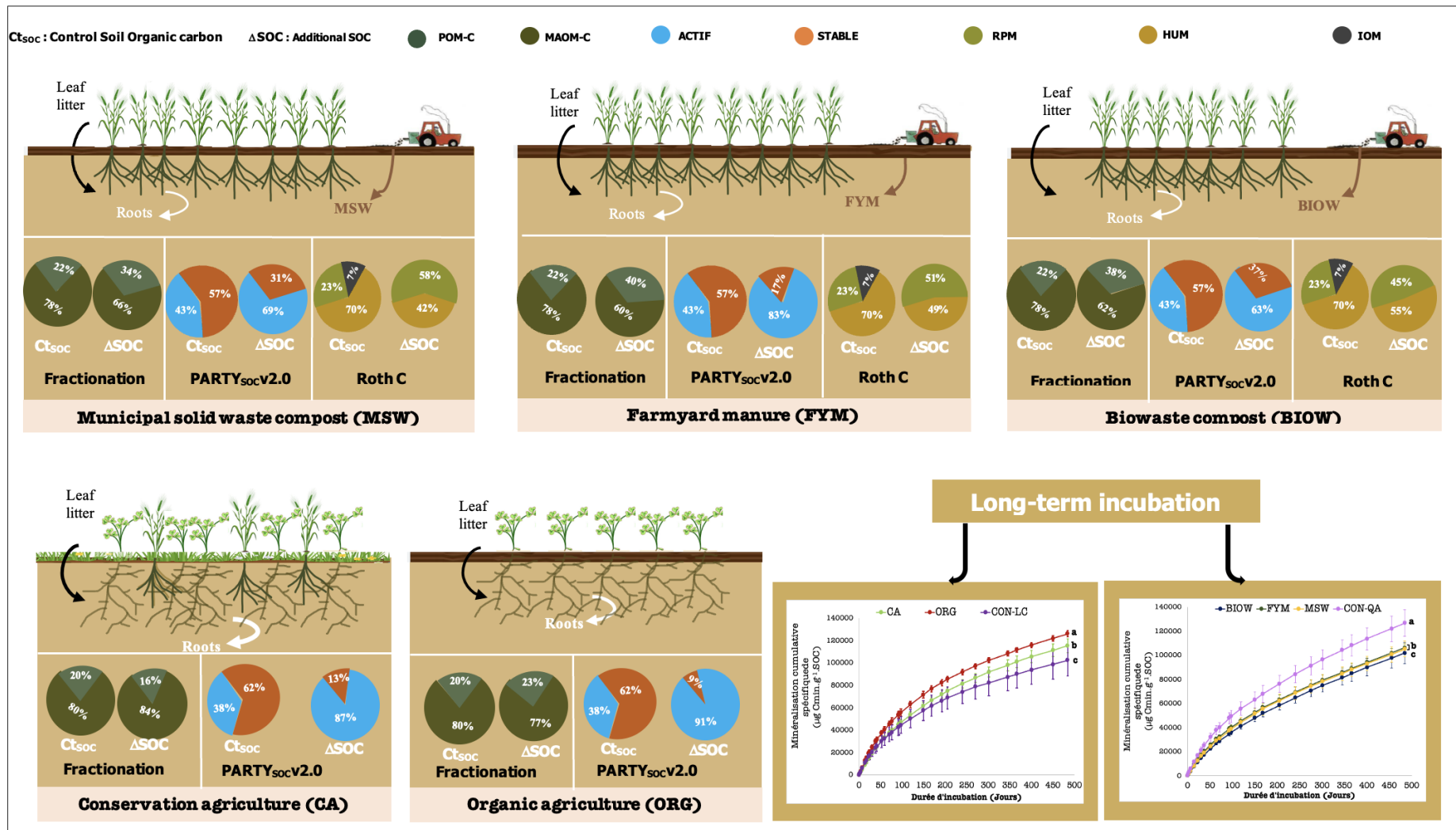


Figure 8.1 : Distribution du C total des parcelles témoins et du C additionnel dans les fractions POM-C (matière organique particulière) vs MAOM-C (matière organique associée aux minéraux) ; les compartiments actif vs stable et les compartiments RPM (matière végétale résistante) vs HUM (matière organique humifiée) et IOM (matière organique interte).

Nos travaux ont montré une répartition différente du carbone additionnel (COS nouvellement stocké) dans les différentes fractions en fonction des pratiques agroécologiques mises en œuvre (Figure 8.1). D'une part l'application des produits résiduels organiques (PROs) a conduit à une répartition du COS additionnel entre 34 - 40% dans les POM contre 60 - 66% dans les MAOM. D'autre part l'agriculture de conservation et l'agriculture biologique ont conduit à une répartition du COS additionnel moindre dans les POM entre 16 - 23% contre 77 - 84% dans les MAOM (Figure 8.1). Ces résultats indiquent cependant que, globalement, une proportion importante du COS additionnel est associée aux minéraux du sol et en particulier dans la fraction argileuse ($<2\mu\text{m}$). *cf Balesdent, 1996 : TMR POM \approx 13 ans, TMR $<50\mu\text{m}$ \approx 63 ans.*

L'application du modèle PARTY_{soil}v2.0 sur ces mêmes échantillons de sol, a révélé à QualiAgro que 63 à 83% du stock additionnel de COS était dans le compartiment du COS actif contre 17 à 37% dans le compartiment du COS stable. A La Cage, une proportion plus élevée se trouve dans le compartiment de COS actif : 87 à 91% du stock additionnel de COS contre 9 à 13% dans le compartiment de COS stable à l'échelle du siècle. Ces résultats suggèrent que la majorité, sinon la totalité, du carbone additionnel se localise dans le compartiment actif (TMR \sim 30 ans), même si une forte proportion était localisée dans la fraction fine du sol. Les simulations du modèle Roth-C à QualiAgro ont indiqué que la moitié, 45 à 58%, du COS additionnel est localisé dans le compartiment RPM (matériel végétal résistant- TMR de 3.3 ans) et l'autre moitié, 42 à 55%, dans le compartiment HUM (matière organique humifiée- TMR de 50 ans). Cependant, le TMR effectif dans le compartiment RPM peut aller au-delà d'une dizaine d'année et le TMR effectif dans le compartiment HUM peut aller jusqu'à 100 ans ; car le coefficient de minéralisation est dépendant des conditions environnementales qui sont variables d'un mois à un autre dans notre étude.

Qualitativement, au site de Qualiagro, les résultats de fractionnement, d'analyses Rock-Eval® et de modélisation indiquent que le COS nouvellement stocké est en moyenne moins stable que le COS du sol dans les traitements témoins. En effet, le COS nouvellement stocké a une proportion de POM supérieure, une proportion de COS actif supérieure et une proportion de RPM supérieure aux témoins. Ces résultats ne sont, en revanche, pas cohérents avec les données d'incubation qui indiquent une stabilité plus grande du COS nouvellement stocké (minéralisation spécifique plus faible pour les sols ayant reçu des apprêts de PROs). Comme les incubations ciblent du COS avec des temps moyen de résidence (TMR) plutôt de l'ordre de l'année, on peut faire l'hypothèse que cette différence vient du fait que les différentes

méthodes ne ciblent pas des compartiments avec les mêmes TMR. Les résultats de Qualiagro suggèrent qu'à l'échelle de quelques décennies, le COS nouvellement stocké est moins stable que le carbone total avant implémentation des pratiques agroécologiques mais, qu'à court terme, le COS additionnel est plutôt résistant. Les résultats de Qualiagro montrent également qu'il n'y a pas d'adéquation parfaite entre les compartiments quantifiés par fractionnement physique, analyse thermique et modélisation. Cependant, les résultats ont une certaine cohérence. En effet, la comparaison de la taille des compartiments actifs et stables et des compartiments RPM et HUM du COS nouvellement stocké fait apparaître qu'il y a plus d'actif que de RPM mais plus de HUM que de stable. En considérant que l'actif a un TMR plus élevé que le RPM et que le stable a un TMR plus élevé que le HUM, les deux résultats sont cohérents. Les distributions du COS nouvellement stocké de ces deux méthodes pointent vers un TMR moyen du COS nouvellement stocké de quelques décennies. Le fractionnement physique distingue une fraction POM avec un TMR de quelques années et une fraction MAOM avec des TMR pouvant aller de quelques décennies à plusieurs siècles. Les résultats suggèrent que le COS nouvellement stocké sous forme de MAOM est plutôt de la MAOM peu stable, c'est-à-dire ayant un TMR de quelques décennies.

Les résultats de La Cage présentent à première vue une moindre cohérence. La pyrolyse Rock-Eval avec le modèle PARTY_{SOC}.v2.0 et les incubations indiquent un COS nouvellement stocké moins stable alors que le fractionnement indique un COS nouvellement stocké stable. Cependant, la MAOM n'a pas un temps de résidence unique (von Lützow et al., 2006). On peut donc faire l'hypothèse que le COS nouvellement stocké sous forme de MAOM est plutôt sur le versant moins stable de la MAOM que le COS présent avant l'implémentation des pratiques stockantes. Ceci permettrait de réconcilier les résultats des données Rock-Eval® avec les données de fractionnements. L'apport des résultats de modélisation comme pour Qualiagro permettrait de discuter cette hypothèse avec plus d'arguments. Les résultats portant sur les deux essais de longue-durée, suggèrent que les résultats des différentes méthodes sont assez complémentaires et pointent vers un TMR de COS nouvellement stocké de l'ordre de quelques décennies. Le maintien de la quantité de COS nouvellement stocké nécessitera donc une poursuite des pratiques stockantes.

Outre ces résultats, les pratiques agroécologiques ayant un stockage additionnel de COS équivalent (MSW, FYM et CA) ont montré une répartition importante du carbone additionnel dans les POM avec les PROs (MSW : 40% ; FYM : 34%) qu'en agriculture de conservation (CA : 16%). Ces résultats suggèrent plus de POM à QualiAgro dans les parcelles

récevant les PROs. Les entrées de carbone par la biomasse végétale à QualiAgro étaient équivalentes entre les parcelles PROs et la parcelle témoin. Le surcoût de POM correspondrait donc à des particules de compost et de fumier appliqués. L'augmentation des POM avec les PROs impliquerait que ces POM de COS additionnel seraient plus persistantes que les POM du témoin. En effet, les PROs sont partiellement stabilisés par le processus de compostage ou de stockage (Benbi et Khosa, 2014), contrairement à la biomasse végétale, qui est une matière organique fraîche. Ainsi, la stabilisation préalable de POM provenant des PROs, les rendrait moins décomposables et par conséquent réduirait le transfert de ce carbone vers la fraction fine du sol ($<50 \mu\text{m}$). La mesure de la minéralisation spécifique du carbone à QualiAgro a indiqué que les parcelles recevant les PROs avaient une biodégradabilité significativement faible (10%) par rapport au témoin sans apport organique (12%). Ce résultat suggère que le carbone nouvellement stocké par les PROs aurait une accessibilité moindre ou une récalcitrance chimique plus élevée comparé au carbone stocké sur la parcelle témoin. Ce résultat conforte la forte proportion de POM obtenues dans les parcelles avec les PROs par rapport à l'essai de La Cage pour des stocks de carbone additionnel équivalent. Ainsi, la nature et la qualité du carbone entrant dans les sols affectent donc leur persistance même à court terme dans les sols. Les sols amendés par des PROs émettent moins de CO_2 vers l'atmosphère que les sols sans amendements organiques, mais cette étude ne considère pas les quantités de CO_2 qui sont émises lors des procédés de maturation des PROs. Afin de pouvoir réellement conclure sur l'effet des PROs sur l'atténuation du changement climatique, il serait intéressant de quantifier ces émissions en amont.

8.2 Le carbone nouvellement stocké est-il vulnérable face aux perturbations physique et climatique ?

Nous avons réalisé une méta-analyse pour évaluer la vulnérabilité du carbone organique du sol face à une perturbation physique ciblant la destruction des agrégats dans le chapitre 5. Les résultats ont montré que globalement, le broyage des agrégats stimule la minéralisation du carbone dans les sols. Cependant, notre analyse a indiqué que le broyage n'était probablement pas une méthode adaptée pour estimer la sensibilité de la minéralisation du C du sol à une perturbation de la structure du sol, car peu discriminante selon les pratiques et usages des sols. Ce résultat m'a incité à ne pas tester l'effet du broyage sur les sols utilisés dans cette thèse.

L'exposition des sols de l'étude aux perturbations climatique telles que l'augmentation des températures et la modification du régime hydrique des sols avec les cycles secs-humides ont révélé que les sols stockant du carbone ont la même sensibilité que les sols de références.

Ces résultats sont contraires à notre hypothèse initiale concernant la plus grande sensibilité de la minéralisation du carbone au régime d'humidité du sol dans les sols stockant du carbone organique par rapport à leur référence. Nous avons aussi constaté que les valeurs de Q_{10} n'indiquaient pas de différence significative entre les pratiques stockant du carbone et leur référence. Par conséquent, ni les changements de régime hydrique, ni l'augmentation des températures ne font pas craindre une perte substantielle du carbone nouvellement stocké. Toutefois, les valeurs de Q_{10} ont tendance à être plus élevées à QualiAgro comparé à La Cage. En effet, des études antérieures ont montré que le carbone labile est moins sensible à la température que le carbone stable (Liski et al., 1999 ; Conen et al., 2008 ; Lefèvre et al., 2014 ; Xu et al., 2014) en relatif. Nous pouvons donc supposer que la récalcitrance des POM à QualiAgro expliquerait leur sensibilité plus élevée à la température par rapport à La Cage. Par ailleurs, il faut souligner que les incubations ne captent que le carbone qui a des temps de résidence de l'ordre de l'année, ce qui n'est pas représentatif du carbone additionnel dont une grande partie est stable à l'échelle pluri-décennale. Ceci questionne la pertinence de notre protocole pour évaluer la sensibilité de la minéralisation du C nouvellement stocké à des stress climatiques. Cette interrogation est d'ordre général car la très grande majorité des travaux ayant permis de renseigner la sensibilité à la température de la minéralisation du COS dans les modèles de dynamique du C sont des incubations en laboratoire sur des durées de quelques semaines à une année. Évaluer l'impact des perturbations climatiques sur la dynamique du carbone au champ demande de prendre en compte des temps longs et donc reste un défi et nécessiterait probablement un équipement lourd.

8.3 Conditions initiales dans le modèle Roth-C : fonctions pédotransfert vs. fractions mesurées

Nous avons utilisé deux approches d'initialisation des compartiments cinétiques de carbone dans le modèle Roth-C proposé dans la littérature (Weihermüller et al., 2013, Zimmermann et al., 2007). Nos résultats ont montré que les stocks de carbone étaient généralement surestimés lorsque les compartiments cinétiques réactifs du modèle Roth-C étaient initialisés avec les fonctions de pédotransfert et le compartiment inerte avec l'équation de Falloon (Falloon et al., 1998). Par contre, l'initialisation avec les fractions mesurées par le fractionnement Zimmermann et al. (2007) a significativement amélioré la prédiction des stocks de carbone sur toutes les parcelles à QualiAgro. Ces résultats suggèrent l'intérêt de mesurer ces fractions pour initialiser les compartiments cinétiques plutôt que d'utiliser les fonctions de pédotransfert qui ne sont peut-être pas adaptées pour tous les types de sol.

8.4 Perspectives

Dans les perspectives de cette étude, à court terme, il serait intéressant d'appliquer le modèle Roth-C sur l'essai de La Cage en initialisant les compartiments cinétiques de carbone avec les fractions mesurées par le fractionnement Zimmermann et al. (2007). À La Cage, pratiquement tout le C additionnel est dans la MAOM. La question que l'on pourrait se poser est : est-ce que Roth-C indiquerait un rapport RPM/HUM du C additionnel identique à Qualiagro ? Le modèle PARTY_{soCv2.0} quant à lui indique moins de C additionnel stable à La Cage une simulation Roth-C étayée par un fractionnement Zimmermann serait donc intéressante pour conforter les résultats du fractionnement par taille de particule et de densité et du modèle d'apprentissage PARTY_{soCv2.0}.

À moyen terme, je propose de s'intéresser au priming effect que l'on pourrait observer dans les conditions au champ, que nos conditions au laboratoire n'ont pas permis d'observer. En effet, dans ce travail, de thèse, je me suis intéressé au « carbone additionnel » stocké depuis 20 ans dans deux essais de longue durée, par comparaison au carbone des sols témoins. Ce COS additionnel est quantifié par différence : COS additionnel = COS parcelle pratique agroécologique – COS parcelle témoin, négligeant l'existence d'un possible priming effect induit par les PROs ou par le C rhizodéposé des plantes de couverture ou légumineuses à La Cage. Nous avons vu avec les incubations à QualiAgro que le carbone nouvellement stocké dans les sols recevant les PROs était plus persistant que le carbone dans la parcelle témoin. Il est probable qu'au champ l'application des PROs ou le retour des résidus induisent une perte non négligeable du carbone stable dans ces parcelles que dans la parcelle témoin. Il est donc crucial de pouvoir quantifier ce priming effect associé aux entrées de carbone frais dans ces sols.

Par ailleurs, le fait que l'initialisation par les fractions Zimmermann soit satisfaisante avec le modèle Roth-C, on pourrait envisager des simulations des stocks de carbone à l'aide de ce modèle dans le contexte de changement climatique en se basant sur les différents scénarios climatiques afin de rendre compte de la vulnérabilité des stocks de carbone au changement climatique. Cette analyse de sensibilité nous renseignerait sur les variations futures dans les stocks de carbone.

Sur le long-terme, je suggère de déployer cette approche multiméthodes sur d'autres pratiques dites « stockantes » telles que l'agroforesterie en culture ou prairie, les haies en culture ou en prairie, les prairies temporaires et permanentes, les bandes enherbées sous

différentes conditions pédoclimatiques. Le but étant d'évaluer la stabilité biogéochimique du carbone nouvellement stocké par ces pratiques.

8.5 Références

- Alvarez, R., Russo, M.E., Prystupa, P., Scheiner, J.D., Blotta, L., 1998. Soil Carbon Pools under Conventional and No-Tillage Systems in the Argentine Rolling Pampa. *Agronomy Journal* 90, 138–143. <https://doi.org/10.2134/agronj1998.00021962009000020003x>
- Amezketta, E., 1999. Soil Aggregate Stability: A Review. *J. Sustain. Agric.* 14, 83–151. https://doi.org/10.1300/J064v14n02_08.
- Amelung, W., Flach, K.-W., Zech, W., 1999. Lignin in Particle-Size Fractions of Native Grassland Soils as Influenced by Climate. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 63, 1222–1228. <https://doi.org/10.2136/sssaj1999.6351222x>
- Amundson, R., 2001. The Carbon Budget in Soils. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 29, 535–562. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.29.1.535>
- Andrén, O., Kätterer, T., 1997. ICBM: THE INTRODUCTORY CARBON BALANCE MODEL FOR EXPLORATION OF SOIL CARBON BALANCES. *Ecological Applications* 7, 1226–1236. [https://doi.org/10.1890/1051-0761\(1997\)007\[1226:ITICBM\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1890/1051-0761(1997)007[1226:ITICBM]2.0.CO;2)
- Andriulo, A., Mary, B., Guerif, J., 1999. Modelling soil carbon dynamics with various cropping sequences on the rolling pampas. *Agronomie* 19, 365–377. <https://doi.org/10.1051/agro:19990504>
- Angers, D.A., Eriksen-Hamel, N.S., 2008. Full-Inversion Tillage and Organic Carbon Distribution in Soil Profiles: A Meta-Analysis. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 72, 1370–1374. <https://doi.org/10.2136/sssaj2007.0342>
- Angers, D.A., 1992. Changes in soil aggregation and organic carbon under corn and alfalfa. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 56, 1244–1249. <https://doi.org/10.2136/sssaj1992.03615995005600040039x>.
- Angers, D.A., Giroux, M., 1996. Recently deposited organic matter in soil water-stable aggregates. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 60, 1547–1551. <https://doi.org/10.2136/sssaj1996.03615995006000050037x>.
- Angers, D.A., Recous, S., 1997. Decomposition of wheat straw and rye residues as affected by particle size. *Plant Soil* 189, 197–203. <https://doi.org/10.1023/A:1004207219678>.
- Aoyama, M., Angers, D.A., N'Dayegamiye, A., Bissonnette, N., 1999. Protected organic matter in water stable aggregates as affected by mineral fertilizer and manure applications. *Can. J. Soil Sci.* 79, 419–425. <https://doi.org/10.4141/S98-061>.
- Ariztegui, D., Farrimond, P., Mckenzie, J.A., 1996. Compositional variations in sedimentary lacustrine organic matter and their implications for high Alpine Holocene environmental changes: Lake St. Moritz, Switzerland. *Organic Geochemistry* 24, 453–461. [https://doi.org/10.1016/0146-6380\(96\)00046-0](https://doi.org/10.1016/0146-6380(96)00046-0)
- Arrouays, D., Balesdent, J., Germon, J.C., Jayet, P.-A., Soussana, J.-F., Stengel, P., 2002. Contribution   la lutte contre l'effet de serre. Stocker du carbone dans les sols agricoles de France? Résumé. <https://doi.org/10.15454/E1PK-1E76>
- Dominique Arrouays, Jérôme Balesdent, J.C. Germon, Pierre-Alain P.-A. Jayet, Jean-François Soussana, et al.. Stocker du carbone dans les sols agricoles de France ? Rapport. [0] INRA. 2002, 334 p. hal-02832401
- Austin, E.E., Wickings, K., McDaniel, M.D., Robertson, G.P., Grandy, A.S., 2017. Cover crop root contributions to soil carbon in a no-till corn bioenergy cropping system. *GCB Bioenergy* 9, 1252–1263. <https://doi.org/10.1111/gcbb.12428>
- Autret, B., Guillier, H., Pouteau, V., Mary, B., Chenu, C., 2020. Similar specific mineralization rates of organic carbon and nitrogen in incubated soils under contrasted arable cropping systems. *Soil and Tillage Research* 204, 104712. <https://doi.org/10.1016/j.still.2020.104712>
- Autret, B., Mary, B., Chenu, C., Balabane, M., Girardin, C., Bertrand, M., Grandeau, G., Beaudoin, N., 2016a. Alternative arable cropping systems: A key to increase soil organic carbon storage? Results from a 16 years field experiment. *Agriculture, Ecosystems & Environment* 232, 150–164. <https://doi.org/10.1016/j.agee.2016.07.008>

- Bailey, V.L., Pries, C.H., Lajtha, K., 2019. What do we know about soil carbon destabilization? *Environmental Research Letters* 14, 083004. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/ab2c11>
- Baldock, J.A., Masiello, C.A., Gélinas, Y., Hedges, J.I., 2004. Cycling and composition of organic matter in terrestrial and marine ecosystems. *Marine Chemistry* 92, 39–64. <https://doi.org/10.1016/j.marchem.2004.06.016>
- Baldock, J.A., 2007. Composition and Cycling of Organic Carbon in Soil, in: Marschner, P., Rengel, Z. (Eds.), *Nutrient Cycling in Terrestrial Ecosystems, Soil Biology*. Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg, pp. 1–35. https://doi.org/10.1007/978-3-540-68027-7_1
- Baldock, J.A., Skjemstad, J.O., 2000. Role of the soil matrix and minerals in protecting natural organic materials against biological attack. *Organic Geochemistry* 31, 697–710. [https://doi.org/10.1016/S0146-6380\(00\)00049-8](https://doi.org/10.1016/S0146-6380(00)00049-8)
- Balesdent, J., 1987. The turnover of soil organic fractions estimated by radiocarbon dating. *Science of The Total Environment* 62, 405–408. [https://doi.org/10.1016/0048-9697\(87\)90528-6](https://doi.org/10.1016/0048-9697(87)90528-6)
- Balesdent, J., Petraud, J.P., Feller, C., 1991. Effets des ultrasons sur la distribution granulométrique des matières organiques des sols. *Sci. Soil* 29, 95–106.
- Balesdent, J., 1996. The significance of organic separates to carbon dynamics and its modelling in some cultivated soils. *European Journal of Soil Science* 47, 485–493. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2389.1996.tb01848.x>
- Balesdent, J., Besnard, E., Arrouays, D., Chenu, C., 1998. The dynamics of carbon in particle-size fractions of soil in a forest-cultivation sequence. *Plant and Soil* 201, 49–57. <https://doi.org/10.1023/A:1004337314970>
- Balesdent, J., Chenu, C., Balabane, M., 2000. Relationship of soil organic matter dynamics to physical protection and tillage. *Soil and Tillage Research* 53, 215–230. [https://doi.org/10.1016/S0167-1987\(99\)00107-5](https://doi.org/10.1016/S0167-1987(99)00107-5)
- Balesdent, J., Basile-Doelsch, I., Chadoeuf, J., Cornu, S., Derrien, D., Fekiacova, Z., Hatté, C., 2018. Atmosphere–soil carbon transfer as a function of soil depth. *Nature* 559, 599–602. <https://doi.org/10.1038/s41586-018-0328-3>
- Barré, P., Plante, A.F., Cécillon, L., Lutfalla, S., Baudin, F., Bernard, S., Christensen, B.T., Eglin, T., Fernandez, J.M., Houot, S., Kätterer, T., Le Guillou, C., Macdonald, A., van Oort, F., Chenu, C., 2016. The energetic and chemical signatures of persistent soil organic matter. *Biogeochemistry* 130, 1–12. <https://doi.org/10.1007/s10533-016-0246-0>
- Barthès, B.G., Kouakoua, E., Larré-Larrouy, M.-C., Razafimbelo, T.M., de Luca, E.F., Azontonde, A., Neves, C.S.V.J., de Freitas, P.L., Feller, C.L., 2008. Texture and sesquioxide effects on water-stable aggregates and organic matter in some tropical soils. *Geoderma* 143, 14–25. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2007.10.003>
- Basile-Doelsch, I., Balesdent, J., Pellerin, S., 2020. Reviews and syntheses: The mechanisms underlying carbon storage in soil. *Biogeosciences* 17, 5223–5242. <https://doi.org/10.5194/bg-17-5223-2020>
- Basile-Doelsch, I., Balesdent, J., Rose, J., 2015. Are Interactions between Organic Compounds and Nanoscale Weathering Minerals the Key Drivers of Carbon Storage in Soils? *Environ. Sci. Technol.* 49, 3997–3998. <https://doi.org/10.1021/acs.est.5b00650>
- Baudin, F., Disnar, J.-R., Aboussou, A., Savignac, F., 2015. Guidelines for Rock–Eval analysis of recent marine sediments. *Organic Geochemistry* 86, 71–80. <https://doi.org/10.1016/j.orggeochem.2015.06.009>
- Baumann, K., Marschner, P., 2013. Effects of salinity on microbial tolerance to drying and rewetting. *Biogeochemistry* 112, 71–80. <https://doi.org/10.1007/s10533-011-9672-1>
- Bayer, C., Martin-Neto, L., Mielniczuk, J., Pillon, C.N., Sangoi, L., 2001. Changes in Soil Organic Matter Fractions under Subtropical No-Till Cropping Systems. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 65, 1473–1478. <https://doi.org/10.2136/sssaj2001.6551473x>

- Beare, M.H., Gregorich, E.G., St-Georges, P., 2009. Compaction effects on CO₂ and N₂O production during drying and rewetting of soil. *Soil Biology and Biochemistry* 41, 611–621. <https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2008.12.024>
- Beare, M.H., Hendrix, P.F., Cabrera, M.L., Coleman, D.C., 1994a. Aggregate-protected and unprotected organic matter pools in conventional and no-tillage soils. *Soil Science Society of America Journal* 58, 787–795. <https://doi.org/10.2136/sssaj1994.03615995005800030021x>.
- Beare, M.H., Hendrix, P.F., Coleman, D.C., 1994b. Water-stable aggregates and organic matter fractions in conventional and no-tillage soils. *Soil Science Society of America Journal* 58, 777–786.
- Beare, M.H., McNeill, S.J., Curtin, D., Parfitt, R.L., Jones, H.S., Dodd, M.B., Sharp, J., 2014. Estimating the organic carbon stabilisation capacity and saturation deficit of soils: a New Zealand case study. *Biogeochemistry* 120, 71–87. <https://doi.org/10.1007/s10533-014-9982-1>
- Benbi, D.K., Khosa, M.K., 2014. Effects of Temperature, Moisture, and Chemical Composition of Organic Substrates on C Mineralization in Soils. *Communications in Soil Science and Plant Analysis* 45, 2734–2753. <https://doi.org/10.1080/00103624.2014.950423>
- Besnard, E., Chenu, C., Balesdent, J., Puget, P., Arrouays, D., 1996. Fate of particulate organic matter in soil aggregates during cultivation. *Eur. J. Soil Sci.* 47, 495–503. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2389.1996.tb01849.x>.
- Bhattacharyya, R., Kundu, S., Srivastva, A.K., Gupta, H.S., Prakash, V., Bhatt, J.C., 2011. Long term fertilization effects on soil organic carbon pools in a sandy loam soil of the Indian sub-Himalayas. *Plant Soil* 341, 109–124. <https://doi.org/10.1007/s11104-010-0627-4>
- Bhogal, A., Nicholson, F.A., Rollett, A., Taylor, M., Litterick, A., Whittingham, M.J., Williams, J.R., 2018. Improvements in the Quality of Agricultural Soils Following Organic Material Additions Depend on Both the Quantity and Quality of the Materials Applied. *Front. Sustain. Food Syst.* 2, 9. <https://doi.org/10.3389/fsufs.2018.00009>
- Bhowmik, A., Fortuna, A.-M., Cihacek, L.J., Bary, A.I., Carr, P.M., Cogger, C.G., 2017. Potential carbon sequestration and nitrogen cycling in long-term organic management systems. *Renew. Agric. Food Syst.* 32, 498–510. <https://doi.org/10.1017/S1742170516000429>
- Birch, H.F., 1960. Nitrification in soils after different periods of dryness. *Plant Soil* 12, 81–96. <https://doi.org/10.1007/BF01377763>
- Birch, H.F., 1958. The effect of soil drying on humus decomposition and nitrogen availability. *Plant Soil* 10, 9–31. <https://doi.org/10.1007/BF01343734>
- Bischoff, N., Mikutta, R., Shibistova, O., Puzanov, A., Silanteva, M., Grebennikova, A., Fuß, R., Guggenberger, G., 2017. Limited protection of macro-aggregate-occluded organic carbon in Siberian steppe soils. *Biogeosciences* 14, 2627–2640. <https://doi.org/10.5194/bg-14-2627-2017>.
- Bohoussou, Y.N., Kou, Y.-H., Yu, W.-B., Lin, B., Virk, A.L., Zhao, X., Dang, Y.P., Zhang, H.-L., 2022. Impacts of the components of conservation agriculture on soil organic carbon and total nitrogen storage: A global meta-analysis. *Science of The Total Environment* 842, 156822. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2022.156822>
- Borken, W., Matzner, E., 2009. Reappraisal of drying and wetting effects on C and N mineralization and fluxes in soils. *Global Change Biology* 15, 808–824. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2008.01681.x>
- Bolinder, M.A., Janzen, H.H., Gregorich, E.G., Angers, D.A., VandenBygaart, A.J., 2007. An approach for estimating net primary productivity and annual carbon inputs to soil for common agricultural crops in Canada. *Agriculture, Ecosystems & Environment* 118, 29–42. <https://doi.org/10.1016/j.agee.2006.05.013>
- Bossuyt, H., Six, J., Hendrix, P.F., 2002. Aggregate-protected carbon in no-tillage and conventional tillage agroecosystems using carbon-14 labeled plant residue. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 66, 1965–1973. <https://doi.org/10.2136/sssaj2002.1965>.

- Besnard, E., Chenu, C., Balesdent, J., Puget, P., Arrouays, D., 1996. Fate of particulate organic matter in soil aggregates during cultivation. *European Journal of Soil Science* 47, 495–503. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2389.1996.tb01849.x>
- Borken, W., Matzner, E., 2009. Reappraisal of drying and wetting effects on C and N mineralization and fluxes in soils. *Global Change Biology* 15, 808–824. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2008.01681.x>
- Bosatta, E., Ågren, G.I., 1985. Theoretical analysis of decomposition of heterogeneous substrates. *Soil Biology and Biochemistry* 17, 601–610. [https://doi.org/10.1016/0038-0717\(85\)90035-5](https://doi.org/10.1016/0038-0717(85)90035-5)
- Brock, C., Fließbach, A., Oberholzer, H., Schulz, F., Wiesinger, K., Reinicke, F., Koch, W., Pallutt, B., Dittman, B., Zimmer, J., Hülsbergen, K., Leithold, G., 2011. Relation between soil organic matter and yield levels of nonlegume crops in organic and conventional farming systems. *Z. Pflanzenernähr. Bodenk.* 174, 568–575. <https://doi.org/10.1002/jpln.201000272>
- Bruni, E., Chenu, C., Abramoff, R.Z., Baldoni, G., Barkusky, D., Clivot, H., Huang, Y., Kätterer, T., Pikula, D., Spiegel, H., Virto, I., Guenet, B., 2022. Multi-modelling predictions show high uncertainty of required carbon input changes to reach a 4‰ target. *European J Soil Science*. <https://doi.org/10.1111/ejss.13330>
- Bruun, S., Ågren, G.I., Christensen, B.T., Jensen, L.S., 2010. Measuring and modeling continuous quality distributions of soil organic matter. *Biogeosciences* 7, 27–41. <https://doi.org/10.5194/bg-7-27-2010>
- Buée, M., De Boer, W., Martin, F., van Overbeek, L., Jurkevitch, E., 2009. The rhizosphere zoo: An overview of plant-associated communities of microorganisms, including phages, bacteria, archaea, and fungi, and of some of their structuring factors. *Plant Soil* 321, 189–212. <https://doi.org/10.1007/s11104-009-9991-3>
- Burda, B.U., O'Connor, E.A., Webber, E.M., Redmond, N., Perdue, L.A., 2017. Estimating data from figures with a Web-based program: Considerations for a systematic review. *Res. Synth. Methods* 8, 258–262. <https://doi.org/10.1002/jrsm.1232>
- Butterly, C.R., Bünemann, E.K., McNeill, A.M., Baldock, J.A., Marschner, P., 2009. Carbon pulses but not phosphorus pulses are related to decreases in microbial biomass during repeated drying and rewetting of soils. *Soil Biology and Biochemistry* 41, 1406–1416. <https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2009.03.018>
- Burke, E.J., Brown, S.J., 2010. Regional drought over the UK and changes in the future. *Journal of Hydrology* 394, 471–485. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2010.10.003>
- Cambou, A., 2018. Evaluation du stock et de la stabilité du carbone organique dans les sols urbains. *AgroCampus Ouest*.
- Cambardella, C.A., Elliott, E.T., 1992. Particulate soil organic-matter changes across a grassland cultivation sequence. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 56, 777–783. <https://doi.org/10.2136/sssaj1992.03615995005600030017x>
- Canarini, A., Kiær, L.P., Dijkstra, F.A., 2017. Soil carbon loss regulated by drought intensity and available substrate: A meta-analysis. *Soil Biol. Biochem.* 112, 90–99. <https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2017.04.020>
- Carbonell-Bojollo, R., González-Sánchez, E.J., Ruibérriz de Torres, M.R., Ordóñez-Fernández, R., Domínguez-Gimenez, J., Basch, G., 2015. Soil organic carbon fractions under conventional and no-till management in a long-term study in southern Spain. *Soil Res.* 53, 113. <https://doi.org/10.1071/SR13369>
- Cardinael, R., 2015. Stockage de carbone et dynamique des matières organiques des sols en agroforesterie sous climat méditerranéen et tempéré. *Sciences agricoles. Université Paris Saclay (COMUE)*, 2015. Français. [\(NNT : 2015SACL003\)](#). [\(tel-01306955\)](#)
- Cardinael, R., Chevallier, T., Cambou, A., Béral, C., Barthès, B.G., Dupraz, C., Durand, C., Kouakoua, E., Chenu, C., 2017. Increased soil organic carbon stocks under

- agroforestry: A survey of six different sites in France. *Agriculture, Ecosystems & Environment* 236, 243–255. <https://doi.org/10.1016/j.agee.2016.12.011>
- Cardinael, R., Guenet, B., Chevallier, T., Dupraz, C., Cozzi, T., Chenu, C., 2018. High organic inputs explain shallow and deep SOC storage in a long-term agroforestry system – combining experimental and modeling approaches. *Biogeosciences* 15, 297–317. <https://doi.org/10.5194/bg-15-297-2018>
- Carey, J.C., Tang, J., Templer, P.H., Kroeger, K.D., Crowther, T.W., Burton, A.J., Dukes, J.S., Emmett, B., Frey, S.D., Heskell, M.A., Jiang, L., Machmuller, M.B., Mohan, J., Panetta, A.M., Reich, P.B., Reinsch, S., Wang, X., Allison, S.D., Bamminger, C., Bridgham, S., Collins, S.L., de Dato, G., Eddy, W.C., Enquist, B.J., Estiarte, M., Harte, J., Henderson, A., Johnson, B.R., Larsen, K.S., Luo, Y., Marhan, S., Melillo, J.M., Peñuelas, J., Pfeifer-Meister, L., Poll, C., Rastetter, E., Reinmann, A.B., Reynolds, L.L., Schmidt, I.K., Shaver, G.R., Strong, A.L., Suseela, V., Tietema, A., 2016. Temperature response of soil respiration largely unaltered with experimental warming. *Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A.* 113, 13797–13802. <https://doi.org/10.1073/pnas.1605365113>
- Carter, M.R., Angers, D.A., Gregorich, E.G., Bolinder, M.A., 2003. Characterizing organic matter retention for surface soils in eastern Canada using density and particle size fractions. *Can. J. Soil. Sci.* 83, 11–23. <https://doi.org/10.4141/S01-087>
- Cécillon, L., Baudin, F., Chenu, C., Christensen, B.T., Franko, U., Houot, S., Kanari, E., Kätterer, T., Merbach, I., van Oort, F., Poeplau, C., Quezada, J.C., Savignac, F., Soucémariadin, L.N., Barré, P., 2021. Partitioning soil organic carbon into its centennially stable and active fractions with machine-learning models based on Rock-Eval® thermal analysis (PARTY<sub>SOC</sub>v2.0 and PARTY<sub>SOC</sub>v2.0<sub>EU</sub>). *Geosci. Model Dev.* 14, 3879–3898. <https://doi.org/10.5194/gmd-14-3879-2021>
- Cécillon, L., Baudin, F., Chenu, C., Houot, S., Jolivet, R., Kätterer, T., Lutfalla, S., Macdonald, A., van Oort, F., Plante, A.F., Savignac, F., Soucémariadin, L.N., Barré, P., 2018. A model based on Rock-Eval thermal analysis to quantify the size of the centennially persistent organic carbon pool in temperate soils. *Biogeosciences* 15, 2835–2849. <https://doi.org/10.5194/bg-15-2835-2018>
- Chapin III, F.S., Zavaleta, E.S., Eviner, V.T., Naylor, R.L., Vitousek, P.M., Reynolds, H.L., Hooper, D.U., Lavorel, S., Sala, O.E., Hobbie, S.E., Mack, M.C., Díaz, S., 2000. Consequences of changing biodiversity. *Nature* 405, 234–242. <https://doi.org/10.1038/35012241>
- Chassé, M., Lutfalla, S., Cécillon, L., Baudin, F., Abiven, S., Chenu, C., Barré, P., 2021. Long-term bare-fallow soil fractions reveal thermo-chemical properties controlling soil organic carbon dynamics. *Biogeosciences* 18, 1703–1718. <https://doi.org/10.5194/bg-18-1703-2021>
- Chenu, C., Le Bissonnais, Y., Arrouays, D., 2000. Organic matter influence on clay wettability and soil aggregate stability. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 64, 1479–1486. <https://doi.org/10.2136/sssaj2000.6441479x>
- Chenu, C., Stotzky, G., 2002. – Interactions between microorganisms and soil particles: An overview. In: Huang, P.M., Bollag, J.M., Senesi, N. (Eds.), *Interactions Between Soil Particles and Microorganisms*. Wiley and Sons, New York, pp. 3–40.
- Chenu, C., Rumpel, C., Lehmann, J., 2015. *Methods for Studying Soil Organic Matter*, in: *Soil Microbiology, Ecology and Biochemistry*. Elsevier, pp. 383–419. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-415955-6.00013-X>
- Chenu, C., Angers, D.A., Barré, P., Derrien, D., Arrouays, D., Balesdent, J., 2019. Increasing organic stocks in agricultural soils: Knowledge gaps and potential innovations. *Soil and Tillage Research* 188, 41–52. <https://doi.org/10.1016/j.still.2018.04.011>

- Chenu, C., Klumpp, K., Bispo, A., Angers, D., Colnenne, C., Metay, A., 2014. Stocker du carbone dans les sols agricoles: évaluation de leviers d'action pour la France. *Innovations agronomiques* 37.
- Chevallier, T., Blanchart, E., Toucet, J., Bernoux, M., 2011. Methods to estimate aggregate protected soil organic carbon, 2: does the grinding of the plant residues affect the estimations of the aggregate protected soil organic carbon? *Commun. Soil Sci. Plant Anal.* 42, 1537–1543. <https://doi.org/10.1080/00103624.2011.581722>.
- Chevallier, T., Blanchart, E., Albrecht, A., Feller, C., 2004. The physical protection of soil organic carbon in aggregates: a mechanism of carbon storage in a Vertisol under pasture and market gardening (Martinique, West Indies). *Agriculture, Ecosystems & Environment* 103, 375–387. <https://doi.org/10.1016/j.agee.2003.12.009>
- Chevallier, T., Woignier, T., Toucet, J., Blanchart, E., 2010. Organic carbon stabilization in the fractal pore structure of Andosols. *Geoderma* 159, 182–188. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2010.07.010>
- Chimento, C., Almagro, M., Amaducci, S., 2016. Carbon sequestration potential in perennial bioenergy crops: the importance of organic matter inputs and its physical protection. *GCB Bioenergy* 8, 111–121. <https://doi.org/10.1111/gcbb.12232>
- Chodak, M., Borcken, W., Ludwig, B., Beese, F., 2001. Effect of temperature on the mineralization of C and N of fresh and mature compost in sandy material. *J. Plant Nutr. Soil Sci.* 164, 289–294. [https://doi.org/10.1002/1522-2624\(200106\)164:3<289::AID-JPLN289>3.0.CO;2-H](https://doi.org/10.1002/1522-2624(200106)164:3<289::AID-JPLN289>3.0.CO;2-H)
- Chowdhury, N., Yan, N., Islam, Md.N., Marschner, P., 2011. The extent of drying influences the flush of respiration after rewetting in non-saline and saline soils. *Soil Biology and Biochemistry* 43, 2265–2272. <https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2011.07.013>
- Chow, A.T., Tanji, K.K., Gao, S., Dahlgren, R.A., 2006. Temperature, water content and wet dry cycle effects on DOC production and carbon mineralization in agricultural peat soils. *Soil Biology and Biochemistry* 38, 477–488. <https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2005.06.005>
- Christensen, B.T., 2001. Physical fractionation of soil and structural and functional complexity in organic matter turnover: Turnover of soil organic matter. *European Journal of Soil Science* 52, 345–353. <https://doi.org/10.1046/j.1365-2389.2001.00417.x>
- Christensen, B.T., 1992. Physical Fractionation of Soil and Organic Matter in Primary Particle Size and Density Separates, in: Lal, R., Stewart, B.A. (Eds.), *Soil Restoration, Advances in Soil Science*. Springer New York, New York, NY, pp. 1–90. https://doi.org/10.1007/978-1-4612-2930-8_1
- Christensen, B.T., 1987. Decomposability of organic matter in particle size fractions from field soils with straw incorporation. *Soil Biology and Biochemistry* 19, 429–435. [https://doi.org/10.1016/0038-0717\(87\)90034-4](https://doi.org/10.1016/0038-0717(87)90034-4)
- Christensen, B.T., 1985. Carbon and Nitrogen in Particle Size Fractions Isolated from Danish Arable Soils by Ultrasonic Dispersion and Gravity-Sedimentation. *Acta Agriculturae Scandinavica* 35, 175–187. <https://doi.org/10.1080/00015128509435773>
- Clemmensen, K.E., Bahr, A., Ovaskainen, O., Dahlberg, A., Ekblad, A., Wallander, H., Stenlid, J., Finlay, R.D., Wardle, D.A., Lindahl, B.D., 2013. Roots and Associated Fungi Drive Long-Term Carbon Sequestration in Boreal Forest. *Science* 339, 1615–1618. <https://doi.org/10.1126/science.1231923>
- Clivot, H., Mouny, J.-C., Duparque, A., Dinh, J.-L., Denoroy, P., Houot, S., Vertès, F., Trochard, R., Bouthier, A., Sagot, S., Mary, B., 2019. Modeling soil organic carbon evolution in long-term arable experiments with AMG model. *Environmental Modelling & Software* 118, 99–113. <https://doi.org/10.1016/j.envsoft.2019.04.004>
- Coleman, K. & Jenkinson, D.S. 1999. ROTH-C-26.3. A Model for the Turnover of Carbon in Soil.

- Model Description and Windows User's Guide. November 1999 Issue. Lawes Agricultural Trust, Harpenden, UK.
- Conant, R.T., Ryan, M.G., Ågren, G.I., Birge, H.E., Davidson, E.A., Eliasson, P.E., Evans, S.E., Frey, S.D., Giardina, C.P., Hopkins, F.M., Hyvönen, R., Kirschbaum, M.U.F., Lavallee, J.M., Leifeld, J., Parton, W.J., Megan Steinweg, J., Wallenstein, M.D., Martin Wetterstedt, J.Å., Bradford, M.A., 2011. Temperature and soil organic matter decomposition rates - synthesis of current knowledge and a way forward. *Glob. Change Biol.* 17, 3392–3404. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2011.02496.x>
- Conant, R.T., Drijber, R.A., Haddix, M.L., Parton, W.J., Paul, E.A., Plante, A.F., Six, J., Steinweg, J.M., 2008. Sensitivity of organic matter decomposition to warming varies with its quality: temperature sensitivity of organic matter decomposition. *Global Change Biology* 14, 868–877. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2008.01541.x>
- Conen, F., Leifeld, J., Seth, B., Alewell, C., 2006. Warming mineralises young and old soil carbon equally. *Biogeosciences* 3, 515–519. <https://doi.org/10.5194/bg-3-515-2006>
- Conen, F., Karhu, K., Leifeld, J., Seth, B., Vanhala, P., Liski, J., Alewell, C., 2008. Temperature sensitivity of young and old soil carbon – Same soil, slight differences in ¹³C natural abundance method, inconsistent results. *Soil Biology and Biochemistry* 40, 2703–2705. <https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2008.07.004>
- Cook, F.J., Orchard, V.A., 2008. Relationships between soil respiration and soil moisture. *Soil Biology and Biochemistry* 40, 1013–1018. <https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2007.12.012>
- Cook, F.J., Knight, J.H., 2003. Oxygen Transport to Plant Roots: Modeling for Physical Understanding of Soil Aeration. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 67, 20–31. <https://doi.org/10.2136/sssaj2003.2000>
- Cook, F.J., Orchard, V.A., 2008. Relationships between soil respiration and soil moisture. *Soil Biology and Biochemistry* 40, 1013–1018. <https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2007.12.012>
- Copard, Y., Disnar, J.R., Becq-Giraudon, J.F., 2002. Erroneous maturity assessment given by Tmax and HI Rock-Eval parameters on highly mature weathered coals. *International Journal of Coal Geology* 49, 57–65. [https://doi.org/10.1016/S0166-5162\(01\)00065-9](https://doi.org/10.1016/S0166-5162(01)00065-9)
- Cosentino, D., Chenu, C., Le Bissonnais, Y., 2006. Aggregate stability and microbial community dynamics under drying–wetting cycles in a silt loam soil. *Soil Biology and Biochemistry* 38, 2053–2062. <https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2005.12.022>
- Cotrufo, M.F., Wallenstein, M.D., Boot, C.M., Deneff, K., Paul, E., 2013. The Microbial Efficiency–Matrix Stabilization (MEMS) framework integrates plant litter decomposition with soil organic matter stabilization: do labile plant inputs form stable soil organic matter? *Glob Change Biol* 19, 988–995. <https://doi.org/10.1111/gcb.12113>
- Cotrufo, M.F., Ranalli, M.G., Haddix, M.L., Six, J., Lugato, E., 2019. Soil carbon storage informed by particulate and mineral-associated organic matter. *Nat. Geosci.* 12, 989–994. <https://doi.org/10.1038/s41561-019-0484-6>
- Cotrufo, M.F., Soong, J.L., Horton, A.J., Campbell, E.E., Haddix, M.L., Wall, D.H., Parton, W.J., 2015. Formation of soil organic matter via biochemical and physical pathways of litter mass loss. *Nature Geosci* 8, 776–779. <https://doi.org/10.1038/ngeo2520>
- Curtin, D., Beare, M.H., Hernandez-Ramirez, G., 2012. Temperature and Moisture Effects on Microbial Biomass and Soil Organic Matter Mineralization. *Soil Science Society of America Journal* 76, 2055–2067. <https://doi.org/10.2136/sssaj2012.0011>
- Curtin, D., Beare, M.H., Scott, C.L., Hernandez-Ramirez, G., Meenken, E.D., 2014. Mineralization of soil carbon and nitrogen following physical disturbance: a laboratory assessment. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 78, 925–935. <https://doi.org/10.2136/sssaj2013.12.0510>
- Curtin, D., Beare, M.H., Qiu, W., 2016. Texture effects on carbon stabilisation and storage in New Zealand soils containing predominantly 2: 1 clays. *Soil Res.* 54, 30.

- <https://doi.org/10.1071/SR14292>
- Curtis, P.S., Queenborough, S.A., 2012. Raising the standards for ecological meta-analyses. *New Phytol.* 195, 279–281. <https://doi.org/10.1111/j.1469-8137.2012.04207.x>.
- Dai, A., 2013. Increasing drought under global warming in observations and models. *Nature Climate Change* 3, 52–58. <https://doi.org/10.1038/nclimate1633>
- Davidson, E.A., Janssens, I.A., 2006. Temperature sensitivity of soil carbon decomposition and feedbacks to climate change. *Nature* 440, 165–173. <https://doi.org/10.1038/nature04514>
- Davidson, E.A., Janssens, I.A., Luo, Y., 2006. On the variability of respiration in terrestrial ecosystems: moving beyond Q₁₀. *Global Change Biology* 12, 154–164. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2005.01065.x>
- Davidson, E.A., Belk, E., Boone, R.D., 1998. Soil water content and temperature as independent or confounded factors controlling soil respiration in a temperate mixed hardwood forest. *Global Change Biology* 4, 217–227. <https://doi.org/10.1046/j.1365-2486.1998.00128.x>
- Davidson, E.A., Trumbore, S.E., Amundson, R., 2000. Soil warming and organic carbon content. *Nature* 408, 789–790. <https://doi.org/10.1038/35048672>
- D'Angelo, E.M., Kovzelev, C.A., Karathanasis, A.D., 2009. Carbon sequestration processes in temperate soils with different chemical properties and management historie. *Soil Sci.* 174, 45–55. <https://doi.org/10.1097/SS.0b013e318195b7f8>.
- Degens, B.P., Sparling, G.P., 1995. Repeated wet-dry cycles do not accelerate the mineralization of organic C involved in the macro-aggregation of a sandy loam soil. *Plant Soil* 175, 197–203. <https://doi.org/10.1007/BF00011355>
- Delarue, F., Disnar, J.-R., Copard, Y., Gogo, S., Jacob, J., Laggoun-Défarge, F., 2013. Can Rock-Eval pyrolysis assess the biogeochemical composition of organic matter during peatification? *Organic Geochemistry* 61, 66–72. <https://doi.org/10.1016/j.orggeochem.2013.06.004>
- Denef, K., Six, J., Paustian, K., Merckx, R., 2001. Importance of macroaggregate dynamics in controlling soil carbon stabilization: short-term effects of physical disturbance induced by dry wet cycles. *Soil Biology and Biochemistry* 33, 2145–2153. [https://doi.org/10.1016/S0038-0717\(01\)00153-5](https://doi.org/10.1016/S0038-0717(01)00153-5)
- Denef, K., Six, J., Merckx, R., Paustian, K., 2004. Carbon Sequestration in Microaggregates of No-Tillage Soils with Different Clay Mineralogy. *Soil Sci. Soc. Am. j.* 68, 1935–1944. <https://doi.org/10.2136/sssaj2004.1935>
- Dendooven, L., Gutiérrez-Oliva, V.F., Patiño-Zúñiga, L., Ramírez-Villanueva, D.A., Verhulst, N., Luna-Guido, M., Marsch, R., Montes-Molina, J., Gutiérrez-Miceli, F.A., Vásquez-Murrieta, S., Govaerts, B., 2012. Greenhouse gas emissions under conservation agriculture compared to traditional cultivation of maize in the central highlands of Mexico. *Science of The Total Environment* 431, 237–244. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2012.05.029>
- Diacono, M., Montemurro, F., 2010. Long-term effects of organic amendments on soil fertility. A review. *Agron. Sustain. Dev.* 30, 401–422. <https://doi.org/10.1051/agro/2009040>
- di-Giovanni, C., Disnar, J.R., Bichet, V., Campy, M., Guillet, B., 1998. Geochemical characterization of soil organic matter and variability of a postglacial detrital organic supply (chaillexon lake, france). *Earth Surf. Process. Landforms* 23, 1057–1069. [https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1096-9837\(199812\)23:12<1057::AID-ESP921>3.0.CO;2-H](https://doi.org/10.1002/(SICI)1096-9837(199812)23:12<1057::AID-ESP921>3.0.CO;2-H)
- Dignac, M.-F., Derrien, D., Barré, P., Barot, S., Cécillon, L., Chenu, C., Chevallier, T., Freschet, G.T., Garnier, P., Guenet, B., Hedde, M., Klumpp, K., Lashermes, G., Maron, P.-A., Nunan, N., Roumet, C., Basile-Doelsch, I., 2017. Increasing soil carbon storage:

- mechanisms, effects of agricultural practices and proxies. A review. *Agron. Sustain. Dev.* 37, 14. <https://doi.org/10.1007/s13593-017-0421-2>
- Dimassi, B., Cohan, J.-P., Labreuche, J., Mary, B., 2013. Changes in soil carbon and nitrogen following tillage conversion in a long-term experiment in Northern France. *Agriculture, Ecosystems & Environment* 169, 12–20. <https://doi.org/10.1016/j.agee.2013.01.012>
- Disnar, J.R., Guillet, B., Keravis, D., Di-Giovanni, C., Sebag, D., 2003. Soil organic matter (SOM) characterization by Rock-Eval pyrolysis: scope and limitations. *Organic Geochemistry* 34, 327–343. [https://doi.org/10.1016/S0146-6380\(02\)00239-5](https://doi.org/10.1016/S0146-6380(02)00239-5)
- Donat, M.G., Lowry, A.L., Alexander, L.V., O’Gorman, P.A., Maher, N., 2016. More extreme precipitation in the world’s dry and wet regions. *Nature Climate Change* 6, 508–513. <https://doi.org/10.1038/nclimate2941>
- Dondini, M., Hastings, A., Saiz, G., Jones, M.B., Smith, P., 2009. The potential of *Miscanthus* to sequester carbon in soils: comparing field measurements in Carlow, Ireland to model predictions. *GCB Bioenergy* 1, 413–425. <https://doi.org/10.1111/j.1757-1707.2010.01033.x>
- Dou, F., Wright, A.L., Hons, F.M., 2008. Sensitivity of Labile Soil Organic Carbon to Tillage in Wheat-Based Cropping Systems. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 72, 1445–1453. <https://doi.org/10.2136/sssaj2007.0230>
- Duchaufour (Ph.D), 1970. Humification et écologie. Cuh. ORSTOM, sér. Pédol., vol. VIII, 4 : 379-390.
- Dungait, J.A.J., Hopkins, D.W., Gregory, A.S., Whitmore, A.P., 2012. Soil organic matter turnover is governed by accessibility not recalcitrance. *Glob Change Biol* 18, 1781–1796. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2012.02665.x>
- Duchicela, J., Vogelsang, K.M., Schultz, P.A., Kaonongbua, W., Middleton, E.L., Bever, J. D., 2012. Non-native plants and soil microbes : potential contributors to the consistent reduction in soil aggregate stability caused by the disturbance of North American grasslands. *New Phytol.* 196, 212–222. <https://doi.org/10.1111/j.1469-8137.2012.04233.x>
- Egger, M., Smith, G.D., Schneider, M., Minder, C., 1997. Bias in meta-analysis detected by a simple, graphical test. *BMJ* 315, 629–634. <https://doi.org/10.1136/bmj.315.7109.629>
- Ellert, B.H., Bettany, J.R., 1995. Calculation of organic matter and nutrients stored in soils under contrasting management regimes. *Can. J. Soil. Sci.* 75, 529–538. <https://doi.org/10.4141/cjss95-075>
- Elliott, E.T., Burke, I.C., Monz, C.A., Frey, S.D., Paustian, K.H., Collins, H.P., Paul, E.A., Cole, C.V., Blevins, R.L., Frye, W.W., Lyon, D.J., Halvorson, A.D., Huggins, D.R., Turco, R.F., Hickman, M.V., 2015. Terrestrial Carbon Pools: Preliminary Data from the Corn Belt and Great Plains Regions, in: Doran, J.W., Coleman, D.C., Bezdicsek, D.F., Stewart, B.A. (Eds.), SSSA Special Publications. Soil Science Society of America and American Society of Agronomy, Madison, WI, USA, pp. 179–191. <https://doi.org/10.2136/sssaspecpub35.c12>
- Elliott, E.T., 1986. Aggregate structure and carbon, nitrogen, and phosphorus in native and cultivated soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 50, 627–633. <https://doi.org/10.2136/sssaj1986.03615995005000030017x>
- Ekschmitt, K., Kandeler, E., Poll, C., Brune, A., Buscot, F., Friedrich, M., Gleixner, G., Hartmann, A., Kästner, M., Marhan, S., Miltner, A., Scheu, S., Wolters, V., 2008. Soil-carbon preservation through habitat constraints and biological limitations on decomposer activity. *Z. Pflanzenernähr. Bodenk.* 171, 27–35. <https://doi.org/10.1002/jpln.200700051>
- Eliasson, P.E., McMurtrie, R.E., Pepper, D.A., Stromgren, M., Linder, S., Agren, G.I., 2005. The response of heterotrophic CO₂ flux to soil warming. *Global Change Biol* 11, 167–181. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2004.00878.x>

- Espitalie, J., Deroo, G., Marquis, F., 1985. La pyrolyse Rock-Eval et ses applications. Deuxième partie. *Rev. Inst. Fr. Pét.* 40, 755–784. <https://doi.org/10.2516/ogst:1985045>
- Espitalie, J., Madec, M., Tissot, B., Mennig, J.J., Leplat, P., 1977. Source Rock Characterization Method for Petroleum Exploration, in: *Offshore Technology Conference*. Presented at the Offshore Technology Conference, Offshore Technology Conference, Houston, Texas. <https://doi.org/10.4043/2935-MS>
- Eusterhues, K., Rumpel, C., Kleber, M., Kögel-Knabner, I., 2003. Stabilisation of soil organic matter by interactions with minerals as revealed by mineral dissolution and oxidative degradation. *Organic Geochemistry* 34, 1591–1600. <https://doi.org/10.1016/j.orggeochem.2003.08.007>
- Evans, S.E., Wallenstein, M.D., 2012. Soil microbial community response to drying and rewetting stress: does historical precipitation regime matter? *Biogeochemistry* 109, 101–116. <https://doi.org/10.1007/s10533-011-9638-3>
- Fabrizzi, K.P., Morón, A., García, F.O., 2003. Soil Carbon and Nitrogen Organic Fractions in Degraded vs. Non-Degraded Mollisols in Argentina. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 67, 1831–1841. <https://doi.org/10.2136/sssaj2003.1831>
- Falloon, P., Smith, P., Coleman, K., Marshall, S., 1998. Estimating the size of the inert organic matter pool from total soil organic carbon content for use in the Rothamsted carbon model. *Soil Biology and Biochemistry* 30, 1207–1211. [https://doi.org/10.1016/S0038-0717\(97\)00256-3](https://doi.org/10.1016/S0038-0717(97)00256-3)
- Falloon, P., Jones, C.D., Ades, M., Paul, K., 2011. Direct soil moisture controls of future global soil carbon changes: An important source of uncertainty: SOIL MOISTURE AND SOIL CARBON. *Global Biogeochem. Cycles* 25, n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2010GB003938>
- Fang, C., Smith, P., Moncrieff, J.B., Smith, J.U., 2005. Similar response of labile and resistant soil organic matter pools to changes in temperature. *Nature* 433, 57–59. <https://doi.org/10.1038/nature03138>
- Feller, C., Beare, M.H., 1997. Physical control of soil organic matter dynamics in the tropics. *Geoderma* 79, 69–116. [https://doi.org/10.1016/S0016-7061\(97\)00039-6](https://doi.org/10.1016/S0016-7061(97)00039-6)
- Feller, C., Brossard, M., Chen, Y., Landa, E.R., Trichet, J., 2010. Selected pioneering works on humus in soils and sediments during the 20th century: A retrospective look from the International Humic Substances Society view. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C* 35, 903–912. <https://doi.org/10.1016/j.pce.2010.10.004>
- Fernández-Ugalde, O., Virto, I., Barré, P., Apesteguía, M., Enrique, A., Imaz, M.J., Bescansa, P., 2014. Mechanisms of macroaggregate stabilisation by carbonates: implications for organic matter protection in semi-arid calcareous soils. *Soil Research* 52, 180. <https://doi.org/10.1071/SR13234>
- Fontaine, S., Barot, S., Barré, P., Bdioui, N., Mary, B., Rumpel, C., 2007. Stability of organic carbon in deep soil layers controlled by fresh carbon supply. *Nature* 450, 277–280. <https://doi.org/10.1038/nature06275>
- Fortuna, A., 2003. Optimizing nutrient availability and potential carbon sequestration in an agroecosystem. *Soil Biology and Biochemistry* 35, 1005–1013. [https://doi.org/10.1016/S0038-0717\(03\)00084-1](https://doi.org/10.1016/S0038-0717(03)00084-1)
- Franzluebbers, K., Weaver, R.W., Juo, A.S.R., Franzluebbers, A.J., 1994. Carbon and nitrogen mineralization from cowpea plants part decomposing in moist and in repeatedly dried and wetted soil. *Soil Biology and Biochemistry* 26, 1379–1387. [https://doi.org/10.1016/0038-0717\(94\)90221-6](https://doi.org/10.1016/0038-0717(94)90221-6)
- Franzluebbers, A.J., 1999. Microbial activity in response to water-filled pore space of variably eroded southern Piedmont soils. *Applied Soil Ecology* 11, 91–101. [https://doi.org/10.1016/S0929-1393\(98\)00128-0](https://doi.org/10.1016/S0929-1393(98)00128-0)
- Freeman, C., Evans, C.D., Monteith, D.T., Reynolds, B., Fenner, N., 2001. Export of organic carbon from peat soils. *Nature* 412, 785–785. <https://doi.org/10.1038/35090628>

- Fu, X., Wang, J., Xie, M., Zhao, F., Doughty, R., 2020. Increasing temperature can modify the effect of straw mulching on soil C fractions, soil respiration, and microbial community composition. *PLoS ONE* 15, e0237245. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0237245>
- Fujisaki, K., Chapuis-Lardy, L., Albrecht, A., Razafimbelo, T., Chotte, J.-L., Chevallier, T., 2018a. Data synthesis of carbon distribution in particle size fractions of tropical soils: Implications for soil carbon storage potential in croplands. *Geoderma* 313, 41–51. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2017.10.010>
- Fujisaki, K., Chevallier, T., Chapuis-Lardy, L., Albrecht, A., Razafimbelo, T., Masse, D., Ndour, Y.B., Chotte, J.-L., 2018b. Soil carbon stock changes in tropical croplands are mainly driven by carbon inputs: A synthesis. *Agriculture, Ecosystems & Environment* 259, 147–158. <https://doi.org/10.1016/j.agee.2017.12.008>
- García-Oliva, F., Oliva, M., Sveshtarova, B., 2004. Effect of soil macroaggregates crushing on C mineralization in a tropical deciduous forest ecosystem. *Plant Soil* 259, 297–305. <https://doi.org/10.1023/B:PLSO.0000020978.38282.dc>
- Ghimire, R., Bista, P., Machado, S., 2019. Long-term Management Effects and Temperature Sensitivity of Soil Organic Carbon in Grassland and Agricultural Soils. *Sci Rep* 9, 12151. <https://doi.org/10.1038/s41598-019-48237-7>
- Ghosh, A., Bhattacharyya, R., Dwivedi, B.S., Meena, M.C., Agarwal, B.K., Mahapatra, P., Shahi, D.K., Salwani, R., Agnihorti, R., 2016. Temperature sensitivity of soil organic carbon decomposition as affected by long-term fertilization under a soybean based cropping system in a sub-tropical Alfisol. *Agriculture, Ecosystems & Environment* 233, 202–213. <https://doi.org/10.1016/j.agee.2016.09.010>
- Ghosh, A., Bhattacharyya, R., Agarwal, B.K., Mahapatra, P., Shahi, D.K., Singh, G., Agnihorti, R., Sawlani, R., Sharma, C., 2019. Long-term fertilization effects on 13 C natural abundance, soil aggregation, and deep soil organic carbon sequestration in an Alfisol. *Land Degrad Dev* 30, 391–405. <https://doi.org/10.1002/ldr.3229>
- Giardina, C.P., Ryan, M.G., 2000. Evidence that decomposition rates of organic carbon in mineral soil do not vary with temperature. *Nature* 404, 858–861. <https://doi.org/10.1038/35009076>
- Gijsman, A.J., Sanz, J.I., 1998. Soil organic matter pools in a volcanic-ash soil under fallow or cultivation with applied chicken manure. *Eur. J. Soil Sci.* 49, 427–436. <https://doi.org/10.1046/j.1365-2389.1998.4930427.x>
- Goebel, M.-O., Woche, S.K., Bachmann, J., 2009. Do soil aggregates really protect encapsulated organic matter against microbial decomposition? *Biologia* 64, 443–448. <https://doi.org/10.2478/s11756-009-0065-z>
- Golchin, A., Oades, J., Skjemstad, J., Clarke, P., 1994. Study of free and occluded particulate organic matter in soils by solid state ¹³C Cp/MAS NMR spectroscopy and scanning electron microscopy. *Soil Res.* 32, 285. <https://doi.org/10.1071/SR9940285>
- Golchin, A., Clarke, P., Oades, J., Skjemstad, J., 1995. The effects of cultivation on the composition of organic-matter and structural stability of soils. *Soil Res.* 33, 975. <https://doi.org/10.1071/SR9950975>
- Grandy, A.S., Robertson, G.P., 2006. Aggregation and Organic Matter Protection Following Tillage of a Previously Uncultivated Soil. *Soil Sci. Soc. Am. j.* 70, 1398–1406. <https://doi.org/10.2136/sssaj2005.0313>
- Gregorich, E.G., Beare, M.H., McKim, U.F., Skjemstad, J.O., 2006. Chemical and Biological Characteristics of Physically Uncomplexed Organic Matter. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 70, 975–985. <https://doi.org/10.2136/sssaj2005.0116>
- Gregorich, E.G., Gillespie, A.W., Beare, M.H., Curtin, D., Sanei, H., Yanni, S.F., 2015. Evaluating biodegradability of soil organic matter by its thermal stability and chemical composition. *Soil Biology and Biochemistry* 91, 182–191. <https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2015.08.032>

- Gutiñas, M.E., Gil-Sotres, F., Leirós, M.C., Trasar-Cepeda, C., 2013. Sensitivity of soil respiration to moisture and temperature. *J. Soil Sci. Plant Nutr.* 0–0. <https://doi.org/10.4067/S0718-95162013005000035>
- Guo, L., Zheng, S., Cao, C., Li, C., 2016. Tillage practices and straw-returning methods affect topsoil bacterial community and organic C under a rice-wheat cropping system in central China. *Sci Rep* 6, 33155. <https://doi.org/10.1038/srep33155>
- Guo, X., Drury, C.F., Yang, X., Reynolds, W.D., Zhang, R., 2012. Impacts of Wet-Dry Cycles and a Range of Constant Water Contents on Carbon Mineralization in Soils under Three Cropping Treatments. *Soil Science Society of America Journal* 76, 485–493. <https://doi.org/10.2136/sssaj2011.0315>
- Guo, L., Falloon, P., Coleman, K., Zhou, B., Li, Y., Lin, E., Zhang, F., 2007. Application of the Roth-C model to the results of long-term experiments on typical upland soils in northern China. *Soil Use & Management* 23, 63–70. <https://doi.org/10.1111/j.1475-2743.2006.00056.x>
- Guo, L.B., Gifford, R.M., 2002. Soil carbon stocks and land use change: a meta analysis: soil carbon stocks and land use change. *Global Change Biology* 8, 345–360. <https://doi.org/10.1046/j.1354-1013.2002.00486.x>
- Gupta, V.V.S.R., Germida, J.J., 1988. Distribution of microbial biomass and its activity in different soil aggregate size classes as affected by cultivation. *Soil Biol. Biochem.* 20, 777–786. [https://doi.org/10.1016/0038-0717\(88\)90082-X](https://doi.org/10.1016/0038-0717(88)90082-X).
- Haddaway, N.R., Hedlund, K., Jackson, L.E., Kätterer, T., Lugato, E., Thomsen, I.K., Jørgensen, H.B., Isberg, P.-E., 2017. How does tillage intensity affect soil organic carbon? A systematic review. *Environ Evid* 6, 30. <https://doi.org/10.1186/s13750-017-0108-9>
- Haile-Mariam, S., Collins, H.P., Wright, S., Paul, E.A., 2008. Fractionation and Long-Term Laboratory Incubation to Measure Soil Organic Matter Dynamics. *Soil Sci. Soc. Am. j.* 72, 370–378. <https://doi.org/10.2136/sssaj2007.0126>
- Hamdi, S., Moyano, F., Sall, S., Bernoux, M., Chevallier, T., 2013. Synthesis analysis of the temperature sensitivity of soil respiration from laboratory studies in relation to incubation methods and soil conditions. *Soil Biology and Biochemistry* 58, 115–126. <https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2012.11.012>
- Hamer, U., Marschner, B., Brodowski, S., Amelung, W., 2004. Interactive priming of black carbon and glucose mineralisation. *Organic Geochemistry* 35, 823–830. <https://doi.org/10.1016/j.orggeochem.2004.03.003>
- Hamza, M.A., Anderson, W.K., 2005. Soil compaction in cropping systems. *Soil and Tillage Research* 82, 121–145. <https://doi.org/10.1016/j.still.2004.08.009>
- Hansen, S., Jensen, H.E., Nielsen, N.E., Svendsen, H., 1991. Simulation of nitrogen dynamics and biomass production in winter wheat using the Danish simulation model DAISY. *Fertilizer Research* 27, 245–259. <https://doi.org/10.1007/BF01051131>
- Harden, J.W., Trumbore, S.E., Stocks, B.J., Hirsch, A., Gower, S.T., O’neill, K.P., Kasischke, E.S., 2000. The role of fire in the boreal carbon budget. *Global Change Biology* 6, 174–184. <https://doi.org/10.1046/j.1365-2486.2000.06019.x>
- Harrison-Kirk, T., Beare, M.H., Meenken, E.D., Condon, L.M., 2013. Soil organic matter and texture affect responses to dry/wet cycles: Effects on carbon dioxide and nitrous oxide emissions. *Soil Biology and Biochemistry* 57, 43–55. <https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2012.10.008>
- Hassink, J., 1997. The capacity of soils to preserve organic C and N by their association with clay and silt particles. *Plant and Soil* 191, 77–87. <https://doi.org/10.1023/A:1004213929699>
- Hassink, J., 1992. Effects of soil texture and structure on carbon and nitrogen mineralization in grassland soils. *Biol Fertil Soils* 14, 126–134. <https://doi.org/10.1007/BF00336262>.
- Hassink, J., Bouwman, L.A., Zwart, K.B., Bloem, J., Brussaard, L., 1993. Relationships between

- soil texture, physical protection of organic matter, soil biota, and C and N mineralization in grassland soils. *Geoderma* 57, 105–128.
[https://doi.org/10.1016/0016-7061\(93\)90150-J](https://doi.org/10.1016/0016-7061(93)90150-J).
- Heckman, K., Throckmorton, H., Horwath, W., Swanston, C., Rasmussen, C., 2018. Variation in the Molecular Structure and Radiocarbon Abundance of Mineral-Associated Organic Matter across a Lithosequence of Forest Soils. *Soil Syst.* 2, 36.
<https://doi.org/10.3390/soilsystems2020036>
- Hedges, L.V., Gurevitch, J., Curtis, P.S., 1999. The meta-analysis of response ratios in experimental ecology. *Ecology* 80, 1150–1156. [https://doi.org/10.1890/0012-9658\(1999\)080\[1150:TMAORR\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1890/0012-9658(1999)080[1150:TMAORR]2.0.CO;2).
- Hénin S., Dupuis M., Essai de bilan de la matière organique du sol, *Ann. Agron.* 1 1 (1945) 17-29.
- Higgins, J.P.T., Thompson, S.G., 2002. Quantifying heterogeneity in a meta-analysis. *Stat. Med.* 21, 1539–1558. <https://doi.org/10.1002/sim.1186>.
- Hopkins, F.M., Filley, T.R., Gleixner, G., Lange, M., Top, S.M., Trumbore, S.E., 2014. Increased belowground carbon inputs and warming promote loss of soil organic carbon through complementary microbial responses. *Soil Biology and Biochemistry* 76, 57–69.
<https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2014.04.028>
- Houot, S., Pons, M.-N., Pradel, M., Caillaud, M.-A., Savini, I., Tibi, A., 2014. Valorisation des matières fertilisantes d'origine résiduaire sur les sols à usage agricole ou forestier. Impacts agronomiques, environnementaux, socio-économiques. Expertise scientifique collective. INRA-CNRS-Irstea. Synthèse 113pp.
- Huo, C., Luo, Y., Cheng, W., 2017. Rhizosphere priming effect: A meta-analysis. *Soil Biol. Biochem.* 111, 78–84. <https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2017.04.003>.
- Hussain, I., Olson, K.R., Ebelhar, S.A., 1999. Long-Term Tillage Effects on Soil Chemical Properties and Organic Matter Fractions. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 63, 1335–1341.
<https://doi.org/10.2136/sssaj1999.6351335x>
- Hsieh, Y.-P., 1992. Pool Size and Mean Age of Stable Soil Organic Carbon in Croplands. *Soil Science Society of America Journal* 56, NP-NP.
<https://doi.org/10.2136/sssaj1992.03615995005600020049x>
- IPCC: Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 2007.
- IUSS Working Group WRB. 2006. World reference base for soil resources 2006. 2nd edition. World Soil Resources Reports No. 103. FAO, Rome.
- IUSS Working Group WRB. 2015. World Reference Base for Soil Resources 2014, Update 2015. International Soil Classification System for Naming Soils and Creating Legends for Soil Maps. World Soil Resources Reports No. 106, Rome: FAO.
- Jacob, J., Disnar, J.-R., Boussafir, M., Sifeddine, A., Turcq, B., Spadano Albuquerque, A.L., 2004. Major environmental changes recorded by lacustrine sedimentary organic matter since the last glacial maximum near the equator (Lagoa do Caçó, NE Brazil). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 205, 183–197.
<https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2003.12.005>
- Jacobs, A., Helfrich, M., Hanisch, S., Quendt, U., Rauber, R., Ludwig, B., 2010. Effect of conventional and minimum tillage on physical and biochemical stabilization of soil organic matter. *Biol. Fertil. Soils* 46, 671–680. <https://doi.org/10.1007/s00374-010-0472-x>.
- Jagadamma, S., Lal, R., 2010. Distribution of organic carbon in physical fractions of soils as affected by agricultural management. *Biol Fertil Soils* 46, 543–554.
<https://doi.org/10.1007/s00374-010-0459-7>

- Jager, G., Bruins, E.H., 1975. Effect of repeated drying at different temperatures on soil organic matter decomposition and characteristics, and on the soil microflora. *Soil Biology and Biochemistry* 7, 153–159. [https://doi.org/10.1016/0038-0717\(75\)90013-9](https://doi.org/10.1016/0038-0717(75)90013-9)
- Jassal, R.S., Black, T.A., Novak, M.D., Gaumont-Guay, D., Nesic, Z., 2008. Effect of soil water stress on soil respiration and its temperature sensitivity in an 18-year-old temperate Douglas-fir stand: EFFECT OF WATER STRESS ON SOIL RESPIRATION. *Global Change Biology* 14, 1305–1318. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2008.01573.x>
- Jastrow, J., Six, J., 2002. Organic Matter Turnover, in: *Encyclopedia of Soil Science*, Second Edition. CRC Press. <https://doi.org/10.1201/NOE0849338304.ch252>
- Jastrow, J.D., Miller, R.M., Boutton, T.W., 1996. Carbon dynamics of aggregate-associated organic matter estimated by carbon-13 natural abundance. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 60, 801–807. <https://doi.org/10.2136/sssaj1996.03615995006000030017x>.
- Jenkinson, D.S., Poulton, P.R., Bryant, C., 2008. The turnover of organic carbon in subsoils. Part 1. Natural and bomb radiocarbon in soil profiles from the Rothamsted long-term field experiments. *Eur J Soil Science* 59, 391–399. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2389.2008.01025.x>
- Jenkinson, D.S., Rayner, J.H., 1977. The turnover of soil organic matter in some of the rothamsted classical experiments: *Soil Science* 123, 298–305. <https://doi.org/10.1097/00010694-197705000-00005>
- Jian, J., Du, X., Reiter, M.S., Stewart, R.D., 2020. A meta-analysis of global cropland soil carbon changes due to cover cropping. *Soil Biology and Biochemistry* 143, 107735. <https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2020.107735>
- Jiménez, J.J., Lorenz, K., Lal, R., 2011. Organic carbon and nitrogen in soil particle-size aggregates under dry tropical forests from Guanacaste, Costa Rica — Implications for within-site soil organic carbon stabilization. *CATENA* 86, 178–191. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2011.03.011>
- Jolivet, C., Arrouays, D., Lévêque, J., Andreux, F., Chenu, C., 2003. Organic carbon dynamics in soil particle-size separates of sandy Spodosols when forest is cleared for maize cropping: Organic carbon dynamics in soil fractions. *European Journal of Soil Science* 54, 257–268. <https://doi.org/10.1046/j.1365-2389.2003.00541.x>
- Juarez, S., Nunan, N., Duday, A.-C., Pouteau, V., Schmidt, S., Hapca, S., Falconer, R., Otten, W., Chenu, C., 2013. Effects of different soil structures on the decomposition of native and added organic carbon. *European Journal of Soil Biology* 58, 81–90. <https://doi.org/10.1016/j.ejsobi.2013.06.005>
- K. E. Peters (2), 1986. Guidelines for Evaluating Petroleum Source Rock Using Programmed Pyrolysis. *Bulletin* 70. <https://doi.org/10.1306/94885688-1704-11D7-8645000102C1865D>
- Kaisermann, A., Roguet, A., Nunan, N., Maron, P.-A., Ostle, N., Lata, J.-C., 2013. Agricultural management affects the response of soil bacterial community structure and respiration to water-stress. *Soil Biology and Biochemistry* 66, 69–77. <https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2013.07.001>
- Kaisermann A., Maron P.A., Beaumelle L., Lata J.C., 2015. Fungal communities are more sensitive indicators to non-extreme soil moisture variations than bacterial communities. *Applied Soil Ecology* 86, 158-164. <https://doi.org/10.1016/j.apsoil.2014.10.009>
- Kallenbach, C.M., Frey, S.D., Grandy, A.S., 2016. Direct evidence for microbial-derived soil organic matter formation and its ecophysiological controls. *Nat Commun* 7, 13630. <https://doi.org/10.1038/ncomms13630>
- Kallenbach, C.M., Grandy, A.S., Frey, S.D., Diefendorf, A.F., 2015. Microbial physiology and necromass regulate agricultural soil carbon accumulation. *Soil Biology and Biochemistry* 91, 279–290. <https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2015.09.005>

- Kan, Z.-R., He, C., Liu, Q.-Y., Liu, B.-Y., Virk, A.L., Qi, J.-Y., Zhao, X., Zhang, H.-L., 2020a. Carbon mineralization and its temperature sensitivity under no-till and straw returning in a wheat-maize cropping system. *Geoderma* 377, 114610. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2020.114610>
- Kanari, E., Barré, P., Baudin, F., Berthelot, A., Bouton, N., Gosselin, F., Soucémariadin, L., Savignac, F., Cécillon, L., 2021. Predicting Rock-Eval® thermal analysis parameters of a soil layer based on samples from its sublayers; an experimental study on forest soils. *Organic Geochemistry* 160, 104289. <https://doi.org/10.1016/j.orggeochem.2021.104289>
- Karhu, K., Auffret, M.D., Dungait, J.A.J., Hopkins, D.W., Prosser, J.I., Singh, B.K., Subke, J.-A., Wookey, P.A., Ågren, G.I., Sebastià, M.-T., Gouriveau, F., Bergkvist, G., Meir, P., Nottingham, A.T., Salinas, N., Hartley, I.P., 2014. Temperature sensitivity of soil respiration rates enhanced by microbial community response. *Nature* 513, 81–84. <https://doi.org/10.1038/nature13604>
- Kätterer, T., Hansson, A.-C., Andrén, O., 1993. Wheat root biomass and nitrogen dynamics—effects of daily irrigation and fertilization. *Plant Soil* 151, 21–30. <https://doi.org/10.1007/BF00010782>
- Kauppi, P.E. and Sedjo, R. 2001. Technological and Economic Potential of Options to Enhance, Maintain, and Manage Biological Carbon Reservoirs and Geo-engineering. *Climate Change 2001 (Mitigation)*: 301–343.
- Keiluweit, M., Bougoure, J.J., Nico, P.S., Pett-Ridge, J., Weber, P.K., Kleber, M., 2015. Mineral protection of soil carbon counteracted by root exudates. *Nature Clim Change* 5, 588–595. <https://doi.org/10.1038/nclimate2580>
- Keiluweit, M., Wanzek, T., Kleber, M., Nico, P., Fendorf, S., 2017. Anaerobic microsites have an unaccounted role in soil carbon stabilization. *Nat Commun* 8, 1771. <https://doi.org/10.1038/s41467-017-01406-6>
- Killham, K., Amato, M., Ladd, J.N., 1993. Effect of substrate location in soil and soil pore-water regime on carbon turnover. *Soil Biology and Biochemistry* 25, 57–62. [https://doi.org/10.1016/0038-0717\(93\)90241-3](https://doi.org/10.1016/0038-0717(93)90241-3)
- Kirschbaum, M.U.F., 2004. Soil respiration under prolonged soil warming: are rate reductions caused by acclimation or substrate loss?: TEMPERATURE RESPONSE OF SOIL RESPIRATION. *Global Change Biology* 10, 1870–1877. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2004.00852.x>
- Kirschbaum, M.U.F., 2000. Will changes in soil organic carbon act as a positive or negative feedback on global warming? *Biogeochemistry* 48, 21–51. <https://doi.org/10.1023/A:1006238902976>
- Kirschbaum, M.U.F., 1995. The temperature dependence of soil organic matter decomposition, and the effect of global warming on soil organic C storage. *Soil Biology and Biochemistry* 27, 753–760. [https://doi.org/10.1016/0038-0717\(94\)00242-S](https://doi.org/10.1016/0038-0717(94)00242-S)
- Kleber, M., Sollins, P., Sutton, R., 2007. A conceptual model of organo-mineral interactions in soils: self-assembly of organic molecular fragments into zonal structures on mineral surfaces. *Biogeochemistry* 85, 9–24. <https://doi.org/10.1007/s10533-007-9103-5>
- Kleber, M., Nico, P.S., Plante, A., Filley, T., Kramer, M., Swanston, C., Sollins, P., 2011. Old and stable soil organic matter is not necessarily chemically recalcitrant: implications for modeling concepts and temperature sensitivity: SLOW TURNOVER OF LABILE SOIL ORGANIC MATTER. *Global Change Biology* 17, 1097–1107. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2010.02278.x>
- Kleber, M., Eusterhues, K., Keiluweit, M., Mikutta, C., Mikutta, R., Nico, P.S., 2015. Mineral–Organic Associations: Formation, Properties, and Relevance in Soil Environments, in: *Advances in Agronomy*. Elsevier, pp. 1–140. <https://doi.org/10.1016/bs.agron.2014.10.005>

- Knorr, W., Prentice, I.C., House, I.J., Holland, E.A., 2005. On the available evidence for the temperature dependence of soil organic carbon (preprint). <https://doi.org/10.5194/bgd-2-749-2005>
- Kögel-Knabner, I., Guggenberger, G., Kleber, M., Kandeler, E., Kalbitz, K., Scheu, S., Eusterhues, K., Leinweber, P., 2008. Organo-mineral associations in temperate soils: Integrating biology, mineralogy, and organic matter chemistry. *Z. Pflanzenernähr. Bodenk.* 171, 61–82. <https://doi.org/10.1002/jpln.200700048>
- Kong, A.Y.Y., Six, J., 2010. Tracing Root vs. Residue Carbon into Soils from Conventional and Alternative Cropping Systems. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 74, 1201–1210. <https://doi.org/10.2136/sssaj2009.0346>
- 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 Biol.* 30, 207. <https://doi.org/10.1071/FP02085>
- Kuzyakov, Y., Bol, R., 2004. Using natural ^{13}C abundances to differentiate between three CO_2 sources during incubation of a grassland soil amended with slurry and sugar. *Z. Pflanzenernähr. Bodenk.* 167, 669–677. <https://doi.org/10.1002/jpln.200421412>
- Kuzyakov, Y., Horwath, W.R., Dorodnikov, M., Blagodatskaya, E., 2019. Review and synthesis of the effects of elevated atmospheric CO_2 on soil processes: No changes in pools, but increased fluxes and accelerated cycles. *Soil Biology and Biochemistry* 128, 66–78. <https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2018.10.005>
- Ladd, J., Amato, M., Oades, J., 1985. Decomposition of plant material in Australian soils. III. Residual organic and microbial biomass C and N from isotope-labelled legume material and soil organic matter, decomposing under field conditions. *Soil Res.* 23, 603. <https://doi.org/10.1071/SR9850603>
- Lal, R., 2019. Conceptual basis of managing soil carbon: Inspired by nature and driven by science. *Journal of Soil and Water Conservation* 74, 29A-34A. <https://doi.org/10.2489/jswc.74.2.29A>
- Lal, R., 2018. Digging deeper: A holistic perspective of factors affecting soil organic carbon sequestration in agroecosystems. *Glob Change Biol* 24, 3285–3301. <https://doi.org/10.1111/gcb.14054>
- Lal, R., 2016. Soil health and carbon management. *Food Energy Secur* 5, 212–222. <https://doi.org/10.1002/fes3.96>
- Lal, R., 2004. Soil Carbon Sequestration Impacts on Global Climate Change and Food Security. *Science* 304, 1623–1627. <https://doi.org/10.1126/science.1097396>
- Lal, R., 2003. Soil erosion and the global carbon budget. *Environment International* 29, 437–450. [https://doi.org/10.1016/S0160-4120\(02\)00192-7](https://doi.org/10.1016/S0160-4120(02)00192-7)
- Lal, R., 2001. World cropland soils as a source or sink for atmospheric carbon, in: *Advances in Agronomy*. Elsevier, pp. 145–191. [https://doi.org/10.1016/S0065-2113\(01\)71014-0](https://doi.org/10.1016/S0065-2113(01)71014-0)
- Lashermes, G., Nicolardot, B., Parnaudeau, V., Thuriès, L., Chaussod, R., Guillotin, M.L., Linères, M., Mary, B., Metzger, L., Morvan, T., Tricaud, A., Villette, C., Houot, S., 2009. Indicator of potential residual carbon in soils after exogenous organic matter application. *European Journal of Soil Science* 60, 297–310. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2389.2008.01110.x>
- Lauric Cécillon, 2021. lauric-cecillon/PARTYsoc: Second version of the PARTYsoc statistical model. <https://doi.org/10.5281/ZENODO.4446138>
- Lavallee, J.M., Conant, R.T., Paul, E.A., Cotrufo, M.F., 2018. Incorporation of shoot versus root-derived ^{13}C and ^{15}N into mineral-associated organic matter fractions: results of a soil slurry incubation with dual-labelled plant material. *Biogeochemistry* 137, 379–393. <https://doi.org/10.1007/s10533-018-0428-z>
- Lefèvre, R., 2015. Matière organique stable du sol: dynamique et mécanismes de (dé)stabilisation.

- Lehmann, J., Kleber, M., 2015. The contentious nature of soil organic matter. *Nature* 528, 60–68. <https://doi.org/10.1038/nature16069>
- Leifeld, J., Reiser, R., Oberholzer, H., 2009a. Consequences of Conventional versus Organic farming on Soil Carbon: Results from a 27-Year Field Experiment. *Agronomy Journal* 101, 1204–1218. <https://doi.org/10.2134/agronj2009.0002>
- Leifeld, J., Zimmermann, M., Fuhrer, J., Conen, F., 2009b. Storage and turnover of carbon in grassland soils along an elevation gradient in the Swiss Alps. *Global Change Biology* 15, 668–679. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2008.01782.x>
- Leifeld, J., Bassin, S., Fuhrer, J., 2005. Carbon stocks in Swiss agricultural soils predicted by land-use, soil characteristics, and altitude. *Agriculture, Ecosystems & Environment* 105, 255–266. <https://doi.org/10.1016/j.agee.2004.03.006>
- Leifeld, J., Fuhrer, J., 2005. The Temperature Response of CO₂ Production from Bulk Soils and Soil Fractions is Related to Soil Organic Matter Quality. *Biogeochemistry* 75, 433–453. <https://doi.org/10.1007/s10533-005-2237-4>
- Leifeld, J., Kögel-Knabner, I., 2005. Soil organic matter fractions as early indicators for carbon stock changes under different land-use? *Geoderma* 124, 143–155. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2004.04.009>
- Leifeld, J., Siebert, S., Kögel-Knabner, I., 2002. Biological activity and organic matter mineralization of soils amended with biowaste composts. *Zeitschrift für Pflanzenernährung und Bodenkunde* 165, 151. [https://doi.org/10.1002/1522-2624\(200204\)165:2<151::AID-JPLN151>3.0.CO;2-T](https://doi.org/10.1002/1522-2624(200204)165:2<151::AID-JPLN151>3.0.CO;2-T)
- Leirós, M.C., Trasar-Cepeda, C., Seoane, S., Gil-Sotres, F., 1999. Dependence of mineralization of soil organic matter on temperature and moisture. *Soil Biology and Biochemistry* 31, 327–335. [https://doi.org/10.1016/S0038-0717\(98\)00129-1](https://doi.org/10.1016/S0038-0717(98)00129-1)
- Lefèvre, R., Barré, P., Moyano, F.E., Christensen, B.T., Bardoux, G., Eglin, T., Girardin, C., Houot, S., Kätterer, T., van Oort, F., Chenu, C., 2014. Higher temperature sensitivity for stable than for labile soil organic carbon - Evidence from incubations of long-term bare fallow soils. *Glob Change Biol* 20, 633–640. <https://doi.org/10.1111/gcb.12402>
- Le Villio M. et al., 2001. Estimation des quantités de matière organique exogène nécessaire pour restaurer et entretenir les sols limoneux français à un niveau organique donné. *Étud. Gestion Sols*, 8, 47-63
- Letten, S., Orshoven, J., Wesemael, B., Muys, B., Perrin, D., 2005. Soil organic carbon changes in landscape units of Belgium between 1960 and 2000 with reference to 1990. *Global Change Biology* 11, 2128–2140. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2005.001074.x>
- Liebig, M.A., Tanaka, D.L., Wienhold, B.J., 2004. Tillage and cropping effects on soil quality indicators in the northern Great Plains. *Soil and Tillage Research* 78, 131–141. <https://doi.org/10.1016/j.still.2004.02.002>
- Lin, J., Zhu, B., Cheng, W., 2015. Decadally cycling soil carbon is more sensitive to warming than faster-cycling soil carbon. *Glob. Change Biol.* 21, 4602–4612. <https://doi.org/10.1111/gcb.13071>.
- Lindén, A., Heinonsalo, J., Buchmann, N., Oinonen, M., Sonninen, E., Hiltunen, E., Pumpanen, J., 2014. Contrasting effects of increased carbon input on boreal SOM decomposition with and without presence of living root system of *Pinus sylvestris* L. *Plant Soil* 377, 145–158. <https://doi.org/10.1007/s11104-013-1987-3>
- Linn, D.M., Doran, J.W., 1984. Effect of Water-Filled Pore Space on Carbon Dioxide and Nitrous Oxide Production in Tilled and Nontilled Soils. *Soil Science Society of America Journal* 48, 1267–1272. <https://doi.org/10.2136/sssaj1984.03615995004800060013x>
- Liski, J., Ilvesniemi, H., Annikki Mäkelä, & Westman, C. J., 1999. CO₂ Emissions from soil in response to climatic warming are overestimated: The decomposition of old soil organic matter is tolerant of temperature. *Ambio*, 28(2), 171–174. <http://www.jstor.org/stable/4314871>

- Li C., Li Y., Tang L.S., 2011. Comparison of soil properties and microbial activities between air-dried and rewetted desert and oasis soils in northwest China. *Communications in Soil Science and Plant Analysis* 42 (15), 1833-1846. <http://dx.doi.org/10.1080/00103624.2011.587569>
- Li X., Miller A.E., Meixner T., Schimel J.P., Melack J.M., Sickman J.O., 2010. Adding an empirical factor to better represent the rewetting pulse mechanism in a soil biogeochemical model. *Geoderma* 159 (3-4), 440-451. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2010.09.012>
- Liu, W., Zhang, Z., Wan, S., 2009. Predominant role of water in regulating soil and microbial respiration and their responses to climate change in a semiarid grassland. *Global Change Biology* 15, 184–195. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2008.01728.x>
- Liu, X., Herbert, S.J., Hashemi, A.M., Zhang, X., Ding, G., 2006. Effects of agricultural management on soil organic matter and carbon transformation – a review. *Plant Soil Environ.* 52, 531–543. <https://doi.org/10.17221/3544-PSE>
- Lugato, E., Bampa, F., Panagos, P., Montanarella, L., Jones, A., 2014. Potential carbon sequestration of European arable soils estimated by modelling a comprehensive set of management practices. *Glob Change Biol* 20, 3557–3567. <https://doi.org/10.1111/gcb.12551>
- Lundquist, E.J., Jackson, L.E., Scow, K.M., 1999. Wet–dry cycles affect dissolved organic carbon in two California agricultural soils. *Soil Biology and Biochemistry* 31, 1031–1038. [https://doi.org/10.1016/S0038-0717\(99\)00017-6](https://doi.org/10.1016/S0038-0717(99)00017-6)
- Luo, Z., Wang, E., Sun, O.J., 2010. Can no-tillage stimulate carbon sequestration in agricultural soils? A meta-analysis of paired experiments. *Agriculture, Ecosystems & Environment* 139, 224–231. <https://doi.org/10.1016/j.agee.2010.08.006>
- Luo, Y., Ahlström, A., Allison, S.D., Batjes, N.H., Brovkin, V., Carvalhais, N., Chappell, A., Ciais, P., Davidson, E.A., Finzi, A., Georgiou, K., Guenet, B., Hararuk, O., Harden, J.W., He, Y., Hopkins, F., Jiang, L., Koven, C., Jackson, R.B., Jones, C.D., Lara, M.J., Liang, J., McGuire, A.D., Parton, W., Peng, C., Randerson, J.T., Salazar, A., Sierra, C.A., Smith, M.J., Tian, H., Todd-Brown, K.E.O., Torn, M., Groenigen, K.J., Wang, Y.P., West, T.O., Wei, Y., Wieder, W.R., Xia, J., Xu, Xia, Xu, Xiaofeng, Zhou, T., 2016. Toward more realistic projections of soil carbon dynamics by Earth system models. *Global Biogeochemical Cycles* 30, 40–56. <https://doi.org/10.1002/2015GB005239>
- Lutfalla, S., Chenu, C., Barré, P., 2014. Are chemical oxidation methods relevant to isolate a soil pool of centennial carbon? *Biogeochemistry* 118, 135–139. <https://doi.org/10.1007/s10533-013-9910-9>
- Lutfalla, S., Barré, P., Bernard, S., Le Guillou, C., Alléon, J., Chenu, C., 2019. Multidecadal persistence of organic matter in soils: multiscale investigations down to the submicron scale. *Biogeosciences* 16, 1401–1410. <https://doi.org/10.5194/bg-16-1401-2019>
- Maillard, É., Angers, D.A., 2014. Animal manure application and soil organic carbon stocks: a meta-analysis. *Glob. Change Biol.* 20, 666–679. <https://doi.org/10.1111/gcb.12438>
- Maltas, A., Kebli, H., Oberholzer, H.R., Weisskopf, P., Sinaj, S., 2018. The effects of organic and mineral fertilizers on carbon sequestration, soil properties, and crop yields from a long-term field experiment under a Swiss conventional farming system. *Land Degrad Dev* 29, 926–938. <https://doi.org/10.1002/ldr.2913>
- Marchand, C., Lallier-Vergès, E., Disnar, J.-R., Kérais, D., 2008. Organic carbon sources and transformations in mangrove sediments: A Rock-Eval pyrolysis approach. *Organic Geochemistry* 39, 408–421. <https://doi.org/10.1016/j.orggeochem.2008.01.018>
- Marmo, L., Feix, I., Bourmeau, E., Amlinger, F., Bannick, C.G., De Neve, S., Favoino, E., Gendebien, A., Gibert, J., Givélet, M., Leifert, I., Morris, R., Rodriguez Cruz, A., Ruck, F., Siebert, S., Tittarelli, F., 2004. Reports of the technical working groups established under the thematic strategy for soil protection. Volume - III. Organic matter and

- biodiversity. Taskgroup 4 on exogenous organic matter. Office for Official Publications of the European Communities, Luxembourg.
<http://ec.europa.eu/environment/soil/pdf/vol3.pdf>.
- M´arquez, C.O., Garcia, V.J., Cambardella, C.A., Schultz, R.C., Isenhardt, T.M., 2004. Aggregate-size stability distribution and soil stability. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 68, 725–735.
<https://doi.org/10.2136/sssaj2004.7250>.
- Marschner, B., Brodowski, S., Dreves, A., Gleixner, G., Gude, A., Grootes, P.M., Hamer, U., Heim, A., Jandl, G., Ji, R., Kaiser, K., Kalbitz, K., Kramer, C., Leinweber, P., Rethemeyer, J., Schäffer, A., Schmidt, M.W.I., Schwark, L., Wiesenberg, G.L.B., 2008. How relevant is recalcitrance for the stabilization of organic matter in soils? *Z. Pflanzenernähr. Bodenk.* 171, 91–110. <https://doi.org/10.1002/jpln.200700049>
- Martin, M.P., Dimassi, B., Román Dobarco, M., Guenet, B., Arrouays, D., Angers, D.A., Blache, F., Huard, F., Soussana, J., Pellerin, S., 2021. Feasibility of the 4 per 1000 aspirational target for soil carbon: A case study for France. *Glob Change Biol* 27, 2458–2477.
<https://doi.org/10.1111/gcb.15547>
- Martin, M.P., Wattenbach, M., Smith, P., Meersmans, J., Jolivet, C., Bouillon, L., Arrouays, D., 2011. Spatial distribution of soil organic carbon stocks in France. *Biogeosciences* 8, 1053–1065. <https://doi.org/10.5194/bg-8-1053-2011>
- Martin, J.P., Martin, W.P., Page, J.B., Raney, W.A., de Ment, J.D., 1955. Soil aggregation, in: *Advances in Agronomy*. Elsevier, pp. 1–37. [https://doi.org/10.1016/S0065-2113\(08\)60333-8](https://doi.org/10.1016/S0065-2113(08)60333-8).
- Mathieu, J.A., Hatté, C., Balesdent, J., Parent, É., 2015. Deep soil carbon dynamics are driven more by soil type than by climate: a worldwide meta-analysis of radiocarbon profiles. *Glob Change Biol* 21, 4278–4292. <https://doi.org/10.1111/gcb.13012>
- Manzoni, S., Moyano, F., Kätterer, T., Schimel, J., 2016. Modeling coupled enzymatic and solute transport controls on decomposition in drying soils. *Soil Biology and Biochemistry* 95, 275–287. <https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2016.01.006>
- Manzoni, S., Katul, G., 2014. Invariant soil water potential at zero microbial respiration explained by hydrological discontinuity in dry soils. *Geophys. Res. Lett.* 41, 7151–7158.
<https://doi.org/10.1002/2014GL061467>
- Manzoni, S., Schimel, J.P., Porporato, A., 2012. Responses of soil microbial communities to water stress: results from a meta-analysis. *Ecology* 93, 930–938.
<https://doi.org/10.1890/11-0026.1>
- McDaniel, M.D., Tiemann, L.K., Grandy, A.S., 2014. Does agricultural crop diversity enhance soil microbial biomass and organic matter dynamics? A meta-analysis. *Ecological Applications* 24, 560–570. <https://doi.org/10.1890/13-0616.1>
- McLaren, R.G., Cameron, K.C., 1996. *Soil science: Sustainable production and environmental protection*, 2nd ed. Oxford Univ. Press, New York.
- Meersmans, J., De Ridder, F., Canters, F., De Baets, S., Van Molle, M., 2008. A multiple regression approach to assess the spatial distribution of Soil Organic Carbon (SOC) at the regional scale (Flanders, Belgium). *Geoderma* 143, 1–13.
<https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2007.08.025>
- Meisner, A., Bååth, E., Rousk, J., 2013. Microbial growth responses upon rewetting soil dried for four days or one year. *Soil Biology and Biochemistry* 66, 188–192.
<https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2013.07.014>
- Mendez-Millan, M., Dignac, M.-F., Rumpel, C., Rasse, D.P., Derenne, S., 2010. Molecular dynamics of shoot vs. root biomarkers in an agricultural soil estimated by natural abundance ¹³C labelling. *Soil Biology and Biochemistry* 42, 169–177.
<https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2009.10.010>
- Meurer, K.H.E., Haddaway, N.R., Bolinder, M.A., Kätterer, T., 2018. Tillage intensity affects total SOC stocks in boreo-temperate regions only in the topsoil—A systematic review using an ESM approach. *Earth-Science Reviews* 177, 613–622.

- <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.12.015>
- Metzler, H., Sierra, C.A., 2018. Linear Autonomous Compartmental Models as Continuous-Time Markov Chains: Transit-Time and Age Distributions. *Math Geosci* 50, 1–34. <https://doi.org/10.1007/s11004-017-9690-1>
- Mikha, M.M., Rice, C.W., Milliken, G.A., 2005. Carbon and nitrogen mineralization as affected by drying and wetting cycles. *Soil Biology and Biochemistry* 37, 339–347. <https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2004.08.003>
- Miller, A., Schimel, J., Meixner, T., Sickman, J., Melack, J., 2005. Episodic rewetting enhances carbon and nitrogen release from chaparral soils. *Soil Biology and Biochemistry* 37, 2195–2204. <https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2005.03.021>
- Minasny, B., Arrouays, D., McBratney, Alex.B., Angers, D.A., Chambers, A., Chaplot, V., Chen, Z.-S., Cheng, K., Das, B.S., Field, D.J., Gimona, A., Hedley, C., Hong, S.Y., Mandal, B., Malone, B.P., Marchant, B.P., Martin, M., McConkey, B.G., Mulder, V.L., O'Rourke, S., Richer-de-Forges, A.C., Odeh, I., Padarian, J., Paustian, K., Pan, G., Poggio, L., Savin, I., Stolbovoy, V., Stockmann, U., Sulaeman, Y., Tsui, C.-C., Vågen, T.-G., van Wesemael, B., Winowiecki, L., 2018. Rejoinder to Comments on Minasny et al., 2017 Soil carbon 4 per mille *Geoderma* 292, 59–86. *Geoderma* 309, 124–129. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2017.05.026>
- Mitchell, E., Scheer, C., Rowlings, D., Conant, R.T., Cotrufo, M.F., Grace, P., 2018. Amount and incorporation of plant residue inputs modify residue stabilisation dynamics in soil organic matter fractions. *Agriculture, Ecosystems & Environment* 256, 82–91. <https://doi.org/10.1016/j.agee.2017.12.006>
- Moldrup, P., Olesen, T., Komatsu, T., Schjønning, P., Rolston, D.E., 2001. Tortuosity, Diffusivity, and Permeability in the Soil Liquid and Gaseous Phases. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 65, 613–623. <https://doi.org/10.2136/sssaj2001.653613x>
- 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. <https://doi.org/10.2136/sssaj1983.03615995004700010017x>
- Monard, C., Mchergui, C., Nunan, N., Martin-Laurent, F., Vieubl e-Gonod, L., 2012. Impact of soil matric potential on the fine-scale spatial distribution and activity of specific microbial degrader communities. *FEMS Microbiol Ecol* 81, 673–683. <https://doi.org/10.1111/j.1574-6941.2012.01398.x>
- Mondini, C., Contin, M., Leita, L., De Nobili, M., 2002. Response of microbial biomass to air-drying and rewetting in soils and compost. *Geoderma* 105, 111–124. [https://doi.org/10.1016/S0016-7061\(01\)00095-7](https://doi.org/10.1016/S0016-7061(01)00095-7)
- Moni, C., Rumpel, C., Virto, I., Chabbi, A., Chenu, C., 2010. Relative importance of sorption versus aggregation for organic matter storage in subsoil horizons of two contrasting soils. *European Journal of Soil Science* 61, 958–969. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2389.2010.01307.x>
- Monnier, G., Turc, L., Jeanson Luusinang, C., 1962. Une methode de fractionnement densimetrique par centrifugation des matieres organiques du sol. *Annales Agronomiques*, 1962, 13 (1), pp.55-63. hal-02731794
- Moyano, F.E., Manzoni, S., Chenu, C., 2013. Responses of soil heterotrophic respiration to moisture availability: An exploration of processes and models. *Soil Biology and Biochemistry* 59, 72–85. <https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2013.01.002>
- Moyano, F.E., Vasilyeva, N., Bouckaert, L., Cook, F., Craine, J., Curiel Yuste, J., Don, A., Epron, D., Formanek, P., Franzluebbers, A., Ilstedt, U., K atterer, T., Orchard, V., Reichstein, M., Rey, A., Ruamps, L., Subke, J.-A., Thomsen, I.K., Chenu, C., 2012. The moisture response of soil heterotrophic respiration: interaction with soil properties. *Biogeosciences* 9, 1173–1182. <https://doi.org/10.5194/bg-9-1173-2012>
- Nyamadzawo, G., Nyamangara, J., Nyamugafata, P., Muzulu, A., 2009. Soil microbial biomass

- and mineralization of aggregate protected carbon in fallow-maize systems under conventional and no-tillage in Central Zimbabwe. *Soil Tillage Res.* 102,151–157. <https://doi.org/10.1016/j.still.2008.08.007>.
- Obriot F., 2016. Epandage de produits résiduels organiques et fonctionnement biologique des sols: De la quantification des impacts sur les cycles carbone et azote à l'évaluation multicritère de la pratique à l'échelle de la parcelle. Thèse de Doctorat, Ecole Doctorale ABIES, UMR EcoSys INRA AgroParisTech Grignon, Université Paris Saclay, AgroParisTech, soutenue le 14 avril 2016, 456 p.
- Olson, K.R., Al-Kaisi, M.M., Lal, R., Lowery, B., 2014. Experimental Consideration, Treatments, and Methods in Determining Soil Organic Carbon Sequestration Rates. *Soil Science Society of America Journal* 78, 348–360. <https://doi.org/10.2136/sssaj2013.09.0412>
- Oorts, K., Nicolardot, B., Merckx, R., Richard, G., Boizard, H., 2006. C and N mineralization of undisrupted and disrupted soil from different structural zones of conventional tillage and no-tillage systems in northern France. *Soil Biol. Biochem.* 38, 2576–2586. <https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2006.03.013>.
- Or, D., Smets, B.F., Wraith, J.M., Dechesne, A., Friedman, S.P., 2007. Physical constraints affecting bacterial habitats and activity in unsaturated porous media – a review. *Advances in Water Resources* 30, 1505–1527. <https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2006.05.025>
- Paetsch, L., Mueller, C.W., Rumpel, C., Houot, S., Kögel-Knabner, I., 2016. Urban waste composts enhance OC and N stocks after long-term amendment but do not alter organic matter composition. *Agriculture, Ecosystems & Environment* 223, 211–222. <https://doi.org/10.1016/j.agee.2016.03.008>
- Parihar, C.M., Singh, A.K., Jat, S.L., Ghosh, A., Dey, A., Nayak, H.S., Parihar, M.D., Mahala, D.M., Yadav, R.K., Rai, V., Satyanaryana, T., Jat, M.L., 2019. Dependence of temperature sensitivity of soil organic carbon decomposition on nutrient management options under conservation agriculture in a sub-tropical Inceptisol. *Soil and Tillage Research* 190, 50–60. <https://doi.org/10.1016/j.still.2019.02.016>
- Parton, W.J., Schimel, D.S., Cole, C.V., Ojima, D.S., 1987. Analysis of Factors Controlling Soil Organic Matter Levels in Great Plains Grasslands. *Soil Science Society of America Journal* 51, 1173–1179. <https://doi.org/10.2136/sssaj1987.03615995005100050015x>
- Parry, S., Renault, P., Chenu, C., Lensi, R., 1999. Denitrification in pasture and cropped soil clods as affected by pore space structure. *Soil Biol. Biochem.* 31, 493–501. [https://doi.org/10.1016/S0038-0717\(98\)00101-1](https://doi.org/10.1016/S0038-0717(98)00101-1).
- Paul, E.A., 2016. The nature and dynamics of soil organic matter : Plant inputs, microbial transformations, and organic matter stabilization. *Soil Biology and Biochemistry* 98, 109–126. <https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2016.04.001>
- Paul, E.A., Follett, R.F., Leavitt, S.W., Halvorson, A., Peterson, G.A., Lyon, D.J., 1997. Radiocarbon Dating for Determination of Soil Organic Matter Pool Sizes and Dynamics. *Soil Science Society of America Journal* 61, 1058–1067. <https://doi.org/10.2136/sssaj1997.03615995006100040011x>
- Paustian, K., Lehmann, J., Ogle, S., Reay, D., Robertson, G.P., Smith, P., 2016. Climate-smart soils. *Nature* 532, 49–57. <https://doi.org/10.1038/nature17174>
- Paustian, K., Parton, W.J., Persson, J., 1992. Modeling Soil Organic Matter in Organic-Amended and Nitrogen-Fertilized Long-Term Plots. *Soil Science Society of America Journal* 56, 476–488. <https://doi.org/10.2136/sssaj1992.03615995005600020023x>
- Penman, H.L., 1948. Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *Proc. R. Soc. Lond. A* 193, 120–145. <https://doi.org/10.1098/rspa.1948.0037>
- Peterson, J.B., 1948. Calcium linkage, a mechanism in soil granulation. *Soil Sci Soc Am J* 12 (C), 29–34.
- Pellerin, S., Bamière, L., Launay, C., Martin, R., Angers, D., Balesdent, J., Basile-Doelsch, I., Bellassen, V., Cardinael, R., Cécillon, L., Ceschia, E., Chenu, C., Constantin, J.,

- Darroussin, J., Delacote, P., Delame, N., Gastal, F., Gilbert, D., Schiavo, M., 2019. Stocker du carbone dans les sols français, Quel potentiel au regard de l'objectif de 4 pour 1000 et à quel coût? Synthèse du rapport d'étude, INRA (France).
- Peltre, C., 2010. Potential carbon storage in soil after exogenous organic matter applications. *Soil* study. AgroParisTech. English. NNT: 2010AGPT0076. pastel-00602825.
- Peltre, C., Christensen, B.T., Dragon, S., Icard, C., Kätterer, T., Houot, S., 2012. Roth-C simulation of carbon accumulation in soil after repeated application of widely different organic amendments. *Soil Biology and Biochemistry* 52, 49–60. <https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2012.03.023>
- Peltre, C., Fernández, J.M., Craine, J.M., Plante, A.F., 2013. Relationships between Biological and Thermal Indices of Soil Organic Matter Stability Differ with Soil Organic Carbon Level. *Soil Sci. Soc. Am. j.* 77, 2020–2028. <https://doi.org/10.2136/sssaj2013.02.0081>
- Plante, A.F., Conant, R.T., Carlson, J., Greenwood, R., Shulman, J.M., Haddix, M.L., Paul, E.A., 2010. Decomposition temperature sensitivity of isolated soil organic matter fractions. *Soil Biology and Biochemistry* 42, 1991–1996. <https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2010.07.022>
- Plante, A.F., Conant, R.T., Paul, E.A., Paustian, K., Six, J., 2006. Acid hydrolysis of easily dispersed and microaggregate-derived silt- and clay-sized fractions to isolate resistant soil organic matter: Acid hydrolysis of silt- and clay-sized fractions. *European Journal of Soil Science* 57, 456–467. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2389.2006.00792.x>
- Plante, A.F., McGill, W.B., 2002. Intraseasonal soil macroaggregate dynamics in two contrasting field soils using labeled tracer spheres. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 66, 1285–1295. <https://doi.org/10.2136/sssaj2002.1285>.
- Plante, A.F., Six, J., Paul, E.A., Conant, R.T., 2009. Does Physical Protection of Soil Organic Matter Attenuate Temperature Sensitivity? *Soil Sci. Soc. Am. J.* 73, 1168–1172. <https://doi.org/10.2136/sssaj2008.0351>.
- Plante, A.F., Fernández, J.M., Leifeld, J., 2009. Application of thermal analysis techniques in soil science. *Geoderma* 153, 1–10. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2009.08.016>
- Poeplau, C., Barré, P., Cécillon, L., Baudin, F., Sigurdsson, B.D., 2019. Changes in the Rock-Eval signature of soil organic carbon upon extreme soil warming and chemical oxidation - A comparison. *Geoderma* 337, 181–190. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2018.09.025>
- Poeplau, C., 2016. Estimating root: shoot ratio and soil carbon inputs in temperate grasslands with the Roth-C model. *Plant Soil* 407, 293–305. <https://doi.org/10.1007/s11104-016-3017-8>
- Poeplau, C., Don, A., Dondini, M., Leifeld, J., Nemo, R., Schumacher, J., Senapati, N., Wiesmeier, M., 2013. Reproducibility of a soil organic carbon fractionation method to derive Roth-C carbon pools: Soil carbon fractionation ring trial. *Eur J Soil Sci* 64, 735–746. <https://doi.org/10.1111/ejss.12088>
- Poeplau, C., Don, A., Six, J., Kaiser, M., Benbi, D., Chenu, C., Cotrufo, M.F., Derrien, D., Gioacchini, P., Grand, S., Gregorich, E., Griepentrog, M., Gunina, A., Haddix, M., Kuzyakov, Y., Kühnel, A., Macdonald, L.M., Soong, J., Trigalet, S., Vermeire, M.-L., Rovira, P., van Wesemael, B., Wiesmeier, M., Yeasmin, S., Yevdokimov, I., Nieder, R., 2018. Isolating organic carbon fractions with varying turnover rates in temperate agricultural soils – A comprehensive method comparison. *Soil Biology and Biochemistry* 125, 10–26. <https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2018.06.025>
- Poeplau, C., Don, A., Vesterdal, L., Leifeld, J., Van Wesemael, B., Schumacher, J., Gensior, A., 2011. Temporal dynamics of soil organic carbon after land-use change in the temperate zone - carbon response functions as a model approach: SOIL ORGANIC CARBON AND LAND-USE CHANGE. *Global Change Biology* 17, 2415–2427. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2011.02408.x>

- Poeplau, C., Don, A., 2015. Carbon sequestration in agricultural soils via cultivation of cover crops – A meta-analysis. *Agriculture, Ecosystems & Environment* 200, 33–41. <https://doi.org/10.1016/j.agee.2014.10.024>
- Poeplau, C., Kätterer, T., Leblans, N.I.W., Sigurdsson, B.D., 2017. Sensitivity of soil carbon fractions and their specific stabilization mechanisms to extreme soil warming in a subarctic grassland. *Glob Change Biol* 23, 1316–1327. <https://doi.org/10.1111/gcb.13491>
- Poll, C., Marhan, S., Ingwersen, J., Kandeler, E., 2008. Dynamics of litter carbon turnover and microbial abundance in a rye detritosphere. *Soil Biology and Biochemistry* 40, 1306–1321. <https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2007.04.002>
- Portella, C.M.R., Guimarães, M.d.F., Feller, C., Fonseca, I.C.d.B., Tavares Filho, J., 2012. Soil aggregation under different management systems. *Rev. Bras. Ciênc. Solo* 36 (6), 1868–1877.
- Post, W.M., Emanuel, W.R., Zinke, P.J., Stangenberger, A.G., 1982. Soil carbon pools and world life zones. *Nature* 298, 156–159. <https://doi.org/10.1038/298156a0>
- Post, W.M., Kwon, K.C., 2000. Soil carbon sequestration and land-use change: processes and potential: SOIL CARBON SEQUESTRATION and LAND-USE CHANGE. *Global Change Biology* 6, 317–327. <https://doi.org/10.1046/j.1365-2486.2000.00308.x>
- Powlson, D.S., 1980. The effects of grinding on microbial and non-microbial organic matter in soil. *J. Soil Sci.* 31, 77–85. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2389.1980.tb02066.x>
- Preston, C.M., Schmidt, M.W.I., 2006. Black (pyrogenic) carbon: a synthesis of current knowledge and uncertainties with special consideration of boreal regions. *Biogeosciences* 3, 397–420. <https://doi.org/10.5194/bg-3-397-2006>
- Priemé, A., Christensen, S., 2001. Natural perturbations, drying–wetting and freezing–thawing cycles, and the emission of nitrous oxide, carbon dioxide and methane from farmed organic soils. *Soil Biology and Biochemistry* 33, 2083–2091. [https://doi.org/10.1016/S0038-0717\(01\)00140-7](https://doi.org/10.1016/S0038-0717(01)00140-7)
- Puget, P., Drinkwater, L.E., 2001. Short-Term Dynamics of Root- and Shoot-Derived Carbon from a Leguminous Green Manure. *Soil Sci. Soc. Am. j.* 65, 771–779. <https://doi.org/10.2136/sssaj2001.653771x>
- Puget, P., Chenu, C., Balesdent, J., 1995. Total and young organic matter distributions in aggregates of silty cultivated soils. *Eur. J. Soil Sci.* 46, 449–459. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2389.1995.tb01341.x>
- Puget, P., Chenu, C., Balesdent, J., 2000. Dynamics of soil organic matter associated with particle-size fractions of water-stable aggregates: Dynamics of soil organic matter in water-stable aggregates. *Eur. J. Soil Sci.* 51, 595–605. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2389.2000.00353.x>
- Pulleman, M., Tietema, A., 1999. Microbial C and N transformations during drying and rewetting of coniferous forest floor material. *Soil Biology and Biochemistry* 31, 275–285. [https://doi.org/10.1016/S0038-0717\(98\)00116-3](https://doi.org/10.1016/S0038-0717(98)00116-3)
- 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. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2003.09.009>
- Rabbi, S.M.F., Daniel, H., Lockwood, P.V., Macdonald, C., Pereg, L., Tighe, M., Wilson, B. R., Young, I.M., 2016. Physical soil architectural traits are functionally linked to carbon decomposition and bacterial diversity. *Sci Rep* 6, 33012. <https://doi.org/10.1038/srep33012>
- Rahman, M.T., Guo, Z.C., Zhang, Z.B., Zhou, H., Peng, X.H., 2018. Wetting and drying cycles improving aggregation and associated C stabilization differently after straw or biochar incorporated into a Vertisol. *Soil and Tillage Research* 175, 28–36. <https://doi.org/10.1016/j.still.2017.08.007>

- Ranjard, L., Richaume, A., 2001. Quantitative and qualitative microscale distribution of bacteria in soil. *Research in Microbiology* 152, 707–716. [https://doi.org/10.1016/S0923-2508\(01\)01251-7](https://doi.org/10.1016/S0923-2508(01)01251-7)
- Rasmussen, C., Heckman, K., Wieder, W.R., Keiluweit, M., Lawrence, C.R., Berhe, A.A., Blankinship, J.C., Crow, S.E., Druhan, J.L., Hicks Pries, C.E., Marin-Spiotta, E., Plante, A.F., Schädel, C., Schimel, J.P., Sierra, C.A., Thompson, A., Wagai, R., 2018. Beyond clay: towards an improved set of variables for predicting soil organic matter content. *Biogeochemistry* 137, 297–306. <https://doi.org/10.1007/s10533-018-0424-3>
- Rasse, D.P., Rumpel, C., Dignac, M.-F., 2005. Is soil carbon mostly root carbon? Mechanisms for a specific stabilisation. *Plant Soil* 269, 341–356. <https://doi.org/10.1007/s11104-004-0907-y>
- Razafimbelo, T., Albrecht, A., Basile, I., Borschneck, D., Bourgeon, G., Feller, C., Ferrer, H., Michellon, R., Moussa, N., Muller, B., Oliver, R., Razanamparany, C., Seguy, L., Swarc, M., 2006. Effet de différents systèmes de culture à couverture végétale sur le stockage du carbone dans un sol argileux des Hautes Terres de Madagascar. *Étude et Gestion des Sols* 13, 113–127. https://www.afes.fr/wp-content/uploads/2017/10/EGS_13_2_razafimbelo.pdf.
- Razafimbelo, T.M., Albrecht, A., Oliver, R., Chevallier, T., Chapuis-Lardy, L., Feller, C., 2008. Aggregate associated-C and physical protection in a tropical clayey soil under Malagasy conventional and no-tillage systems. *Soil Tillage Res.* 98, 140–149. <https://doi.org/10.1016/j.still.2007.10.012>.
- Razafimbelo, T., Chevallier, T., Albrecht, A., Chapuis-Lardy, L., Rakotondrasolo, F.N., Michellon, R., Rabeharisoa, L., Bernoux, M., 2013. Texture and organic carbon contents do not impact amount of carbon protected in Malagasy soils. *Sci. agric. (Piracicaba, Braz.)* 70 (3), 204–208.
- Reichstein, M., Kätterer, T., Andrén, O., Ciais, P., Schulze, E.-D., Cramer, W., Papale, D., Valentini, R., 2005. Temperature sensitivity of decomposition in relation to soil organic matter pools: critique and outlook. *Biogeosciences* 2, 317–321. <https://doi.org/10.5194/bg-2-317-2005>
- Reichstein, M., Bednorz, F., Broll, G., Kätterer, T., 2000. Temperature dependence of carbon mineralisation: conclusions from a long-term incubation of subalpine soil samples. *Soil Biology and Biochemistry* 32, 947–958. [https://doi.org/10.1016/S0038-0717\(00\)00002-X](https://doi.org/10.1016/S0038-0717(00)00002-X)
- Rémy, J.C. and Marin-Lafleche, A. (1976) L'entretien Organique des Terres. Cout d'une Politique de l'Humus. *Entreprises Agricoles*, 84, 3-7.
- Remusat, L., Hatton, P.-J., Nico, P.S., Zeller, B., Kleber, M., Derrien, D., 2012. NanoSIMS Study of Organic Matter Associated with Soil Aggregates: Advantages, Limitations, and Combination with STXM. *Environ. Sci. Technol.* 46, 3943–3949. <https://doi.org/10.1021/es203745k>
- Rocci, K.S., Lavallee, J.M., Stewart, C.E., Cotrufo, M.F., 2021. Soil organic carbon response to global environmental change depends on its distribution between mineral-associated and particulate organic matter: A meta-analysis. *Science of The Total Environment* 793, 148569. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2021.148569>
- Rovira, A., Greacen, E., 1957. The effect of aggregate disruption on the activity of microorganisms in the soil. *Aust. J. Agric. Res.* 8, 659. <https://doi.org/10.1071/AR9570659>
- Rowley, M.C., Estrada-Medina, H., Tzec-Gamboa, M., Rozin, A., Cailleau, G., Verrecchia, E.P., Green, I., 2017. Moving carbon between spheres, the potential oxalate-carbonate pathway of *Brosimum alicastrum* Sw.; Moraceae. *Plant Soil* 412, 465–479. <https://doi.org/10.1007/s11104-016-3135-3>.
- Rowley, M.C., Grand, S., Verrecchia, E.P., 2018. Calcium-mediated stabilisation of soil organic carbon. *Biogeochemistry* 137, 27–49. <https://doi.org/10.1007/s10533-017-0410-1>

- Ruamps, L.S., Nunan, N., Pouteau, V., Leloup, J., Raynaud, X., Roy, V., Chenu, C., 2013. Regulation of soil organic C mineralisation at the pore scale. *FEMS Microbiol Ecol* 86, 26–35. <https://doi.org/10.1111/1574-6941.12078>
- Saenger, A., Cécillon, L., Poulencard, J., Bureau, F., De Daniéli, S., Gonzalez, J.-M., Brun, J.-J., 2015. Surveying the carbon pools of mountain soils: A comparison of physical fractionation and Rock-Eval pyrolysis. *Geoderma* 241–242, 279–288. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2014.12.001>
- Saenger, A., Cécillon, L., Sebag, D., Brun, J.-J., 2013. Soil organic carbon quantity, chemistry and thermal stability in a mountainous landscape: A Rock-Eval pyrolysis survey. *Organic Geochemistry* 54, 101–114. <https://doi.org/10.1016/j.orggeochem.2012.10.008>
- Samson, M.-E., Chantigny, M.H., Vanasse, A., Menasseri-Aubry, S., Royer, I., Angers, D.A., 2020. Management practices differently affect particulate and mineral-associated organic matter and their precursors in arable soils. *Soil Biology and Biochemistry* 148, 107867. <https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2020.107867>
- Sanderman, J., Grandy, A.S., 2020. Ramped thermal analysis for isolating biologically meaningful soil organic matter fractions with distinct residence times. *SOIL* 6, 131–144. <https://doi.org/10.5194/soil-6-131-2020>
- Salvo, L., Hernández, J., Ernst, O., 2010. Distribution of soil organic carbon in different size fractions, under pasture and crop rotations with conventional tillage and no-till systems. *Soil Tillage Res.* 109, 116–122. <https://doi.org/10.1016/j.still.2010.05.008>
- Schädel, C., Beem-Miller, J., Aziz Rad, M., Crow, S.E., Hicks Pries, C.E., Ernakovich, J., Hoyt, A.M., Plante, A., Stoner, S., Treat, C.C., Sierra, C.A., 2020. Decomposability of soil organic matter over time: the Soil Incubation Database (SIDb, version 1.0) and guidance for incubation procedures. *Earth Syst. Sci. Data* 12, 1511–1524. <https://doi.org/10/ghdmc3>
- Schädel, C., Luo, Y., David Evans, R., Fei, S., Schaeffer, S.M., 2013. Separating soil CO₂ efflux into C-pool-specific decay rates via inverse analysis of soil incubation data. *Oecologia* 171, 721–732. <https://doi.org/10.1007/s00442-012-2577-4>
- Schädel, C., Schuur, E.A.G., Bracho, R., Elberling, B., Knoblauch, C., Lee, H., Luo, Y., Shaver, G.R., Turetsky, M.R., 2014. Circumpolar assessment of permafrost C quality and its vulnerability over time using long-term incubation data. *Glob Change Biol* 20, 641–652. <https://doi.org/10.1111/gcb.12417>
- Schaefer, M.V., Bogie, N.A., Rath, D., Marklein, A.R., Garniwan, A., Haensel, T., Lin, Y., Avila, C.C., Nico, P.S., Scow, K.M., Brodie, E.L., Riley, W.J., Fogel, M.L., Berhe, A.A., Ghezzehei, T.A., Parikh, S., Keiluweit, M., Ying, S.C., 2020. Effect of Cover Crop on Carbon Distribution in Size and Density Separated Soil Aggregates. *Soil Syst.* 4, 6. <https://doi.org/10.3390/soilsystems4010006>
- Scharlemann, J.P., Tanner, E.V., Hiederer, R., Kapos, V., 2014. Global soil carbon: understanding and managing the largest terrestrial carbon pool. *Carbon Management* 5, 81–91. <https://doi.org/10.4155/cmt.13.77>
- Schimel, J.P., Gullledge, J.M., Clein-Curley, J.S., Lindstrom, J.E., Braddock, J.F., 1999. Moisture effects on microbial activity and community structure in decomposing birch litter in the Alaskan taiga. *Soil Biology and Biochemistry* 31, 831–838. [https://doi.org/10.1016/S0038-0717\(98\)00182-5](https://doi.org/10.1016/S0038-0717(98)00182-5)
- Schimel, J., Weintraub, N., 2003. The implications of exoenzyme activity on microbial carbon and nitrogen limitation in soil: a theoretical model. *Soil Biology and Biochemistry* 35, 549–563. [https://doi.org/10.1016/S0038-0717\(03\)00015-4](https://doi.org/10.1016/S0038-0717(03)00015-4)
- Schmidt, M.W.I., Torn, M.S., Abiven, S., Dittmar, T., Guggenberger, G., Janssens, I.A., Kleber, M., Kögel-Knabner, I., Lehmann, J., Manning, D.A.C., Nannipieri, P., Rasse, D.P., Weiner, S., Trumbore, S.E., 2011. Persistence of soil organic matter as an ecosystem property. *Nature* 478, 49–56. <https://doi.org/10.1038/nature10386>

- Schlesinger, W.H. (1997) Biogeochemistry. An Analysis of Global Change. 2nd Edition, Academic Press, San Diego, London, Boston, New York, Sydney, Tokyo, Toronto, 588 p.
- Schjønning, P., Thomsen, I.K., Moldrup, P., Christensen, B.T., 2003. Linking Soil Microbial Activity to Water- and Air-Phase Contents and Diffusivities. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 67, 156–165. <https://doi.org/10.2136/sssaj2003.1560>
- Schulten, H.-R., Leinweber, P., 1999. Thermal stability and composition of mineral-bound organic matter in density fractions of soil: Composition of organic matter in soil. *European Journal of Soil Science* 50, 237–248. <https://doi.org/10.1046/j.1365-2389.1999.00241.x>
- Schulp, C.J.E., Veldkamp, A., 2008. Long-term landscape – land use interactions as explaining factor for soil organic matter variability in Dutch agricultural landscapes. *Geoderma* 146, 457–465. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2008.06.016>
- Sebag, D., Disnar, J.R., Guillet, B., Di Giovanni, C., Verrecchia, E.P., Durand, A., 2006. Monitoring organic matter dynamics in soil profiles by 'Rock-Eval pyrolysis': bulk characterization and quantification of degradation: Programmed pyrolysis of soil organic matter. *European Journal of Soil Science* 57, 344–355. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2389.2005.00745.x>
- Sebag, D., Verrecchia, E.P., Cécillon, L., Adatte, T., Albrecht, R., Aubert, M., Bureau, F., Cailleau, G., Copard, Y., Decaens, T., Disnar, J.-R., Hetényi, M., Nyilas, T., Trombino, L., 2016. Dynamics of soil organic matter based on new Rock-Eval indices. *Geoderma* 284, 185–203. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2016.08.025>
- Sebag, D., Verrecchia, E.P., Adatte, T., Aubert, M., Cailleau, G., Decaens, T., Kowalewski, I., Trap, J., Bureau, F., Hedde, M., 2022. Size fractions of organic matter pools influence their stability: Application of the Rock-Eval® analysis to beech forest soils. *Pedosphere* 32, 565–575. [https://doi.org/10.1016/S1002-0160\(21\)60050-4](https://doi.org/10.1016/S1002-0160(21)60050-4)
- Sextstone, A.J., Revsbech, N.P., Parkin, T.B., Tiedje, J.M., 1985. Direct measurement of oxygen profiles and denitrification rates in soil aggregates. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 49, 645–651. <https://doi.org/10.2136/sssaj1985.03615995004900030024x>
- Shah A., Gaebler R., 2016. N₂O and CO₂ Emissions from arable and grassland soils under various moisture regimes: A microcosm study. *Malaysian Journal of Soil Science* 20, 95-110.
- Shi, A., Marschner, P., 2017. Soil respiration and microbial biomass in multiple drying and rewetting cycles – Effect of glucose addition. *Geoderma* 305, 219–227. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2017.06.010>
- Shi, A., Marschner, P., 2014. Drying and rewetting frequency influences cumulative respiration and its distribution over time in two soils with contrasting management. *Soil Biology and Biochemistry* 72, 172–179. <https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2014.02.001>
- Shukla, P.R., Skea, J., Calvo Buendia, E., Masson-Delmotte, V., Pörtner, H.O., Roberts, D.C., Zhai, P., Slade, R., Connors, S., Van Diemen, R., 2019. IPCC, 2019: Climate Change and Land: an IPCC special report on climate change, desertification, land degradation, sustainable land management, food security, and greenhouse gas fluxes in terrestrial ecosystems.
- Sierra, C.A., Malghani, S., Loescher, H.W., 2017. Interactions among temperature, moisture, and oxygen concentrations in controlling decomposition rates in a boreal forest soil. *Biogeosciences* 14, 703–710. <https://doi.org/10.5194/bg-14-703-2017>
- Sierra, C.A., Trumbore, S.E., Davidson, E.A., Vicca, S., Janssens, I., 2015. Sensitivity of decomposition rates of soil organic matter with respect to simultaneous changes in temperature and moisture. *J. Adv. Model. Earth Syst.* 7, 335–356. <https://doi.org/10.1002/2014MS000358>

- Six, J., Conant, R.T., Paul, E.A., Paustian, K., 2002a. Stabilization mechanisms of soil organic matter: Implications for C-saturation of soils. *Plant and Soil* 241, 155–176. <https://doi.org/10.1023/A:1016125726789>
- Six, J., Feller, C., Denef, K., Ogle, S.M., de Moraes, J.C., Albrecht, A., 2002b. Soil organic matter, biota and aggregation in temperate and tropical soils - Effects of no-tillage. *Agronomie* 22, 755–775. <https://doi.org/10.1051/agro:2002043>
- Six, J., Elliott, E.T., Paustian, K., 1999. Aggregate and Soil Organic Matter Dynamics under Conventional and No-Tillage Systems. *Soil Sci. Soc. Am. j.* 63, 1350–1358. <https://doi.org/10.2136/sssaj1999.6351350x>
- 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. <https://doi.org/10.2136/sssaj1998.03615995006200050032x>
- Six, J., Elliott, E.T., Paustian, K., 1999. Aggregate and Soil Organic Matter Dynamics under Conventional and No-Tillage Systems. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 63, 1350–1358. <https://doi.org/10.2136/sssaj1999.6351350x>.
- Six, J., Jastrow, J.D., 2002. 2002 "Organic Matter Turnover". In: Lal, R. (Ed.), *Encyclopedia of Soil Science*. Marcel Dekker, New York, pp. 936–942.
- Six, J., Elliott, E.T., Paustian, K., 2000. Soil macroaggregate turnover and microaggregate formation: a mechanism for C sequestration under no-tillage agriculture. *Soil Biol. Biochem.* 32, 2099–2103. [https://doi.org/10.1016/S0038-0717\(00\)00179-6](https://doi.org/10.1016/S0038-0717(00)00179-6).
- Six, J., Guggenberger, G., Paustian, K., Haumaier, L., Elliott, E.T., Zech, W., 2001. Sources and composition of soil organic matter fractions between and within soil aggregates: Sources and composition of soil organic matter fractions. *European Journal of Soil Science* 52, 607–618. <https://doi.org/10.1046/j.1365-2389.2001.00406.x>
- Six, J., Bossuyt, H., Degryze, S., Denef, K., 2004. A history of research on the link between (micro)aggregates, soil biota, and soil organic matter dynamics. *Soil Tillage Res.* 79, 7–31. <https://doi.org/10.1016/j.still.2004.03.008>.
- Six, J., Frey, S.D., Thiet, R.K., Batten, K.M., 2006. Bacterial and Fungal Contributions to Carbon Sequestration in Agroecosystems. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 70, 555–569. <https://doi.org/10.2136/sssaj2004.0347>.
- Skopp, J., Jawson, M.D., Doran, J.W., 1990. Steady-State Aerobic Microbial Activity as a Function of Soil Water Content. *Soil Science Society of America Journal* 54, 1619–1625. <https://doi.org/10.2136/sssaj1990.03615995005400060018x>
- Smith, P., Martino, D., Cai, Z., Gwary, D., Janzen, H., Kumar, P., McCarl, B., Ogle, S., O'Mara, F., Rice, C., Scholes, B., Sirotenko, O., Howden, M., McAllister, T., Pan, G., Romanenkov, V., Schneider, U., Towprayoon, S., Wattenbach, M., Smith, J., 2008. Greenhouse gas mitigation in agriculture. *Phil. Trans. R. Soc. B* 363, 789–813. <https://doi.org/10.1098/rstb.2007.2184>
- Smith, L.C., MacDonald, G.M., Velichko, A.A., Beilman, D.W., Borisova, O.K., Frey, K.E., Kremenetski, K.V., Sheng, Y., 2004. Siberian Peatlands a Net Carbon Sink and Global Methane Source Since the Early Holocene. *Science* 303, 353–356. <https://doi.org/10.1126/science.1090553>
- Smith, P., Smith, J.U., Powlson, D.S., McGill, W.B., Arah, J.R.M., Chertov, O.G., Coleman, K., Franko, U., Frolking, S., Jenkinson, D.S., Jensen, L.S., Kelly, R.H., Klein-Gunnewiek, H., Komarov, A.S., Li, C., Molina, J.A.E., Mueller, T., Parton, W.J., Thornley, J.H.M., Whitmore, A.P., 1997. A comparison of the performance of nine soil organic matter models using datasets from seven long-term experiments. *Geoderma* 81, 153–225. [https://doi.org/10.1016/S0016-7061\(97\)00087-6](https://doi.org/10.1016/S0016-7061(97)00087-6)
- Smith, S.R., 2009. Organic contaminants in sewage sludge (biosolids) and their significance for agricultural recycling. *Phil. Trans. R. Soc. A.* 367, 4005–4041. <https://doi.org/10.1098/rsta.2009.0154>

- Smith, S.V., Renwick, W.H., Buddemeier, R.W., Crossland, C.J., 2001. Budgets of soil erosion and deposition for sediments and sedimentary organic carbon across the conterminous United States. *Global Biogeochem. Cycles* 15, 697–707. <https://doi.org/10.1029/2000GB001341>
- Sokol, N.W., Sanderman, J., Bradford, M.A., 2019. Pathways of mineral-associated soil organic matter formation: Integrating the role of plant carbon source, chemistry, and point of entry. *Glob Change Biol* 25, 12–24. <https://doi.org/10.1111/gcb.14482>
- Sollins, P., Swanston, C., Kleber, M., Filley, T., Kramer, M., Crow, S., Caldwell, B.A., Lajtha, K., Bowden, R., 2006. Organic C and N stabilization in a forest soil: Evidence from sequential density fractionation. *Soil Biology and Biochemistry* 38, 3313–3324. <https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2006.04.014>
- Sollins, P., Homann, P., Caldwell, B.A., 1996. Stabilization and destabilization of soil organic matter: mechanisms and controls. *Geoderma* 74, 65–105. [https://doi.org/10.1016/S0016-7061\(96\)00036-5](https://doi.org/10.1016/S0016-7061(96)00036-5)
- Sørensen, 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 Soil* 75, 107–119. <https://doi.org/10.1007/BF02178618>
- Soucémariadin, L., Cécillon, L., Chenu, C., Baudin, F., Nicolas, M., Girardin, C., Barré, P., 2018. Is Rock-Eval 6 thermal analysis a good indicator of soil organic carbon lability? – A method-comparison study in forest soils. *Soil Biology and Biochemistry* 117, 108–116. <https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2017.10.025>
- Soucémariadin, L.N., Cécillon, L., Guenet, B., Chenu, C., Baudin, F., Nicolas, M., Girardin, C., Barré, P., 2018a. Environmental factors controlling soil organic carbon stability in French forest soils. *Plant Soil* 426, 267–286. <https://doi.org/10.1007/s11104-018-3613-x>
- Soucémariadin, L., Cécillon, L., Chenu, C., Baudin, F., Nicolas, M., Girardin, C., Barré, P., 2018b. Is Rock-Eval 6 thermal analysis a good indicator of soil organic carbon lability? – A method-comparison study in forest soils. *Soil Biology and Biochemistry* 117, 108–116. <https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2017.10.025>
- Soussana, J.-F., Lutfalla, S., Ehrhardt, F., Rosenstock, T., Lamanna, C., Havlík, P., Richards, M., Wollenberg, E. (Lini), Chotte, J.-L., Torquebiau, E., Ciais, P., Smith, P., Lal, R., 2019. Matching policy and science: Rationale for the '4 per 1000 - soils for food security and climate' initiative. *Soil and Tillage Research* 188, 3–15. <https://doi.org/10.1016/j.still.2017.12.002>
- Stamati, F.E., Nikolaidis, N.P., Banwart, S., Blum, W.E.H., 2013. A coupled carbon, aggregation, and structure turnover (CAST) model for topsoils. *Geoderma* 211–212, 51–64. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2013.06.014>
- Stevenson, F.J., 1994. *Humus chemistry: genesis, composition, reactions*, 2nd ed. ed. Wiley, New York.
- Stewart, C.E., Paustian, K., Conant, R.T., Plante, A.F., Six, J., 2009. Soil carbon saturation: Implications for measurable carbon pool dynamics in long-term incubations. *Soil Biology and Biochemistry* 41, 357–366. <https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2008.11.011>
- Stockmann, K.D., Anderson, N.M., Skog, K.E., Healey, S.P., Loeffler, D.R., Jones, G., Morrison, J.F., 2012. Estimates of carbon stored in harvested wood products from the United States forest service northern region, 1906–2010. *Carbon Balance Manage* 7, 1. <https://doi.org/10.1186/1750-0680-7-1>
- Stockmann, U., Adams, M.A., Crawford, J.W., Field, D.J., Henakaarchchi, N., Jenkins, M., Minasny, B., McBratney, A.B., Courcelles, V. de R. de, Singh, K., Wheeler, I., Abbott, L., Angers, D.A., Baldock, J., Bird, M., Brookes, P.C., Chenu, C., Jastrow, J.D., Lal, R., Lehmann, J., O'Donnell, A.G., Parton, W.J., Whitehead, D., Zimmermann, M., 2013. The knowns, known unknowns and unknowns of sequestration of soil organic carbon.

- Agriculture, Ecosystems & Environment 164, 80–99.
<https://doi.org/10.1016/j.agee.2012.10.001>
- Stott, D.E., Elliott, L.F., Papendick, R.I., Campbell, G.S., 1986. Low temperature or low water potential effects on the microbial decomposition of wheat residue. *Soil Biology and Biochemistry* 18, 577–582. [https://doi.org/10.1016/0038-0717\(86\)90078-7](https://doi.org/10.1016/0038-0717(86)90078-7)
- Suseela, V., Conant, R.T., Wallenstein, M.D., Dukes, J.S., 2012. Effects of soil moisture on the temperature sensitivity of heterotrophic respiration vary seasonally in an old-field climate change experiment. *Glob Change Biol* 18, 336–348.
<https://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2011.02516.x>
- Tambach, T.J., Veld, H., Griffioen, J., 2009. Influence of HCl/HF treatment on organic matter in aquifer sediments: A Rock-Eval pyrolysis study. *Applied Geochemistry* 24, 2144–2151. <https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2009.09.004>
- Tamrat, W.Z., Rose, J., Grauby, O., Doelsch, E., Levard, C., Chaurand, P., Basile-Doelsch, I., 2019. Soil organo-mineral associations formed by co-precipitation of Fe, Si and Al in presence of organic ligands. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 260, 15–28.
<https://doi.org/10.1016/j.gca.2019.05.043>
- Tamrat, W.Z., Rose, J., Grauby, O., Doelsch, E., Levard, C., Chaurand, P., Basile-Doelsch, I., 2018. Composition and molecular scale structure of nanophases formed by precipitation of biotite weathering products. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 229, 53–64. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2018.03.012>
- Tiemann, L.K., Grandy, A.S., Atkinson, E.E., Marin-Spiotta, E., McDaniel, M.D., 2015. Crop rotational diversity enhances belowground communities and functions in an agroecosystem. *Ecol Lett* 18, 761–771. <https://doi.org/10.1111/ele.12453>
- Tiemann, L.K., Billings, S.A., 2011. Changes in variability of soil moisture alter microbial community C and N resource use. *Soil Biology and Biochemistry* 43, 1837–1847.
<https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2011.04.020>
- Tisdall, J.M., Oades, J.M., 1982. Organic matter and water-stable aggregates in soils. *J. Soil Sci.* 33, 141–163. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2389.1982.tb01755.x>
- Torn, M.S., Swanston, C.W., Castanha, C., Trumbore, S.E., 2009. Storage and Turnover of Organic Matter in Soil, in: Senesi, N., Xing, B., Huang, P.M. (Eds.), *Biophysico-Chemical Processes Involving Natural Nonliving Organic Matter in Environmental Systems*. John Wiley & Sons, Inc., Hoboken, NJ, USA, pp. 219–272.
<https://doi.org/10.1002/9780470494950.ch6>
- Torn, M.S., Trumbore, S.E., Chadwick, O.A., Vitousek, P.M., Hendricks, D.M., 1997. Mineral control of soil organic carbon storage and turnover. *Nature* 389, 170–173.
<https://doi.org/10.1038/38260>
- Torn, M.S., Kleber, M., Zavaleta, E.S., Zhu, B., Field, C.B., Trumbore, S.E., 2013. A dual isotope approach to isolate soil carbon pools of different turnover times. *Biogeosciences* 10, 8067–8081. <https://doi.org/10.5194/bg-10-8067-2013>
- Totsche, K.U., Rennert, T., Gerzabek, M.H., Kögel-Knabner, I., Smalla, K., Spiteller, M., Vogel, H., 2010. Biogeochemical interfaces in soil: The interdisciplinary challenge for soil science. *Z. Pflanzenernähr. Bodenk.* 173, 88–99.
<https://doi.org/10.1002/jpln.200900105>
- Trumbore, S.E., Czimczik, C.I., 2008. An Uncertain Future for Soil Carbon. *Science* 321, 1455–1456. <https://doi.org/10.1126/science.1160232>
- Trumbore, S., 2009. Radiocarbon and Soil Carbon Dynamics. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 37, 47–66. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.36.031207.124300>
- Trumbore, S.E., 1997. Potential responses of soil organic carbon to global environmental change. *Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A.* 94, 8284–8291.
<https://doi.org/10.1073/pnas.94.16.8284>

- Ussiri, D.A.N., Lal, R., 2009. Long-term tillage effects on soil carbon storage and carbon dioxide emissions in continuous corn cropping system from an alfisol in Ohio. *Soil and Tillage Research* 104, 39–47. <https://doi.org/10.1016/j.still.2008.11.008>
- Vance, E.D., Brookes, P.C., Jenkinson, D.S., 1987. An extraction method for measuring soil microbial biomass C. *Soil Biology and Biochemistry* 19, 703–707. [https://doi.org/10.1016/0038-0717\(87\)90052-6](https://doi.org/10.1016/0038-0717(87)90052-6)
- Van Gestel, M., Ladd, J.N., Amato, M., 1992. Microbial biomass responses to seasonal change and imposed drying regimes at increasing depths of undisturbed topsoil profiles. *Soil Biology and Biochemistry* 24, 103–111. [https://doi.org/10.1016/0038-0717\(92\)90265-Y](https://doi.org/10.1016/0038-0717(92)90265-Y)
- Van Gestel, M., Ladd, J.N., Amato, M., 1991. Carbon and nitrogen mineralization from two soils of contrasting texture and microaggregate stability: Influence of sequential fumigation, drying and storage. *Soil Biology and Biochemistry* 23, 313–322. [https://doi.org/10.1016/0038-0717\(91\)90185-M](https://doi.org/10.1016/0038-0717(91)90185-M)
- Veroniki, A.A., Jackson, D., Viechtbauer, W., Bender, R., Bowden, J., Knapp, G., Kuss, O., Higgins, J.P., Langan, D., Salanti, G., 2016. Methods to estimate the between-study variance and its uncertainty in meta-analysis. *Research Synthesis Methods*. 7, 55–79. <https://doi.org/10.1002/jrsm.1164>.
- von Lützw, M., Kögel-Knabner, I., 2009. Temperature sensitivity of soil organic matter decomposition—what do we know? *Biol Fertil Soils* 46, 1–15. <https://doi.org/10.1007/s00374-009-0413-8>
- von Lützw, M., 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: Mechanisms for organic matter stabilization in soils. *European Journal of Soil Science* 57, 426–445. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2389.2006.00809.x>
- Virto, I., Barré, P., Chenu, C., 2008. Microaggregation and organic matter storage at the silt-size scale. *Geoderma* 146, 326–335. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2008.05.021>
- Viaud, V., Kunnemann, T., 2021. Additional soil organic carbon stocks in hedgerows in crop-livestock areas of western France. *Agriculture, Ecosystems & Environment* 305, 107174. <https://doi.org/10.1016/j.agee.2020.107174>
- Virto, I., Barré, P., Burlot, A., Chenu, C., 2012. Carbon input differences as the main factor explaining the variability in soil organic C storage in no-tilled compared to inversion tilled agrosystems. *Biogeochemistry* 108, 17–26. <https://doi.org/10.1007/s10533-011-9600-4>
- Virto, I., Barré, P., Chenu, C., 2008. Microaggregation and organic matter storage at the silt-size scale. *Geoderma* 146, 326–335. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2008.05.021>
- Vogel, C., Mueller, C.W., Höschen, C., Buegger, F., Heister, K., Schulz, S., Schloter, M., Kögel-Knabner, I., 2014. Submicron structures provide preferential spots for carbon and nitrogen sequestration in soils. *Nat Commun* 5, 2947. <https://doi.org/10.1038/ncomms3947>
- Vogel, L.E., Makowski, D., Garnier, P., Vieublé-Gonod, L., Coquet, Y., Raynaud, X., Nunan, N., Chenu, C., Falconer, R., Pot, V., 2015. Modeling the effect of soil meso- and macropores topology on the biodegradation of a soluble carbon substrate. *Advances in Water Resources* 83, 123–136. <https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2015.05.020>
- von Lützw, M., Kögel-Knabner, I., 2009. Temperature sensitivity of soil organic matter decomposition—what do we know? *Biol Fertil Soils* 46, 1–15. <https://doi.org/10.1007/s00374-009-0413-8>
- von Lützw, M., Kögel-Knabner, I., Ludwig, B., Matzner, E., Flessa, H., Ekschmitt, K., Guggenberger, G., Marschner, B., Kalbitz, K., 2008. Stabilization mechanisms of organic matter in four temperate soils: Development and application of a conceptual model. *Z. Pflanzenernähr. Bodenk.* 171, 111–124.

- <https://doi.org/10.1002/jpln.200700047>
- von Lützw, M., 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: Mechanisms for organic matter stabilization in soils. *Eur. J. Soil Sci.* 57 (4), 426–445.
- von Lützw, M., Kögel-Knabner, I., Ekschmitt, K., Flessa, H., Guggenberger, G., Matzner, E., Marschner, B., 2007. SOM fractionation methods: Relevance to functional pools and to stabilization mechanisms. *Soil Biology and Biochemistry* 39, 2183–2207.
<https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2007.03.007>
- Waldrop, M.P., Zak, D.R., Sinsabaugh, R.L., 2004. Microbial community response to nitrogen deposition in northern forest ecosystems. *Soil Biology and Biochemistry* 36, 1443–1451.
<https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2004.04.023>
- Wander, M.M., Bidart, M.G., Aref, S., 1998. Tillage Impacts on Depth Distribution of Total and Particulate Organic Matter in Three Illinois Soils. *Soil Science Society of America Journal* 62, 1704–1711. <https://doi.org/10.2136/sssaj1998.03615995006200060031x>
- Wander, M.M., Walter, G.L., Nissen, T.M., Bollero, G.A., Andrews, S.S., Cavanaugh-Grant, D.A., 2002. Soil Quality: Science and Process. *Agronomy Journal* 94, 23–32.
<https://doi.org/10.2134/agronj2002.2300>
- Wang, B., Zha, T.S., Jia, X., Wu, B., Zhang, Y.Q., Qin, S.G., 2014a. Soil moisture modifies the response of soil respiration to temperature in a desert shrub ecosystem. *Biogeosciences* 11, 259–268. <https://doi.org/10.5194/bg-11-259-2014>
- Wang, X., Cammeraat, E.L.H., Cerli, C., Kalbitz, K., 2014b. Soil aggregation and the stabilization of organic carbon as affected by erosion and deposition. *Soil Biol. Biochem.* 72, 55–65. <https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2014.01.018>.
- Wang, R., Sun, Q., Wang, Y., Zheng, W., Yao, L., Hu, Y., Guo, S., 2018. Contrasting responses of soil respiration and temperature sensitivity to land use types: Cropland vs. apple orchard on the Chinese Loess Plateau. *Science of The Total Environment* 621, 425–433. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2017.11.290>
- Wei, X., Shao, M., Gale, W., Li, L., 2014. Global pattern of soil carbon losses due to the conversion of forests to agricultural land. *Sci Rep* 4, 4062.
<https://doi.org/10.1038/srep04062>
- Weihermüller, L., Graf, A., Herbst, M., Vereecken, H., 2013. Simple pedotransfer functions to initialize reactive carbon pools of the Roth-C model: Reactive C and pedotransfer functions. *Eur J Soil Sci* 64, 567–575. <https://doi.org/10.1111/ejss.12036>
- West, T.O., Six, J., 2007. Considering the influence of sequestration duration and carbon saturation on estimates of soil carbon capacity. *Climatic Change* 80, 25–41.
<https://doi.org/10.1007/s10584-006-9173-8>
- Williams, E.K., Plante, A.F., 2018. A Bioenergetic Framework for Assessing Soil Organic Matter Persistence. *Front. Earth Sci.* 6, 143. <https://doi.org/10.3389/feart.2018.00143>
- Xu, W., Li, W., Jiang, P., Wang, H., Bai, E., 2014. Distinct temperature sensitivity of soil carbon decomposition in forest organic layer and mineral soil. *Sci Rep* 4, 6512.
<https://doi.org/10.1038/srep06512>
- Yang, S., Jansen, B., Absalah, S., van Hall, R.L., Kalbitz, K., Cammeraat, E.L.H., 2020. Lithology- and climate-controlled soil aggregate-size distribution and organic carbon stability in the Peruvian Andes. *SOIL* 6, 1–15. <https://doi.org/10.5194/soil-6-1-2020>.
- Yeasmin, S., Singh, B., Johnston, C.T., Sparks, D.L., Hua, Q., 2019. Changes in Particulate and Mineral Associated Organic Carbon with Land Use in Contrasting Soils (preprint). *Biogeochemistry: Soils*. <https://doi.org/10.5194/bg-2019-416>
- Yemadje, P.L., Chevallier, T., Guibert, H., Bertrand, I., Bernoux, M., 2017. Wetting-drying cycles do not increase organic carbon and nitrogen mineralization in soils with straw amendment. *Geoderma* 304, 68–75. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2016.06.023>
- Young, I.M., Ritz, K., 2000. Tillage, habitat space and function of soil microbes. *Soil Tillage*

- Res. 53, 201–213. [https://doi.org/10.1016/S0167-1987\(99\)00106-3](https://doi.org/10.1016/S0167-1987(99)00106-3).
- Yu, H., Ding, W., Luo, J., Geng, R., Cai, Z., 2012. Long-term application of organic manure and mineral fertilizers on aggregation and aggregate-associated carbon in a sandy loam soil. *Soil and Tillage Research* 124, 170–177. <https://doi.org/10.1016/j.still.2012.06.011>
- Yun, J., Chen, X., Liu, S., Zhang, W., 2019. Effects of Temperature and Moisture on Soil Organic Carbon Mineralization. *IOP Conf. Ser.: Mater. Sci. Eng.* 562, 012085. <https://doi.org/10.1088/1757-899X/562/1/012085>
- Zhao, X., Xue, J.-F., Zhang, X.-Q., Kong, F.-L., Chen, F., Lal, R., Zhang, H.-L., 2015. Stratification and Storage of Soil Organic Carbon and Nitrogen as Affected by Tillage Practices in the North China Plain. *PLoS ONE* 10, e0128873. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0128873>
- Zhang, S., Yu, Z., Lin, J., Zhu, B., 2020a. Responses of soil carbon decomposition to drying-rewetting cycles: A meta-analysis. *Geoderma* 361, 114069. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2019.114069>
- Zhang, Y., Li, X., Gregorich, E., McLaughlin, N., Zhang, X., Guo, Y., Gao, Y., Liang, A., 2020b. Tillage and cropping effects on soil organic carbon: Biodegradation and storage in density and size fractions. *Eur J Soil Sci.* <https://doi.org/10.1111/ejss.12949>
- Zhang, F., Chen, X., Yao, S., Ye, Y., Zhang, B., 2022. Responses of soil mineral-associated and particulate organic carbon to carbon input: A meta-analysis. *Science of The Total Environment* 829, 154626. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2022.154626>
- Zhou, W., Hui, D., Shen, W., 2014. Effects of Soil Moisture on the Temperature Sensitivity of Soil Heterotrophic Respiration: A Laboratory Incubation Study. *PLoS ONE* 9, e92531. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0092531>
- Zimmermann, M., Leifeld, J., Schmidt, M.W.I., Smith, P., Fuhrer, J., 2007. Measured soil organic matter fractions can be related to pools in the Roth-C model. *Eur J Soil Science* 58, 658–667. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2389.2006.00855.x>
- Zimmerman, A.R., Chorover, J., Goynes, K.W., Brantley, S.L., 2004. Protection of Mesopore-Adsorbed Organic Matter from Enzymatic Degradation. *Environ. Sci. Technol.* 38, 4542–4548. <https://doi.org/10.1021/es035340>

Annexes

9 Annexe 1 : Évaluation de la protection physique du carbone dans les micro-agrégats (50-200µm) sous pratiques agroécologiques

Hind Aziz¹, Tchodjowiè P. I. Kpemoua^{1,3}, Cédric Plessis¹, Pierre Barré², Claire Chenu¹

¹ UMR Ecosys, Université Paris-Saclay, INRAE, AgroParisTech, Palaiseau, 91120, France

² Laboratoire de Géologie, UMR 8538, Ecole Normale Supérieure, PSL Research University, CNRS, Paris 75005, France

³ Agence de la transition écologique, ADEME, 49004 Angers, France

Résumé

L'initiative 4pour1000 encourage l'adoption des pratiques agroécologiques permettant d'augmenter et ou de préserver les stocks de carbone dans les sols. La mise en place de certaines de ces pratiques sur le territoire français, ont favorisé un stockage additionnel de carbone. Cependant, on sait moins sur la stabilité de ce carbone nouvellement stocké. La protection physique est l'un des mécanismes permettant de stabiliser le carbone dans les sols. L'objectif de cette étude était d'évaluer l'ampleur de la protection physique dans un luvisol tempéré sous différentes pratiques et systèmes agroécologiques. Pour atteindre cet objectif, nous avons utilisé la méthode de fractionnement physique de la matière organique localisée dans les micro-agrégats de la taille entre 50 et 200 µm, l'un des sites présumés de protection physique sur des échantillons de sol (0-30cm) provenant de deux essais de longue durée (QualiAgro et La Cage). Les résultats sur l'essai de La Cage ont révélé que l'agriculture de conservation avait des teneurs en carbone plus élevée dans le sol total et dans les fractions A50µm (fraction <50µm localisée dans les micro-agrégats) et A50/200oMOP (fraction de matière organique particulaire occluse dans les micro-agrégats) par rapport à l'agriculture biologique et conventionnelle. À QualiAgro, les parcelles recevant les produits résiduels organiques (PROs) avaient augmenté les teneurs en carbone du sol total et la protection physique du carbone dans les micro-agrégats (50-200µm), par rapport à la parcelle de référence sans apport organique. Ces résultats suggèrent que les pratiques, comme le non labour, les couverts permanents, les rotations et l'application des PROs, peuvent conduire à la stabilité des agrégats et par conséquent influencer positivement la protection physique du carbone dans les micro-agrégats de la taille entre 50-200µm.

Mots clés : carbone organique, protection physique, micro-agrégat, agroécologie

9.1 Introduction

Lancée le 1er décembre 2015 dans le cadre de la COP21, l'initiative "4 ‰ pour les sols et la sécurité alimentaire et le climat" propose d'augmenter chaque année de 4 pour 1000 (0,4%) le stock de carbone présent dans tous les sols du monde. Ce stockage va contribuer à compenser les émissions nettes de CO₂ dans l'atmosphère à l'échelle mondiale, tout en améliorant la qualité des sols. Pour atteindre cet objectif, il est important d'actionner sur deux leviers majeurs dans les écosystèmes terrestres. Le premier consiste à augmenter les entrées de carbone dans les sols (restitution des résidus de culture, l'apport des matières organiques exogènes (MOE), etc.) et le second levier consiste à diminuer les sorties de carbone par la biodégradation, l'érosion ou la lixiviation (non-labour, plantes de couverture, etc.). C'est ainsi que, de nombreuses pratiques agroécologiques telles que l'agriculture de conservation, l'agriculture biologique, l'application de produits résiduaux organiques (PRO), l'agroforesterie pour ne citer que celles-ci, ont été testées sur le long-terme à l'échelle de la France. Les résultats issus de ces expérimentations de longue-durée ont indiqué un stockage additionnel du carbone suite à la mise en place de ces pratiques agroécologiques (Peltre et al., 2012 ; Autret et al., 2016 ; Paetsch et al., 2016 ; Pellerin et al., 2019).

Cependant, on manque de connaissance sur la stabilité de ce carbone nouvellement stocké par ces pratiques agroécologiques. Par ailleurs, trois grands mécanismes de stabilisation du carbone dans les sols ont été identifiés dans la littérature : la récalcitrance chimique, l'adsorption sur les particules du sol et la protection physique dans la structure du sol. La protection physique par des agrégats et par des complexes organo-minéraux (surtout dans les fractions de taille limoneuse et argileuse) est reconnue comme étant cruciale pour la stabilisation du carbone organique du sol (Six et al., 2002a ; Eusterhues et al., 2003 ; Kaiser et Guggenberger, 2003).

La protection physique résulte de barrières physiques entre les composés organiques et les décomposeurs du sol ou d'une accessibilité insuffisante de l'oxygène aux microorganismes dans la structure du sol (Balesdent et al., 2000). Plus la structure est stable, plus il est anticipé que la protection physique persiste dans le temps. Les pratiques culturales comme le travail du sol, les types de culture et de rotation et l'apport des produits résiduaux organiques (PROs) peuvent conduire à une variabilité de la stabilité des agrégats et par conséquent influencer la protection physique dans les sols. C'est dans cette optique que nous souhaitons évaluer dans cette étude l'ampleur de la protection physique dans un sol sous

différentes pratiques et systèmes agroécologiques qui ont conduit à un stockage additionnel de carbone. Nous faisons l'hypothèse que les systèmes de culture alternatifs (agriculture de conservation et agriculture biologique) et l'application des PROs (composts de biodéchet, composts d'ordure ménagère résiduelle et fumier de ferme) conduisent à une protection physique du carbone comparativement à leurs contrôles respectifs que sont l'agriculture conventionnelle et le système sans apport organique.

Pour vérifier cette hypothèse dans le cadre de mon stage de Master 1, j'ai utilisé la méthode de fractionnement physique de la matière organique localisée dans des micro-agrégats de la taille entre 50 et 200 μm , l'un des sites présumés de protection physique sur des échantillons de sol provenant de deux essais de longue durée.

9.2 Matériel et méthodes

9.2.1 Sites de l'expérience

Cette étude a porté sur les sols provenant de deux essais de longue-durée dont QualiAgro et La Cage initiés depuis 1998 dans la région parisienne. La description de ces essais a été détaillée dans le chapitre 2 du manuscrit.

9.2.2 Fractionnement physique de la matière organique localisée dans des micro-agrégats de la taille 50 et 200 μm

- Principe

Le principe du fractionnement est de casser les macro-agrégats de la taille supérieure à 200 μm par une agitation par retournement à 55 tours/min pendant 3 heures en conservant les micro-agrégats de la taille 50-200 μm . La dispersion des micro-agrégats de la taille entre 50 et 200 μm est effectuée par la suite afin de séparer et quantifier les fractions organiques localisées dans les micro-agrégats et la fraction fine <50 μm libérée de ces micro-agrégats à l'aide de la solution de sodium hexa métaphosphate (SHMP). La séparation des fractions organiques des fractions minérales est réalisée par densimétrie à l'aide de la solution de sodium polytungstat (SPT).

- Description et étapes du fractionnement

25 g de sol sec tamisé à <4 mm et 5 billes de verre de 5 mm ont été mis dans le petit flacon. 250 ml d'eau déminéralisée a été ajoutée en remplissant auparavant le petit flacon puis le reste a été mis dans le grand flacon. L'opercule du petit flacon a été remplacé par une toile de

200 µm et ce petit flacon placé dans le grand flacon dont l'opercule a été fermé. L'agitation par retournement de ce dispositif a été effectuée à 55 tours/min durant 3 heures (temps nécessaire) pour disperser tous les macro-agrégats (> 200µm). La fraction organique retenue sur la toile de 200 µm a été séparée de la fraction minérale par une flottation dans l'eau déminéralisée. Les fractions obtenues sont la fraction organique et la fraction minérale de taille supérieure à 200 µm (A200 MOP et A200 MN respectivement). La fraction inférieure à 200 µm récupérée a été placée sur un tamis de 50 µm, permettant de séparer la fraction inférieure à 50 µm (A50). La fraction retenue sur le tamis 50 µm a été séchée à l'étuve de 60°C environ 44 heures. La fraction MOP libre 50-200 µm (A50/200 fMOP) a été séparée des micro-agrégats stables et des sables par séparation densimétrique. Cette séparation a été réalisée à la centrifugeuse à 20°C et 2500 rpm pendant 15 min (Virto et al., 2008) en mettant environ 3 g de la fraction séchée et 25 ml de la solution de sodium polytungstate (SPT) de densité 1,6 g cm⁻³ dans un tube de 50 ml (fraction obtenue : A50/200 fMOP). Puis, les micro-agrégats stable de 50-200 µm ont été dispersés par agitation l'aide d'une solution de sodium hexamétaphosphate (NaPO₃ 0,5%, 5 g L⁻¹) à 55 tours min⁻¹ durant 16 heures. Après cette dispersion, le tamisage a été effectué à l'aide d'un tamis de 50 µm pour séparer la fraction inférieure à 50 µm (fraction obtenue : fraction < 50 µm libérée des micro-agrégats (A50µm)). La fraction organique libérée des micro-agrégats a été séparée de la fraction minérale par séparation densimétrique à l'aide de la solution de SPT (Fractions obtenues : A50/200 oMOP et A50/200 MN). Toutes les fractions obtenues ont été séchées à l'étuve à 60 °C durant 2 jours. La masse sèche de chaque fraction a été déterminée. Ces fractions ont été broyé à 200µm et des nacelles de chaque fraction après micro-pesé sont passées à l'analyseur élémentaire (CHN, Elementar, nommé le Vario El Cube), pour déterminer la teneur en carbone et en azote de chaque fraction.

9.2.3 Fractions obtenues

Nous avons obtenu 7 fractions à la suite de ce fractionnement (Figure 1) :

- Fraction argiles + limons < 50 µm libre (A50)
- Fraction <50 µm libérée des micro-agrégats (A50µm)
- Fraction organique libre (50-200µm) (A50/200 fMOP)
- Fraction organique occlue dans les micro-agrégats (50-200 µm) (A50/200 oMOP)
- Fraction minérale (50-200µm) (A50/200MN)
- Fraction organique >200 µm (A200 MOP)

- Fraction minérale > 200 µm (**A200 MN**)

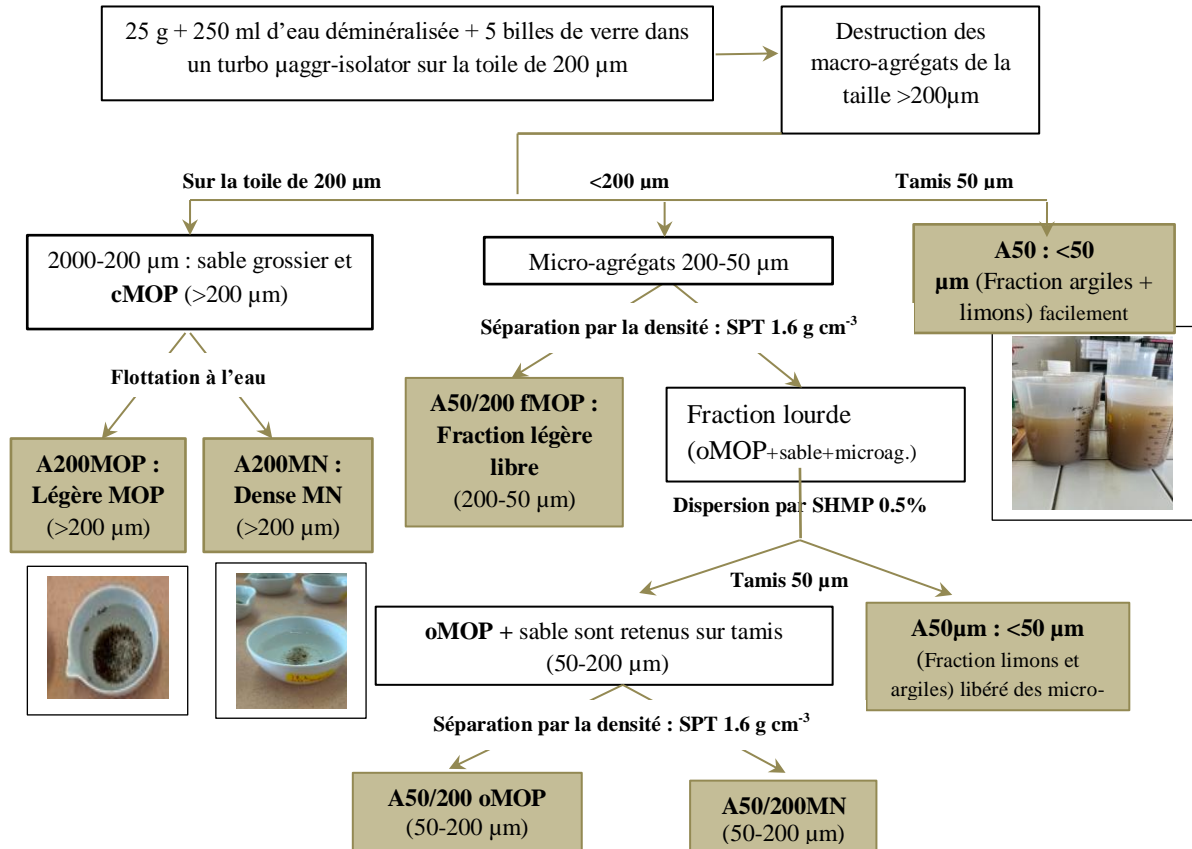


Figure 9.1 : Principe du fractionnement des MO selon leurs localisations dans les micro agrégats 50-200µm.

9.2.4 Calculs et analyses statistiques

Nous avons enregistré les masses des contenants vides et des contenants + fractions après séchage à l'étuve dans un tableur Excel préconçu. Pour déterminer la masse de chaque fraction, nous avons fait la différence entre la masse du contenant + fraction séchée et la masse du contenant vide. Cette masse de fraction a été exprimé par rapport au sol total avec la formule suivante :

$$\text{Masse de fraction (g Fraction/ kg sol sec)} = \frac{\text{Masse fraction (g)} * 1000}{\text{Masse de sol (g)}}$$

Les masses des différentes fractions ainsi obtenues et leur teneur en carbone, ont permis de calculer les taux de récupération en masse et en carbone en utilisant les formules suivantes :

$$\text{Taux de récupération en Masse (\%)} = \frac{\Sigma(\text{Masse des fractions})}{\text{Masse de sol utilisée}} * 100$$

$$\text{Taux de récupération en Carbone (\%)} = \frac{\Sigma(\text{teneur en C des fractions})}{\text{teneur en C du sol total}} * 100$$

Les analyses statistiques ont été effectuées sous le logiciel R 4.0.5 (R Core Team, 2021). Le test de Shapiro-Wilk a été réalisé pour vérifier la normalité des données et le test de Bartlett's

test l'homogénéité des variances. Et une fois que ces conditions étaient respectées, nous avons procédé à l'analyse de variance (ANOVA). Lorsqu'une différence significative était détectée au seuil de 5%, nous avons utilisé le test de Tukey pour la comparaison des moyennes de chaque parcelle pour les 7 fractions obtenues.

9.3 Résultats

9.3.1 Taux de récupération en masse et en carbone

La figure 9.2a représente le taux de récupération moyenne en masse dans les deux essais de longue-durée. Les valeurs de ce taux sont respectivement 97.39% à La Cage et 99.68% à Qualiagro. La figure 9.2b indique le taux de récupération moyenne en Carbone organique qui est égale à 92.16% à La Cage et 89.39% à QualiAgro. Ces deux taux de récupération ne sont pas significativement différents entre les essais. Ces résultats suggèrent une bonne récupération en masse et en carbone durant le processus de fractionnement. Ces valeurs de Taux de récupérations qui sont satisfaisantes ($\geq 90\%$) nous permet ainsi de valider le protocole de fractionnement utiliser dans cette étude.

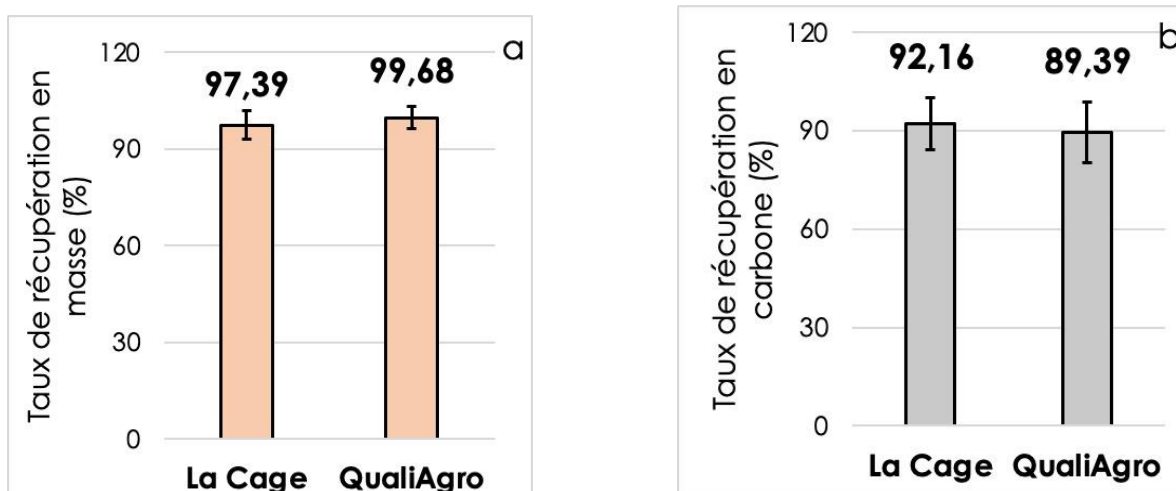


Figure 9.2 : Taux de récupération en masse (a) et en carbone (b) en (%)

9.3.2 Distribution du carbone dans les fractions

Le fractionnement physique permet d'isoler les matières organiques selon les limites de tailles et de densité. La figure 3 indique les teneurs en carbone mesurée dans le sol total et leur distribution dans les différentes fractions à La Cage. On remarque sur cette figure 3 que dans le sol total, l'agriculture de conservation (CA) avait la teneur en carbone la plus élevée et significativement différent de l'agriculture biologique (ORG) et conventionnelle (CON-LC) qui sont statistiquement identique (Tableau 9.3). Les résultats issus du fractionnement ont

montré que 64 à 73% du carbone total du sol se localise dans la fraction A50 (fraction <50 μm : argiles + limons) (Tableau 3). Au sein de chaque fraction, l'analyse de la variance (ANOVA) a révélé des différences significatives entre systèmes de culture dans les fractions A50 μm (Fraction <50 μm occluse dans micro-agrégats) et A50/200 oMOP (Fraction organique occlue dans les micro-agrégats de tailles 50-200 μm). Les teneurs en carbone dans ces deux fractions en agriculture de conservation étaient statistiquement différents de l'agriculture biologique et conventionnelle qui sont similaires. Cependant, l'ANOVA n'a pas révélée de différence significative dans les fractions A50, A200MOP, A50/200 fMOP, A200MN et A50/200MN (Figure 9.3 et Tableau 9.2).

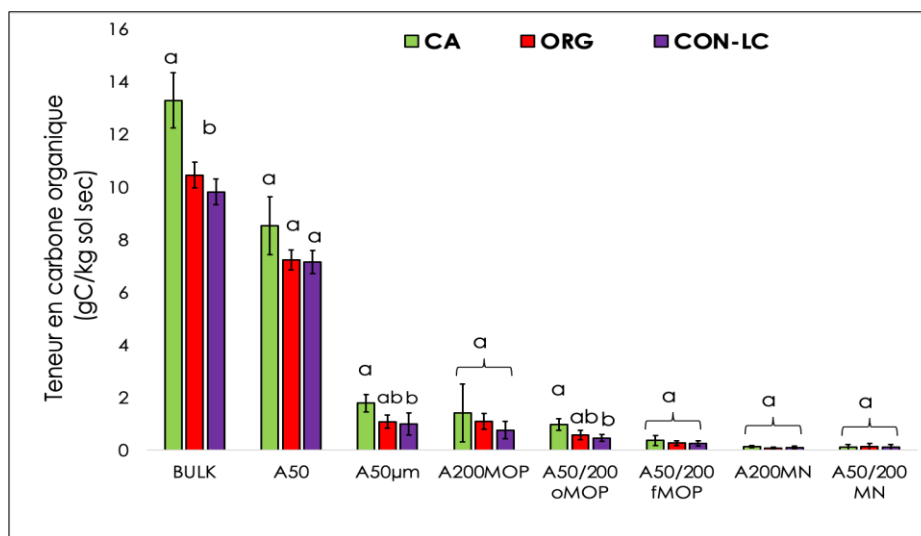


Figure 9.3 : La teneur en Carbone organique (gC/kg sol sec) pour (1) le sol (BULK) et pour toutes les fractions de ce sol de La Cage.

La figure 9.4 présente la teneur en Carbone organique dans le sol total et sa distribution dans les fractions à QualiAgro. On remarque sur cette figure 9.4 que dans le sol, l'application des produits résiduels organiques (PROs) ont significativement augmenté les teneurs en carbone du sol par rapport à la référence sans apport organique (CON-QA) (Tableau 9.2). Les parcelles recevant le compost de biodéchets (BIOW) avaient la plus grande teneur en carbone significativement différent des parcelles recevant le compost d'ordure ménagère résiduelle (MSW) et le fumier de ferme (FYM). On observe aussi l'effet significatif de l'application des PRO sur la distribution du carbone dans les fractions A50, A50 μm , A200MOP, A50/200 oMOP, A50/200 fMOP et A200MN. La majorité du carbone dans cet essai est localisée dans la fraction <50 μm : argiles+ limons (A50) ; ce qui représente 65 à 74% du carbone total du sol (Tableau 9.3). Dans la fraction A50, la teneur en carbone de la parcelle de référence (CON-QA) était significativement différente des parcelles avec les PRO (MSW, FYM et BIOW) qui ont des teneurs en carbone similaires (Figure 9.4). Les mêmes observations sont faites dans les

fractions A50 μ m et A50/200 oMOP. Par ailleurs aucune différence significative n'est observée dans les fractions A200MOP et A50/200 fMOP.

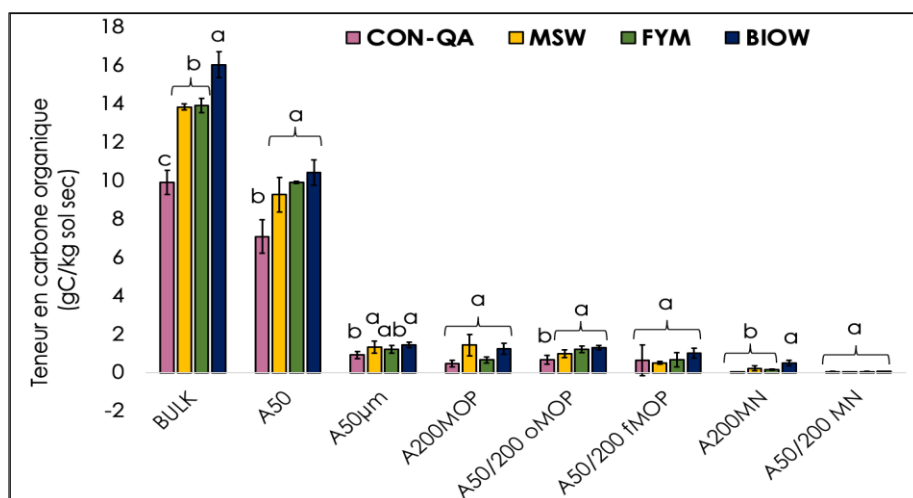


Figure 9.4 : La teneur en Carbone organique (gC/kg sol sec) pour (1) le sol (BULK) et pour toutes les fractions de ce sol de QualiAgro.

Tableau 9.1 : P-values issues de l'analyse des variations (ANOVA) dans le sol total et les fractions obtenues après fractionnement physique. Les valeurs en gras sont significatives au seuil de 5%.

Fractions	p-value ANOVA	
	La Cage	QualiAgro
Carbone total	0,000428	<0,0001
A200MOP	0,472	0,158
A200MN	0,374	0,000211
A50	0,0602	<0,0001
A50μm	0,0272	0,0216
A50/200 oMOP	0,0108	0,000861
A50/200 fMOP	0,549	0,475
A50/200MN	0,774	0,167

9.3.3 Proportion de carbone ocluse dans les micro-agrégats de taille 50-200 μ m

Dans le tableau 9.4, on trouve le pourcentage de carbone dans chaque fraction du sol à La Cage et à QualiAgro. L'agriculture de conservation se caractérise par le plus grand pourcentage de carbone organique particulaire protégé dans la fraction A50/200 oMOP avec une valeur de 7.26% contre 5.52% en agriculture biologique et 4.65% en agriculture

conventionnelle. De même, le pourcentage de la fraction fine <50 µm libérée des micro-agrégats (A50µm) était plus élevée en agriculture de conservation (13.34%) par rapport à l'agriculture biologique (10.30%) et l'agriculture conventionnelle (10.0%). Ces résultats suggèrent qu'une partie du carbone additionnelle favorisé par l'agriculture de conservation est physiquement protégé par rapport à l'agriculture conventionnelle qui est le système de culture de référence sur cet essai. Contrairement à l'agriculture de conservation, l'agriculture biologique n'a pas engendré des augmentations significatives de carbone organique dans les fractions A50/200 oMOP et A50µm par rapport au conventionnel (Figure 9.3). Ces résultats suggèrent que la quantité de carbone organique protégée dans les micro-agrégats de taille 50-200µm en agriculture de conservation est supérieure à la quantité obtenue en agriculture biologique et conventionnelle.

À QualiAgro, le carbone organique protégé dans la fraction A50/200 oMOP était de 7.13 à 8.81% du carbone total (Tableau 9.4). L'ANOVA avait indiqué une différence significative entre les parcelles avec les PROs et le CON-QA pour les teneurs en carbone dans cette fraction. La quantité de carbone dans la fraction fine <50µm libérée des micro-agrégats (A50µm) représente 8.83 à 10.14% du carbone total. L'analyse statistique a révélé une différence significative des teneurs en carbone dans les fractions A50/200 oMOP et A50µm. La quantité de carbone obtenue dans ces fractions sur la parcelle de référence (CON-QA) était significativement inférieure aux parcelles FYM, MSW et BIOW. Toutefois, aucune différence significative n'est observée entre les parcelles avec les PRO.

Tableau 9.2 : Le pourcentage de carbone (%) dans chaque fraction du sol pour La Cage et QualiAgro

Traitements	Essai de longue durée	% Carbone organique total						
		A200MOP	A200MN	A50	A50/200 fMOP	A50/200 oMOP	A50µm	A50/200 MN
CA	La Cage	10.77 ± 8.46	0.96 ± 0.30	64.09 ± 5.54	2.77 ± 1.60	7.26 ± 1.25	13.34 ± 1.49	0.81 ± 0.31
ORG		10.35 ± 2.43	0.73 ± 0.34	69.30 ± 5.58	2.60 ± 0.84	5.52 ± 1.64	10.30 ± 1.84	1.21 ± 0.17
CON-LC		7.84 ± 3.51	0.88 ± 0.62	72.93 ± 3.74	2.65 ± 1.10	4.65 ± 1.13	10.00 ± 3.81	1.06 ± 0.34
CON-QA	QualiAgro	4.81 ± 2.18	0.44 ± 0.11	74.03 ± 2.20	2.44 ± 0.74	7.43 ± 1.45	10.14 ± 1.38	0.69 ± 0.17
MSW		10.43 ± 4.11	1.66 ± 0.93	67.00 ± 5.86	3.74 ± 0.55	7.13 ± 1.46	9.72 ± 2.36	0.30 ± 0.15
FYM		4.76 ± 1.08	1.14 ± 0.18	71.27 ± 1.49	4.82 ± 2.55	8.81 ± 1.44	8.83 ± 1.46	0.37 ± 0.13
BIOW		7.76 ± 1.95	3.23 ± 0.88	65.01 ± 1.79	6.41 ± 1.57	8.09 ± 0.64	9.01 ± 0.76	0.47 ± 0.10

9.4 Discussion

Dans cette étude l'objectif était d'évaluer l'ampleur de la protection physique du carbone dans les micro-agrégats de la taille entre 50 et 200 μm sous les pratiques stockant du carbone.

9.4.1 Taux de récupération en masse et en carbone

Les résultats de la figure 2 ont indiqué les taux de récupération en masse de 97.39% à La Cage contre 99.68% à Qualiagro. Les taux de récupération en carbone étaient de 92,16% à La Cage contre 89,39% à QualiAgro. Les taux de récupération en carbone restent inférieurs aux taux de récupération en masse. Chenu & Plante, (2006) avaient trouvé des taux similaires dans leur étude. Leur taux de récupération en carbone variait entre 81 et 88%. La faible récupération du C organique suggère qu'une partie de la MO est solubilisée par la solution SPT pendant le fractionnement par densité, ce qui est confirmé par la couleur jaune-brun du surnageant. Globalement ces taux sont les valeurs habituellement trouvées dans la littérature pour les expériences de fractionnement (Virto et al., 2008 ; Poeplou et al., 2018). Le protocole de fractionnement utilisé dans cette étude est validé aux vues des taux de récupération habituellement obtenue.

9.4.2 Distribution du carbone dans les fractions

Le fractionnement physique permet de séparer les matières organiques des sols selon les limites de taille et de densité. Les résultats du fractionnement physique utilisée dans cette étude ont indiqué que la majorité (64 à 74%) du carbone organique du sol est localisée dans la fraction fine <50 μm (A50) quel que soit la pratique agricole. Les études antérieures ont montré que les particules <53 μm stockait la majorité du carbone organique du sol (Poeplou et al., 2018). L'interaction organo-minérale reste un mécanisme majeur de stabilisation du carbone dans les sols. L'apport des PRO ont significativement affecté les teneurs en carbone de cette fraction fine <50 μm à QualiAgro alors qu'à La Cage aucune différence significative n'était observée. Ce résultat suggère que l'apport des matières organiques exogènes dans les sols contraste la stabilisation du carbone à l'interface des minéraux.

Le Carbone organique protégé se trouve dans les fractions A50 μm et A50/200 oMOP. Les teneurs en carbone dans ces deux fractions à La Cage était plus élevée en agriculture de conservation qu'en agriculture biologique et conventionnelle. Ce résultat suggère que la mise en place de l'agriculture de conservation conduit à une potentielle protection physique du carbone dans les sols par rapport au conventionnel et au biologique. Ce résultat peut s'expliquer par l'absence de labour en agriculture de conservation qui préserve les agrégats.

Les perturbations du sol influencent la dynamique des matières organiques du sol (SOM) (Paustian et al., 1997).

À QualiAgro, l'application des produits résiduels organiques (PRO) ont conduit à un carbone additionnel par rapport à la parcelle sans apport de PRO (TEM). Cependant, le compost de BIO a favorisé la teneur en carbone la plus élevée que le compost d'OMR et le FUM qui sont similaire (Peltre et al., 2012). Les teneurs en carbone dans les fractions A50 μ m et A50/200 oMOP étaient plus élevées dans les parcelles avec l'application des PRO par rapport à la parcelle de référence (TEM). C'est très clair que l'application des composts conduit une protection physique du sol. L'hypothèse de base de notre étude qui stipulait que les systèmes de culture alternatifs (agriculture de conservation et agriculture biologique) et l'application des PRO (composts de biodéchet, composts d'ordure ménagère résiduelle et fumier de ferme) conduisent à une protection physique du carbone comparativement à leurs contrôles respectifs que sont l'agriculture conventionnelle et le système sans apport organique est partiellement vérifié.

9.5 Conclusion

Les études sur le sol sont devenues de plus en plus nombreuses depuis 1998, vu que le sol joue un rôle très important en étant un puits de carbone très important. Notre étude a montré que la mise en place des pratiques agro écologiques (PRO, cultures alternatives) augmente les teneurs en carbone dans les sols. Sur l'essai de La Cage, l'agriculture de conservation a favorisé une augmentation de la teneur en carbone dans les fractions A50 μ m et A50/200oMOP (fractions impliquant la protection physique dans les micro-agrégats de taille 50-200 μ m) par rapport à l'agriculture biologique et conventionnelle. L'absence de labour et la mise en place du couvert végétale permanent ont préserver les agrégats du sol. Sur l'essai de QualiAgro l'application des produits résiduel organiques a augmenté les teneurs en carbone dans les sols par rapport au témoin sans apport organique. Par ailleurs, les teneurs en carbone dans les fractions A50 μ m et A50/200oMOP étaient plus élevé dans les parcelles recevant les PRO. L'adoption de ces différentes pratiques améliore la protection physique du carbone dans les micro-agrégats de la taille entre 50 et 200 μ m. Cependant, la majorité du carbone (64 à 74%) était localisée dans la fraction fine <50 μ m (A50), indiquant que les micro-agrégats de la taille <50 μ m serait le site majeur de stabilisation du carbone dans les sols. Il serait intéressant d'évaluer dans cette fraction fine <50 μ m (A50), la part du carbone physiquement protégé et celle libre.

9.6 Références

- Autret, B., Mary, B., Chenu, C., Balabane, M., Girardin, C., Bertrand, M., Grandeau, G., Beaudoin, N., 2016. Alternative arable cropping systems: A key to increase soil organic carbon storage? Results from a 16 year field experiment. *Agriculture, Ecosystems & Environment* 232, 150–164. <https://doi.org/10.1016/j.agee.2016.07.008>
- Balesdent, J., Chenu, C., Balabane, M., 2000. Relationship of soil organic matter dynamics to physical protection and tillage. *Soil and Tillage Research* 53, 215–230. [https://doi.org/10.1016/S01671987\(99\)00107-5](https://doi.org/10.1016/S01671987(99)00107-5)
- Chenu, C., Angers, D.A., Barré, P., Derrien, D., Arrouays, D., Balesdent, J., 2019. Increasing organic stocks in agricultural soils: Knowledge gaps and potential innovations. *Soil and Tillage Research* 188, 41–52. <https://doi.org/10.1016/j.still.2018.04.011>
- 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. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2004.12.024>
- Eusterhues, K., Rumpel, C., Kleber, M., Kögel-Knabner, I., 2003. Stabilisation of soil organic matter by interactions with minerals as revealed by mineral dissolution and oxidative degradation. *Organic Geochemistry* 34, 1591–1600. <https://doi.org/10.1016/j.orggeochem.2003.08.007>
- Kaiser, K., Guggenberger, G., 2003. Mineral surfaces and soil organic matter: Mineral surfaces and soil organic matter. *European Journal of Soil Science* 54, 219–236. <https://doi.org/10.1046/j.13652389.2003.00544.x>
- Olson, K.R., Al-Kaisi, M.M., Lal, R., Lowery, B., 2014. Experimental Consideration, Treatments, and Methods in Determining Soil Organic Carbon Sequestration Rates. *Soil Science Society of America Journal* 78, 348–360. <https://doi.org/10.2136/sssaj2013.09.0412>
- Paetsch, L., Mueller, C.W., Rumpel, C., Houot, S., Kögel-Knabner, I., 2016. Urban waste composts enhance OC and N stocks after long-term amendment but do not alter organic matter composition. *Agriculture, Ecosystems & Environment* 223, 211–222. <https://doi.org/10.1016/j.agee.2016.03.008>
- Poeplau, C., Don, A., Six, J., Kaiser, M., Benbi, D., Chenu, C., Cotrufo, M.F., Derrien, D., Giocchini, P., Grand, S., Gregorich, E., Griepentrog, M., Gunina, A., Haddix, M., Kuzyakov, Y., Kühnel, A., Macdonald, L.M., Soong, J., Trigalet, S., Vermeire, M.-L., Rovira, P., van Wesemael, B., Wiesmeier, M., Yeasmin, S., Yevdokimov, I., Nieder, R., 2018a. Isolating organic carbon fractions with varying turnover rates in temperate agricultural soils – A comprehensive method comparison. *Soil Biology and Biochemistry* 125, 10–26. <https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2018.06.025>
- Six, J., Conant, R.T., Paul, E.A., Paustian, K., 2002. Stabilization mechanisms of soil organic matter: Implications for C-saturation of soils. *Plant and Soil* 241, 155–176. <https://doi.org/10.1023/A:1016125726789>
- Tisdall, J., Cockroft, B., Uren, N., 1978. The stability of soil aggregates as affected by organic materials, microbial activity and physical disruption. *Soil Res.* 16, 9. <https://doi.org/10.1071/SR9780009>
- Paustian, K., O. Andren, H. Janzen, R. Lal, P. Smith, G. Tian, H. Tiessen, M. van Noordwijk, and P. Woormer. 1997. Agricultural soil as a C sink to offset CO₂ emissions. *Soil Use and Management* 13 :230-244.
- Sylvain Pellerin et Laure Bamière (pilotes scientifiques), Camille Launay, Raphaël Martin, Michele Schiavo, Denis Angers, Laurent Augusto, Jérôme Balesdent, Isabelle Basile-Doelsch, Valentin Bellassen, Rémi Cardinael, Lauric Cécillon, Eric Ceschia, Claire Chenu, Julie Constantin, Joël Darroussin, Philippe Delacote, Nathalie Delame, François Gastal, Daniel Gilbert, Anne-Isabelle Graux, Bertrand Guenet, Sabine Houot, Katja Klumpp, Elodie Letort, Isabelle Litrico, Manuel Martin, Safya Menasseri, Delphine Mézière, Thierry Morvan, Claire Mosnier, Jean Roger-Estrade, Laurent Saint-André, Jorge Sierra, Olivier Théron, Valérie Viaud, Régis Grateau, Sophie Le Perchec, Isabelle Savini,

Olivier Réchauchère, 2019. Stocker du carbone dans les sols français, Quel potentiel au regard de l'objectif 4 pour 1000 et à quel coût ? Synthèse du rapport d'étude, INRA (France), 114 p.

Sylvain Pellerin et Laure Bamière (pilotes scientifiques), Camille Launay, Raphaël Martin, Michele Schiavo, Denis Angers, Laurent Augusto, Jérôme Balesdent, Isabelle Basile-Doelsch, Valentin Bellassen, Rémi Cardinael, Lauric Cécillon, Eric Ceschia, Claire Chenu, Julie Constantin, Joël Darroussin, Philippe Delacote, Nathalie Delame, François Gastal, Daniel Gilbert, Anne-Isabelle Graux, Bertrand Guenet, Sabine Houot, Katja Klumpp, Elodie Letort, Isabelle Litrico, Manuel Martin, Safya Menasseri, Delphine Mézière, Thierry Morvan, Claire Mosnier, Jean Roger-Estrade, Laurent Saint-André, Jorge Sierra, Olivier Thérond, Valérie Viaud, Régis Gâteau, Sophie Le Perchec, Olivier Réchauchère, 2020. Stocker du carbone dans les sols français, Quel potentiel au regard de l'objectif 4 pour 1000 et à quel coût ? Rapport scientifique de l'étude, INRA (France), 540 p.

10 Annexe 2 : Efficacité du silica-gel à simuler le cycle de séchage progressif dans un luvisol

10.1 Principe et objectif

Dans de nombreuses études évaluant l'effet des alternances sec-humide sur la minéralisation du carbone dans les sols, la minéralisation du carbone en phase de séchage n'était pas systématiquement mesurée. Par conséquent, le bilan carbone n'était pas bouclé dans ces expérimentations. Le dispositif fréquemment utilisé pour avoir des phases de séchage était d'ouvrir les bocaux afin de faire sécher le sol à l'air libre. Toutefois, certaines études ont utilisé des dessiccants pour simuler les phases de séchage dans leur expérimentation au laboratoire permettant ainsi de palier aux mesures discontinues. Généralement un test préliminaire est réalisé pour trouver des conditions optimales en fonction du type de sol étudié. C'est ainsi que dans le cadre de cette thèse, nous avons réalisé une expérimentation préliminaire au laboratoire afin de trouver les conditions optimales d'utilisation du silica-gel (dessiccant) pour dessécher un sol de pF1.5 à pF4.2. L'objectif était de déterminer la quantité de silica-gel et le temps nécessaires pour sécher un sol initialement humide (pF1.5) à finalement sec (pF4.2).

10.2 Méthodologie

La méthode de dessiccation avec du silica-gel, a été appliquée sur un sol de type luvisol de l'essai de la Cage pour le traitement sous couvert végétal permanent (CA). Les échantillons de sols étaient tamisés à 2mm, puis conservés au froid (+4°C). La teneur en eau massique (w) initiale du sol était de 11,6% proche du pF3,5 qui est environ de 12,4%.

Nous avons construit des cosmes de sol de 100g équivalent sec à pF3,5 dans des cylindres en PVC, puis à l'aide d'une pipette nous avons ajusté la teneur en eau pour atteindre le pF1. Cependant, les conditions ne nous ont pas permis d'obtenir le pF1 car l'eau apportée au-delà du pF1,5 n'était plus retenue par capillarité. Au final nous avons pu obtenir le pF1,5 lorsque le mouvement d'eau s'était stabilisé. Nous avons par la suite appliqué 4 traitements avec ou sans silica-gel :

- T1-0SG : sol incubé continuellement humide (pF1,5) sans silica gel
- T2-50SG : sol incubé humide (pF1,5) + 50g silica gel
- T3-30SG : sol incubé humide (pF1,5) + 30g silica gel
- T4-20SG : sol incubé humide (pF1,5) + 20g silica gel

Chaque traitement a été répété 3 fois. Au total, 12 échantillons ont été incubés à l'étuve à 20°C. Nous avons mesuré la masse des cylindres de sol durant l'incubation aux jours : 1, 3, 6,

8, 10 et 13. Nous avons effectué un changement du silica-gel dans les bocaux après 6, 10 et 13 jours après incubation. Les valeurs de perte d'eau obtenues ont permis d'établir les courbes de réponse teneur en eau massique (g H₂O/100g sol) en fonction du temps.

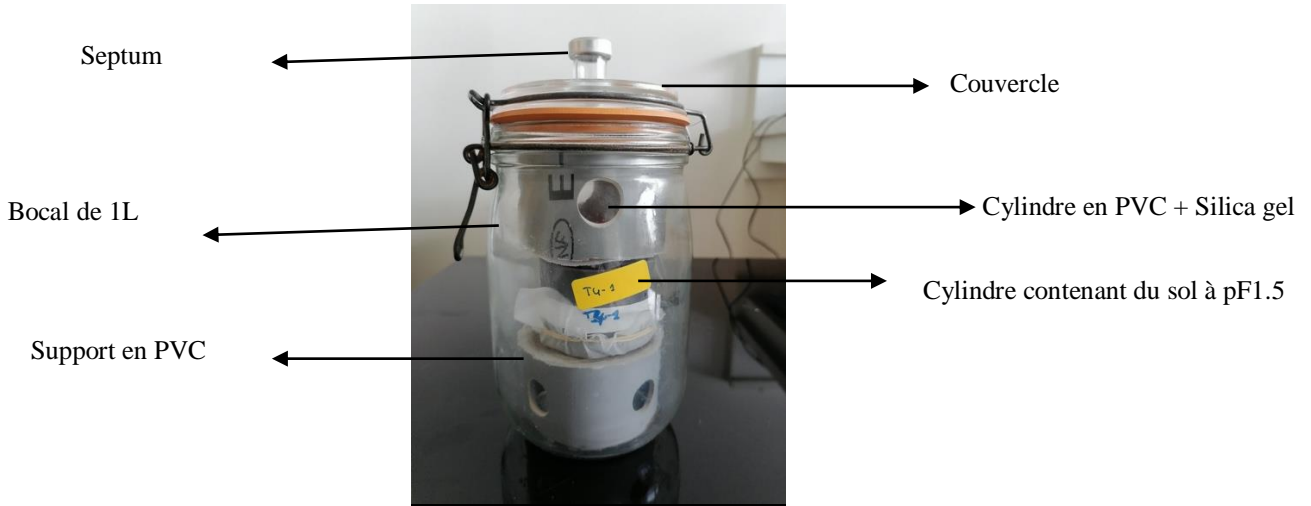


Figure 10.1 : Dispositif de montage du sol + silica-gel

10.3 Résultats- cinétique du séchage du sol

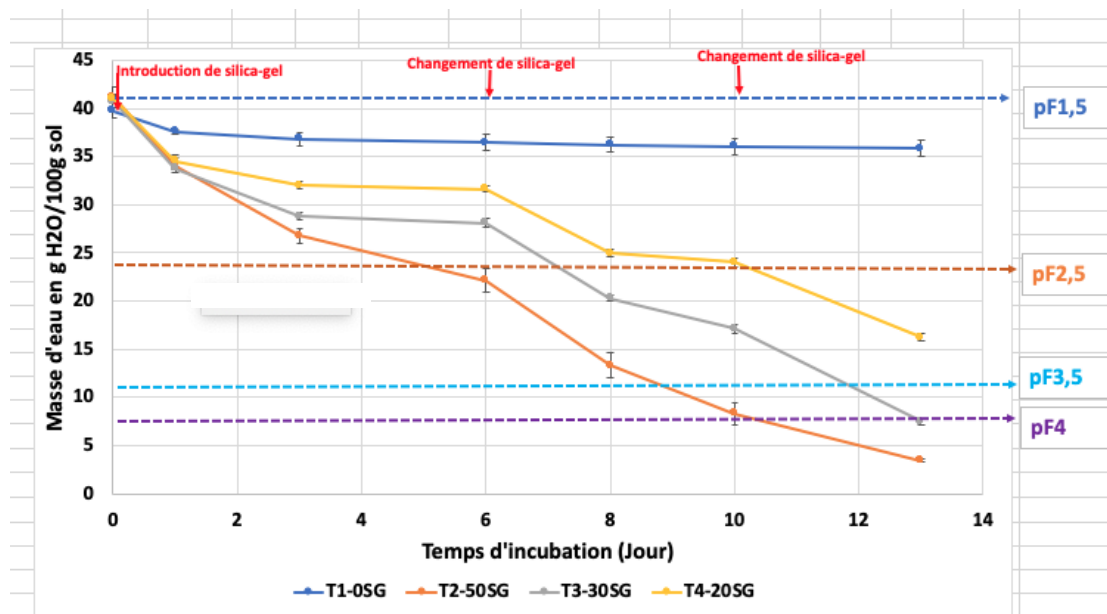


Figure 10.2 : Courbes d'adsorption d'eau par le Silica-gel en fonction du temps d'incubation, la moyenne et l'écart-type ont été obtenu pour 3 répétitions de chaque traitement.

Les résultats nous montrent que globalement le silica-gel a adsorbé de l'eau au cours du temps. Cependant l'effet était d'autant plus important que si la quantité de silica-gel augmentait. Avec 50g de silica-gel/ 100g de sol (T2-50SG) il a été possible de sécher le sol jusqu'au pF4 en 10 jours en changeant une seule fois le silica-gel soit au 6^{ième} jour. Par contre avec la quantité de 30g de silica pour 100g de sol (T3-30SG), le même effet était obtenu qu'après 13 jours, et le silica-gel était changé à deux reprise. Le traitement avec une quantité de 20g de silica gel a été moins efficace. Pour ce dernier traitement, le pF 4 n'était pas atteint même après 13 jours d'incubation. La proportion d'eau perdu au 10^{ième} jour par rapport à l'état initiale était respectivement de 78, 58, 41 et 9% pour le traitement T2-50SG, T3-30SG, T4-20SG et T1-0SG. Il faut ainsi constater que le traitement continuellement humide (T1-0SG) perd en moyenne 9% d'eau sur 10 jours d'incubation.

10.4 Conclusion et recommandation

Le traitement T2-50SG est celui qui nous permettra d'obtenir des conditions sèches au point de flétrissement permanent de pF4,2 avec peu de temps. Par ailleurs, ce temps pourrait être raccourci si on change le silica-gel chaque 4 jours d'incubation. Globalement on avait un effet dose réponse. Le temps maximal pour atteindre le pF 4 avec le traitement T2-50SG était estimé à 10 jours pour un sol de type Luvisol. Ce résultat a été satisfaisant, car nous l'avons déployé dans la suite de cette thèse pour obtenir des phases de sèche lors des alternances sec-humide sur les sols de La Cage et de QualiAgro qui sont tous deux des luvisols.

Et pour le traitement continuellement humide on avait constaté une perte de 9% d'eau durant les 10 jours d'incubation. Cette perte étant non négligeable, nous avons suggéré un ajustement régulier de la teneur en eau chaque 4 jours aussitôt qu'on remplace le silica-gel dans les bocal subissant les alternances sec-humides. Au vu de ces résultats, nous avons proposé un scénario de cycle sec-humide réalisable dans les conditions de laboratoire. Il est prévu qu'avec le changement climatique, on aura de forte sécheresse suivie de précipitation accrue. Le terme de « sécheresse » peut aussi désigner une période d'au moins 15 jours sans aucune goutte de pluie. Nous avons ainsi proposé dans nos expériences sur les alternances sec-humide une phase sèche de 10 jours suivi d'une phase humide de 7 jours. Soit un cycle complet de 17 jours.