



HAL
open science

Matière organique et stockage de carbone dans les sols de polders de Bol nord-est du lac Tchad dans le contexte de changements globaux en milieu semi-aride.

Abdraman Abgassi Adoum

► To cite this version:

Abdraman Abgassi Adoum. Matière organique et stockage de carbone dans les sols de polders de Bol nord-est du lac Tchad dans le contexte de changements globaux en milieu semi-aride.. Sciences de l'environnement. AgroParisTech, 2016. Français. NNT: . tel-03116811

HAL Id: tel-03116811

<https://hal.science/tel-03116811>

Submitted on 20 Jan 2021

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.



N°: 2016 AGPT 0060

Doctorat AgroParisTech

THÈSE

pour obtenir le grade de docteur délivré par

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

Spécialité : EFSA - Écologie Fonctionnelle et Sciences Agronomiques

présentée et soutenue publiquement par

ADOUM Abdraman Abgassi

le 09 décembre 2016

Matière organique et stockage du carbone dans les sols de polders de Bol nord-est du lac Tchad dans le contexte de changements globaux en milieu semi-aride.

Membres du Jury :

Mme Ramarson Herintsitohaina RAZAKAMANARIVO	HDR, Laboratoire des Radio Isotopes- Université d'Antananarivo	Rapporteur
M. Jérôme POULENARD	Professeur, Université Savoie-Mont Blanc	Rapporteur
M. Oumarou MALAM ISSA	Professeur, URCA Reims	Président
Mme Lydie CHAPUIS-LARDY	Chargé de recherche, IRD	Examineur
M. Mohamed BOUSSAFIR	Maître de conférences, Université d'Orléans	Examineur
Michel BROSSARD	Directeur de recherche, IRD	Directeur de thèse

IRD, UMR Eco&Sols- Ecologie Fonctionnelle et Biogéochimie des Sols & Agroécosystèmes,

Place Viala (Bat 12) - F-34060 Montpellier cedex 2 – France.

REMERCIEMENTS

Durant ces quatre années de thèse jalonnées d'un parcours riche d'expériences scientifiques et humaines, parfois d'incertitudes... Ce fut un travail largement collectif dans lequel tous les acteurs ont joué un rôle clé. Ce document de thèse est l'occasion pour moi de remercier tous ceux qui m'ont aidé à mener ces travaux présentés ici au travers de collaborations, discussions, d'aide technique ou encore de soutien le long de mon parcours.

Je remercie très sincèrement Michel Brossard qui m'a encadré et aidé à mener cette thèse jusqu'au bout. Sa culture scientifique ou sa culture tout court, sa disponibilité à tout moment pour discuter et son caractère humain et humble étaient pour moi incommensurables. Merci, Michel, pour tout ce que je vous dois à travers ce cheminement intellectuel et personnel.

Je dois une mention toute particulière à la Direction de l'UMR Eco&Sols en la personne de Jean-Luc Chotte de m'avoir fait confiance en m'accueillant au sein d'une équipe dynamique et conviviale, ainsi qu'aux assistants de la Direction : Michelle Tigny, Farid Meddaci, Dominique Desbrosse merci pour vos disponibilités et soutiens administratifs.

Je remercie aussi chaleureusement les membres du jury ayant accepté de consacrer leur temps à l'évaluation de cette thèse malgré le créneau difficile. Merci donc aux rapporteurs : Razakamanarivo Ramarson Herintsitohaina et Jérôme Poulenard ainsi qu'aux examinateurs : Oumarou Malam Issa, Lydie Chapuis-lardy et Mohamed Boussafir.

Je tiens également à exprimer ma reconnaissance aux chercheurs de l'UMR Eco&Sols pour la sympathie et le soutien qu'ils m'ont témoignés. Je ne puis les citer tous, mais je dois une mention toute particulière à Didier Blavet, Bernard Barthès, Claire Marsden, Lydie Lardy, Tiphaine Chevallier, Dominique Masse, Joëlle Toucet, Philippe Deleporte.

Un grand merci également à Patricia Moulin, Jean Delariviere, Josiane Abadie et Agnès Martin pour vos appuis techniques dans l'analyse de mes échantillons.

Je remercie la Banque Islamique de Développement (BID) pour le financement de trois années de mes séjours de thèse, merci également au SCAC à travers Campus France pour les cinq mois de bourse de la quatrième année. J'en profite aussi pour exprimer toute ma reconnaissance à l'IRD et au Ministère des Affaires Etrangères et Développement International (MAEDI) pour le financement des travaux de recherche de cette thèse à travers le programme PARRAF. Merci aussi à l'équipe du secrétariat exécutif du programme PARRAF pour leurs disponibilités, enthousiasme et appui multiforme durant le cycle de vie

du programme, notamment Penda Bary, Sandrine Fagnoni, Professeur Abdoulaye Gouro, Professeur Alphonse Yapi-Diahou et Professeur Michel Simeu-Kamdem.

Je remercie aussi toutes les équipes du réseau CaSA pour leur implication à la mise en place du réseau auquel est adossé ce projet de thèse, notamment la coordinatrice du réseau Professeur Tantely Razafimbelo, Martial Bernoux et Michel Brossard.

Toute ma reconnaissance à Madame Manuelle Rival pour sa disponibilité, pour les conseils et l'appui administratif dont elle fait preuve à l'égard des doctorants accueillis à l'IRD.

Merci également à mon institution de tutelle, le Ministère de l'Enseignement supérieur, de la Recherche et de l'Innovation pour le soutien et la compréhension qui ont permis que ce travail puisse être mené jusqu'au bout. Je pense tout particulièrement au Professeur Mackaye Hassane Taisso pour ses encouragements.

Merci aussi à l'équipe de géochimie de l'ISTO d'Orléans, Rachel Boscardin pour tes analyses précises, Mohammed Boussafir pour votre aide précieuse et discussions très enrichissantes autour de la pyrolyse Rock-Eval.

Il m'est également très agréable de remercier toute l'équipe de l'IRD Dakar pour leur appui technique d'analyse de mes échantillons et leur accueil chaleureux durant mon séjour parmi eux. Je pense à Alain Plenecassagne, Jacques Hubert, Demba Faye, Blaise Mané, Elie et Traoré.

Merci également à toute l'équipe de l'IRD Cayenne pour l'ambiance conviviale partagée pendant mon séjour parmi eux : Max Sarrazin, Rosiane, Jeannine, Pape Sanko.

Toute ma reconnaissance va également à Madame Christine BROSSARD pour l'hospitalité et gentillesse que vous m'avez réservées pendant mon séjour à Cayenne.

Mes remerciements aussi à tous les amis et collègues de l'Université de N'Djamena qui m'ont accompagné dans mon parcours : Amir Mougache, Abderamane Hamit, Isseini Moussa, Mousa Abdramane, Ahmat Altidjani, Choroma Marayi, Abdallah Hissein, René Taiwé. Hommage au défunt Alwali, chauffeur du Rectorat. J'ai en mémoire toute notre aventure du terrain, le sable enlisant, les pistes difficiles pour les manœuvres, tu nous as toujours sorti de là. Repose en paix.

Merci aussi à toute l'équipe de la Société du Développement du Lac (SODELAC) pour l'aide et l'accueil pendant nos missions de terrain, particulièrement au Directeur Abbo Youssouf, les chefs des divisions ; Farraj, Dando, Issakha et notre compagnon de terrain Abbakoura.

Il ne serait pas juste d'oublier tous ceux à qui je dois ma formation universitaire, et sans qui la suite ne serait pas. Une mention particulière aux enseignants-chercheurs de l'Université de N'Djamena qui sont devenus mes collègues et aux enseignants de la fac des Sciences de Tunis, et une mention spéciale à mon Directeur de DEA, professeur GALLALI Tahar.

Merci aux amis doctorants que j'ai rencontrés ici à Montpellier, Orléans, Dakar, et à Cayenne pour les moments très conviviaux et amicaux partagés : Kenji, Habibou, Zohra, Lionel, Aboubakar, Clovis, Oumarou, Fenja, Youven, Momo Diallo, Tommy, Adoum (Doudoum), Der Somé, Glato kodjo et Kodjo.

Enfin, que mes parents trouvent ici l'expression de ma profonde gratitude pour leur soutien sans faille et leur grande patience pour mes longues absences. A mon épouse Housna source de joies et de partages à la maison, un infini merci pour tout ce que je te dois durant ces quatre années. A mes frères et sœurs merci pour votre soutien fraternel. Je pense à toi mon cher petit frère Mahamat Gamar «WALDACHEIKH» comme je t'appelais, trouve ici ma reconnaissance pour tes soutiens indéfectibles. A mon grand-père « ALLAWANE Abgassi », à mes oncles et tantes, à mes cousins et cousines merci pour votre précieux soutien.

*Mes parents,
mon épouse et mes enfants
à vous qui êtes mes racines, mes forces,
et espoirs, ce travail vous est entièrement dédié.*

RÉSUMÉ

En régions arides et semi-arides, la gestion du carbone (C) du sol est inséparable des contraintes thermo-hydrauliques. Le concept de la séquestration du C pour ces régions est encore trop peu connu ou compris, en raison du manque des données expérimentales.

Avant de pouvoir effectuer un bilan C à l'échelle des profils de sols et du paysage interdunaire, l'évaluation du stock de C du sol est nécessaire ainsi que la caractérisation de sa stabilité. L'étude a été conduite sur les sites des polders de Bol, nord-est du lac Tchad. Une chronoséquence par « approche synchronique » a été choisie selon les différents âges de poldérisation et de mise en culture ; les sites sélectionnés t_0 , t_{10} , t_{60} , t_{62} et à t_{65} correspondent à un historique de 0 à 65 ans. Le t_0 représente le site de référence de sédiment récent. Les sols étudiés sont chimiquement fertiles ; ils se différencient sur les formations quaternaires anciennes de la cuvette tchadienne. Ce sont des sols d'apports alluviaux, hydromorphes, localement salés, cultivés de manière intensive. Dans ce dispositif, 36 profils pédologiques ont été creusés et décrits, y compris 3 profils dans la zone alluviale t_0 . Les sols ont été échantillonnés de la surface jusqu'à 1 m de profondeur, par incréments de 0,1 m.

Les stocks de C organique (COS) (0-1 m) se différencient selon les traitements: à t_0 $200 \pm 0,8$; t_{10} $241 \pm 0,9$; t_{60} 183 ± 34 ; t_{62} $174 \pm 0,3$ et à t_{65} $189 \pm 1,1$ MgC ha^{-1} ($P=0,004$) ; les stocks de C inorganiques (CIS) pour la même profondeur sont négligeables et varient de façon significative entre traitements ($P = 0,03$) de 1 pour t_0 à 6 MgC ha^{-1} pour t_{65} représentant environ 5 % de stocks de COS. Pour la couche de sol 0-0,3 m, les stocks de COS exprimés en masse de sol varient en moyenne de 53 à 64 MgC ha^{-1} entre t_{65} à t_0 avec un taux de perte moyenne annuelle de $-0,17 \text{ MgC ha}^{-1} \text{ an}^{-1}$. L'analyse par pyrolyse Rock-Eval confirme le caractère hérité de la matière organique de l'écosystème lacustre. Dans la couche de surface des sols (0-0,4 m), le caractère résistant de cette matière organique a également été révélé par des valeurs élevées observées des stocks de carbone résistant (ResC), entre $62,6 \pm 13,8$ et $79,9 \pm 5,8 \text{ Mg C ha}^{-1}$ de t_0 à t_{65} par rapport à celles de carbone labile (LabC), plus faibles. Le compartiment résistant représente de 17 à 23 % du stock total de C. La relation entre l'acquisition des propriétés des sols suite à la poldérisation a été discutée au regard de la caractérisation physique des sols et de la nature de la matière organique. Après plus d'un demi-siècle de mise en poldérisation, les stocks de COS ont présenté un caractère relativement stable et résistant à la biodégradation dans ce contexte semi-aride.

Mots clés : matière organique des sols, carbone organique, carbone inorganique, Tchad, Polders de Bol, sédiment, pyrolyse Rok-Eval, géochimie organique.

ABSTRACT

In arid and semi-arid areas, soil carbon management is strongly linked with water and temperature constraints. Due to the lack of data, the concept of carbon sequestration in these regions is still poorly known or understood.

To perform a carbon balance, soil carbon stocks must be measured and their stability examined. The study has been carried out in the polders of Bol, northeast of the Lake Chad. A chronosequence was chosen (synchronic approach), examining the different ages of polderisation/cultivation from 0 to 65 years, noted as t_0 , t_{10} , t_{60} , t_{62} , t_{65} . The t_0 represents the reference site in the marsh. The studied soils are chemically fertile; they are developed on older Quaternary formations of the Chad basin. Soils are alluvial, hydromorphic, locally saline, submitted to intensive cultivation. Soil profiles (36) were described, including 3 profiles in the alluvial area t_0 . The soils were sampled from the surface down to 1 m depth, with 0.1 m increment.

Organic carbon stocks (SOC) (0-1 m) differ between situations from 200 ± 0.8 , 241 ± 0.9 , 183 ± 34 , 174 ± 0.3 and 189 ± 1.1 MgC ha⁻¹ ($P = 0.004$) in t_0 , t_{10} , t_{60} , t_{62} and t_{65} respectively. The stocks of inorganic carbon (SIC) for the same depth were negligible and varied significantly ($P = 0.03$) from 1 at t_0 to 6 Mg C ha⁻¹ in t_{65} representing approximately 5 % of SOC stocks. SOC stocks in the topsoil (0-0.3 m) expressed for soil equivalent masses varied from 64 (t_0) to 53 Mg C ha⁻¹ (t_{65}). The annual loss rate of SOC after polderization was -0.17 Mg C ha⁻¹ yr⁻¹. The Rock-Eval pyrolysis confirmed the inherited character of the organic matter in these lacustrine environments. In soil surface layers (0-0.4 m), the organic matter resistance to degradation was revealed by the high values carbon stocks in resistant pool (ResC), between 62.6 ± 13.8 and 79.9 ± 5.8 Mg C ha⁻¹ from t_0 to t_{65} compared to lower values in the pool (LabC), this latter compartment varied from 17 to 23 % of the total stock. The relationship between the acquisition of soil properties following the polderisation was discussed regarding to the soil physical characterization and the nature of the organic matter as revealed by pyrolysis. After more than half a century of polderisation and cultivation, organic carbon stocks were relatively stable and may resist to biodegradation in the this semi-arid region.

Keywords: soil organic matter, organic carbon, inorganic carbon, Chad, Polder Bol, marshland, Rok-Eval pyrolysis, organic geochemistry.

TABLE DES MATIERES

REMERCIEMENTS.....	i
RÉSUMÉ.....	V
ABSTRACT	VI
LISTE DES SIGLES ET ACRONYMES	17
LISTE DES FIGURES.....	19
LISTE DES TABLEAUX.....	21
LISTE DES PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES	23
INTRODUCTION GÉNÉRALE	27
CHAPITRE I : CARBONE DU SOL, DU CONTEXTE GLOBAL AU CONTEXTE SAHELIEN	30
1. Les changements globaux ou changement global	31
2. Les changements climatiques.....	32
3. Place des sols dans le cycle du carbone (C).....	34
4. Séquestration et stockage de carbone dans les sols.....	35
5. Rôle du sol et sa matière organique dans les services écosystémiques.....	37
6. Dynamique du carbone organique dans les sols.....	39
7. Distribution du carbone dans les sols.....	42
7.1. Facteurs affectant la distribution du carbone.....	42
7.1.1.- Influence du climat	42
7.1.2.- Propriétés physico-chimiques des sols	44
7.1.3. Mode d'occupation des terres	44
7.2. Les stocks de carbone en Afrique.....	45
7.2.1. À l'échelle du continent et de la zone sahélienne	45
7.2.2. La matière organique des sols des polders de BOL.....	47
8. Problématique et hypothèses de travail de thèse	49
8.1. Questions de recherche.....	49
8.2. Hypothèses de travail.....	49

CHAPITRE II : CADRE D'ÉTUDE ET MÉTHODOLOGIE GÉNÉRALE.....	51
1. Milieu biophysique.....	52
1.1 Particularités du milieu physique du bassin du lac Tchad.....	52
1.1.1. Situation géographique de l'étude.....	52
1.1.2. Contexte bioclimatique	53
1.1.2.1. Climat actuel	53
1.1.2.2. Végétation	54
1.1.3. Contexte géologique	55
1.1.3.1. Contexte géologique du Tchad.....	55
1.1.3.2. La série de Labdé et les matériaux de la zone d'étude.....	57
1.1.4. Contexte hydrologique : Variations du niveau du lac Tchad.....	58
1.1.4.1. Variations paléoenvironnementales	58
1.1.4.2. Variations du niveau du lac au cours du dernier millénaire	59
1.1.4.3. Variations récentes et actuelles du niveau du lac	60
1.1.5. Contexte pédologique	61
1.1.5.1. Choix des sites d'étude de polders	63
2. Stratégie d'échantillonnage et méthodes analytiques.....	64
2.1. Méthodes de terrain	64
2.1.1. Échantillonnage.....	64
2.1.2. Mesure de la densité apparente	65
2.2. Méthodes d'étude au laboratoire	66
2.2.1. Mesure du pH et de la conductivité électrique des sols	66
2.2.2. Détermination des sels solubles	67
2.2.3. Détermination du carbone et azote total (CHN)	67
2.2.4. Détermination du carbone organique dissous ou soluble (COD)	67
2.2.5. Détermination de la capacité d'échange cationique et bases échangeables.....	68
2.2.6. Détermination de carbonates.....	68
2.2.7. Analyse granulométrique des sols	69
2.2.8. Mesure des stocks de COS des couches 0-30 cm et 0-100 cm	70
2.2.9. Analyses par pyrolyse Rock-Eval (P-RE).....	70
2.2.10. Approches statistiques.....	71

CHAPITRE III : LES SOLS DES POLDERS AU SEIN DU PAYSAGE INTERDUNAIRE.....	72
1. Introduction	73
2. Présentation de l'échantillonnage.....	74
3. Site témoin non poldérisé (t_0).....	75
3.1. Caractérisations morphologiques et physiques.....	76
3.2. Caractérisations chimiques	77
3.2.1. Sels solubles.....	77
3.2.2. Complexe d'échange.....	78
3.2.3. Matière organique	78
3.3. Conclusion	80
4. Polder de Mamdi (t_{10}).....	81
4.2. Caractérisations morphologiques et physiques.....	85
4.3. Caractérisations chimiques	86
4.3.1. Sels solubles.....	86
4.3.2. Complexe d'échange.....	87
4.3.3. Matière organique	87
4.4. Conclusion	91
5. Polders « anciens »	92
5.1. Présentation du Polder de Bérim (t_{60}).....	92
5.2. Présentation du Polder de Tchingam (t_{62}).....	92
5.3. Présentation du Polder de Guini (t_{65}).....	92
5.4. Caractérisations morphologiques et physiques.....	97
5.4.1. Sols de Bérim (t_{60})	97
5.4.2. Sols de Tchingam (t_{62})	97
5.4.3. Sols de Guini (t_{65})	98
5.5. Caractérisations chimiques	99
5.5.1. Sels solubles.....	100
5.5.2. Complexe d'échange.....	101
5.5.3. Matière organique	102
5.6. Conclusion	108
6. Synthèse : Transformation du sédiment en sol.....	109
6.1. La forte empreinte des matériaux hérités	109
6.2. L'acquisition d'une structure.....	111

6.3. Modification chimique des horizons de surface	114
CHAPITRE IV : LES STOCKS DE CARBONE DES SOLS DE POLDERS	117
1. Introduction	118
2. Matériels et méthodes.....	120
2.1. Milieu d'étude.....	120
2.2. Echantillonnage de sols	120
2.3. Analyses physiques et chimiques	120
2.4. Estimation des stocks de carbone des sols.....	121
2.5. Traitement et analyse des données	123
3. Résultats	123
3.1. Principales caractéristiques morphologiques et physico-chimiques de sols des sites étudiés.....	123
3.2. Le carbone organique dissous (COD) de sols	128
3.3. Densités apparentes de sols	129
3.4. Variabilité verticale et latérale des stocks de C organiques et inorganiques des sols .	130
3.5. Stocks de carbone organique	131
3.6. Relation entre les stocks de SOC et les propriétés des sols.....	131
4. Discussion	133
5. Conclusion.....	138
CHAPITRE V : CARACTÉRISATION DU CARBONE DU SOL PAR PYROLYSE ROCK-EVAL	140
1. Introduction	141
2. Matériels et méthodes.....	142
2.1. Analyse géochimique de la MO du sol par Rock-Eval 6	142
2.2. Échantillonnage et analyses de sol	146
2.3. Analyses statistiques.....	146
3. Résultats	146
3.1. Détermination de carbone organique et minéral.....	146
3.2. Analyses des paramètres géochimiques issus du Pyrolyse RE.....	149
3.2.1. À l'échelle des profils	149
3.2.2. À l'échelle des couches (0-40 cm) et (40-100 cm).....	150
3.2.3. Corrélation des paramètres P-RE avec certaines propriétés des sols.....	152

3.2.4. Le rapport IH/IO et la densité apparente (DA) des sols.....	153
4. Discussion	155
4.1. Comparaisons des valeurs de C issues des différentes méthodes	155
4.2. Thermostabilité de la MO dans les sols de polders	156
4.3. Le ratio IH/IO et R400	157
4.4. Stocks de carbone labile et résistant.....	159
4.5. Relation IH/IO et maturation des vases.....	160
4.6. Considération des MO de polders dans une perspective de géochimie organique	163
5. Conclusions	166
DISCUSSION GÉNÉRALE, PERSPECTIVES ET CONCLUSIONS	168
1. Variation de la densité apparente le long de la chronoséquence de polders	169
2. Distribution des stocks de C dans les polders	170
3. Stocks de carbone dans les sols de polders	171
4. L'évolution de la matière organique	172
5. Autres perspectives	174
CONCLUSION GÉNÉRALE	176
BIBLIOGRAPHIE	179
ANNEXES.....	193

LISTE DES SIGLES ET ACRONYMES

A : Argile.

C : Carbone.

Cbiom : C de biomasse organique.

CCS : Carbon Capture and Storage ou Captage et stockage du CO₂.

CE1 : 2,5 : conductivité électrique.

CEC : Capacité d'Echange Cationique.

CLab ou LabC : Carbone labile ou fraction organique libre ou labile.

Cmin : Carbone minéral.

CO₂ : Dioxyde de carbone.

COD : Carbone Organique Dissous ou soluble.

COS : Carbone Organique du Sol.

COT : Carbone organique total.

COTAE : Carbone organique total déterminées par analyseur élémentaire CHN.

COTRE6 : Carbone organique total déterminé par Pyrolyse Rock Eval6.

CPCS : Commission de Pédologie et de Cartographie des Sols.

ResC : Carbone résistant ou fraction organo-minérale ou fraction protégée.

DA : Densité Apparente.

ETP : Evapotranspiration potentielle.

F1, F2, F3, F4 et F5 : Familles pyrolytiques du pyrogramme S2.

GES : Gaz à Effet de Serre.

IH : Indice d'Hydrogène.

IO : Indice d'Oxygène.

L : Limons.

LF : Limons fins.

LG : Limons grossiers.

MinCCB : Carbone minéral mesurées par volumétrie (Calcimétrie Bernard).

MinCRE : Carbone minéral déterminé par Pyrolyse Rock Eval6.

MO : Matière Organique.

MOS : Matière Organique du Sol.

NPP : Production Primaire Nette annuelle.

PC : Carbone pyrolysable.

P-RE : Pyrolyse Rock-Eval.

RC : Carbone résiduel.

S1 : Quantité des composés hydrocarbonés libres.

S2 : Quantité des composés hydrocarbonés potentiels.

SCV : Systèmes de culture en semis direct sur Couverture Végétale.

SF : Sables fins.

SG : Sables grossiers.

Sprof fixe : Stocks de carbone organique du sol pour une profondeur fixe.

TpS2 : Température du pic de pyrolyse S2.

LISTE DES FIGURES

Figure 1 : Comparaison des variations de la température moyenne globale à la teneur en CO ₂ atmosphérique mesurée dans les carottes de glace (Law Dome, Est de l'Antarctique) et à Mauna Loa, Hawaï. La corrélation statistique observée entre la température et la teneur en CO ₂ entre 1977 et 2004 étayant la thèse selon laquelle le réchauffement résulte de l'accroissement du CO ₂ agissant comme GES. Sources: CRU (CRUTEM4), NOAA (CO ₂ Mauna Loa, Law Dome) http://www.esrl.noaa.gov/	33
Figure 2 : Émissions anthropiques mondiales de CO ₂ provenant des activités forestières et d'autres utilisations des terres ainsi que de l'utilisation des combustibles fossiles, de la production de ciment et des incinérateurs. Les cumuls des émissions de CO ₂ provenant des deux sources en question et les incertitudes qui y correspondent sont représentés par les boîtes à moustaches verticales sur la droite. (Source : IPCC, 2014).	34
Figure 3 : Flux annuel et compartiments/stocks (entre parenthèses) exprimés en Gt C à l'échelle du paysage et contexte africain (Jones et al. 2013 ; Williams et al. 2007).	35
Figure 4 : Rôle de la matière organique du sol dans le compartiment sol, modifiée d'après Chenu et Balabane (2001).	38
Figure 5 : Bilan carboné dans le compartiment MOS en zone sahéenne et interactions entre les différents facteurs du milieu. Adaptée selon Pieri (1989).	41
Figure 6 : Carte de distribution des stocks de carbone organique de sols d'Afrique (Jones et al., 2013).	47
Figure 7 : Distribution verticale moyenne de la matière organique dans les profils des sols de polders (Rieu, 1978).	48
Figure 8 : Carte du bassin du lac Tchad, illustrant la topographie, l'hydrographie et les limites du bassin versant de la cuvette tchadienne (modifiée d'après GTOPO30, USGS). Au centre de ce bassin se trouve notre zone d'étude la région de BOL (lac Tchad).	52
Figure 9 : Diagramme ombrothermique des variations mensuelles des précipitations de 1960 à 2008 et de l'ETP calculée selon la méthode de Thornthwaite au cours de la période 1960 à 1977 – station météorologique de Bol (Données Direction des Ressources en Eau et Météorologique (DREM) et Olivry et al., (1996)	54
Figure 10 : Carte géologique simplifiée du Tchad montrant la distribution des principales formations géologiques, redessinée à partir de la carte géologique à l'échelle 1/10.000.000 réalisée par Pias (1970b).	56
Figure 11 : Transect général composite présentant les affleurements dunaires qui caractérisent la région des polders ainsi qu'une coupe de la série sédimentaire lacustre (Labdé) de la zone dessinée d'après Dupont et Fraquet (1972).	57
Figure 12 : Variations du niveau du lac Tchad au cours du dernier millénaire, redessiné d'après Maley et Seignobos (1989).	60
Figure 13 : Carte du lac Tchad actuel avec les zones exondées présentant les polders et les ouadis, établie à partir des images satellites (USGS, 2007).	61
Figure 14 : Localisation des sites de polders étudiés situés dans la région du Lac Tchad (Bol, département de Mamdi).	64

Figure 15: Etapes de prélèvement de la densité apparente A : « à eau », B : au cylindre.	66
Figure 16: Carte de situation géographique de Polder de Mamdi et points d'observation.....	82
Figure 17 : Carte de situation géographique de Polder de Guini et points d'observation.	94
Figure 18 : Variations de l’empreinte granulométrique dans les séquences des profils de sol de polders, (A) dans la couche 0-30 cm et (B) dans la couche 30-100 cm. Les barres d’erreurs correspondent à l’erreur standard.	110
Figure 19 : Variabilité de la densité apparente (g cm^{-3}) dans les sites de polders suivant l’âge de poldérisation et/ou l’exondation. Les lettres a, b, c et d correspondent aux groupes statistiques déterminés par ANOVA et test HSD de Tukey ($P < 0,05$).....	112
Figure 20 : Relation entre teneur en eau (g g^{-1}) et densité apparente (g cm^{-3}) tout horizon confondu.	112
Figure 21 : Moyenne de stocks de carbone organique et inorganique de sols dans les profils (0-100cm) des polders étudiés. * t_0 (Profil non cultivé, de référence). t_{10} , t_{60} , t_{62} et t_{65} (année de mise en culture des profils). Les barres d'erreur représentent l'erreur standard de la moyenne.	130
Figure 22 : Variations des stocks de COS dans les couches : 0-30 cm (A) et 0-100 cm (B) des polders suivant la chronoséquence. Entre les cinq âges de mise en culture de polders, il y a des différences significatives indiqué par les lettres a, et b ($P < 0,05$, ANOVA).....	132
Figure 23 : Phases principales et pyrogrammes issus de la décomposition thermique de la MO par pyrolyse Rock-Eval 6.	143
Figure 24 : Comparaison des valeurs de carbone organique du sol (g kg^{-1}) déterminé P-RE6 (COT_{RE6}) et par la méthode d’analyseur élémentaire CHN (COT_{AE}).....	148
Figure 25 : Corrélation entre carbone minéral (g kg^{-1}) déterminé par la méthode P-RE6 (MinC_{RE6}); et par la méthode volumétrique - Calcimétrie Bernard (MinC_{CB}).....	148
Figure 26 : Distribution verticale des paramètres RE : COT, IO, TpS2, PC et RC dans les profils. ..	150
Figure 27 : Relation entre le Ratio IH/IO et la densité apparente moyenne dans quelques profils des sols de polders.	154
Figure 28 : Comparaison de relation IH/IO et la valeur de R400 sur les échantillons des sols observés par Disnar et al. (2003) et ceux prélevés dans notre étude.	158
Figure 29 : Stocks de carbone labile (LabC) et résistant (ResC). (A) dans la couche 0 40 cm. (B) dans la couche 40-100 cm. Les lettres a, b correspondent aux groupes des moyennes statistiquement significatives par sites (test HSD de Tukey; $P < 0.05$ de l’anova).	160
Figure 30 : Relation entre le ratio IH/IO et la densité apparente dans la couche 0-40 cm.	162
Figure 31 : Relation entre le ratio IH/IO et la densité apparente dans la couche 40-100 cm.	162
Figure 32 : Déconvolution d’un pyrogramme S2 de sols des Polders (d’un échantillon de t_{60}) et TpS2 de chacun des Pics F1 – F5, A dans la couche 0-40 cm et B dans la couche 40-100 cm.	164
Figure 33 : Diagramme de Pseudo Van Krevelen IH vs. IO de sols des polders: (A) des couches de surface (0-40 cm) et des profondeurs (40-100 cm). La ligne pointillée correspond au ratio IH/IO délimitant les principaux constituants organiques des sols (Carrie et al., 2012) ; (B) Types de MO des sols de Polders.....	165

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1 : Synthèse des évènements climatiques ayant façonné l'environnement actuel du lac Tchad.	59
Tableau 2 : Récapitulatif de prélèvements d'échantillons des sols suivant la chronoséquence.	65
Tableau 3 : Caractéristiques physiques du profil P1 (t_0)	76
Tableau 4 : Caractéristiques chimiques du profil P1 (t_0).....	79
Tableau 5 : Caractéristiques chimiques du profil P2 (t_0).....	80
Tableau 6 : Caractéristiques chimiques du profil P3 (t_0).....	80
Tableau 7 : Caractéristiques physiques de la séquence des profils P1MN à P6MN de la partie nord de Mamdi (t_{10}).....	88
Tableau 8 : Caractéristiques chimiques de la séquence des profils P1MN à P6MN de la partie nord de Mamdi (t_{10}).....	88
Tableau 9 : Caractéristiques physiques de la séquence des profils P1MS à P4MS de la partie sud de Mamdi (t_{10}).....	89
Tableau 10 : Caractéristiques chimiques de la séquence des profils P1MS à P4MS de la partie sud de Mamdi (t_{10}).....	89
Tableau 11 : Caractéristiques physiques des profils P1MD, P1MH, PMSB, PMSF, P1MSF et P2MSF de Mamdi (t_{10})	90
Tableau 12 : Caractéristiques chimiques des profils P1MD, P1MH, PMSB, PMSF, P1MSF et P2MSF de Mamdi (t_{10})	90
Tableau 13 : Caractéristiques physiques de la séquence des profils P1BN et P2BN de la partie Nord de Bérin (t_{60}).....	103
Tableau 14 : Caractéristiques chimiques de la séquence des profils P1BN et P2BN de la partie nord de Bérin (t_{60}).....	103
Tableau 15 : Caractéristiques physiques de la séquence des profils P1BS et P2BS de la partie Sud de Bérin (t_{60}).....	104
Tableau 16 : Caractéristiques chimiques de la séquence des profils P1BS et P2BS de la partie Sud de Bérin (t_{60}).....	104
Tableau 17 : Caractéristiques physiques de la séquence du profil P1Tchin de Tchingam (t_{62}).....	105
Tableau 18 : Caractéristiques chimiques de la séquence des profils P1Tchin à P3Tchin de Tchingam (t_{62}).	105
Tableau 19 : Caractéristiques physiques de la séquence des profils P1GUINI à P7GUINI de la partie Nord de GUINI (t_{65})	106
Tableau 20 : Caractéristiques chimiques de la séquence des profils P1GUINI à P7GUINI de la partie Nord de GUINI (t_{65}).	106
Tableau 21 : Caractéristiques physiques de la séquence des profils P1GN, P2GN et PGS1 de GUINI (t_{65}).....	107

Tableau 22 : Caractéristiques chimiques de la séquence des profils P1GN, P2GN et PGS1 de GUINI (t ₆₅).....	107
Tableau 23 : Indice n et classes de consistance (Marius, 1984).....	113
Tableau 24 : Valeurs de n calculé pour les horizons 0-30 et 30-100 cm dans les différents profils de polders.....	113
Tableau 25 : Propriétés morphologiques, physiques et chimiques des sols de sites étudiés. Moy.± (moyenne ± erreur standard). *Site (Chronoséquence suivant l'âge de mise en culture de polder ; t ₁₀ , t ₆₀ , t ₆₂ et t ₆₅). t ₀ (site non cultivé). *n [nombre des profils de sols prélevés].....	125
Tableau 26 : Variation de C organique soluble dans différents horizons des sols de polders par rapport au C organique total (n = nbr. échantillons).....	128
Tableau 27 : Densité apparente (moyenne ± erreur standard en g cm ⁻³) des sols des polders étudiés : Chronoséquence (âge de mise en culture de polder). *t (âge de polder). *n (nombre des profils de sols prélevés). Les comparaisons de moyennes ont été effectuées entre la chronoséquence pour chaque couche de sol. Les lettres a, b et c correspondent aux groupes statistiques déterminés par ANOVA et test HSD de Tukey ($P < 0,05$) par ligne.....	129
Tableau 28 : Relation entre le stock de COS (MgC h ⁻¹) et les propriétés du sol dans les couches 0-30 cm et 30-100 cm (n : nbr. éch. *** $p < 0,0001$).....	133
Tableau 29 : Données sur les stocks de COS dans différents environnements africains selon le mode d'usage de terre en comparaison aux stocks de notre étude.....	135
Tableau 30 : Calcul des paramètres de la pyrolyse Rock Eval (Behar et al., 2001, Fujisaki et al. 2015, adapté) et compartiments du carbone dans les sols.....	145
Tableau 31 : Analyse de paramètres <i>Rock-Eval</i> et compartiments de carbone de couches 0-40 cm et 40-100 cm. Les moyennes sont suivies d'erreur standard. n = nombre de profils analysés. Les lettres a, b correspondent aux groupes des moyennes statistiquement significatives par colonne (test HSD de Tukey; $P < 0,05$) et la valeur de probabilité est celle de l'Anova.....	151
Tableau 32 : Matrice des coefficients de corrélation de Pearson entre les paramètres Rock-Eval et les propriétés physico-chimiques de sols. Les corrélations significatives au seuil de 0,05 sont en gras..	153

LISTE DES PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES

Planche 1: Paysage du site témoin (t_0)	75
Planche 2 : Paysage du site Mamdi (t_{10}).....	83
Planche 3 : Paysage du site Mamdi (t_{10}) bis.	84
Planche 4 : Paysage de polder de Bérin (t_{60}).....	95
Planche 5: Paysage de polder de Guini (t_{65}).....	96

INTRODUCTION GENERALE

INTRODUCTION GÉNÉRALE

Le développement de la civilisation humaine a nécessité une intervention à des degrés divers de l'homme dans l'environnement. Les conséquences sont de plus en plus évidentes et significatives, elles attirent l'attention d'un grand nombre de chercheurs dans divers domaines scientifiques. En effet, depuis la moitié du 20^{ème} siècle se sont enclenchées des mutations majeures des sociétés humaines. L'accélération technologique et la croissance démographique mondiale ont occasionné une intensification des activités humaines, agriculture, industrie et urbanisation, au détriment de nombreux écosystèmes. Cette influence de l'homme sur les écosystèmes a entraîné une modification des cycles biogéochimiques globaux et une baisse drastique de la biodiversité (Millennium Ecosystem Assessment, 2005) ; à tel point que cette dernière est qualifiée par certains auteurs comme un sixième extinction massive dans l'histoire de la vie (Teysseire, 2004).

Dans le contexte sahélien semi-aride, les sols sont soumis à des contraintes très fortes, en particulier, la sécheresse et les pratiques agricoles dont les pratiques d'irrigation qui favorisent la salinisation des sols conduisant à leur dégradation. Les enjeux sociétaux et économiques touchent à la sécurité alimentaire pour des populations qui actuellement ont un fort taux d'accroissement démographique ; les enjeux environnementaux concernent tant la réduction des dégradations des sols, leur perte de fertilité s.l., que l'adoption de techniques qui optimisent le rôle de la matière organique du sol (MOS) et ainsi limitent l'émission de GES (gaz à effet de serre) vers l'atmosphère.

Le sol formé de particules organiques et minérales, issues de la transformation des constituants primaires, est l'un des plus importants réservoirs de carbone (C), de la planète. Ce C provient des organismes morts, essentiellement des végétaux, des déjections animales, des exsudats des racines ou « rhizodépôts » et des organismes vivants. Au cours du processus de minéralisation, qui transforme en minéraux les composés organiques, du CO₂ et/ou CH₄ sont libérés vers l'atmosphère. Le temps de séjour du C dans le sol dépend de la composition de la MO, des conditions pédoclimatiques (température, humidité, aération...) et des acteurs biologiques présents. Le C est donc stocké de manière temporaire dans les sols. Le débat actuel sur le maintien des stocks de carbone conduit à militer au niveau scientifique pour une augmentation de 4 % an⁻¹ des stocks ([communiqué de presse de lancement du programme de recherche internationale](#)) qui compenserait des émissions annuelles de CO₂ des écosystèmes terrestres. Cet enjeu permet alors de mieux présenter l'intérêt de mieux connaître, conserver et gérer le C des sols. Conserver voire accroître le stockage de C dans les sols via les pratiques

agricoles et sylvicoles est un levier important de maintien de la fertilité, un enjeu dans le cadre de la sécurité alimentaire, une manière de réfléchir aux adaptations au changement climatique.

Dans le pourtour du lac Tchad, la variabilité climatique qui prévaut depuis plus de trois décennies dans le Sahel, s'exprime sur la pluviométrie et conduit à l'occupation de sols de bas-fonds. En effet, aux variabilités de pluviométrie, les facteurs humains tels que les feux de brousse, l'accroissement de la pression sur l'espace agricole cultivable, la pression de pâturage, le prélèvement de biomasse ligneuse pour des usages multiples, conduisent à accentuer la dégradation des terres et à un certain abandon des cultures pluviales des « terres hautes » pour se porter vers des cultures de bas-fonds quand cela est possible.

Les incidences liées directement et indirectement à une possible détérioration des sols sur le potentiel de stockage du C, en termes de quantification, sont peu ou pas connues dans les sols de bas-fonds. Toutefois, une gestion convenable de ces sols limite certainement leur dégradation et contribuerait à la réduction de la quantité de C libérée lors de la minéralisation de la MO. Des mesures de bilans y sont inexistantes.

Ce travail a été conduit dans la partie nord-ouest de la zone sahélienne du Tchad, dans les polders de Bol. Nous avons fait appel à des données du milieu biophysique, particulièrement pédologiques, sur l'organisation et l'évolution des sols de polders qui nous ont permis d'estimer les stocks de C et son évolution dans ces polders sahéliens. Pour mener cette étude, cinq sites ont été choisis selon leur âge de mise en polder. Il s'agit aussi des sites sous usage agricole intensif depuis plus d'un demi-siècle. Les conditions initiales, végétation et propriétés des sols, sont considérées identiques en première approximation entre les sites étudiés. Ainsi donc, à partir d'une chronoséquence permettant une approche synchronique, les stocks de C estimés ont été comparés à un état de référence, vase lacustre non cultivée. Ces sites sont caractérisés comme étant des sols hydromorphes salins à alcalin correspondant aux Gleyic Fluvisols (WRB, 2006). Ils ont été étudiés par les chercheurs de l'ORSTOM actuel IRD, les travaux précurseurs de plusieurs scientifiques (Cheverry, 1965, 1966, 1967 ; Cheverry et al., 1969 ; Pias 1968a ; Pias et al., 1956 ; Rieu et Cheverry 1976 ; Tardy et al., 1974) ont permis de caractériser ces sols et de proposer le modèle de fonctionnement géochimique lié aux sels et à l'hydrodynamique.

L'objectif général de cette thèse vise à évaluer les stocks de C du sol des polders et leur caractérisation géochimique sous l'impact de poldérisation et une agriculture intensive. Nous proposons une contribution inédite sur l'évaluation et les connaissances des stocks de C de

sols de polders de Bol qui peut alimenter la réflexion et l'état des connaissances sur les stocks de C de sols des bas-fonds sahéliens.

Ce mémoire est structuré autour de cinq chapitres :

- ✓ **Le premier chapitre** aborde une synthèse de présentation factuelle des connaissances acquises sur le C du sol du contexte global au contexte continental de l'Afrique subsaharienne donnant les bases nécessaires à la compréhension des travaux présentés dans ce manuscrit. Il présente la problématique les hypothèses de ce travail.
- ✓ **Le deuxième chapitre** décrit le milieu d'étude d'un point de vue géographique, géologique, pédologique, climatique, un bref état de la végétation actuelle, et traite de la démarche mise en œuvre dans notre travail, aussi bien sur le terrain qu'en laboratoire.
- ✓ **Le troisième chapitre** est une présentation des sols de polders étudiés dans le paysage interdunaire. À cet égard, notre hypothèse est que l'évolution du sédiment vers un sol s'accompagne d'une perte d'eau et une structuration par l'augmentation de la densité apparente, facteur essentiel de la mesure des stocks de C des sols.
- ✓ **Le quatrième chapitre** traite des résultats des stocks de carbone organique et inorganique jusqu'à 1 m de profondeur et de l'analyse de leur répartition verticale et dans les profils des sols de polders. Ce chapitre a fait l'objet d'un article sous-presse pour *CR Géoscience* <http://dx.doi.org/10.1016/j.crte.2016.08.003>
- ✓ **Le cinquième chapitre** développe la caractérisation des stocks de matières organiques et leur stabilité géochimique à l'aide de la pyrolyse Rock-Eval.

Nous terminons le mémoire par une discussion générale sur les principaux résultats et des conclusions, ainsi que par les perspectives de ces travaux dans le contexte sahélien semi-aride.

**CHAPITRE I : CARBONE DU SOL, DU CONTEXTE GLOBAL AU
CONTEXTE SAHELIEN**

1. Les changements globaux ou changement global

Le changement global remonte à une longue date ; la planète a déjà subi lors de sa longue histoire des modifications importantes concernant tant la structure des terres émergées (dérive des continents), les grandes extinctions de masse marquant la fin de l'Ordovicien (-438 Ma), du Dévonien (-367 Ma), du Permien (-248 Ma), du Trias (-208 Ma) et du Crétacé (-65 Ma), que son climat (glaciations et périodes interglaciaires). Toutefois, à l'échelle de deux derniers siècles, les changements globaux concernent toutes les modifications majeures causées tant par les activités anthropiques que par les facteurs naturels. Son amplification et l'accélération de son rythme, à l'image de l'accroissement des températures moyennes ou du dioxyde de carbone (CO₂) dans l'atmosphère sont désormais clairement perceptibles à grande échelle et à celle de la planète (IPCC, 2014).

Les interactions entre les changements d'usages des sols et de pratiques (surexploitation des ressources renouvelables, pertes de teneurs en matière organique, érosion, tassement du sol, pollution, etc.), des cycles géochimiques et du climat constituent une situation sans précédent pour notre planète. En effet, les modifications actuelles de nombreuses fonctions écologiques affectent tous les milieux comme effets directs de l'activité humaine, tant à l'échelle de la biosphère qu'aux échelles locales. Ces changements regroupés sous le vocable de « changements globaux ou changement global » et « global change » en anglais.

Trommetter et Weber (2004) définissent le changement global qui « désigne l'ensemble des changements induits dans la dynamique de la biosphère par les activités humaines, directement ou non ».

Une autre définition est proposée par Labex ITEM WP1 (2013), le changement global est défini comme étant « une mutation et une transition de l'organisation des sociétés et des pratiques sociales sur fond de changement culturel, climatique, énergétique, économique et démographique ». Ainsi, dans l'acceptation actuelle, les changements globaux ne se limitent pas aux seuls changements du climat et de la composition de l'atmosphère, ils sont, aussi, consécutifs à l'action de l'homme en pleine expansion économique et qui extrait ses besoins à partir de ressources renouvelables et non renouvelables. Ils pourraient, ainsi, risquer la capacité des écosystèmes à fournir de nombreux services écosystémiques (Millennium Ecosystem Assessment, 2005) tels que la production de biomasse et la régulation du climat.

2. Les changements climatiques

Il est admis aujourd'hui que le changement climatique est une réalité indéniable (IPCC, www.ipcc.ch). L'accroissement du taux de CO₂ et des autres gaz à effet de serre (GES) (méthane CH₄, oxyde nitreux N₂O) ont pour conséquence une augmentation de la température planétaire. Les émissions de CO₂ proviennent pour majeure partie des activités industrielles des pays du Nord, mais celles dues aux usages (feux de brousse) dans les pays du Sud y contribuent également. Donc, un changement climatique correspond à une modification durable, allant de la décennie au million d'années, des paramètres statistiques du climat global terrestre ou de ses divers climats régionaux. Il convient aussi de considérer les événements extrêmes.

D'après la Convention Cadre de Nations Unies sur les Changements climatiques (UNFCCC, 1992), dans son article premier, définit les changements climatiques comme étant « les changements de climat qui sont attribués directement ou indirectement à une activité humaine altérant la composition de l'atmosphère mondiale et qui viennent s'ajouter à la variabilité naturelle du climat observée au cours de périodes comparables ».

Par ailleurs, dans son 5^{ème} Rapport (AR5) le Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat (GIEC, ou IPCC en anglais) définit le changement climatique comme « une variation de l'état du climat, qu'on peut déceler (par exemple au moyen de tests statistiques) par des modifications de la moyenne et/ou de la variabilité de ses propriétés et qui persiste pendant une longue période, généralement pendant des décennies ou plus. Les changements climatiques peuvent être dus à des processus internes naturels ou à des forçages externes, notamment les modulations des cycles solaires, les éruptions volcaniques ou des changements anthropiques persistants dans la composition de l'atmosphère ou dans l'utilisation des terres » (IPCC 2014).

Le consensus scientifique international sur le réchauffement planétaire actuel est sans équivoque (IPCC 2014). La moyenne globale combinant des données de température de surface des terres et des océans montre une tendance linéaire vers un réchauffement de 0,85 °C ($\pm 0,65$ à $\pm 1,06$) sur la période 1880-2012 (Figure 1) et elle devrait encore croître à 4,8 °C à 2100 suivant les émissions de GES. Selon une probabilité de 95 %, l'essentiel du réchauffement qui s'est produit depuis 1950 est dû à l'augmentation rapide des concentrations de GES anthropique (Figure 1).

En Afrique, le changement climatique et la variabilité des précipitations représentent un défi important. En effet, de nombreuses études ont établi que le continent est l'un des continents

les plus vulnérables. Malgré sa faible contribution de 3,8 % aux émissions mondiales de GES, l'Afrique se réchauffe plus vite que la moyenne mondiale, cette tendance devrait se poursuivre aggravant davantage la vulnérabilité existant déjà dans les principaux secteurs économiques comme l'agriculture et la sécurité alimentaire (Stern, 2006).

Un accord a été trouvé lors de la COP21, en décembre 2015 à Paris, pour limiter la hausse des températures à 2 °C par rapport à l'ère préindustrielle, seuil au-delà duquel le réchauffement pourrait avoir des impacts néfastes. Pour maintenir la stabilité climatique de la planète, les émissions de GES devraient être proches de zéro (« neutralité carbone ») en 2100. Il faudrait également que la quantité accumulée d'émissions de CO₂ d'origine anthropique n'excède pas 800 Gt C, alors que 531 GtC ont déjà été produites par l'homme depuis 1870 (IPCC, 2014).

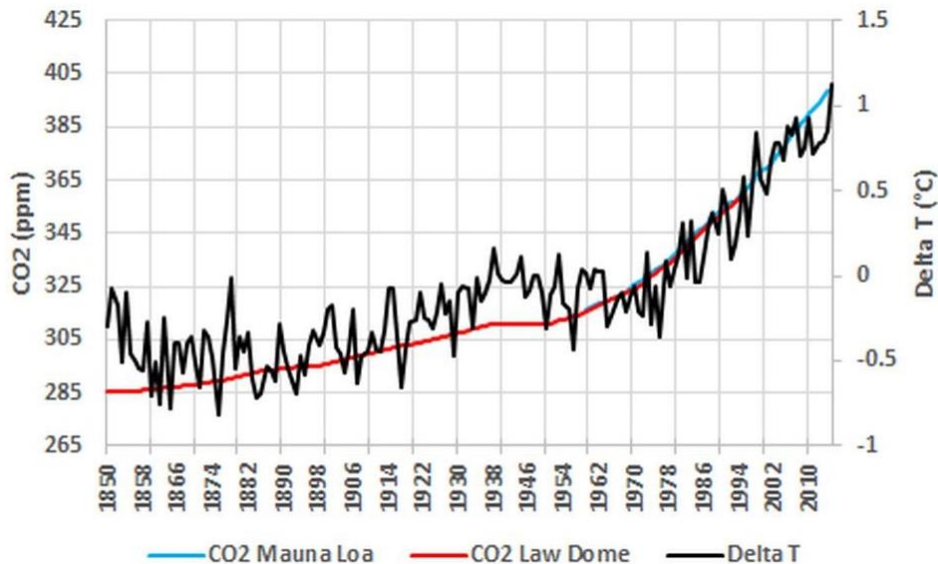


Figure 1 : Comparaison des variations de la température moyenne globale à la teneur en CO₂ atmosphérique mesurée dans les carottes de glace (Law Dome, Est de l'Antarctique) et à Mauna Loa, Hawaï. La corrélation statistique observée entre la température et la teneur en CO₂ entre 1977 et 2004 étayant la thèse selon laquelle le réchauffement résulte de l'accroissement du CO₂ agissant comme GES. Sources: CRU (CRUTEM4), NOAA (CO₂ Mauna Loa, Law Dome) <http://www.esrl.noaa.gov/>

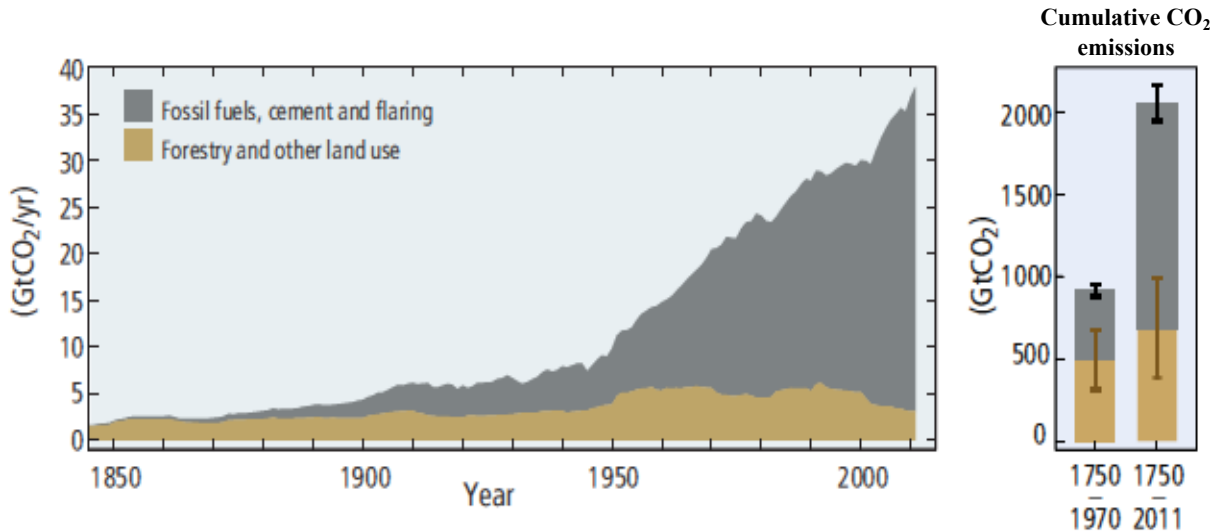


Figure 2 : Émissions anthropiques mondiales de CO₂ provenant des activités forestières et d'autres utilisations des terres ainsi que de l'utilisation des combustibles fossiles, de la production de ciment et des incinérateurs. Les cumuls des émissions de CO₂ provenant des deux sources en question et les incertitudes qui y correspondent sont représentés par les boîtes à moustaches verticales sur la droite. (Source : IPCC, 2014).

3. Place des sols dans le cycle du carbone (C)

Les sols occupent une place prépondérante dans le cycle global du carbone (C) et par conséquent, sont un important réservoir de C (Bernoux et al., 2004 ; Lal, 2002 ; Robert et Saugier, 2003). La quantité de C stocké dans le premier mètre des sols est d'environ 1500 Gt C ; cela représente trois fois la quantité estimée dans la biomasse continentale (550 Gt C essentiellement le bois des arbres), et le double du C présent dans l'atmosphère sous forme de CO₂ (750 Gt C). Les flux échangés annuellement par la photosynthèse (102 GtC/an) et la respiration des plantes (50 GtC an⁻¹) et des organismes (50 GtC an⁻¹, pour l'essentiel provenant des décomposeurs du sol) sont élevés au regard de la taille des réservoirs, ce qui signifie un renouvellement rapide du CO₂ atmosphérique. La [figure 2](#) indique également les flux liés aux combustibles fossiles (5 GtC an⁻¹ en moyenne de 1980 à 1989) et à la déforestation (2 Gt C an⁻¹).

À l'échelle du continent africain, l'importance du sol en tant que réservoir est aussi bien apparente. Toutefois, les émissions annuelles de C sont plus importantes que sa séquestration. Le sol est en effet le plus gros réservoir superficiel de C (200 Gt C sur 1 m de profondeur) et la végétation qui représente environ (80 Gt C) (Cao et al., 2001 ; Williams et al., 2007) . Le sol est aussi considéré comme un grand émetteur de C vers l'atmosphère (11 Gt C) par la respiration microbienne ou hétérotrophe (Rh), mort des végétaux et biodégradation des composés morts dans le sol. Cependant, cette quantité de C émise par le sol est presque

compensée par la productivité de la biomasse (production primaire nette annuelle — NPP) (Cao et al. 2001 ; Jones et al., 2013 ; Williams et al., 2007). Ces données sont une première estimation qui souligne le manque des mesures de stocks et de bilan à l'échelle africaine.

Par ailleurs, les émissions de C résultant du défrichage et de la combustion de la biomasse sont nettement plus élevées que celles issues de la combustion fossile (i.e. pétrole). Les émissions provenant des feux de brousse touchent des grandes surfaces, mais elles sont compensées par la repousse ultérieure (Figure 3).

Dans le contexte actuel des changements globaux (variabilité du climat, utilisation des terres, démographie, industrialisation et urbanisation) ; la contribution de l'Afrique au changement climatique, bien que minime, ne peut donc être négligée. Elle contribue à hauteur de 4 % soit $0,2 \text{ Gt C an}^{-1}$ des émissions fossiles globales responsables de l'augmentation de concentration de CO_2 atmosphérique (Jones et al., 2013). Les données suggèrent un petit déséquilibre du bilan C à l'échelle des écosystèmes d'Afrique, pourrait entraîner des émissions de C qui sont susceptibles de subir des changements importants au cours des années à venir.

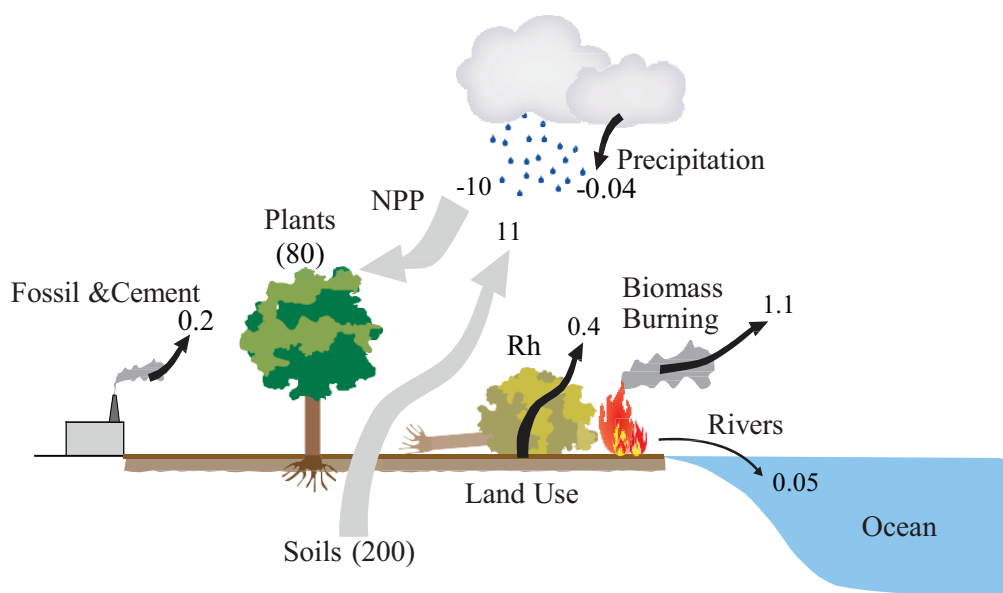


Figure 3 : Flux annuel et compartiments/stocks (entre parenthèses) exprimés en Gt C à l'échelle du paysage et contexte africain (Jones et al. 2013 ; Williams et al. 2007).

4. Séquestration et stockage de carbone dans les sols

La séquestration de carbone sous forme de matière organique des sols (MOS) peut jouer un rôle majeur dans la réduction d'émission des gaz à effet de serre (GES) vers l'atmosphère et donc dans la prévention du changement climatique. Il constitue, ainsi, une gestion rationnelle du cycle du carbone, mettant en avant le rôle « puits » du carbone de la pédosphère. Faut-il

aussi ajouter les pratiques agricoles durables de l'agroécologie, comme les SCV (systèmes de culture en semis direct sur couverture végétale) et l'agroforesterie qui renforcent le rôle de « puits » temporaire que jouent les végétaux, en tant que point de départ du cycle du carbone, en captant le carbone atmosphérique (CO₂) par le processus de photosynthèse pour constituer la biomasse.

En effet, lorsque l'on parle de « puits » du carbone, on doit parler aussi de « bilan » du carbone. Ainsi, séquestrer et/ou stocker du carbone dans le sol représente à la fois des enjeux agronomiques (amélioration des propriétés physico-chimiques et biologiques du sol), environnementaux (réduction de la quantité de CO₂ atmosphérique) et économiques (amélioration du rendement et marché du carbone).

Dans cette optique plusieurs définitions dans la littérature ont été proposées, entre autres :

– Définition du Département de l'énergie USA (USDOE, 1999) « La séquestration du carbone dans les écosystèmes continentaux, soit par prélèvement net du CO₂ de l'atmosphère, soit par empêchement d'émissions nettes de CO₂ des écosystèmes terrestres vers l'atmosphère ».

– Bernoux et al., (2004) ont proposé une définition de la « Séquestration du carbone dans le Sol » ou plutôt « Séquestration du carbone dans le système sol-plante » pour un agroécosystème donné, en comparaison avec un agroécosystème de référence, et pour une période et une surface données. Elle doit être considérée comme le résultat du bilan net, exprimé en équivalents C-CO₂ ou en équivalents CO₂, de tous les flux directs de GES à l'interface sol-plante-atmosphère, mais aussi de tous les flux indirects (combustibles, émissions animales). Elle tient compte non seulement du stockage de carbone sous l'effet de mode d'usage des terres, mais aussi les alternatives qui permettent de réduire les flux des autres GES (N₂O, CH₄).

- Powlson et al. (2008) ont suggéré aussi que les augmentations des teneurs COS (carbone organique des sols) devraient, normalement, être appelées "accumulation" et que "la séquestration" concerne les situations où il y a un transfert supplémentaire de C de l'atmosphère et donc une véritable contribution à l'atténuation du changement climatique.

– Powlson et al. (2011) définissent étymologiquement le terme séquestrer comme « conserver » ou « maintenir séparé », dans ce sens, ils considèrent la séquestration du C comme étant « toute augmentation de la teneur en C du sol résultant d'un changement d'usage des terres pourrait être désigné comme séquestration, où le C additionnel est maintenu dans le sol et est séparé des autres parties de l'écosystème. Cependant, il est admis que le terme

séquestration implique une contribution à atténuer les changements climatiques, si le changement de mode d'usage des terres provoque un transfert supplémentaire net de C ou une stabilité accrue, à plus long terme à partir du CO₂ atmosphérique à la biosphère terrestre (sol ou végétation), ralentissant ainsi ou même diminuant l'augmentation de la concentration atmosphérique de CO₂. Ceci pourrait être réalisé par (i) l'augmentation de la photosynthèse nette (i.e., reboisement, SCV et autres pratiques), ou (ii) le ralentissement de la vitesse de décomposition du CO₂ par un changement dans la gestion des terres (i.e., réduction de l'intensité du travail du sol ou modification de gestion de l'eau). Toutefois, nous pensons que toute pratique qui augmente la teneur en COS représente un transfert de C additionnel de l'atmosphère au sol ; certains sont tout simplement un mouvement de C d'un pool à l'autre dans la biosphère, sans incidence sur le changement climatique, qu'ils soient positifs ou négatifs.

Powlson et al. (2011) définissent aussi le stockage de C ou stock de C dans le sol ou la végétation comme “la quantité présente à un moment donné. Elle ne fournit aucune information sur les tendances, si le stock augmente ou diminue”. Pour obtenir cette information, la vérification ou la prise d'essais doit être répétée à une date ultérieure et ensuite, la comparaison de deux résultats ou des résultats. On revient à la position développée par Bernoux et al., de 2004. Donc, si les facteurs environnementaux ou les modes d'usage provoquent une augmentation du stock de COS dans le sol au fil du temps, alors il peut être décrit comme un “puits” d'une part. D'autre part, si le stock de COS baisse, le sol est considéré comme une “source”. Donc, dans cette dernière conception de la séquestration du C de Powlson que nous avons projetée dans cette thèse d'évaluer les stocks de C des polders.

– Selon le AR5 de (IPCC 2014) le Captage et stockage du CO₂ (CSC) ou Carbon Capture and Storage (CCS) en anglais est un “processus consistant à extraire (piéger ou capter) un courant gazeux relativement pur de CO₂ issu des sources d'émission industrielle et énergétique, à le conditionner, à le comprimer et à le transporter vers un site de stockage afin de l'isoler de l'atmosphère pendant une longue période”.

5. Rôle du sol et sa matière organique dans les services écosystémiques

Le sol et sa matière organique (MO) de par leur position d'interface entre atmosphère, lithosphère, hydrosphère et biosphère représentent un véritable “carrefour multifonctionnel”. En effet, dans le sol, les MO assument de nombreuses fonctions agronomiques et environnementales. Ces fonctions se déclinent principalement (Figure 4) par l'optimisation de

la productivité agricole à travers la mise à disposition pour la plante, par minéralisation, des éléments nutritifs dont elle a besoin, mais aussi à toute la régulation du cycle de l'eau dans la porosité. La stimulation des activités biologiques, considérée, donc, comme une source d'énergie pour la majorité des organismes vivants du sol et indispensable à leur développement ; elle améliore ainsi certaines propriétés physiques et chimiques du sol.

Les apports de matière organique ont pour premier objectif de nourrir la vie du sol. Ce rôle est fondamental, car sans vie dans le sol, il n'y a pas d'évolution de la matière organique (minéralisation et humification) (Pascault et al., 2013). La MOS a un rôle majeur dans la structuration du sol et elle participe à la stabilité physique du sol vis-à-vis des aléas climatiques (pluie, tassement...) en limitant notamment l'érosion hydrique mais aussi éolienne.

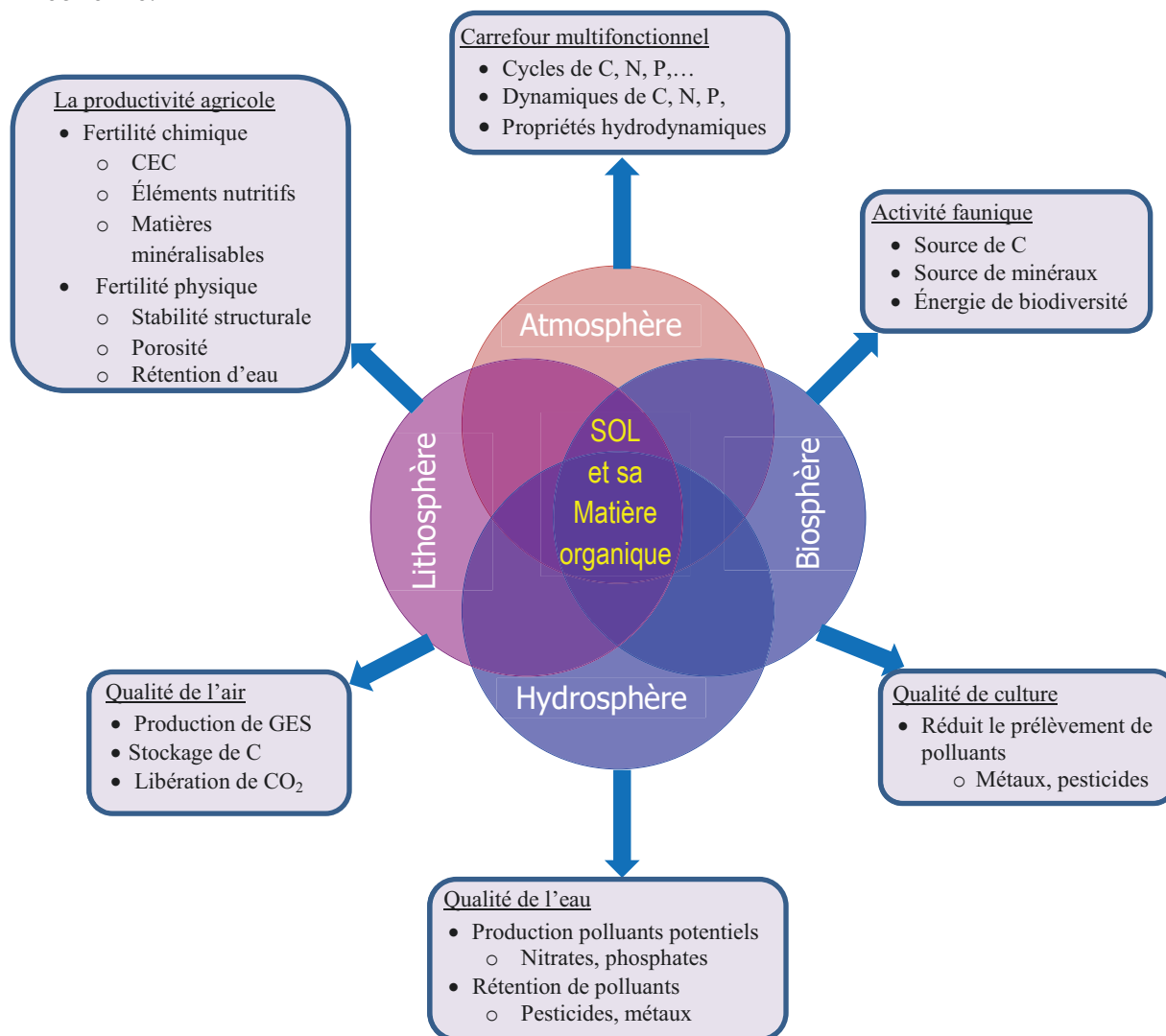


Figure 4 : Rôle de la matière organique du sol dans le compartiment sol, modifiée d'après Chenu et Balabane (2001).

L'amélioration des propriétés physiques est optimisée à travers le rôle exercé par les microorganismes et les argiles. Elle permet l'apparition de formes de structures grumeleuses stables et idéales au développement des racines. L'activité racinaire participe également à cette dynamique. La faune du sol fragmente la matière organique et la mélange avec la phase inorganique du sol. Cette faune, en dégradant la matière organique, secrète des substances qui vont favoriser la formation d'agrégats stables. Dans des nombreux horizons de surface du sol, c'est principalement la vie du sol qui détermine la structure. L'association de MOS et de l'argile forme des microagrégats favorisant la rétention des éléments nutritifs et la protection du COS (Razafimbelo et al., 2010, 2008). Ces modifications microstructurales améliorent aussi la capacité de rétention en eau du sol, l'aération du sol et la perméabilité. La MOS favorise, aussi, le réchauffement du sol (coloration plus sombre des matières organiques) ce qui peut être une propriété négative sous les tropiques.

La MOS joue aussi un rôle fondamental pour les autres compartiments de l'environnement en participant au maintien de la qualité de l'eau par leur forte capacité de rétention des polluants organiques (pesticides, hydrocarbures...) et minéraux (éléments traces métalliques), mais elle est aussi source de polluants potentiels, comme les nitrates et les phosphates.

Elle influence également la qualité de l'air, par le stockage ou l'émission de GES, ainsi, elle joue un rôle de puits ou de source de C sous forme de CO₂ (Balesdent, 1996 ; Balesdent et al., 2004).

6. Dynamique du carbone organique dans les sols

Les MOS évoluent sous l'incidence de divers processus physiques, chimiques ou biologiques. Le processus physique correspond à la séquestration du carbone qui est alors inaccessible par les microorganismes.

En effet, les débris végétaux, feuilles, rameaux morts, racines, sous une végétation permanente constitue le pourvoyeur essentiel de matières organiques fraîches. Ces débris forment la litière qui subira plusieurs transformations dont la grande partie, environ 90 %, se décompose rapidement par la minéralisation primaire aboutissant à des molécules simples : CO₂, H₂O, NO₃⁻, PO₄³⁻, SO₄²⁻... etc. Ces molécules simples peuvent emprunter des chemins divers ; soit perdues dans l'atmosphère, soit absorbées par les plantes, soit fixées par les argiles ou minéraux argileux et l'humus, perdues par lessivage ou soient absorbées par les micro-organismes.

Les transformations des matières organiques se réalisent essentiellement par les processus de recombinaison (humification) et de dégradation (minéralisation).

L'humification c'est un processus conduisant à une formation des produits stables « formation de l'humus, ou humification », donc, elle consiste en des recombinaisons et polymérisations de molécules organiques plus ou moins complexes. La nature biochimique des MO apportées au sol détermine le processus d'humification. Une des caractéristiques importantes de ce processus est l'incorporation d'azote dans les macromolécules humiques, conduisant à un stockage de l'azote sous forme organique dans le sol. La qualité des humus produits dépendra des conditions physico-chimiques qui règnent dans le sol. Le pH, la teneur en O₂, la teneur en bases échangeables, en cations sont primordiaux. Par exemple, pour un sol très peu aéré (tassement, hydromorphie), les MO s'humifient très peu, cela peut aboutir à la formation de tourbe, lorsque la masse d'apport organique est importante.

Par contre, la minéralisation c'est le passage du monde organique au monde minéral. Ce processus se déroule en plusieurs étapes : la minéralisation primaire qui concerne les matières organiques jeunes et la minéralisation secondaire ou minéralisation des produits stables communément appelés « minéralisation de l'humus ».

La minéralisation primaire (M1) qui est un processus assez rapide aboutissant à la libération de substances nutritives par désagrégation et dépolymérisations successives des matières organiques. Parmi ces substances, on trouve : l'eau, le CO₂, les nitrates, les phosphates et sulfates, etc. Cette phase se déroule essentiellement sous l'action de la faune du sol et des microorganismes (champignons et bactéries). Ces matières minérales peuvent être assimilées par les plantes, adsorbées sur les argiles, perdues par lessivage ou reprises par l'activité microbienne.

Par contre, la minéralisation secondaire (M2) est un processus très lent, à raison de 2 – 3 % par an. Elle affecte la MO formée depuis de nombreuses années et libère des quantités annuelles d'éléments nutritifs considérables qui sont mis à disposition des plantes.

Tous ces processus se déroulent dans le compartiment matières organiques des sols en interactions avec les facteurs biotiques et abiotiques (Figure 5). Pieri (1989) note que ce compartiment, en zone sahélienne, se divise en deux « sous-compartiments », auxquels s'ajoute la fraction du C de biomasse microbienne (C_{biom}) ; les microorganismes des sols régulant les échanges entre les deux sous-compartiments et avec l'atmosphère. Cette fraction représente environ 2 à 3 % du stock total de C du sol et 3 à 5 % de l'azote (C/N voisin de 6).

La fraction organique libre, ou fraction labile (LabC) de taille $> 200 \mu\text{m}$, est constituée de fragments de racines et de débris de végétaux. Elle représente plus de 10 % du carbone organique total du sol. La fraction organo-minérale ou la fraction protégée (ResC) de 50 à $200 \mu\text{m}$ qui se trouve à l'intérieur des microagrégats. L'incorporation de cette fraction dans des microagrégats, est liée chimiquement aux surfaces des éléments fins (argile + limons) ce qui constitue la fraction organique la plus récalcitrante à la biodégradation et dont le rapport C/N est généralement voisin de 10. Elle représente 50 à 80 % de C organique pour les sols sableux. Ces valeurs sont, évidemment, affectées par le type de sol et le climat.

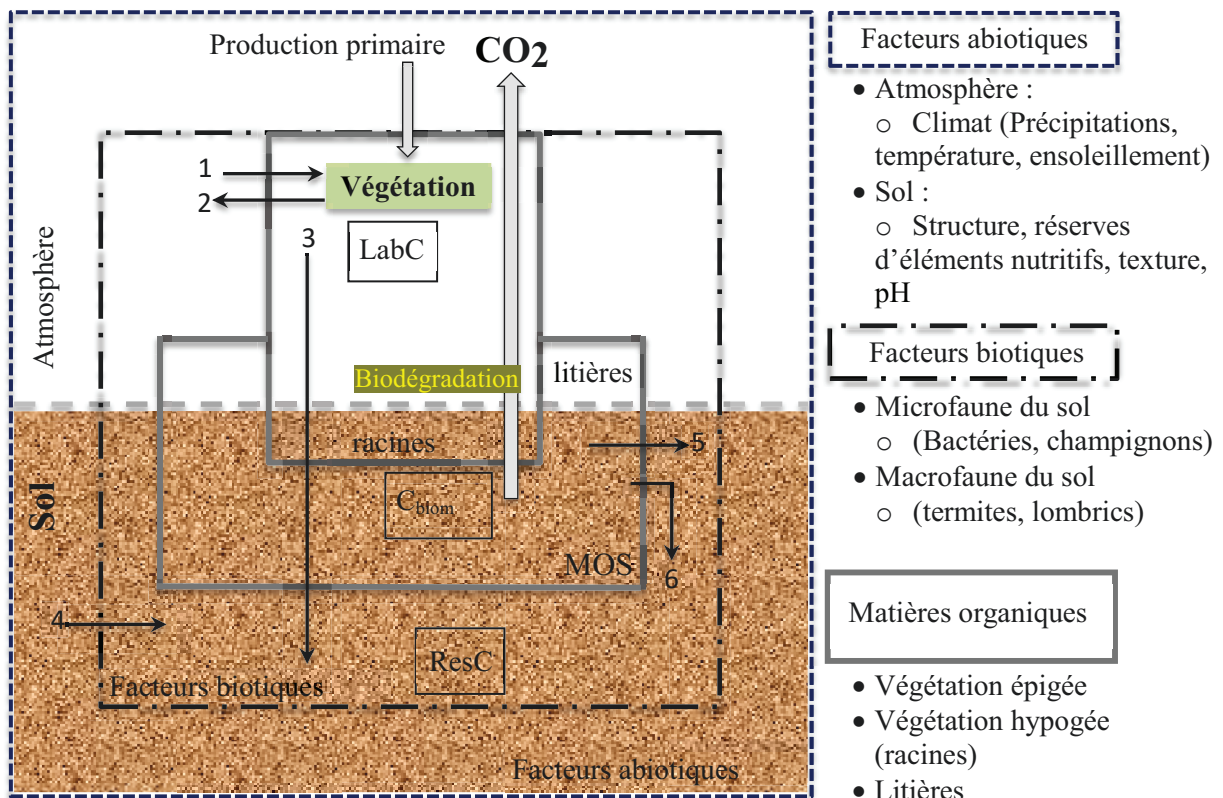


Figure 5 : Bilan carboné dans le compartiment MOS en zone sahélienne et interactions entre les différents facteurs du milieu. Adaptée selon Pieri (1989).

1. Entrée « organique » (C/N élevé). 2. Exportation hors site (besoins vitaux). 3. Humification. 4. Sortie « organique » (C/N faible). 5. Érosion hydrique. 6. Lixiviation.

L'évolution du stock de C organique dans les sols est estimée au travers des bilans d'entrées et de sorties de C dans le sol. Les entrées de C sont principalement le produit de l'incorporation des débris végétaux (parties aériennes et racinaires) dans le sol, alors que les sorties sont essentiellement les pertes de C soit sous forme gazeuse (CO_2 , CH_4) vers l'atmosphère, soit sous forme liquide (COD, C organique dissous) vers les horizons du sol en profondeur.

Les principales variables ou « facteurs de contrôle » pédologiques, climatiques et anthropiques affectant le temps de résidence (turnover) du carbone dans le sol (Girard et al., 2010) et y exercent un effet soit positif ou négatif. Elles se déclinent principalement comme :

- La température qui augmente avec les vitesses de minéralisation (Davidson et Janssens, 2006 ; Gudasz et al., 2010) ;
- Le labour limite le temps de résidence par la suppression des protections des MO du sol ;
- L'engorgement des sols et l'acidité permanente augmentent le temps de résidence ;
- La présence d'aluminium libre par une protection physique et physicochimique des MO du sol ;
- La teneur et la nature des argiles ;
- La fréquence des anaérobioses qui induit un rendement microbien moindre ;
- La fréquence de dessiccation du sol, la teneur en carbonates de Ca^{2+} et Mg^{2+} contribuent à l'insolubilisation et l'adsorption des MO du sol ;
- Les teneurs limitées en azote et phosphate assimilables qui limitent l'activité des micro-organismes ;

Le temps moyen de résidence du C dans les 30 premiers centimètres de sols cultivés est d'environ 10 ans dans le contexte tempéré (Balesdent et al., 2004). En général, les 20 à 30 premiers centimètres contiennent plus de la moitié du carbone organique du sol et environ 80 % des flux de renouvellement y prennent place (Balesdent et al., 2000).

7. Distribution du carbone dans les sols

7.1. Facteurs affectant la distribution du carbone

7.1.1.- Influence du climat

L'influence du climat, en particulier le rapport entre la température du sol et le taux de décomposition de la MOS a été bien documenté dans la littérature scientifique (Liski et al., 1999 ; Trumbore et al., 1996). En effet, une augmentation relative de la température augmente l'activité biologique du sol, le taux de décomposition et la vitesse de minéralisation de la MO. En contexte sahélien, les sols pourraient devenir une importante source de CO_2 dans le contexte d'un changement climatique du fait d'une augmentation probable du taux de décomposition de la MO (Lal, 2002).

L'incidence de la température sur l'activité biologique et la minéralisation du C et de l'azote des sols est principalement définie par une fonction de Q10 : elle estime que le taux de

décomposition de la matière organique des sols a tendance à doubler pour chaque augmentation de température de 10 °C (Davidson et Janssens, 2006).

Les conditions de températures et d'humidité favorisent la plupart des processus biologiques concernant les MOS et en particulier leur minéralisation.

En milieu tropical semi-aride, la décomposition des débris végétaux restitués au sol est généralement très rapide. Les conditions pédoclimatiques dans ce contexte sont favorables à un cycle biologique accéléré des matières organiques. Toutefois, ces conditions varient suivant les saisons et selon Pieri (1989) implique plusieurs conditions simultanées :

- l'alternance de températures fraîches et chaudes et de périodes d'humidité et de dessiccation ;
- des sites de fixation chimique (complexe adsorbant et ses ions Ca^{2+}) pour les molécules hydrosolubles et facilement minéralisables par les bactéries ;
- la présence d'une faune tellurique en particulier les vers de terre, et surtout les termites (Jouquet et al., 2011).

En effet, la première condition n'est pas entièrement remplie, la seconde est très limitée pour les sols sableux et la troisième reste aléatoire dans la mesure où les vers de terre supportent difficilement les périodes de sécheresse, toutefois, les insectes sociaux, en particulier les termites utilisent les litières comme source énergétique (Brossard et al., 2007).

En outre, dans la zone sahélienne semi-aride, on note une saison sèche qui peut être marquée jusqu'à neuf mois. Durant cette période, l'activité biologique des sols est nettement ralentie et la productivité primaire est très faible, ce qui explique, au moins partiellement, la légère accumulation des matières organiques dans les sols à cette époque. Pendant la saison des pluies, les conditions climatiques ne peuvent plus être considérées comme constantes, puisque les pluies sont d'intensités très variables et le plus souvent réparties dans le temps avec des maxima variables.

La végétation joue un rôle régulateur pour le climat. En ce qui concerne la température des sols (pédoclimat), la végétation steppique ne constitue pas un écran efficace sauf lorsque le couvert herbacé est dense et élevé. Elle joue également un rôle dans la quantité d'eau contenue dans le sol. Ainsi, la végétation favorise la transpiration en raison de la biomasse. Par conséquent, les sols sont plus secs en fin de saison sèche, la végétation ayant dû puiser ses besoins en eau dans la réserve du sol. Le pédoclimat des sols des polders dépend donc dans une grande mesure de la nature des formations végétales qui recouvrent le sol (Pias, 1964).

7.1.2.- Propriétés physico-chimiques des sols

Les propriétés physiques des sols comme la texture et la porosité (qui régule le drainage) participent à la variabilité des stocks de carbone mais les interprétations des processus restent partagées à l'échelle du profil et du paysage. En effet, plusieurs études ont suggéré que le stockage du carbone organique serait positivement corrélé avec la proportion de particules fines des sols (Arrouays et al., 2006 ; Feller et Beare, 1997 et Jobbágy et Jackson, 2000) y compris à l'échelle du paysage. Ces mêmes auteurs ont montré la stabilisation de la matière organique par la formation de complexes entre les composantes organiques et minérales, ce qui les rendrait moins accessibles aux organismes décomposeurs. Toutefois, certains auteurs (Giardina et al., 2001) ont montré que la température et les précipitations pouvaient occulter l'effet de la texture des sols sur le contenu de COS.

Il faut noter aussi que le drainage est un facteur important dans la capacité de stockage du carbone. On observe les stocks les plus importants dans les sites les moins bien drainés (Callesen et al. 2003). Pédologiquement parlant, il est bien admis que les conditions hydromorphes sont conservatrices de la matière organique, où les conditions d'anaérobie provoquent une réduction de l'activité des organismes décomposeurs.

Les stocks de carbone sont aussi influencés par la position des peuplements végétaux sur la pente. Plusieurs études effectuées dans les écosystèmes de savane ont démontré une relation significative entre les propriétés du sol et la position sur la pente (Manlay et al., 2004) comme le drainage et la texture, deux facteurs influençant le stockage du carbone. Guo et al. (2007) ont montré que les stocks de carbone présentent un gradient décroissant avec l'altitude et qu'ils étaient fonction de l'inclinaison de la pente, les concentrations les plus élevées se situant en bas de pentes suite aux mécanismes de colluvionnement.

Donc, à l'échelle du paysage, il y a une grande variabilité spatiale dans la distribution de stocks de COS, cette variabilité est aussi à attribuer aux modes d'usages des sols (gestion et/ou pratique), à la typologie des sols (variations des propriétés le long des versants, aux variations de conditions bioclimatiques et de régime hydrique).

7.1.3. Mode d'occupation des terres

L'effet de mode d'usage des terres sur le stockage du carbone à l'échelle du paysage se décline par l'influence de l'homme sur la végétation, essentiellement la déforestation, du défrichement et de la mise en culture. Cette incidence diminue la teneur en MOS, suite à la réduction des entrées de C organique au sol et l'accélération de la minéralisation (Balesdent et al., 2004 ; Lal, 2004). Par contre, en contexte sahélien semi-aride, la structuration du terroir

villageois peut conduire à l'enrichissement en MOS en rapport aux activités domestiques champ de case vs. champ de brousse, aux résidus de récolte et aux jachères (Feller et Beare, 1997 ; Manlay, 2000 ; Manlay et al., 2000 ; Tiessen et al., 1998).

Certains changements d'usage des pratiques agricoles renforcent le stockage du carbone dans les sols, comme conversion de cultures en prairies. Au contraire, la mise en culture de ces prairies entraîne une diminution du stock de carbone (Balesdent, 1996 ; Balesdent et al., 2004).

7.2. Les stocks de carbone en Afrique

7.2.1. À l'échelle du continent et de la zone sahélienne

Si des études du C dans les sols d'Afrique sont effectuées depuis de longues décennies, les préoccupations suscitées par les effets de changements climatiques ont conduit à mettre en perspective le carbone stocké dans les écosystèmes sahéliens (Lal, 2004a, 2010). En effet, cette considération remonte aux vingt dernières années, suite aux enjeux agricoles, environnementaux et sociaux que représente le C des écosystèmes par rapport à ces changements climatiques. La clé de l'équilibre de ces écosystèmes est tributaire des relations entre la ressource en eau et la biomasse.

A l'échelle continentale, des études à l'échelle locale (Elberling et al., 2003 ; Feller, 1995 ; Lal, 2002, 2004a ; Manlay et al., 2004 ; Woomer et al., 2004a, 2004 b) ont contribué à l'amélioration des connaissances sur le stockage du carbone en vue de maintenir le potentiel de production des écosystèmes et améliorer le niveau de vie des producteurs africains.

À l'échelle du continent africain, l'atlas des sols d'Afrique (Jones et al., 2013) présente une carte de distribution des stocks de COS jusqu'à 1 m de profondeur ([Figure 6](#)) à partir des données actualisées de la base de données harmonisée des sols du monde (Hiederer et Köchy, 2011).

Les stocks de C des sols calculés pour 1 m de profondeur représentent environ 200 Gt C. les stocks de la couche 0-0,3 m (80,1 Gt C) contre (74,5 Gt C) pour la couche 0,3-1m de profondeur. Il faut souligner que ce sont des estimations globales à l'échelle du continent. La plupart des stocks de C du continent se trouvent en Afrique centrale. Les sols de la République démocratique du Congo et ceux du Soudan ont, respectivement, le plus grand des stocks de C organique avec 19,11 et 12,65 Gt C. Les niveaux des stocks de C pour une grande partie du nord et du sud du continent sont relativement faibles.

A l'échelle du continent, ces stocks de C organique varient en fonction du climat (température, précipitations), du type de sol, des conditions pédoclimatiques et de l'utilisation des terres. On distingue ainsi quatre zones principales suivant l'importance des stocks de C : les régions arides représentent les stocks les plus faibles, prairies tempérées, les forêts et les prairies tropicales et les zones humides qui détiennent les stocks les plus élevés, ainsi que les sols sur matériaux volcaniques de l'Est africain.

La quantité maximale des stocks de COS est observée au Rwanda (214,6 t C ha⁻¹) et au Burundi (166,7 t C ha⁻¹). Par contre, les teneurs minimales des stocks de COS ont été trouvées, en zone aride, à Djibouti (15,1 t C ha⁻¹) et en Mauritanie (20,3 tC ha⁻¹). Tandis que dans le contexte sahélien, en général, les stocks à 1 m de profondeur sont estimés, entre 20 — 30 t C ha⁻¹.

Cependant, à l'échelle locale, au niveau de la zone d'étude, la littérature montre qu'il n'y a pas d'études qui ont abordé l'estimation des stocks de carbone dans les écosystèmes du Tchad. La plupart des études sont consacrées à l'aspect purement pédologique (Bocquier, 1973 ; Cheverry, 1965, 1967 ; Cheverry et Sayol, 1968 ; Cheverry et al., 1969 ; Dupuis et Cheverry, 1973 ; Pias et Guichard, 1960 ; Pias, 1970a).

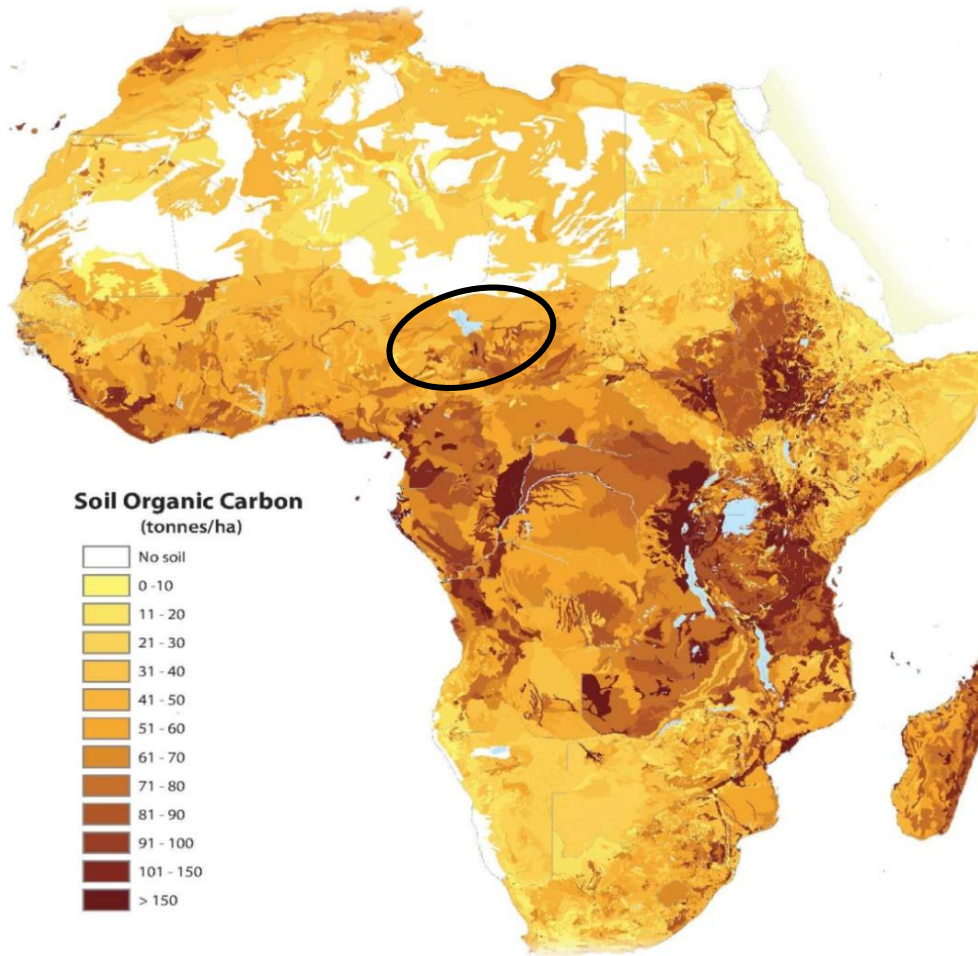


Figure 6 : Carte de distribution des stocks de carbone organique de sols d’Afrique (Jones et al., 2013).

7.2.2. La matière organique des sols des polders de BOL

Les observations faites par Cheverry (1967) en complément des observations antérieures, de 1955-1958, effectuées par Guichard et al. (1959) et Pias et Sabatier (1964) sur l’évolution des teneurs de matières organique de sols de polders, montrent que la vase meuble constituant le matériau originel des sols polders « riche » en une matière organique (teneurs de 8 à 13 %) plus ou moins humifiée, finement divisée, très liée à la matière minérale argileuse avec C/N de 13 à 16. Rieu (1978) a montré que la teneur de matière organique varie à l’échelle d’un site ou secteur particulier en fonction de son mode d’utilisation. Sa distribution verticale dans le profil de polder exondé varie de :

- 13 à 20 % dans les premiers 40 cm des vases avec un C/N de 13 à 15,5 et 60 à 70 % de montmorillonite ;
- 4 à 9 % de matière organique assez évoluée entre 60 et 80 cm dans les argiles structurées avec un C/N de 7 à 11,5 ; la montmorillonite varie de 40 à 70 % et est associée à la kaolinite ;

– 12 à 15 % entre 150 jusqu'à 500 cm dans les argiles limoneuses. La composition minéralogique de ces argiles est semblable à celle des argiles structurées. La [figure 7](#) illustre cette distribution verticale moyenne de matière organique dans les profils des sols de polder (Rieu, 1978).

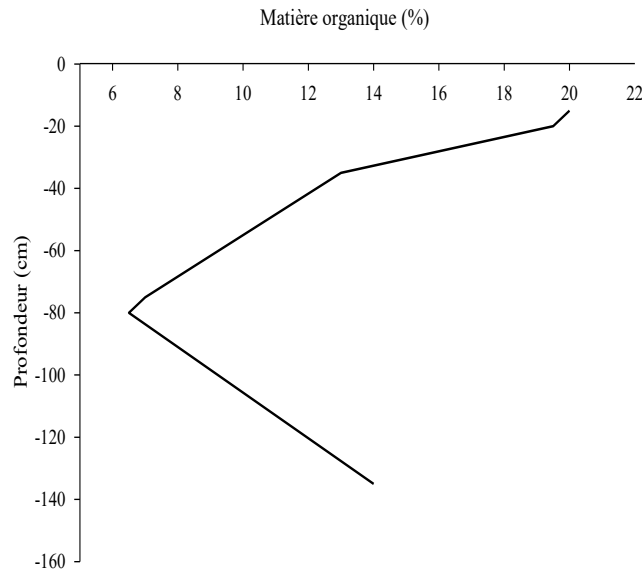


Figure 7 : Distribution verticale moyenne de la matière organique dans les profils des sols de polders (Rieu, 1978).

Lors de l'exondation des polders, une masse végétale très dense s'implante, à base de Phragmites, Typhacées et Cypéracées. Après l'exondation, lors de la première mise en culture les agriculteurs coupent, laissent sécher, brûlent la végétation initiale, mais les racines et les rhizomes restent dans le sol. L'horizon superficiel constitue alors une masse semi-tourbeuse, dont la teneur en matière organique atteint 50 %. Mais après deux ou trois années de culture, cette teneur chute à 12 %, c'est-à-dire à la teneur du matériau initial.

D'après les observations de Guichard et al. (1959), après plus de dix années de culture intensive (3 récoltes par an, les pailles de blé elles-mêmes étant exportées hors du polder), le niveau des réserves organiques des sols des polders reste donc élevé : teneur en MO de 6 à 7 %. Mais en dix années de culture Guichard indique que les teneurs en MO sont passées de 10-13 % à 6-7 %.

Donc, la gestion du statut organique des sols de ces polders est indispensable, même si le taux de matière organique fourni par l'analyse est jugé satisfaisant. En effet, chaque année, on peut supposer qu'au moins 1 à 2 % de la MO du sol sont dégradés par minéralisation.

Notons que les études isotopiques ($\delta^{13}\text{C}$) faites par Cheverry (1974) pour essayer de déterminer l'origine de la matière organique du sol des polders, donnent des valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ des végétaux supérieurs prélevés dans les polders, se focalisent autour de deux pôles :

- Un pôle à $\delta^{13}\text{C}$ compris entre -10 et -15 %, comprenant le *Cyperus papyrus* et la plupart des espèces herbacées (*Paspalidium*,...);
- Un pôle à $\delta^{13}\text{C}$ compris entre -24 et -31 %, qui regroupent les *Phragmites communis*, le *Typha australis*.

Mais la composition isotopique de la MOS est homogène dans les 60 cm superficiels du sol, les valeurs sont groupées entre -18,5 et -24 % sont différentes de celles de la végétation des polders. En effet, la matière organique des sols de polders est en partie héritée de la sédimentation. Le rapprochement des valeurs isotopiques à ceux de végétation supposerait donc un mécanisme de mélange des particules provenant des diverses espèces.

8. Problématique et hypothèses de travail de thèse

8.1. Questions de recherche

Dans le contexte actuel des changements globaux en milieu sahélien semi-aride, les questions posées dans ce travail de thèse au regard du statut organique des sols suite à la mise en poldérisation et/ou intensification d'usage des sols sont :

Les fortes contraintes pédoclimatiques du milieu des polders permettent-elles aux sédiments de conserver leur statut « riche » en MO après leur évolution en sols ? Quel est l'impact de mise en poldérisation sur le devenir des stocks de MOS ? Et quel est son potentiel de stockage ? À quelle profondeur ? Quelles sont les caractéristiques de cette MO ?

Afin d'apporter d'éléments de réponse à ces questionnements, nous avons effectué un inventaire d'une chronoséquence (approche synchronique) des polders pour estimer les stocks de COS jusqu'à 1 m de profondeur en comparaison aux stocks de C de référence (sédiments récents non cultivés).

8.2. Hypothèses de travail

- Le climat semi-aride à fortes alternances de températures et de précipitations favorise l'évolution d'un sédiment avec une MO héritée vers un sol. Cette MO va participer aussi à l'expression de l'acquisition des traits pédologiques qui caractérisent les nouveaux sols à partir de ces sédiments.

- Les polders de Bol, dans le contexte actuel des changements globaux, peuvent être pris comme des « réacteurs » de modifications rapides des conditions naturelles du fait d'une nappe phréatique à faible profondeur (0.3 à 1 m) qui maintient l'hydromorphie dans les volumes des sols.
- Les quantités de C ont beaucoup évolué, en un demi-siècle, par pertes comme le suggèrent les premiers travaux, on peut penser que les formes de la matière organique ont fondamentalement évolué.
- Cependant, la stabilité thermique du COS associée aux mécanismes de stabilisation physique (stabilité biogéochimique globale) pourrait être la cause de sa résistance à la décomposition microbienne.

CHAPITRE II : CADRE D'ÉTUDE ET MÉTHODOLOGIE GÉNÉRALE

1. Milieu biophysique

1.1 Particularités du milieu physique du bassin du lac Tchad

1.1.1. Situation géographique de l'étude

Le cadre biogéographique du bassin du lac Tchad, a été étudié par différents scientifiques (Olivry et al. 1996 ; Pias, 1970 ; Schuster, 2002 ; Servant 1970 et 1983). Le bassin du lac Tchad se situe au centre de l'Afrique tropicale soudano-sahélienne aux confins sud du Sahara. Il s'étend du 7° au 25° de latitude Nord et du 7° au 24° de longitude Est. Ce bassin hydrographique occupe une superficie de près de $2,5 \cdot 10^6$ km² avec une zone active de moins de $14 \cdot 10^3$ km². Ses limites naturelles sont bordées par une série de massifs montagneux : vers le nord-ouest par le Hoggar Algérien, vers le nord par le Tibesti et le Djado, vers le nord-est par l'Ennedi, vers l'est par le Ouaddaï et le Darfour, vers le sud par l'Adamaoua et le plateau de l'Oubangui, vers le sud-ouest par le Jos et vers l'ouest par l'Aïr (Figure 8).

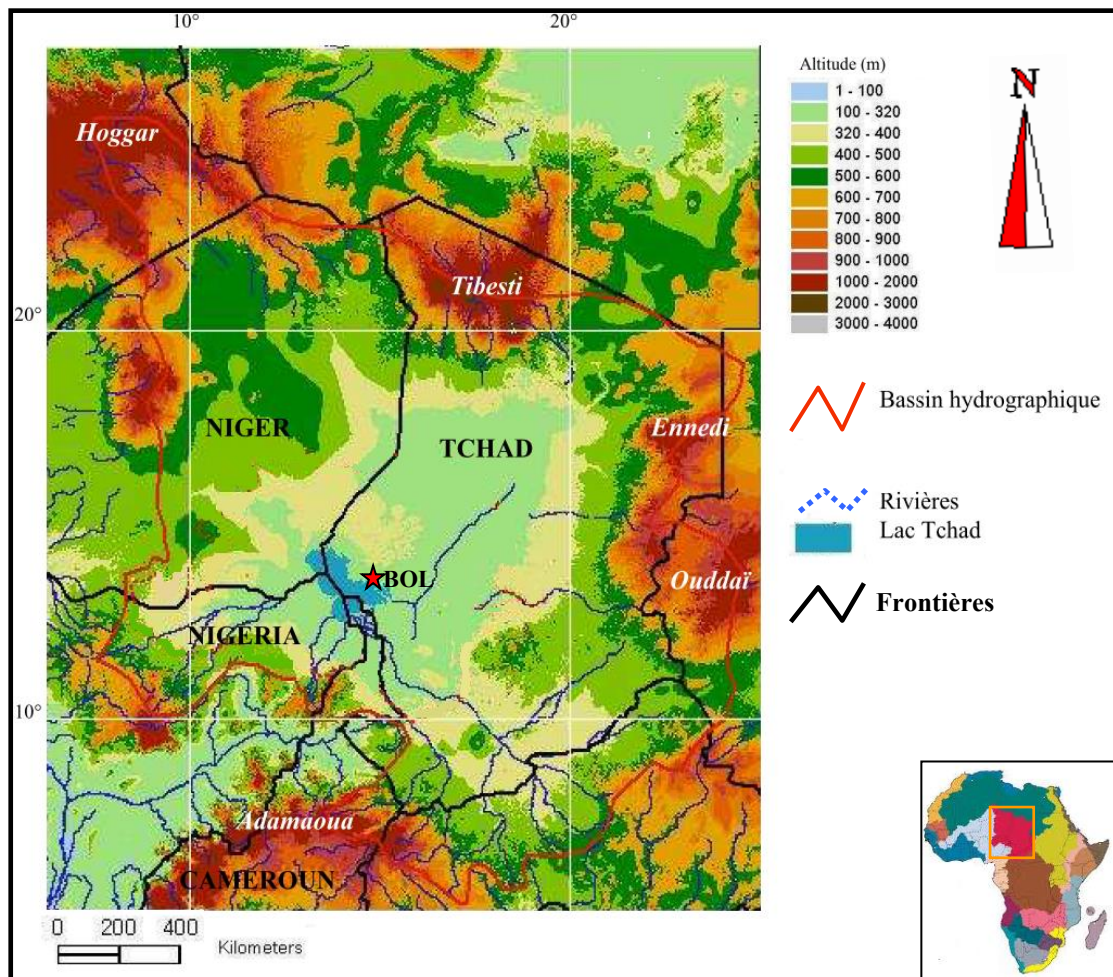


Figure 8 : Carte du bassin du lac Tchad, illustrant la topographie, l'hydrographie et les limites du bassin versant de la cuvette tchadienne (modifiée d'après GTOPO30, USGS). Au centre de ce bassin se trouve notre zone d'étude la région de BOL (lac Tchad).

Le bassin du lac Tchad est l'un des plus grands bassins endoréiques du monde dont l'exoréisme théorique à 320-325 m d'altitude dans le Mayo Kébbi, vers l'océan atlantique via la Bénoué et le Niger.

Au milieu de cette cuvette se localise le lac Tchad et les polders de Bol. Ces derniers se situent sur le littoral nord-est du lac Tchad dans la région de Bol et nord-ouest de la zone sahélienne du Tchad entre 12° 20' et 14° 20' de latitude Nord, et 13° et 15° 20' de longitude Est (Figure 8). Certains de ces polders ont été choisis pour notre présente étude. Ils représentent que quelques milliers d'hectares aujourd'hui, mais pourraient être étendus à plus de 100 000 hectares selon la planification. Leur superficie varie de 3 à 10 km² (300 à 1000 hectares) et chaque polder porte un nom.

1.1.2. Contexte bioclimatique

1.1.2.1. Climat actuel

Dans la région des polders de Bol du lac Tchad, le climat est Sahélien, semi-aride à aride. Ce climat est caractérisé par l'alternance d'une longue saison sèche de neuf mois et d'une unique saison des pluies. En effet, la saisonnalité est provoquée par le déplacement des isohyètes en fonction du positionnement du Front intertropical (F.I.T.). Lorsque le FIT se trouve au sud, il détermine la saison sèche, l'harmattan, vent sec venant du Sahara (octobre à juin), et au nord induit les vents humides, la mousson, venant du golfe de Guinée, qui amène la saison des pluies (juillet à septembre). La température moyenne annuelle est de 28°C. L'humidité de l'air est caractérisée par l'alternance d'une saison sèche et d'une saison des pluies. Le maximum atteint en août 76 % (Olivry et al., 1996) du fait de l'abaissement des températures en saison des pluies. Une très grande siccité de l'air avec 24 % est observée en mars (saison sèche).

L'évapotranspiration potentielle (E.T.P.) présente une courbe inverse de celle de l'humidité relative. Elle est plus forte en saison sèche et faible en saison des pluies. L'E.T.P. moyenne est de 2284 mm.an⁻¹ (Olivry et al., 1996). La pluviosité moyenne qui avoisinait 600 mm il y a trente ans est tombée à moins de 400 mm.an⁻¹ (Figure 9). L'indice d'aridité P/ETP se situe entre 0,09 et 0,2 et caractérise bien ce milieu aride à semi-aride, sensible aux aléas climatiques. Ces données (Olivry et al., 1996) n'ont pas pu être mises à jour avec les données plus récentes.

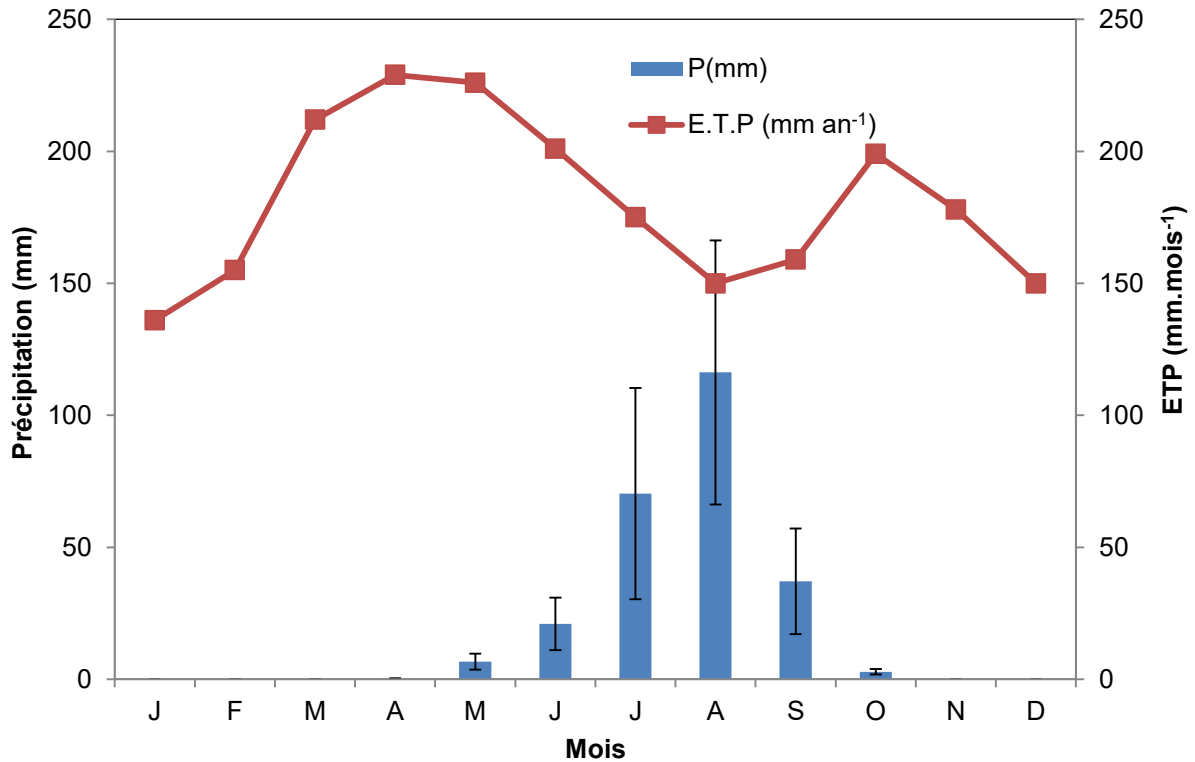


Figure 9 : Diagramme ombrothermique des variations mensuelles des précipitations de 1960 à 2008 et de l'ETP calculée selon la méthode de Thornthwaite au cours de la période 1960 à 1977 – station météorologique de Bol (Donnés Direction des Ressources en Eau et Météorologique (DREM) et Olivry et al., (1996)

1.1.2.2. Végétation

La région des polders de Bol est une zone agropastorale, caractérisée par une végétation naturelle de type savane sèche herbacée. A l'échelle du paysage, on note la présence des dunes sableuses colonisées par l'homme, et qui sont le domaine du pseudo steppe arbustif à *Acacia radiana*, *Balanites aegyptiaca*, *Leptadenia sapartium* ; ainsi qu'une strate herbacée verte à *Aristida pallida* et *Hyparrhenia ruffa* présentent pendant la saison pluvieuse.

Dans la zone des polders, en allant de la dune vers le centre interdunaire, on repère une ceinture des phanérogames aquatiques comme *Phragmites sp.*, aussi bien sur les bas de pente sableux que dans les terres argileuses de bordure, ensuite, un concentrique de *Typha australis*, correspondant à une submersion quasi-permanente. Enfin, vers le centre du polder, on observe une zone hétérogène de *Typha australis*, *Cyperus papyrus*, *Polygonum sp.*, *Herminiera melanoxydon*.

Cette végétation intervient comme facteur de formation des sols des polders, soit par la sédimentation dans le lac en attribuant aux vases et argiles actuelles ou récentes un caractère

organique, mais non tourbeux, soit par la colonisation des sédiments après leurs exondations en participant au cycle biogéochimique des éléments.

1.1.3. Contexte géologique

1.1.3.1. Contexte géologique du Tchad

Plusieurs travaux nous permettent de présenter de façon synoptique et rapide une esquisse géologique (Cheverry, 1974 ; Dupont et Fraquet, 1972 ; Kusnir et Moutaye, 1997 ; Pias, 1970b ; Schuster et al., 2009). La cuvette tchadienne a commencé à s'individualiser à l'Oligo-Miocène [environ 8 Ma] pour se développer au Pliocène inférieur [± 5 Ma.]. Cette dépression a été comblée par des dépôts tertiaires et quaternaires, essentiellement, d'origine continentale [Figure 10]. Les mouvements épeirogéniques se sont poursuivis de manière de moins en moins perceptible jusqu'à l'époque actuelle provoquant des variations d'épaisseur et de faibles basculements des dépôts plio-pléistocène anciens.

En effet, les dépôts plio-pléistocènes et holocènes, localement épais de plusieurs centaines de mètres, masquent toutes les structures géologiques du fond de la cuvette tchadienne. Le socle métamorphique [gneiss, leptynite] sous la couverture sédimentaire s'enfonce vers l'Ouest, l'isobathe 200 m passant sensiblement au 16 °E avec une remontée marquée par les massifs intrusifs d'Hadjer El Hamis. La profondeur de 550 m de socle métamorphique a été déterminée par sismique à N'Djamena.

Durant le Quaternaire, le bassin de sédimentation lacustre tchadien a été le siège de dépôts sédimentaires éoliens, fluviaux, deltaïques et lacustres. Ces sédiments très hétérogènes comprennent des argiles, des sables, des grès et des diatomites. On y distingue :

- La série du Bahr-el-Ghazal, dépôt argileux du Plio-pléistocène ancien ;
- La série des Soulias constituée de sables éoliens modelés en erg et contenant des lentilles d'argiles lacustres. Elle date de 40 000 ans BP ;
- Et enfin, la série de Labdé qui remplit les dépressions interdunaires de la rive Nord-est du lac Tchad actuel.

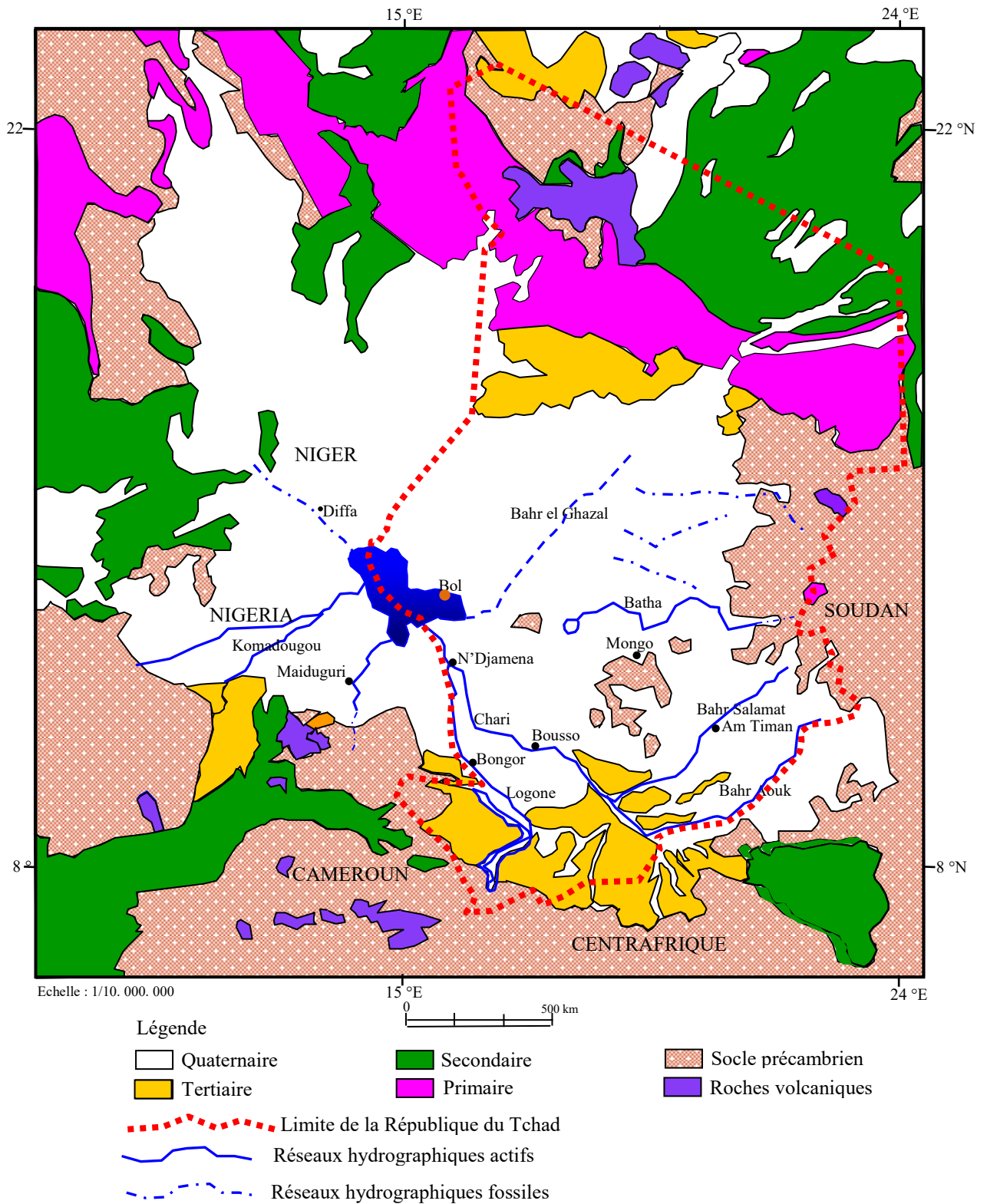


Figure 10 : Carte géologique simplifiée du Tchad montrant la distribution des principales formations géologiques, redessinée à partir de la carte géologique à l'échelle 1/10.000.000 réalisée par Pias (1970b).

1.1.3.2. La série de Labdé et les matériaux de la zone d'étude

Il s'agit d'un dépôt lacustre de 10 à 15 m d'épaisseur qui comprend une séquence diatomique (12 000 à 11 000 ans BP) et une séquence moins riche en diatomées, dont les dépôts, ont commencé 10 000 ans BP (avant l'époque actuelle). Les sols des polders se développent sur cette dernière séquence de formation géologiquement récente. La nature des matériaux de cette série montre des particules élémentaires argileuses et siliceuses. On y observe aussi des quantités plus ou moins importantes de matières organiques d'origine végétale. La texture est tantôt sableuse dans les dunes, tantôt argileuse dans le cas des dépôts lacustres, en particulier, argilo-organique (4 à 10 % de MO) ou organo-argileuse (10 à 20 % de MO).

En effet, cette série lacustre est constituée du sommet vers la base et suivant un axe général ouest-est (Figure 11) :

– Des vases disposées en lits plus ou moins abondants en matière organique, sur une épaisseur de 40 cm environ. Ce matériau de couleur brune ou grise, parfois noire, sans aucune structure ni consistance est souvent gorgé d'eau.

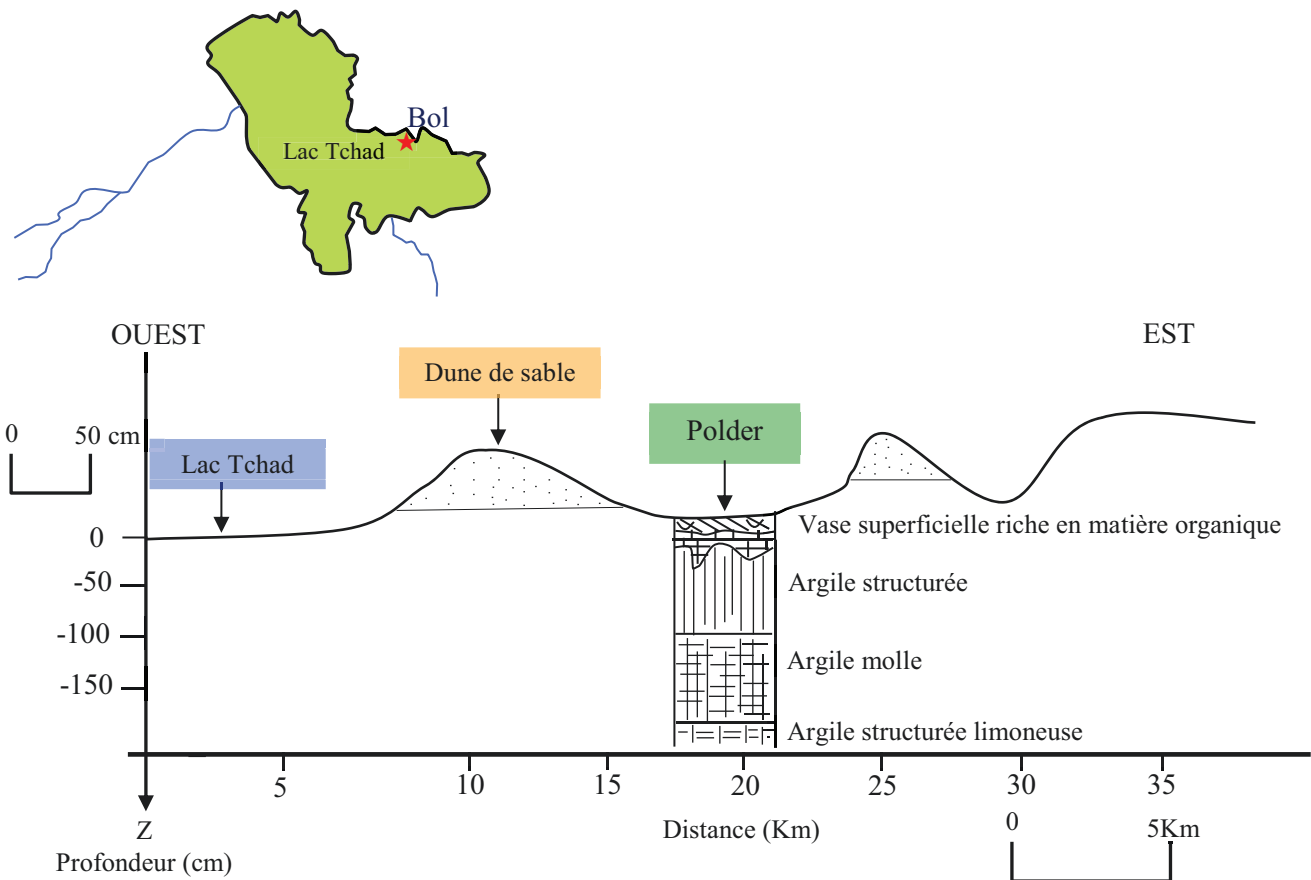


Figure 11 : Transect général composite présentant les affleurements dunaires qui caractérisent la région des polders ainsi qu'une coupe de la série sédimentaire lacustre (Labdé) de la zone dessinée d'après Dupont et Fraquet (1972).

La vase brune contient des débris végétaux, peu décomposés (fragments de tiges, de rhizomes, nœuds, etc...) ; elle passe parfois à une véritable tourbe.

La vase grise, par contre, ne renferme généralement pas de débris végétaux directement identifiables. La MO est abondante dans la vase brune (teneur de 10 à 39 %) que dans la vase grise 8 à 16 %. La fraction minérale est composée de 65 à 84 % d'argile, de 6 à 26 % de limon et de 0 à au maximum 12 % de sable. La vase brune contient plus de limon que la vase grise, celle-ci ayant en revanche souvent plus de sable ;

- Des argiles « structurées » en polyèdres plus ou moins anguleux, sur 1 à 4 m d'épaisseur. Sur les 20 à 40 cm supérieurs, les polyèdres deviennent de plus en plus petits et arrondis, assez souvent enrichis en calcaire ;

- Des argiles « molles » grises à gris bleu sur 3 m en moyenne ;

- Des argiles limoneuses gris verdâtre, sur plusieurs mètres d'épaisseur.

1.1.4. Contexte hydrologique : Variations du niveau du lac Tchad

Il est admis qu'au cours de l'histoire de la terre, le niveau de la mer a fluctué sur des échelles de temps diverses, en particulier, au cours du quaternaire avec les grandes glaciations. Ces fluctuations du niveau marin sont fortement corrélées aux variations climatiques. En période froide, le niveau marin baisse (régression marine). Inversement, en période chaude, le niveau de l'eau monte (transgression). Le GIEC estime qu'actuellement, selon, le niveau de la mer s'élève en moyenne à un rythme de 3mm an^{-1} (IPCC, 2014). Cette élévation concorde avec le réchauffement de $0,85\text{ °C}$ entre 1880-2012 sur l'ensemble de la planète.

Comme pour le niveau de la mer, il est aussi démontré que le niveau du lac Tchad a considérablement varié dans le temps. Ces variations du niveau du lac sont à l'origine du rétrécissement de la superficie actuelle du lac Tchad en réponse aux changements globaux (Figure 12).

1.1.4.1. Variations paléoenvironnementales

Les études géologiques et palynologiques ont montré quatre événements climatiques qui ont été enregistrés depuis 50 000 ans (Faure et Servant, 1970 ; Maley, 1986, 1981 ; Servant et Servant Vildary, 1977). Ces événements ont façonné l'environnement climatique actuel du lac et sont synthétisés dans le [tableau 1](#).

Tableau 1 : Synthèse des événements climatiques ayant façonné l'environnement actuel du lac Tchad.

Période	Âge géologique	Evènements climatiques	Références
Ghazalien (très humide)	Vers 22.000 B.P	Hauts niveaux lacustres, correspondant à la grande transgression du lac Tchad connue depuis 50 000 ans.	(Maley, 1981,1986 ; Maley et. Seignobos, 1989)
Fin du Ghazalien (sèche)	20.000-19.000 B.P	Première crise climatique, forte érosion, les dunes sont réactivées, disparition de la végétation et décalage des isohyètes 400 km plus au sud.	(Servant et Servant Vildary, 1977 ; Servant, 1983)
Fin du Kanémien (sèche)	15.000-12.000 B.P	Seconde crise climatique, développement brutal de l'érosion fluviale et une remontée rapide du niveau du lac Tchad jusqu'à 284 m	(Faure et Servant, 1970)
Nigéro-Tchadien	7.000 B.P	Niveau du lac Tchad très élevé 310-320 m « Mégatchad » de plus de 35 000 km ² .	(Luxereau et al., 2012 ; Olivry et al., 1996)

Il faut noter que ces variations paléoenvironnementales d'origine climatique, du pléistocène terminal et de l'holocène (12 000 B.P. à actuel) sont marquées par (i) l'installation d'un « petit lac » qui transgresse, (ii) le remplacement du régime de pluies fines réparties sur toute l'année par un régime où alternent saisons sèches et saisons des pluies (avec événements orageux responsables de fortes crues), (iii) le développement de la végétation sur les dunes pendant la phase humide, et la disparition des diatomées cryophiles et (iv) des dépôts calcaires, indiquant qu'il n'y a plus eu d'épisodes froids à partir de cette date sur le bassin du lac.

1.1.4.2. Variations du niveau du lac au cours du dernier millénaire

Les travaux de Maley et Seignobos (1989) ont permis de reconstituer grâce à des données palynologiques et géologiques mais aussi historiques (récits oraux), l'évolution du plan d'eau du lac Tchad au cours du dernier millénaire. Cette évolution a été marquée par des phases de transgressions et régression lacustres, avec une alternance des couches d'argiles pendant les transgressions et d'argile sableuse et de vase tourbeuse pendant les régressions. Il y a eu au cours du dernier millénaire trois transgressions et régressions consécutives du niveau du lac.

La reconstitution de ces fluctuations (Figure 12) a montré la succession d'une période humide jusqu'au XIV^{ème} siècle, d'une période aride aux XV et XVI^{ème} siècles, d'une période humide au XVII^{ème} siècle, puis d'une période à dominante sèche depuis le début du XVIII^{ème} siècle (avec toutefois de brèves périodes plus humides). Depuis le début du XX^{ème} siècle, les variations du lac Tchad sont caractérisées par des niveaux bas (Beauvilain, 1986).

Il faut noter que le lac Tchad a connu des assèchements ou de quasi-assèchements plusieurs fois dans l'époque récente. L'épisode d'assèchement actuel paraît être aussi long que ceux du XV et XVI^{ème} siècles auraient été aussi longs que l'épisode actuel. Ce retour historique laisse présager donc que la situation actuelle n'est pas définitive. Le lac pourrait revenir à un niveau moyen suite à un événement climatique très pluvieux.

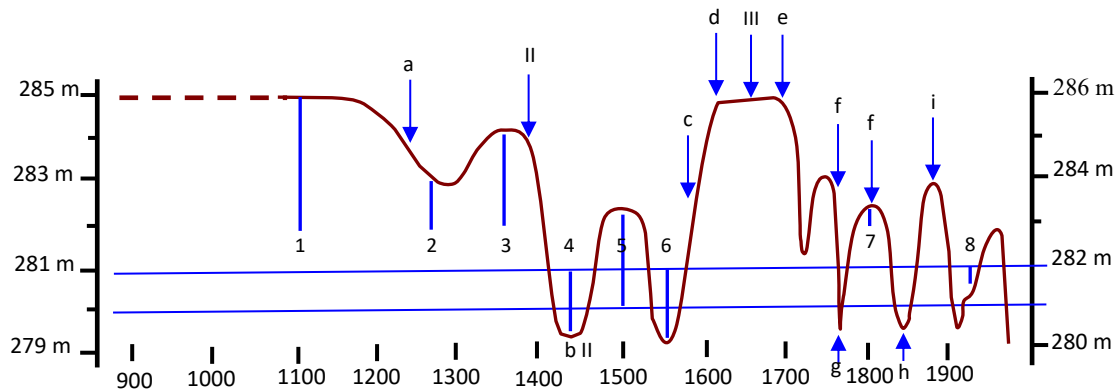


Figure 12 : Variations du niveau du lac Tchad au cours du dernier millénaire, redessiné d'après Maley et Seignobos (1989).

1...8 analyses palynologiques ; I... III datations radiocarbone (calibrées par dendrochronologie) et a...i données historiques (tradition orale).

1.1.4.3. Variations récentes et actuelles du niveau du lac

Le lac Tchad actuel n'est que le vestige d'un vaste paléo-Tchad « Mégatchad » qui a dû couvrir environ 350 000 km² lors de la phase humide il y a 7 000 ans B.P (Luxereau et al. 2012 ; Olivry et al., 1996). L'extension du paléo-Tchad était beaucoup plus septentrionale, centrée sur les bas-pays du Nord-Est, et son alimentation était principalement assurée par le Chari et le Logone, mais aussi par des apports non négligeables venant du Ouaddaï et du Tibesti (Pouyaud et Colombani, 1989).

A l'heure actuelle, la superficie couverte par le lac varie suivant les conditions climatiques et anthropiques. Au cours du dernier siècle, cette superficie a connu des variations remarquables, elle est passée de 20 000 km² pendant les années 1950-1960 à moins de 5 000 km² au cours des années 1980-1990 (Lemoalle et al., 2005). Cette forte variabilité de la superficie du lac témoigne de sa grande sensibilité aux aléas climatiques. L'endoréisme du lac ne fait qu'accroître cette sensibilité.

Le suivi du niveau du lac par les images satellites Landsat et Météosat a permis de préciser à l'échelle mensuelle les contours du lac et d'évaluer le développement de la végétation aquatique (Lemoalle, 1989). A l'échelle pluriannuelle, au Sahel, l'histoire des sécheresses se répète, plusieurs épisodes secs récents ont été identifiés : 1880-1912/1914-1940/1944-1972 et 1984 (Maley et Seignobos (1989). Elles ont affecté le plan d'eau, d'où sa superficie actuelle (Figure 13). La dernière période de sécheresse se distingue, néanmoins, par sa sévérité et par sa durée. Les conditions de captage des eaux, par retenues collinaires à l'amont du lac, destinées à l'agriculture ont sans doute influencé également le niveau du lac (Lemoalle et al., 2014).

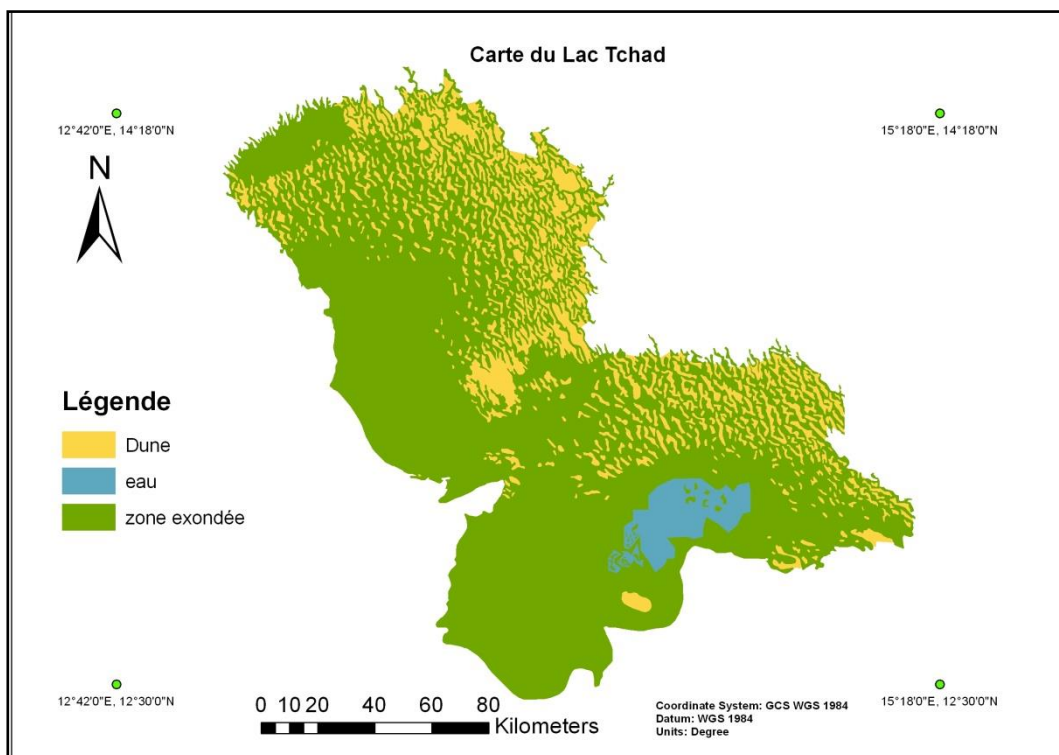


Figure 13 : Carte du lac Tchad actuel avec les zones exondées présentant les polders et les ouadis, établie à partir des images satellites (USGS, 2007).

1.1.5. Contexte pédologique

Depuis plus de soixante ans, les Polders de la région de BOL du lac Tchad ont été aménagés. Ils sont situés dans la partie nord-ouest de la zone sahélienne du Tchad (12° 20' et 14° 20' de latitude Nord, et 13 ° et 15° 20' de longitude Est). Les sols de ces polders ont des potentialités agricoles élevées, et, la région est considérée à la fois comme le grenier et le verger du pays. La zone des polders regroupe des sols bruns steppiques et des sols hydromorphes où se

distinguent des sols sur alluvions lacustres, sols argilo-sableux, sol alluvial, sols beiges sableux à sablo- argileux et argiles noires tropicales (Figure 11).

Ces sols sont, selon la classification CPCS (1967), des sols minéraux bruts, non climatiques, d'apport alluvial, ou des sols peu évolués, non climatiques, d'apport alluvial, hydromorphes. Ils sont classés comme Fluvisols et Gleysols selon WRB (IUSS working group, WRB, 2006) ou Fluvisols et Salisols selon le Référentiel pédologique (AFES, 2008). D'après Cheverry (1974), après leur exondation les eaux résiduelles laissent en s'évaporant un dépôt de sels à la surface (carbonates de sodium et de calcium). Le sédiment, saturé initialement d'eau, s'assèche à son tour, un réseau de fentes de retrait s'ouvre dans les vases, la nappe phréatique peu profonde est en équilibre avec l'atmosphère. L'eau de cette nappe remonte par capillarité à travers le profil, entraînant vers la surface les sels solubles contenus dans le sédiment. Il se produit dans la partie supérieure du sol des échanges chimiques dont le résultat essentiel est le remplacement du carbonate de sodium, abandonné par les eaux lacustres, par du carbonate de calcium et du sulfate de sodium. Ces deux sels « neutres » sont bien moins néfastes aux cultures que le carbonate de sodium, sel « alcalin ».

Parfois, le mécanisme précédent ne se produit pas. En effet, si les eaux résiduelles séjournent trop longtemps dans le bras du lac en cours d'assèchement, il se produit une trop forte accumulation de « sels alcalins ». Il en résulte des modifications physiques irréversibles telles que la dispersion des argiles et par suite la destruction des agrégats avec perte de la structure.

La surface potentiellement aménageable en polders est considérable, supérieure à 100 000 ha. Il s'en crée de nouveaux presque chaque année. La zone aménagée représente actuellement 40 626 ha (FAO, 2005). Cette zone a d'abord été cultivée en canne à sucre, maïs, blé par la Société de Développement du Lac Tchad (SODELAC). L'installation d'un périmètre irrigué qui a permis une diversification et une intensification (irrigation) des productions agricoles de la région avec entre autres le développement de cultures maraîchères, et la mise en pâturages pour une gestion intensive de l'élevage d'ovins et des bovins. Les cultures maraîchères (pastèque, melon, tomate, aubergine) produisent deux ou trois récoltes par an dans les sites les plus intensifiés ; permettant des bénéfices importants et rapides, elles se sont donc davantage développées que l'élevage.

La connaissance de ces sols se rapporte aux nombreuses études pédologiques réalisées par l'ORSTOM actuel Institut de Recherche pour le Développement (IRD) : Cheverry (1964, 1966, 1969, 1974), Pias et Sabatier (1964), Vizier (1970, 1974), Bocquier (1973), Rieu

(1978), Pias (1970), Gac (1980). La synthèse de la couverture morphopédologique de toute cette zone est réalisée au 1/100 000 par Pias et Guichard entre 1955 et 1956.

En revanche, la littérature scientifique sur les travaux de la dynamique et caractérisation de la matière MOS en rapport avec l'usage de ces terres est peu développée. Malgré les écrits soulignant l'incidence de la MOS sur les propriétés de ces sols (Cheverry, 1974 ; Pias & Sabatier, 1964).

En effet, la faiblesse des ressources disponibles, la démographie et les contraintes anthropiques conjuguées à la variabilité climatique impactent la dynamique de la matière organique dans les sols.

Pourtant aucune étude n'a cherché à analyser le potentiel de stockage de C des sols des polders du lac Tchad sous l'effet des changements globaux (changement d'usages des terres, changements climatiques) ni à appréhender la dynamique de la matière organique.

Il convient de souligner qu'au plan national diverses actions de sensibilisation sont entreprises pour assurer une gestion intégrée de la fertilité de ces sols et promouvoir leur mise en culture. Ainsi, une contribution visant une meilleure connaissance de la dynamique de la MOS de ces polders sahéliens est d'un intérêt capital pour mieux appréhender la durabilité de la mise en valeur ces terres (Crampon et al., 2014 ; Schlecht et Buerkert, 2004 ; Suzuki et al., 2014)

1.1.5.1. Choix des sites d'étude de polders

Le choix des polders utilisés comme sites d'étude a été fait sur le terrain en 2013 lors deux campagnes d'inventaire. Cinq sites ont été choisis suivant une chronoséquence de leur mode d'usage, leur mise en culture et aménagement. Une situation d'alluvions récentes (t_0) n'ayant fait l'objet d'aucun usage ou poldérisation. Quatre sites de polder ayant fait l'objet d'usage intensif de culture de décrue et d'irrigation 10 ans (t_{10}), 60 ans (t_{60}), 62 ans (t_{62}) et 65 ans (t_{65}) après leur aménagement complètent la séquence (Figure 14).

Il faut noter que ces sites sont soumis au même mode d'usage : monoculture de céréales (maïs, blé) et maraîchage (tomate, oignon, fève, fenugrec). Ils occupent la même situation topographique dans une pente de 1-2% au sein de bas-fond où le drainage est presque nul.

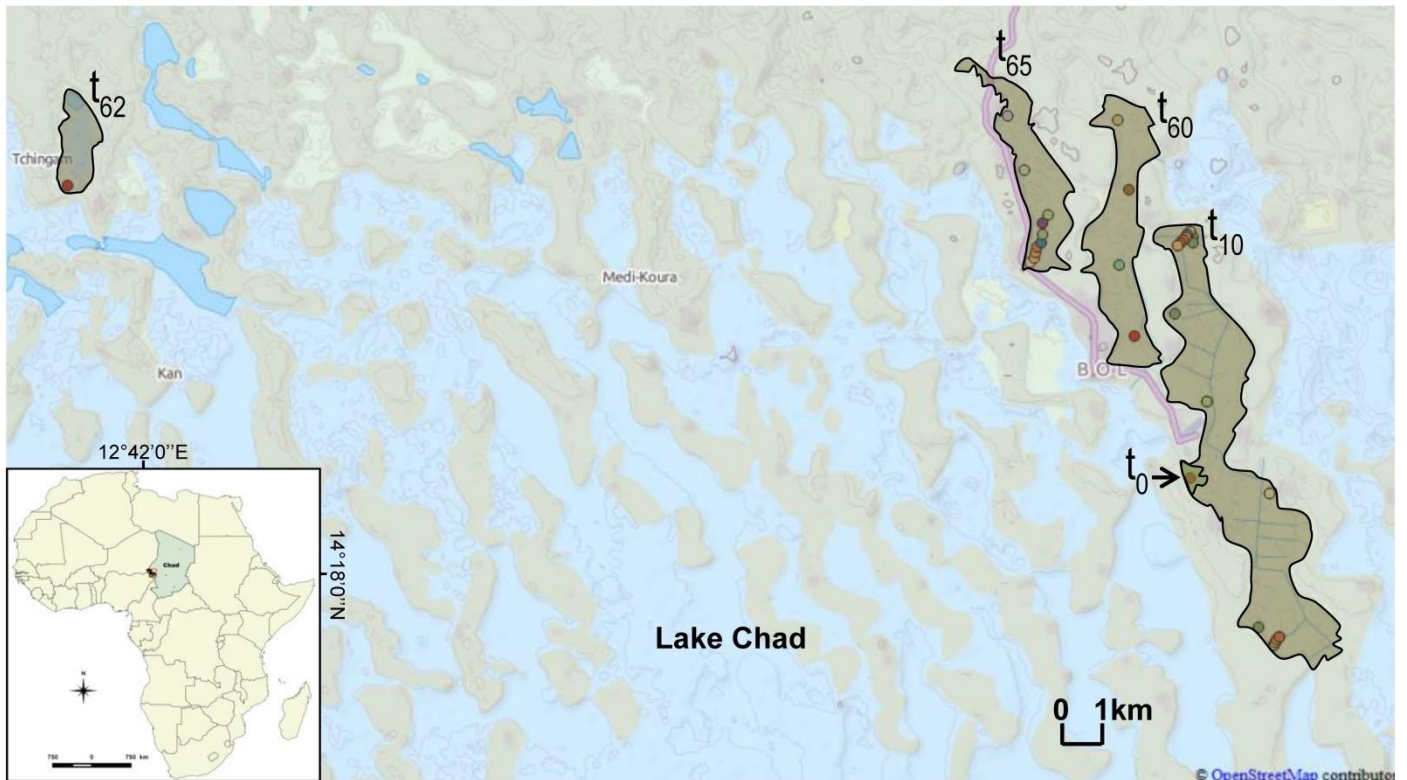


Figure 14 : Localisation des sites de polders étudiés situés dans la région du Lac Tchad (Bol, département de Mamdi).

2. Stratégie d'échantillonnage et méthodes analytiques

2.1. Méthodes de terrain

2.1.1. Échantillonnage

Les sols ont été décrits. Les hauteurs des nappes mesurées. Les prélèvements de sols ont été effectués à l'étiage où le niveau de battement de la nappe oscille entre 0,5 et 1 mètre, excepté, dans la zone alluvionnaire (t_0) où la nappe est à 0,3 m.

Les échantillonnages de sols ont été réalisés au cours des deux campagnes de terrain qui se sont déroulées en janvier - février 2013 et novembre - décembre 2013. Les prélèvements des échantillons ont été effectués selon deux modalités: (i) à la tarière par incréments de 10 cm et (ii) par prélèvement dans le profil de chaque sol d'un échantillon composite pour chaque horizon (0-10, 10-20 ... 90-100 cm). Chaque site prélevé a fait l'objet d'un ou deux transects selon les cas. Chaque transect est composé d'un nombre donné de profils moyens ([Tableau 2](#) ci-dessous). Les échantillons composites sont constitués des cinq prélèvements. Ils sont prélevés aléatoirement dans une grille de 20 m². Les sols ont été décrits, les couleurs renseignées sur échantillons secs en laboratoire.

Tableau 2 : Récapitulatif de prélèvements d'échantillons des sols suivant la chronoséquence.

Sites des polders étudiés (Chronoséquence)	t ₀ sédiments récents	t ₁₀ Mamdi	t ₆₀ Bérim	t ₆₂ Tchingam	t ₆₅ Guini
Transect réalisé	1	2	1	1	1
Nombre des profils moyens prélevés à la tarière	3	16	4	3	10
Nombre d'échantillons composites prélevés	30	160	40	30	100

2.1.2. Mesure de la densité apparente

La densité apparente (DA) du sol est la mesure de terrain de la masse du sol par rapport à son volume apparent (V) et exprimée en g cm^{-3} . Elle a été calculée pour les échantillons de sol non perturbés prélevés à l'aide d'un cylindre métallique de $498,5 \text{ cm}^3$ ($h = 9 \text{ cm}$, $d = 4,2$), à bord tranchant. Le poids humide du volume de sol contenu dans le cylindre a été pris in-situ à l'aide d'une balance digitale. Une aliquote de 50 g a été prélevée et séchée à l'étuve à 105 °C jusqu'à l'obtention d'un poids constant utilisé pour déterminer la masse sèche du volume de sol du cylindre complet.

Nous avons aussi utilisé la méthode dite «à eau», dérivée de la méthode dite au «sable» (Black et al., 2006 ; Grimaldi et al., 2003 ; Mathieu et Pielain, 1998), lorsque les horizons de surface ne permettaient pas de bons prélèvements au cylindre du fait de leur très faible teneur en eau le sol est creusé pour obtenir une cavité de 10 cm d'épaisseur ; ce prélèvement est pesé in-situ ; le volume du sol prélevé est estimé en remplissant d'eau une poche plastique souple, étanche, qui prend la forme du trou. La DA de la couche est ainsi mesurée par le rapport entre le poids de sol sec et le volume d'eau nécessaire pour remplir le trou. Elle est aussi mesurée sur les couches des profils avec 2 répétitions (Figure 15).



Figure 15: Etapes de prélèvement de la densité apparente A : « à eau », B : au cylindre.

2.2. Méthodes d'étude au laboratoire

Tous les échantillons ont été séchés à l'air puis tamisés à 2mm. Pour certaines déterminations un broyage fin ($<200 \mu\text{m}$) a été effectué.

2.2.1. Mesure du pH et de la conductivité électrique des sols

Ces mesures ont été effectuées au laboratoire LAMA-US-IMAGO, IRD Dakar. Les mesures de pH ont été réalisées pour toutes les couches (surfaces et profondes) de sol dans un mélange de solution sol/eau avec un rapport massique solide/liquide (1:2,5) après deux heures de mise en contact sous agitation va-et-vient. On insère ensuite des électrodes de verre dans cette suspension du sol, l'électrode de pH engendre par rapport à l'électrode de référence une différence de potentiel en fonction de l'activité de l'ion hydrogène. Il faut noter que les électrodes de pH mesurent l'activité de l'ion en solution plutôt que la concentration de cet ion. Les mesures faites à la suspension sol/eau donnent une excellente approximation du pH du sol dans les conditions naturelles en plus d'éliminer l'effet de suspension et celui de la position de l'électrode (Mathieu et al., 2003). Les mesures ont été effectuées à l'aide d'un potentiomètre à haute impédance, communément appelé pH-mètre (pHM82 Radiometer Copenhagen).

La mesure de la conductivité électrique qui est un paramètre permettant d'apprécier l'état de la salinité du sol, est effectuée dans la même solution sol/eau (1:2,5) à l'aide d'un conductimètre (ALF9040). La conductivité augmente avec la teneur en sels ; elle est exprimée

en déci Siemens par mètre (dS m^{-1}). Dellavalle (1992) a proposé une interprétation du degré de salinité. Les valeurs inférieures à $0,4 \text{ dS m}^{-1}$ sont considérées non salées, $0,4 - 0,8 \text{ dS m}^{-1}$ sont faiblement salées, $0,81 - 1,2 \text{ dS m}^{-1}$ moyennement salées, $1,2 - 3,2 \text{ dS m}^{-1}$ salées et celles supérieures à $3,2 \text{ dS m}^{-1}$ sont fortement salées.

2.2.2. Détermination des sels solubles

Les extractions ont été effectuées à Eco&Sols-Montpellier et les déterminations sont faites au CIRAD – US49 Analyses de Montpellier. Les sels solubles regroupent un ensemble d'anions (HCO_3^- , CO_3^{2-} , Cl^- , SO_4^{2-}) et de cations (Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ et Na^+) présents dans le sol soit sous forme solide cristallisée, soit sous forme dissoute dans la solution du sol. Contrairement aux cations fixés à la surface des argiles qui font partie du complexe d'échange et avec lesquels ils sont en équilibre.

Les sels solubles ont été dosés dans l'extrait aqueux dans un rapport sol/eau (m/v) de 1/5 sur une prise d'essai de 20 g, après une agitation par retournement d'une heure suivie d'une centrifugation de 20 min à $4000 \text{ tours min}^{-1}$. Puis les extraits (surnageant) sont filtrés sur une membrane de $0,2 \mu\text{m}$. Le dosage des différents anions et cations contenus dans l'extrait a été effectué par spectrométrie d'émission plasma à couplage inductif (ICP), colorimétrie à flux continu ou titrage. Les concentrations sont exprimées en mmol L^{-1} .

2.2.3. Détermination du carbone et azote total (CHN)

La détermination du CHN a été effectuée à l'UMR IRD-Eco&Sols. Les échantillons de sols à doser sont au préalable tamisés et broyés finement ($<200 \mu\text{m}$) puis séchés 24 h à l'étuve à $25 \text{ }^\circ\text{C}$. Une prise d'essai de 15 à 20 mg est effectuée dans une petite capsule d'étain. Les teneurs en carbone et de l'azote total a été déterminées par combustion sèche grâce à l'analyseur élémentaire FISIONS EA 1108 sous oxygène (O_2) avec comme gaz vecteur l'hélium pur à $870 \text{ }^\circ\text{C}$; l'apport d' O_2 provoque une combustion totale (NF ISO 10694 et NF ISO 13878). Les gaz obtenus (N_2 et CO_2) sont alors séparés dans une colonne de chromatographie et quantifiés par un détecteur à conductibilité thermique « le catharomètre » après une calibration avec acétanilide. Les signaux obtenus sont amplifiés puis convertis en valeurs numériques en utilisant une gamme de référence.

2.2.4. Détermination du carbone organique dissous ou soluble (COD)

Cette détermination a été aussi effectuée à l'UMR IRD-Eco&Sols. Afin de déterminer la MO hydrosoluble, les échantillons de différentes couches des sols prélevés sur le terrain ont été séchés à l'air libre, homogénéisés puis tamisés à 2 mm. L'extraction a été réalisée en mettant

en suspension 20 g de sol sec pour 100 ml de l'eau ultra-pure, rapport m/v de 1/5 et agitation par retournement d'une heure suivie d'une centrifugation de 20 min à 4000 tours min^{-1} . Les extraits sont filtrés sur une membrane de 0,2 μm . Le dosage de COD est réalisé avec un analyseur de carbone SHIMADZU TOC-Vcsh ayant un module TNM-1 et d'un passeur automatique 64 voies ASI-V. La mesure est effectuée par oxydation thermique (680 °C/Catalyseur en quartz) avec détection infrarouge.

Avant la mise en marche de l'appareil, un échantillon d'eau ultra-pure est injecté pour le rincer et un échantillon de référence (5 mg C L^{-1}) a été analysé afin de s'assurer que la réponse de l'analyseur est correcte. Lorsque l'échantillon est introduit par le passeur automatique et acidifié par le HCl (2 mol L^{-1}) pour éliminer les carbonates, c'est-à-dire pour transformer le carbone inorganique en CO_2 . Le seuil de détection est de l'ordre de 0,1 mg C L^{-1} .

2.2.5. Détermination de la capacité d'échange cationique et bases échangeables

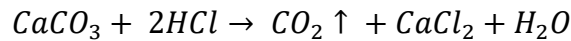
Les déterminations de la Capacité d'Échange en Cations (CEC) et bases échangeables ont été effectuées à l'UMR IRD-Eco&Sols/Montpellier et au laboratoire LAMA-US-IMAGO, IRD Dakar. La CEC correspond à la quantité maximale de cations (NH_4^+ , Na^+ , H^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+}) qu'un poids déterminé de sol peut échanger. Elle joue un rôle fondamental pour l'alimentation en éléments minéraux de la plante. La CEC sera élevée pour des sols argileux et/ou humifères et très basse pour des sols sableux.

La CEC et les bases échangeables (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+) ont été déterminées par spectromètre d'absorption atomique (Varian 220FS) au pH du sol sur une extraction faite par une solution de chlorure de cobaltihexammine $[\text{Co}(\text{NH}_3)_6]\text{Cl}_3$ (Ciesielski et al., 1997 ; Orsini and Remy, 1976). Cette méthode est bien adaptée pour ces types de sols (salés et parfois carbonatés), car elle permet de mieux approcher la qualité chimique de ces sols, contrairement à la méthode au pH7 (Méthode Métson) qui solubilise une partie de carbonates et n'est donc pas adapté pour ce type de sols. Les unités ont été rapportées en centimole de charges positives par kilogramme de sol sec ($\text{Cmol}^+ \text{kg}^{-1}$).

2.2.6. Détermination de carbonates

Cette détermination a été aussi effectuée à l'UMR IRD-Eco&Sols/Montpellier et au laboratoire LAMA-US-IMAGO, IRD Dakar. La détermination de la teneur en carbonates dans les sols est effectuée par une méthode volumétrique. Au laboratoire, elle s'est appliquée aux sols séchés à l'air, broyés à 200 μm et dont le pH est élevé (> 7). Le test est effectué à

l'aide d'un calcimètre Bernard (NF ISO 10693) et consiste en la dissolution du carbonate de calcium (CaCO_3) par HCl suivant la réaction ci-dessous. Ensuite, on mesure le volume de CO_2 dégagé et on calcule le poids de carbonate dissout considérant que 100 g de CaCO_3 dégagent 44 g de CO_2 .



Les valeurs de carbonates ont été considérées comme étant le C inorganique total et déduites des valeurs de Carbone total obtenues par autoanalyseur CHN pour calculer les valeurs de C organique.

2.2.7. Analyse granulométrique des sols

Cette analyse a été effectuée au laboratoire LAMA-US-IMAGO, IRD Dakar. La répartition des constituants du sol dans les cinq classes granulométriques : argiles (0-2 μm), limons fins (2-20 μm), limons grossiers (20-50 μm), sables fins (50-200 μm) et sables grossiers (200-2000 μm), a été déterminée par la méthode de pipette de Robinson (analyse mécanique). La méthode comprend les étapes suivantes :

1. 10 g d'échantillon sec à la température ambiante tamisé à 2 mm sont mis en présence de 50 ml de peroxyde d'hydrogène (H_2O_2). Cette étape consiste en une attaque à froid pour éliminer le carbonate de calcium ; le mélange sol- H_2O_2 est chauffé à ébullition pour éliminer l'excès H_2O_2 ;
2. On y ajoute 25 ml de pyrophosphate de sodium à 65 g L^{-1} suivie d'agitation par retournement (à l'aide d'un agitateur mécanique) pendant quatre heures pour une bonne dispersion des particules ; passage aux ultra-sons pendant 30 minutes à 100 W pour assurer un résultat de dispersion.
3. La suspension est alors transvasée dans une allonge d'un litre où auront lieu les prélèvements des proportions Argiles (A) + Limons Fins (LF) et Argiles (A) à une profondeur de 10 cm, aux temps correspondant suivant la loi de Stokes (prélèvement à 10 cm après 6 h de sédimentation à 27°C), les parties aliquotes ainsi prélevées sont évaporées dans une capsule de porcelaine pour avoir A + L et A. Les sables totaux sont obtenus après siphonnage de la totalité de la suspension contenant l'argile et le limon. Ils sont transvasés dans une capsule. Séchés (105°C) et pesés. Les sables fins sont séparés des sables grossiers par tamisage.

Les différentes fractions sont calculées en déduisant la teneur en matière organique et l'eau hygroscopique. Les résultats sont exprimés en $\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$ de matière minérale totale ou en $\text{g}\ 100\text{g}^{-1}$.

2.2.8. Mesure des stocks de COS des couches 0-30 cm et 0-100 cm

Les stocks de COS exprimés en Méga gramme par hectare (MgC ha^{-1}) ont été calculés suivant la méthode conventionnelle par couches volumiques (0-10, 10-20, 20-30..., 90 -100 cm) et par masse de sol équivalente. Les détails de mesure sont explicités dans le chapitre IV.

2.2.9. Analyses par pyrolyse Rock-Eval (P-RE)

Cette détermination a été effectuée à l'Institut des Sciences de la Terre d'Orléans (ISTO). La technique de la pyrolyse Rock-Eval (RE) a été initialement développée par les pétroliers, en particulier l'IFP (Institut Français du Pétrole) dès 1973, pour les analyses géochimiques des roches sédimentaires (Espitalié et al., 1977 ; Lafargue et al., 1998). Elle permet, rapidement, une analyse quantitative et qualitative des composés hydrocarbonés, de la MO, libérés lors de la pyrolyse. Elle fournit des informations sur le potentiel pétrolier de la roche mère, la qualité des hydrocarbures libres, le type de la MO et son état d'évolution. Il s'agit d'une technique qui permet une analyse quantitative et qualitative des composés hydrocarbonés libérés par la pyrolyse de la matière organique contenue dans 100 mg de sédiment sous atmosphère inerte (Hélium) et en programmant la température de chauffe de 180 °C à 600 °C à raison de 25 °C/min (Espitalié et al., 1985).

En effet, le domaine d'application de la Pyrolyse Rock-Eval a été élargi au cours des deux dernières décennies compte tenu de la fiabilité des informations apportées et sa facilité d'utilisation. La pyrolyse aborde, entre autres, l'étude de la MO des sols et des humus (Di-Giovanni et al., 1998 ; Disnar et al., 2003 ; Sebag et al., 2006, Fujisaki et al., 2015), des sédiments lacustres et marins (Botz et al., 2007), des tourbières (Noël et al., 2001 ; Gogo et al., 2010 ; Delarue et al., 2013). Elle est effectuée sur un appareil Rock-Eval VI.

On peut ainsi déterminer :

- la quantité des composés hydrocarbonés libres (S1) présents dans le sédiment (ces hydrocarbures sont libérés à une température de 180 °C pendant 3 minutes) ;
- la quantité des composés hydrocarbonés potentiels (S2) obtenus par craquage thermique de la matière organique insoluble (kérogène) et des composés polaires solubles dans les solvants organiques ; ces composés sont volatilisés dans l'intervalle de température comprise entre 180 °C et 600 °C ;

- l'index d'hydrogène (IH) qui représente la quantité de composés hydrocarbonés potentiels S2 rapportés à celle du COT ;
- la température atteinte au sommet du pic de pyrolyse S2 (Tmax) qui renseigne sur la maturité thermique de la matière organique. Les paramètres étudiés et leurs calculs sont développés dans le chapitre V.

2.2.10. Approches statistiques

Les analyses statistiques ont été effectuées à l'aide du logiciel RStudio ® 3.2.0. Une analyse de la variance Anova one-way a été effectuée afin de comparer les moyennes de stocks de carbone de différents sites de polders les unes des autres. Elle a aussi été réalisée afin de tester l'effet significatif de facteur « Chronoséquence par âge de mise en culture de polders » sur les stocks de carbone. Les comparaisons multiples des moyennes significativement différentes ($P < 0,05$) effectuées par des tests post-hoc HSD de Tukey afin de classer les groupes de moyennes.

Des analyses de régressions linéaires simples ont été effectuées entre les stocks de carbone et les propriétés physico-chimiques des sols afin de tester les corrélations entre les variables des propriétés des sols et les stocks de carbone, ainsi que de test de corrélation Spearman sous Sigmaplot ® 11.0.

**CHAPITRE III : LES SOLS DES POLDERS AU SEIN DU PAYSAGE
INTERDUNAIRE.**

1. Introduction

Le Tchad est un vaste pays (1 284 000 km²) sahélien de l'Afrique centrale à fort potentiel agricole et présentant une gamme variée de sols et de végétations. L'activité agricole emploie plus de $\frac{3}{4}$ de la population. Les terres arables sont estimées à 39 millions d'hectares correspondant à 30 % du territoire (MAI et FAO, 2015). De par sa position intermédiaire, à la lisière de l'Afrique au nord et au sud du Sahara, le Tchad présente aussi, du nord au sud, une diversité d'étages agro-écologiques allant du domaine tropical humide au domaine tropical à longue saison sèche. Les sols sont très variés. On distingue sept classes de sols dominants, suivant la carte des sols du Tchad au 1:1 000 000 dressée par Pias (1970a), à l'échelle nationale : sols minéraux bruts, sols peu évolués, sols ferrugineux tropicaux (profonds et à cuirasse), sols rouges ferrallitiques, vertisols, sols halomorphes et sols hydromorphes. Les différentes sous-unités des sols sont ici résumées regroupées selon la classification française (CPCS, 1967). Les polders de Bol sont essentiellement constitués de sols hydromorphes et halomorphes. Ils sont formés des sédiments lacustres récents et appartiennent à la « série Labdé » dont les conditions de dépôt n'ont pas changé au cours du temps (Servant, 1970). Ces sols ont une teneur élevée de matière organique, en moyenne 24 % dans certains niveaux bien localisés de tourbe, à 7 % dans les argiles structurées (Cheverry, 1974). Ils ont un potentiel agronomique très élevé.

Jusqu'en 1980, les études pédologiques ont été réalisées par l'ORSTOM, actuel IRD. Plusieurs auteurs ont étudié et cartographié les sols du Tchad (Pias et al. 1956 ; Pias, 1962, 1968a, 1968b, 1970b ; Pias et Sabatier 1964 ; Cheverry, 1966, 1974 ; Cheverry et al. 1969, 1972 ; Dupuis et Cheverry 1973 ; Droubi et al. 1976a ; Rieu et Cheverry 1976 ; Gac, 1980).

Devant l'absence et le manque de données actualisées en pédologie sur notre zone d'étude, l'objectif de ce chapitre est de faire des analyses morphologiques et physico-chimiques des sols de polders afin de mieux les connaître. Les résultats permettront d'apporter une contribution à l'insuffisance de ces données d'une part, mais également de réaliser un premier diagnostic pouvant classer différents types de sols et de tenter leur correspondance avec la classification de la WRB. Ainsi qu'une connaissance sur l'évolution des sols post-poldérisation.

2. Présentation de l'échantillonnage

Cette partie a été décrite et détaillée dans le Chap. II section 2.1.1. Rappelons brièvement qu'il s'agit de prélèvements effectués sur le terrain en vue de leur caractérisation : trente-six (36) profils moyens (composites) de sols ont été décrits et analysés afin de caractériser les sols de polders dans le paysage interdunaire (bas-fonds) de la rive nord-est du lac Tchad. L'échantillonnage a été effectué dans cinq sites différents (t_0 , t_{10} , t_{60} , t_{62} et t_{65}), selon l'âge de poldérisation. Dans chaque site des échantillons ont été prélevés par incréments de 10 cm jusqu'à 1 m. Au total, 360 échantillons moyens ont été prélevés. Le nombre de profils de sols échantillonnés varie de 3 à 16 profils/site.

3. Site témoin non poldérisé (t_0)

Localisation : Le site témoin est situé dans la partie ouest de polder de Mamdi (13°,433 N et 14°,736 E). Il se trouve à la proximité immédiate d'un barrage qui le sépare d'un bras du lac et donc sous l'influence de l'apport lacustre. Cette zone apparaît partiellement exondée en saison sèche, elle n'a pas fait l'objet d'un usage particulier. Ce site est considéré comme site de référence (nommé t_0) ou témoin représentant l'état naturel des polders avant leur aménagement hydro-agricole.

Prélèvements : Sur un axe d'orientation Nord-Ouest-Sud-Est, trois profils moyens de sols ont été prélevés. Dans chaque horizon 5 prélèvements ont été effectués pour constituer un échantillon composite représentatif. Les planches ci-dessous illustrent le paysage et la situation des prélèvements dans ce site témoin (t_0).

Planche 1: Paysage du site témoin (t_0)



- (a) Une vue du site témoin.
- (b) Un trou de prélèvement de densité apparente où la nappe affleure à faible profondeur 0,3 m.
- (c) Couche superficielle avec une teinte foncée couverte de matière organique non décomposée.

3.1. Caractérisations morphologiques et physiques

La nappe phréatique est à faible profondeur (30 cm). L'ensemble du profil est saturé en eau. Le profil P1_{t₀} du site témoin (tableau 1a en annexe) se caractérise par une consistance meuble, peu plastique et peu collante dans les premiers 20 cm, et peu compacte, puis la consistance devient plastique et collante jusqu'à 100 cm. La couleur varie de gris très sombre (2.5 Y 3/1) à gris sombre (2.5 Y 4/1). Les racines dimension moyenne (diamètre compris entre 2 et 5 mm) sont abondantes en surface (0-20 cm) et les fines de diamètres compris entre 1 et 2 mm deviennent peu à très peu abondantes dans l'horizon 20-40 cm, puis disparaissent dans les horizons 60 à 100 cm.

On observe sur pratiquement l'ensemble du profil des amas noirs de tailles \approx 1-2 mm de diamètre (ϕ) plus ou moins indurés qui peuvent correspondre soit à des amas ferromanganique (Fe-Mn), soit des sulfures de fer, soit à des MO fines millimétriques en décomposition avancée. Dans les horizons 80-100 cm on note aussi les marques d'oxydation de fer (taches rouille sur les agrégats après séchage).

La texture apparaît homogène dans le profil, argileuse ; comme l'atteste l'analyse granulométrique avec une dominance d'argile, 61 g 100 g⁻¹ en surface et 83,3 g 100 g⁻¹ dans les horizons sous-jacents (Tableau 3).

Tableau 3 : Caractéristiques physiques du profil P1 (t₀)

Horizon (cm)	0-10	40-50
Fractions granulométriques (g 100 g⁻¹ sol total)		
Argile	61	83,3
Limon-fin	9,8	7,5
Limon-grossier	3,6	0,9
Sable-fin	9,2	4,3
Sable-grossier	6,4	1,1
Densité réelle (g cm⁻³)	2,66	

La structure observée, après séchage d'échantillons à l'air libre, est polyédrique anguleuse ou subanguleuse très grossière avec des agrégats de taille supérieure à 50 mm.

La densité apparente (DA) est variable dans le profil et se situe dans la gamme de 0,61 à 0,85 g cm⁻³ avec une moyenne de 0,7 g cm⁻³ \pm 0,03 (n = 10, tableaux 1a, 2a et 3a en annexes). La densité réelle est de 2,66 g cm⁻³ dans l'horizon 0 – 10 cm, d'où une valeur de porosité totale de 69 %.

Les profils P2 et P3 présentent les mêmes caractéristiques que le P1, sauf la texture qui montre un horizon limono-argileux en surface (0-10 cm) (tableaux 2a et 3a en annexes).

3.2. Caractérisations chimiques

Le $\text{pH}_{\text{H}_2\text{O}}$ est neutre à alcalin dans les horizons 0-40 cm, et avec des valeurs comprises entre 7,2 et 8,1. Dans les horizons sous-jacents, le $\text{pH}_{\text{H}_2\text{O}}$ est neutre (6,7 à 6,9). La moyenne est $7,2 \pm 0,1$ ($n=10$) aussi bien en surface qu'en profondeur.

Le taux de carbonate de calcium (CaCO_3), dans le profil P1 est très faible et varie de 0,3 à 1,2 g 100 g⁻¹ terre fine, localisé en surface, 0-30 cm (Tableau 4). Tandis que dans les profils P2 et P3 on l'observe sur presque tous les profils avec un taux qui varie de 0,3 à 13,8 g 100 g⁻¹ terre fine (Tableaux 5 et 6).

3.2.1. Sels solubles

La conductivité électrique d'un extrait du sol ou de l'eau détermine la salinité du sol. Elle permet d'estimer aussi la charge globale en sels de la solution (degré de minéralisation), sa force ionique et, éventuellement, sa composition chimique afin d'en suivre les variations spatiales et/ou temporelles.

Dans la séquence des profils de t_0 , la conductivité électrique ($\text{CE}_{1:2,5}$) de l'extrait eau au 1:2,5 est faible dans tout le profil et varie de 0,8 à 0,2 dS m⁻¹ : on considère que le sol est très faiblement salé en surface et en profondeur.

Les sels solubles constituent l'ensemble d'anions (Cl^+ , SO_4^{2-} , CO_3^{2-} , HCO_3^-) et des cations (Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ , Na^+) présents dans le sol, soit à l'état solide cristallisé, soit à l'état dissout dans la solution du sol ; contrairement aux cations (Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ , Na^+) adsorbés à la surface des argiles qui font partie du complexe d'échange du sol et avec lesquels ils sont en équilibre.

Les sels solubles de Na_s^+ et/ou de Mg_s^{2+} et le Na^+ échangeable (Na_e^+) et/ou le (Mg_e^{2+}) orientent l'évolution morphologique des sols.

Dans les sols « riches » en sels solubles les cations et les anions s'équilibrent sans que les minéraux argileux soient concernés de façon sensible. Par contre, les sols dépourvus de sels solubles, la présence de Na_e^+ et / ou de Mg_e^{2+} en quantité importante modifie profondément le comportement des minéraux argileux. L'état de Na permet de distinguer deux sous-classes de structure :

- si le Na^+ est sous forme soluble, les propriétés physiques des matériaux argileux ne sont pas modifiées et la structure du sol n'est pas dégradée ;
- si le Na^+ est en grande partie sous forme échangeable ; les propriétés des minéraux argileux sont modifiées et la structure est alors dégradée.

Dans la séquence des profils de t_0 , la concentration en sels solubles est moindre dans l'horizon de surface (0-10 cm) qu'en profondeur, et la somme des cations est respectivement de 3,5 et 26,6 mmol L⁻¹. Par contre, la concentration en anions est supérieure en surface par rapport à la profondeur (5,1 mmol L⁻¹ contre 1,3 mmol L⁻¹ respectivement). On note une quantité marquée de Na⁺_s (21,8 mmol L⁻¹) et de HCO₃⁻ (4,3 mmol L⁻¹) dans les profils de t_0 .

3.2.2. Complexe d'échange

La CEC est élevée, de l'ordre de 70,3 cmol⁺ kg⁻¹ dans la couche 0-10 cm et 41,8 à 40-50 cm. Les teneurs en bases échangeables, Ca²⁺, Mg²⁺, K⁺ et Na⁺, sont, respectivement, de 41,4, 12,4, 8,1 et 12,5 cmol+ kg⁻¹ en surface et 40,9, 19,7, 1,1 et 5,4 cmol+ kg⁻¹ en profondeur. Le complexe absorbant est saturé par le calcium : la teneur en Ca²⁺ est nettement supérieure à celles du Mg²⁺, K⁺ et Na⁺.

3.2.3. Matière organique

Les teneurs en carbone organique sont en proportion variables dans les profils. On note une accumulation de COS dans les horizons 60-100 cm pour le P1 et dans 80-100 cm pour le P3. La teneur en COS dans le P2 diminue avec la profondeur. Cette hétérogénéité, et celle des teneurs en argiles granulométriques, traduisent deux phases de sédimentation. Les teneurs moyennes en COS dans les profils P1, P2 et P3 sont respectivement, 31,2 ±3,0, 26,7 ±0,8 et 26,3 ±1,2 gC kg⁻¹ (n=10). Les rapports C/N sont compris entre 10 à 12 pour P1. Pour le P2 et P3, les C/N sont très variables au sein du profil et varient de 15 à 7 ; ce qui révèle la variabilité de la MO dans les profils, les C/N de 15 correspondent aux horizons les plus organiques ([Tableaux 5 et 6](#)).

Tableau 4 : Caractéristiques chimiques du profil P1 (t₀).

Horizon (cm)	0-10	10-20	20-30	30-40	40-50	50-60	60-70	70-80	80-90	90-100
pH _{cau} (Sol sec)	8,1	7,7	7,3	7,4	7,2	6,8	6,7	6,9	6,9	6,8
Sels solubles										
CE (dS m ⁻¹)	0,8	0,6	0,3	0,2	0,2	0,3	0,4	0,4	0,4	0,5
Ca ²⁺ (mmol L ⁻¹)	1,6				0,9					
Mg ²⁺ (mmol L ⁻¹)	1,9				3,9					
K ⁺ (mmol L ⁻¹)	0,01				0,01					
Na ⁺ (mmol L ⁻¹)	0,01				21,84					
Σcations	3,5				26,6					
Cl ⁻ (mmol L ⁻¹)	0,4				0,4					
SO ₄ ²⁻ (mmol L ⁻¹)	0,4				0,1					
CO ₃ ²⁻ (mmol L ⁻¹)	0,01				0,01					
HCO ₃ ⁻ (mmol L ⁻¹)	4,3				0,8					
Σanions	5,1				1,3					
Complexe d'échange (cmol⁺ kg⁻¹)										
CEC	70,3				41,8					
Ca ²⁺	41,4				40,9					
Mg ²⁺	12,4				19,7					
K ⁺	8,1				1,1					
Na ⁺	12,5				5,4					
Σcations	74,5				67,1					
Carbonate total										
CaCO ₃ (g 100g ⁻¹ terre fine)	1,2	0,4	0,3							
Matière organique										
C (g kg ⁻¹)	39,5	24,6	16,3	19,8	25,6	28,4	36,8	35,3	42,0	43,2
N (g kg ⁻¹)	3,3	2,0	1,5	1,7	2,1	2,4	3,1	3,5	4,4	4,4
C/N	12	12	11	12	12	12	12	10	10	10

L'absence de nombre correspond à une donnée non mesurée.

Tableau 5 : Caractéristiques chimiques du profil P2 (t₀)

Horizon (cm)	0-10	10-20	20-30	30-40	40-50	50-60	60-70	70-80	80-90	90-100
CaCO ₃ (g 100g ⁻¹ terre fine)	1,4	0,5	0,5	0,1	0,0	0,0	1,1	6,3	9,8	13,8
Matière organique										
C (g kg ⁻¹)	28,3	22,3	21,7	28,6	27,3	28,5	28,5	27,7	27,2	26,6
N (g kg ⁻¹)	2,9	2,9	1,4	1,4	2,2	2,0	3,0	3,3	4,0	4,0
C/N	10	8	16	20	13	14	10	8	7	7

Tableau 6 : Caractéristiques chimiques du profil P3 (t₀).

Horizon (cm)	0-10	10-20	20-30	30-40	40-50	50-60	60-70	70-80	80-90	90-100
CaCO ₃ (g 100g ⁻¹ terre fine)	1,5	0,7	0,3	0,0	0,9	6,4	1,0	0,0	0,0	0,8
Matière organique										
C (g kg ⁻¹)	30,1	28,9	24,8	19,7	28,5	27,7	28,5	19,8	26,7	28,5
N (g kg ⁻¹)	3,3	3,0	1,7	1,8	2,0	2,0	2,9	3,7	3,1	3,9
C/N	9	10	15	11	14	14	10	5	9	7

3.3. Conclusion

Dans le site de référence t₀ le niveau de la salinité du sol est faible, la CE varie de 0,8 à 0,2 dS m⁻¹. La MO est plus ou moins décomposée avec un C/N compris entre 7 et 15 (Tableaux 4, 5 et 6). L'hydromorphie se traduit par des caractères morphologiques, la couleur est caractéristique d'un gley proche de la surface. Ces profils sont classés comme sols hydromorphes, humifères à pseudogley, selon la classification CPCS (1967), correspondant aux Gleysols eutriques (S/CEC est > 50 %) suivant la classification (WRB, 2006).

4. Polder de Mamdi (t₁₀)

4.1. Présentation du Polder de Mamdi

Localisation : Le polder de Mamdi est situé dans le littoral nord-est du lac Tchad entre les latitudes 13°,43 N, et les longitudes 14°,76 E (Figure 16), à la proximité de la ville de Bol. Il est l'un des plus vastes et modernes polders de la région de Bol, avec une superficie de 1600 ha. Les travaux de mise en barrage (isolement du lac) ont commencé en septembre 1998 et se sont achevés en 2003. Les travaux d'aménagements se sont poursuivis jusqu'en 2008. Le fond du polder a été exondé il y a 10 ans, excepté les périodes saisonnières de remise en eau pendant la saison pluvieuse. Ce vaste polder de Bol comprend cinq digues, cinq stations de pompage (A, B, D, F et H) et cinq ouvrages d'irrigation.

L'intérieur du polder présente une topographie presque plane et une pente douce de 2 à 5 % avec les dunes en bordure. Contrairement aux anciens polders de Bol qui ont été étudiés par les chercheurs de l'ORSTOM, ce nouveau polder de Mamdi n'a jamais été étudié.

Prélèvements : Deux toposéquences ont été réalisées suivant une orientation est-ouest, l'une au nord avec six profils moyens de sol, l'autre dans la partie sud avec quatre profils moyens de sol ; chaque profil assorti de cinq prélèvements (n=5). Il y a aussi six profils moyens (n=7) prélevés dans des emplacements divers au sein du polder (Figure 16). Au total (16) seize profils moyens de sols sont décrits et analysés.

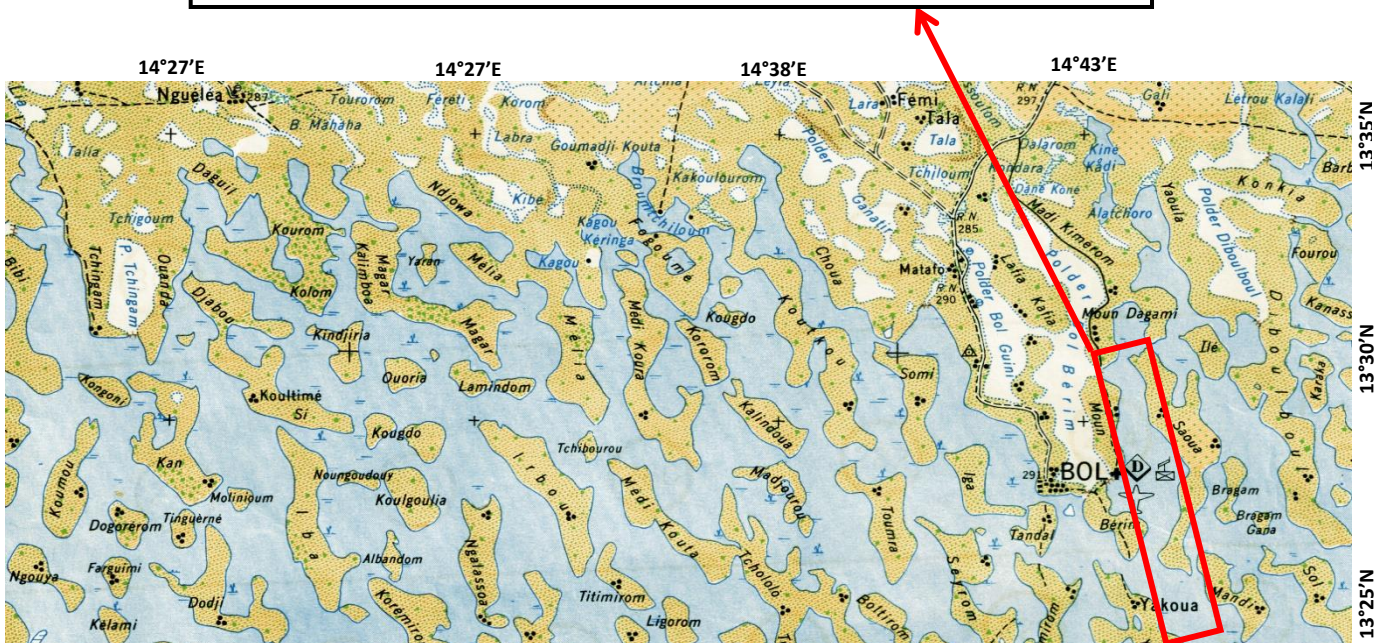
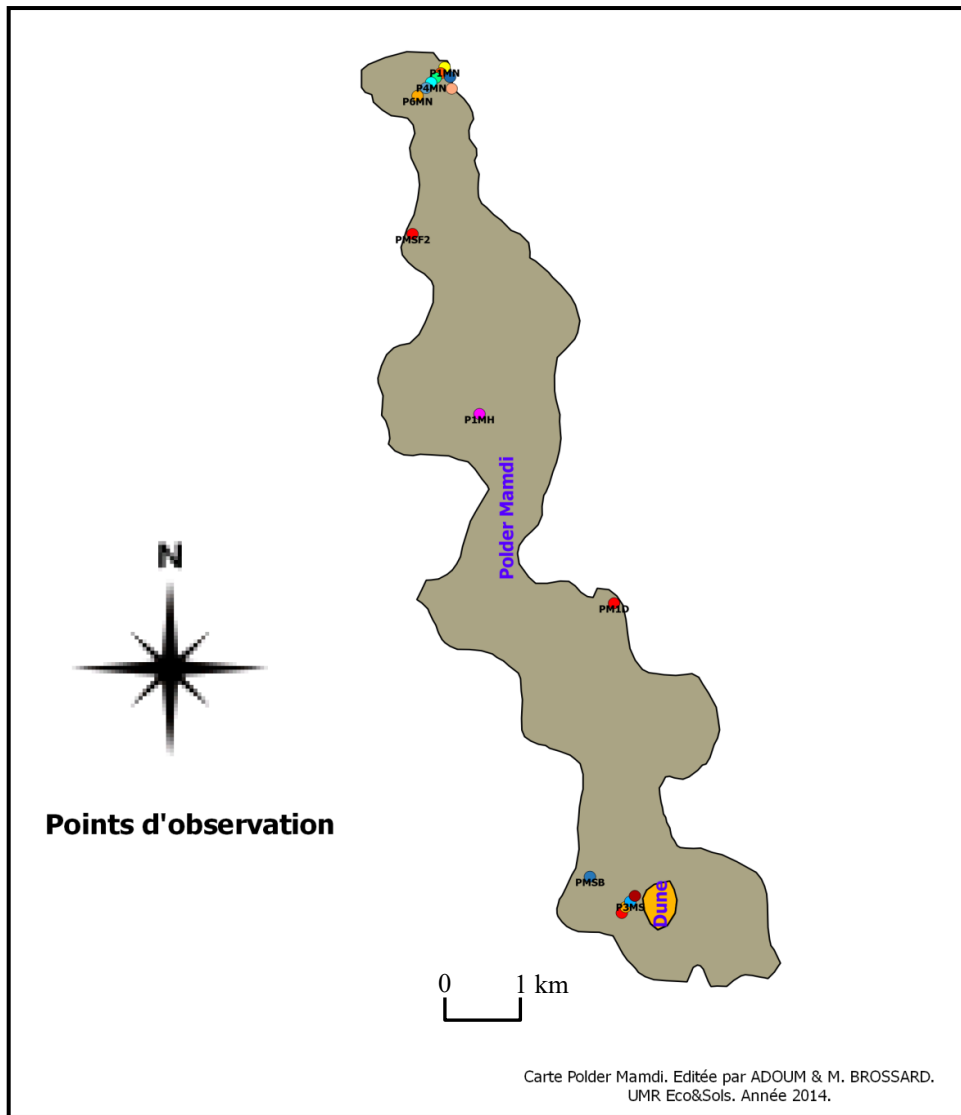
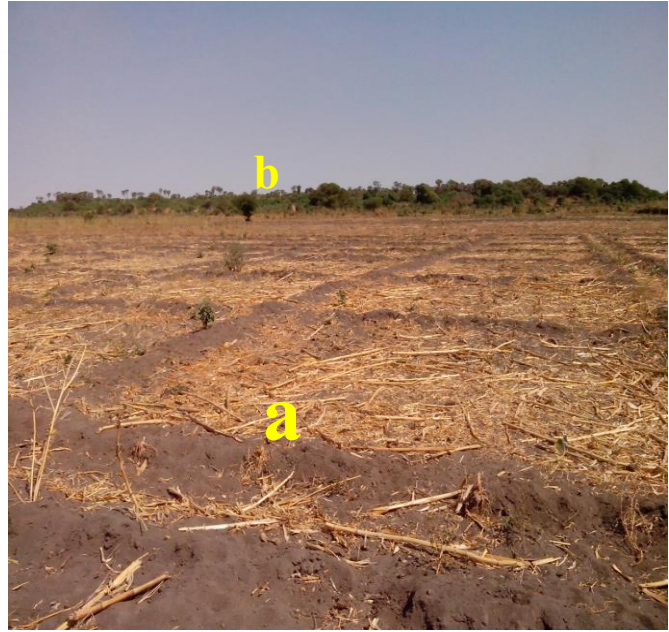


Figure 16: Carte de situation géographique de Polder de Mamdi et points d'observation

Planche 2 : Paysage du site Mamdi (t₁₀)



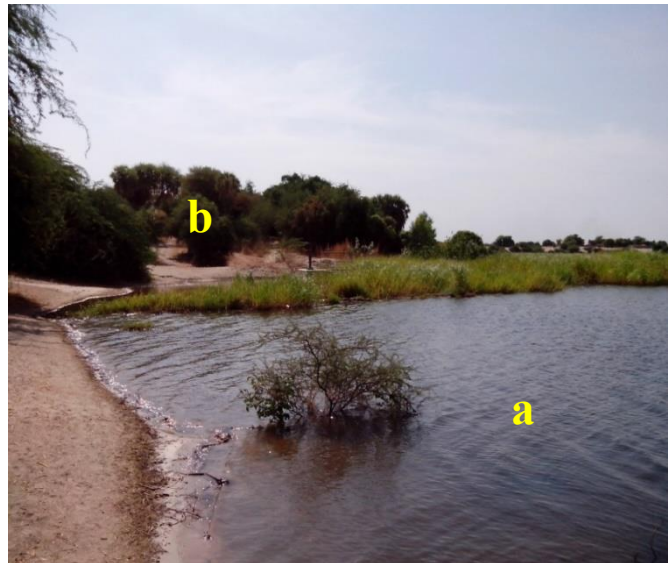
Une vue dans le polder de Mamdi, des parcelles bien défrichées, préparées pour la campagne de semis.



Au premier plan (a), des petites parcelles de maïs post récolte. Au second plan (b), des végétations colonisant un îlot de dune au milieu du polder dans la partie sud.



Au premier plan (a), une station de pompage pour l'irrigation du polder. En arrière-plan (b), des acacias colonisant la digue isolant le polder du lac.



Au premier plan (a), les eaux du lac. Au second plan (b), une dune séparant le lac du polder, colonisée par la végétation.

Planche 3 : Paysage du site Mamdi (t₁₀) bis.



Au premier plan (a), la route longeant le polder, et à gauche (b), un ouvrage d'irrigation formé d'un canal en béton en forme de U.



Parcelles après sarclage mécanique (a).



Défrichage d'une partie de polder par le feu (a)

4.2. Caractérisations morphologiques et physiques

Les sols du polder de Mamdi (Tableaux 4a, à 19a en annexe) présentent par une consistance à l'état humide variable dans les premiers 30 cm, de peu plastique et peu collante à friable, puis, de plastique et peu collante à collante dans les horizons sous-jacents jusqu'à 1 m.

La couleur (à sec) varie de gris très sombre (2.5 Y 3/1) à gris sombre (2.5 Y 4/1 en surface et gris sombre (2.5 Y 4/1), gris (2.5 Y 5/1) à brun grisâtre (2.5 Y 4/2) en profondeur.

La zone de battement de la nappe phréatique varie entre 40 et 100 cm de profondeur dans l'ensemble des profils observés. A partir de 50 cm de profondeur, les horizons sont saturés en eau. On constate que l'ensemble des profils sont touchés par l'hydromorphie avec des taches rouille, jaunâtres et ocre montrant la précipitation de fer ferrique, caractéristique des phénomènes d'oxydo-réduction. L'apparition des taches blanches sur les agrégats, après séchage d'échantillons à l'air libre témoigne la remontée capillaire de la nappe. On note aussi dans certains profils (e.g.) PMSF1, PMSF2, P1MS, P2MS et P4MS des petits amas noirs arrondis de diamètre $\phi \approx 1 - 2$ mm incrustées sur les agrégats.

Les racines à dimensions moyennes sont bien présentes dans la couche 0-20 cm et les racines fines de moins en moins nombreuses dans l'horizon 20-40 cm, disparaissent dans les horizons 60 à 100 cm.

En surface (0-30 cm), le matériau présente une texture argilo-limoneuse avec $51,4 \pm 6,1$ g 100 g⁻¹ sol (n = 4) d'argiles et $23 \pm 8,8$ g 100 g⁻¹ (n = 4) de limons. La structure observée, après séchage d'échantillons à l'air libre, est de type particulaire fine. La taille des agrégats est comprise entre 5 et 10 mm dans la couche 0-30 cm. Dans les horizons (30-100 cm), le matériau est argileux $66,3 \pm 3,2$ g 100 g⁻¹ sol (n = 6) (Tableaux 7, 9 et 11). Après séchage, la structure dans les horizons jusqu'à 100 cm est polyédrique anguleuse ou subanguleuse très grossière dont la taille des agrégats est supérieure à 50 mm.

La densité apparente moyenne varie très peu sur l'ensemble des profils, et se situe dans la gamme de $0,8 \pm 0,03$ à $0,9 \pm 0,1$ g cm⁻³ (n= 16). La densité réelle mesurée en un point est de $2,52$ g cm⁻³ dans l'horizon 0-10 cm, la porosité totale calculée est de 67 %.

Le profil P3MN (Tableau 6a en annexe) présente les mêmes caractéristiques que les autres, excepté la couleur noire, 10YR 2/1 dans la couche de sol 0-20 cm.

4.3. Caractérisations chimiques

La teneur en CaCO_3 est très faible dans la séquence des profils P1MN à P6MN et est comprise entre $0,9 \pm 0,9$ et $5,4 \pm 2,7$ g 100 g^{-1} terre fine ($n = 6$, [tableau 8](#)).

Les valeurs de $\text{pH}_{\text{H}_2\text{O}}$ sont en moyenne comprises entre $7,2 \pm 0,2$ et $7,8 \pm 0,1$ ($n = 6$). Les sols sont faiblement alcalins ou neutres.

De même, la séquence des profils situés au Sud du polder P1MS à P4MS ([Tableau 10](#)) présente un taux faible de CaCO_3 compris entre $0,3 \pm 0,1$ et $5,0 \pm 3,4$ g 100 g^{-1} terre fine ($n = 4$) dans les premiers 40 cm ; il n'a pas été décelé de carbonates dans les horizons plus profonds. Les profils P1MD, P1MH, PMSB, PMSF, P1MSF et P2MSF répartis sur la partie centrale du polder présentent une proportion de CaCO_3 faible, comprise entre $0,1 \pm 0,1$ et $5,4 \pm 2,5$ g 100 g^{-1} terres fines ($n = 4$, [tableau 12](#)) sur l'ensemble des profils jusqu'à 100 cm.

Les valeurs de $\text{pH}_{\text{H}_2\text{O}}$ de deux dernières séquences ([Tableaux 10](#) et [12](#)) de la partie la plus cultivée sud et centrale du polder, sont très peu élevées et comprises entre $4,3 \pm 0,1$ et $6,9 \pm 0,4$ aussi bien en surface qu'en profondeur. Au-delà de 20 cm de profondeur, le pH est acide, voire très acide.

4.3.1. Sels solubles

Dans toutes les séquences des profils de polder de Mamdi la conductivité électrique ($\text{CE}_{1:2,5}$) est faible et varie de $0,3 \pm 0,03$ à $1,4 \pm 0,7$ dS m^{-1} aussi bien en surface qu'en profondeur. Les sols sont donc très faiblement salés, tant dans les horizons de surface qu'en de profondeur.

Dans la séquence des profils du nord P1MN à P6MN ([Tableau 8](#)), on note une proportion élevée des sommes cations solubles dans les premiers 10 cm, puis une diminution en profondeur, à 100 cm. La somme des cations est de $14,6 \pm 1,4$ à $3,4 \pm 0,3$ mmol L^{-1} . Par contre, la somme des anions varie peu avec la profondeur, elle est comprise entre $4,8 \pm 0,6$ et $4,3 \pm 0,4$ mmol L^{-1} .

Pour la séquence des profils du sud P1MS à P4MS, la somme des cations présentent la même tendance que la séquence précédente. Elle est de l'ordre de $13,1 \pm 1,8$ dans l'horizon de surface (0-10 cm) et chute à $3,9 \pm 0,1$ mmol L^{-1} en profondeur (100 cm). Par contre, la somme des anions est variable sur l'ensemble du profil de $1,7 \pm 0,2$ à $4,5 \pm 0,7$ mmol L^{-1} .

Pour la séquence des profils P1MD, P1MH, PMSB, PMSF, P1MSF et P2MSF ([Tableau 12](#)), la somme des cations et anions solubles est variable dans le profil. Elle varie, respectivement, de $3,0 \pm 0,5$ à $25,0 \pm 3,0$ mmol L^{-1} et de $4,2 \pm 0,4$ à $7,4 \pm 0,7$ mmol L^{-1} .

On note généralement que les proportions de somme de cations solubles sont élevées que celles des anions. La teneur en quantité marquée de Na^+ est élevée ($14,7 \pm 1,3 \text{ mmol L}^{-1}$) alors que HCO_3^- est à l'état de trace ($0,1 \pm 0,1 \text{ mmol L}^{-1}$).

4.3.2. Complexe d'échange

La valeur de CEC de ces sols, dans les premiers 50 cm, est élevée et varie de $56,7 \pm 6,4$ à $35,4 \pm 7,1 \text{ cmol}^+ \text{ kg}^{-1}$. Les teneurs en cations échangeables sont dominées par le Ca^{2+} ($57,2 \pm 9,4$ à $31,6 \pm 3,6 \text{ cmol}^+ \text{ kg}^{-1}$) dans les profils de la séquence, et les proportions (Mg^{2+} , K^+ et Na^+) sont comprises, respectivement, entre $14,2 \pm 0,7$ et $13,1 \pm 1,9$; $6,2 \pm 1,4$ et 1 et entre $14,4 \pm 5,2$ et $2,5 \pm 0,7 \text{ cmol}^+ \text{ kg}^{-1}$. Le complexe absorbant est saturé par le calcium.

4.3.3. Matière organique

Les teneurs en COS sont variées et présentent un gradient décroissant de la surface vers la profondeur. Elles varient de $45,4 \pm 2,9$ à $20,0 \pm 1,8 \text{ gC kg}^{-1}$ selon la profondeur et le profil considérés. On constate une teneur élevée en COS de l'ordre de $31,2 \pm 2,1$ à $38,0 \pm 5,5 \text{ gC kg}^{-1}$, de l'horizon 60 à 100 cm dans la séquence des profils du nord (P1MN à P6MN, [tableau 8](#)). Cette variabilité pourrait s'expliquer par le caractère argilo-tourbeux de ces derniers visibles sous forme de deux phases de dépôt, l'un ancien et le plus récent marquant la couche de surface.

Les rapports C/N sont compris entre $10 \pm 1,1$ et $13 \pm 1,2$.

Tableau 7 : Caractéristiques physiques de la séquence des profils P1MN à P6MN de la partie nord de Mamdi (t_{10}).

Horizon (cm)	0-10	40-50
Fractions granulométriques (g 100 g⁻¹ sol total), (n = 6)		
Argile	41,5	66,2
Limons-fins	29,3	19,3
Limons-grossiers	3,2	3,0
Sable-fin	6,6	2,3
Sable-grossier	10,0	1,7
Densité réelle (g cm⁻³)	2,52	

 Tableau 8 : Caractéristiques chimiques de la séquence des profils P1MN à P6MN de la partie nord de Mamdi (t_{10}).

Horizon (cm)	0-10	10-20	20-30	30-40	40-50	50-60	60-70	70-80	80-90	90-100
pH _{eau} (Sol sec), n= 6	7,6 ± 0,1	7,2 ± 0,2	7,2 ± 0,2	7,3 ± 0,3	7,7 ± 0,1	7,8 ± 0,1	7,7 ± 0,1	7,8 ± 0,03	7,8 ± 0,04	7,8 ± 0,1
Sels solubles, (n = 6)										
CE (dS m ⁻¹)	1,2 ± 0,5	0,9 ± 0,3	0,6 ± 0,1	0,6 ± 0,1	0,6 ± 0,1	0,6 ± 0,1	0,5 ± 0,04	0,5 ± 0,04	0,6 ± 0,1	0,6 ± 0,1
Ca ²⁺ (mmol L ⁻¹)	5,3 ± 3,5								2,6 ± 0,8	1,3 ± 0,3
Mg ²⁺ (mmol L ⁻¹)	2,2 ± 0,7								0,6 ± 0,1	0,4 ± 0,1
K ⁺ (mmol L ⁻¹)	0,5 ± 0,2								0,2 ± 0,04	0,2 ± 0,02
Na ⁺ (mmol L ⁻¹)	6,7 ± 1,8								1,1 ± 0,1	1,6 ± 0,2
Σcations	14,6 ± 1,4								4,5 ± 0,5	3,4 ± 0,3
Cl ⁻ (mmol L ⁻¹)	0,5 ± 0,1								2,0 ± 0,5	2,8 ± 0,04
SO ₄ ²⁻ (mmol L ⁻¹)	2,1 ± 1,2								0,9 ± 0,3	0,3 ± 0,03
CO ₃ ²⁻ (mmol L ⁻¹)	0,01 ± 0,0								0,03 ± 0,01	0,02 ± 0,001
HCO ₃ ⁻ (mmol L ⁻¹)	2,2 ± 0,4								1,4 ± 0,1	1,3 ± 0,005
Σanions	4,8 ± 0,6								4,3 ± 0,4	4,4 ± 0,6
Complexe d'échange (cmol⁺ kg⁻¹), (n= 6)										
CEC	56,7 ± 6,4									
Ca ²⁺	57,2 ± 9,4									
Mg ²⁺	14,2 ± 0,7									
K ⁺	6,2 ± 1,4									
Na ⁺	14,4 ± 5,2									
Σcations	92,0 ± 11,6									
Carbonate total (n = 6)										
CaCO ₃ (g 100g ⁻¹ terre fine)	1,0 ± 0,3	5,4 ± 2,7	1,2 ± 0,8	0,9 ± 0,9	2,1 ± 2,1	2,3 ± 1,5	1,0 ± 1,1	1,0 ± 1,0	2,0 ± 1,6	3,1 ± 2,5
Matière organique (n = 6)										
C (g kg ⁻¹)	45,4 ± 2,9	34,5 ± 4,5	27,1 ± 2,0	28,4 ± 2,5	28,9 ± 1,7	29,3 ± 1,7	31,2 ± 2,1	33,2 ± 2,8	35,0 ± 4,3	38,0 ± 5,5
N (g kg ⁻¹)	4,2 ± 0,2	3,7 ± 0,3	2,8 ± 0,2	2,7 ± 0,2	2,7 ± 0,1	2,6 ± 0,1	2,8 ± 0,1	2,7 ± 0,2	2,9 ± 0,3	3,2 ± 0,4
C/N	11 ± 0,5	9 ± 1,0	10 ± 0,5	10 ± 0,4	11 ± 0,4	11 ± 0,4	11 ± 0,6	13 ± 1,2	12 ± 1,3	12 ± 1,4

L'absence de nombre correspond à une donnée non mesurée.

Tableau 9 : Caractéristiques physiques de la séquence des profils P1MS à P4MS de la partie sud de Mamdi (t_{10}).

Horizon (cm)	0-10	40-50
Fractions granulométriques (g 100 g⁻¹ sol total) (n = 2)		
Argile	62,7	68,8
Limon-fin	7,2	6,8
Limon-grossier	2,6	0,7
Sable-fin	9,2	11,7
Sable-grossier	12,6	8,2
Densité réelle (g cm⁻³)	2,52	

 Tableau 10 : Caractéristiques chimiques de la séquence des profils P1MS à P4MS de la partie sud de Mamdi (t_{10}).

Horizon (cm)	0-10	10-20	20-30	30-40	40-50	50-60	60-70	70-80	80-90	90-100
pH _{eau} (Sol sec), n = 4	6,0 ± 0,4	4,7 ± 0,2	4,5 ± 0,1	4,4 ± 0,1	4,3 ± 0,03	4,3 ± 0,1	4,3 ± 0,1	4,3 ± 0,1	4,3 ± 0,1	4,4 ± 0,1
Sels solubles										
CE (dS m ⁻¹)	0,8 ± 0,4	0,8 ± 0,3	0,7 ± 0,3	0,5 ± 0,1	0,4 ± 0,1	0,4 ± 0,1	0,4 ± 0,02	0,4 ± 0,02	0,4 ± 0,04	0,3 ± 0,03
Ca ²⁺ (mmol L ⁻¹)	2,1 ± 1,1				1,4					0,6 ± 0,03
Mg ²⁺ (mmol L ⁻¹)	2,2 ± 0,8				2,3					0,2 ± 0,02
K ⁺ (mmol L ⁻¹)	0,3 ± 0,1				0,01					0,1 ± 0,01
Na ⁺ (mmol L ⁻¹)	8,4 ± 7,2				0,01					3,0 ± 2,6
Σcations	13,1 ± 1,8				3,8					3,9 ± 0,1
Cl ⁻ (mmol L ⁻¹)	0,2 ± 0,05				0,1					3,1 ± 0,1
SO ₄ ²⁻ (mmol L ⁻¹)	0,8 ± 0,7				0,5					0,1 ± 0,7
CO ₃ ²⁻ (mmol L ⁻¹)	traces				traces					traces
HCO ₃ ⁻ (mmol L ⁻¹)	0,7 ± 0,5				0,1					1,2 ± 0,01
Σanions	1,7 ± 0,2				0,8					4,5 ± 0,7
Complexe d'échange (cmol⁺ kg⁻¹), (n= 4)										
CEC	35,4 ± 7,1				27,9					
Ca ²⁺	31,6 ± 3,6				26,3					
Mg ²⁺	13,8 ± 0,4				16,8					
K ⁺	3,2 ± 0,5				1,8					
Na ⁺	2,5 ± 0,7				4,0					
Σcations	51,2 ± 6,8				49,0					
Carbonate total, (n = 4)										
CaCO ₃ (g 100g ⁻¹ terre fine)	0,3 ± 0,1	5,0 ± 3,4	3,7 ± 3,1	1,2 ± 1,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Matière organique, (n = 4)										
C (g kg ⁻¹)	34,9 ± 1,7	27,9 ± 0,5	27,3 ± 0,5	27,3 ± 0,4	25,7 ± 0,5	23,5 ± 1,8	24,3 ± 2,5	22,0 ± 2,4	24,4 ± 0,7	25,8 ± 1,2
N (g kg ⁻¹)	3,1 ± 0,3	3,1 ± 0,4	3,0 ± 0,3	2,6 ± 0,2	2,4 ± 0,2	2,2 ± 0,4	2,5 ± 0,4	1,9 ± 0,2	2,1 ± 0,1	2,2 ± 0,1
C/N	11 ± 0,6	10 ± 1,1	10 ± 1,1	11 ± 0,9	11 ± 0,8	11 ± 1,1	10 ± 0,9	12 ± 0,2	12 ± 0,1	12 ± 0,3

L'absence de nombre correspond à une donnée non mesurée.

Tableau 11 : Caractéristiques physiques des profils P1MD, P1MH, PMSB, PMSF, P1MSF et P2MSF de Mamdi (t_{10})

Horizon (cm)	0-10	40-50	90-100
Fractions granulométriques (g 100 g⁻¹ sol total).			
Argile	48,9	56,8	70,9
Limon-fin	20,4	20	7,8
Limon-grossier	9,8	12,3	2,1
Sable-fin	9,8	6,1	8,3
Sable-grossier	6,9	3,8	5,1
Densité réelle (g cm⁻³)	2,52		

 Tableau 12 : Caractéristiques chimiques des profils P1MD, P1MH, PMSB, PMSF, P1MSF et P2MSF de Mamdi (t_{10})

Horizon (cm)	0-10	10-20	20-30	30-40	40-50	50-60	60-70	70-80	80-90	90-100
pH _{cau} (Sol sec), n= 6	6,9 ± 0,4	6,9 ± 0,4	5,8 ± 0,4	5,5 ± 0,5	5,7 ± 0,5	5,7 ± 0,5	5,7 ± 0,5	5,8 ± 0,5	5,6 ± 0,4	5,6 ± 0,4
Sels solubles, (n = 4)										
CE (dS m ⁻¹), n = 6	1,4 ± 0,7	1,4 ± 0,7	1,0 ± 0,5	0,9 ± 0,3	0,8 ± 0,2	0,8 ± 0,2	0,8 ± 0,3	1,0 ± 0,4	1,1 ± 0,5	
Ca ²⁺ (mmol L ⁻¹)	3,2 ± 1,5		2,1 ± 0,3		1,0 ± 0,1		2,2 ± 1,0			
Mg ²⁺ (mmol L ⁻¹)	5,8 ± 2,0		0,9 ± 0,6		2,6 ± 1,0		0,9 ± 0,3			
K ⁺ (mmol L ⁻¹)	1,26 ± 0,9		0,01 ± 0,00		0,1 ± 0,04		0,2 ± 0,1			
Na ⁺ (mmol L ⁻¹)	14,7 ± 1,3		0,01 ± 0,00		11,2 ± 5,6		3,1 ± 1,1			
Σcations	25,0 ± 3,0		3,0 ± 0,5		14,8 ± 2,6		6,4 ± 0,6			
Cl ⁻ (mmol L ⁻¹)	0,9 ± 0,3		1,8 ± 1,1		1,6 ± 1,4		2,6 ± 1,3			
SO ₄ ²⁻ (mmol L ⁻¹)	2,8 ± 1,6		1,4 ± 0,9		1,1 ± 1,1		3,1 ± 3,1			
CO ₃ ²⁻ (mmol L ⁻¹)	0,01 ± 0,00		0,04 ± 0,02		0,03 ± 0,02		0,1 ± 0,1			
HCO ₃ ⁻ (mmol L ⁻¹)	0,7 ± 0,2		1,43 ± 0,2		1,5 ± 0,2		1,7 ± 0,6			
Σanions	4,4 ± 0,6		4,7 ± 0,4		4,2 ± 0,4		7,4 ± 0,7			
Complexe d'échange (cmol⁺ kg⁻¹), (n = 6)										
CEC	50,2 ± 6,4				39,0					
Ca ²⁺	56,3 ± 11,2				52,8					
Mg ²⁺	13,1 ± 1,9				10,6					
K ⁺	5,8 ± 1,2				1,1					
Na ⁺	6,3 ± 2,9				5,0					
Σcations	81,4 ± 12,1				69,6					
Carbonate total, (n = 6)										
CaCO ₃ (g 100 ⁻¹ terre fine)	0,9 ± 0,6	5,4 ± 2,5	2,8 ± 2,6	3,3 ± 2,5	1,0 ± 0,9	0,1 ± 0,1	0,0	0,0	1,1 ± 1,1	0,4 ± 0,4
Matière organique, (n = 6)										
C (g kg ⁻¹)	33,8 ± 1,9	28,3 ± 1,2	25,1 ± 2,2	24,7 ± 2,7	25,3 ± 2,2	22,3 ± 2,0	20,0 ± 1,8	21,9 ± 2,1	22,5 ± 1,8	20,6 ± 2,2
N (g kg ⁻¹)	3,1 ± 0,2	2,8 ± 0,3	2,6 ± 0,4	2,5 ± 0,4	2,3 ± 0,3	2,3 ± 0,3	1,8 ± 0,2	1,8 ± 0,2	2,1 ± 0,2	1,9 ± 0,2
C/N	11 ± 0,5	11 ± 1,1	10 ± 1,0	11 ± 1,0	11 ± 0,8	10 ± 0,9	11 ± 0,5	12 ± 0,5	11 ± 0,4	11 ± 0,3

L'absence de nombre correspond à une donnée non mesurée.

4.4. Conclusion

Les $\text{pH}_{\text{H}_2\text{O}}$ sont faiblement alcalins et/ou neutres et compris entre $7,2 \pm 0,2$ et $7,8 \pm 0,1$ dans les profils de la séquence du Nord, mais le sol est acide dès 20 cm de profondeur dans les autres profils. La salinité des sols est faible avec une CE qui varie de $0,3 \pm 0,03$ à $1,4 \pm 0,7 \text{ dS m}^{-1}$. Le C/N compris entre $10 \pm 1,1$ et $13 \pm 1,2$ suggérant une bonne décomposition de la MO, mais aussi des horizons avec des quantités notables de MO mal décomposée (C/N 13). L'ensemble de la séquence des profils est marqué par l'hydromorphie. Ces sols sont classés comme hydromorphes, humifères à pseudogley, selon la classification CPCS (1967), correspondant aux Gleysols eutriques (S/CEC est $> 50 \%$) suivant la taxonomie IUSS Working Group WRB (2006).

Notons qu'une partie de ces sols peuvent développer un caractère acide au séchage, la nature de cette acidité n'a pas été explorée.

5. Polders « anciens »

5.1. Présentation du Polder de Bérin (t_{60})

Localisation : Le polder de Bérin est situé dans la bordure nord-est du lac Tchad entre 13°,5 de latitude Nord et 14°,7 de longitude Est (Figure 17). Ce dernier a été isolé du Lac Tchad à la fin de l'année 1954 par la construction d'une digue (Bouquet, 1990). Il y a 60 ans que ce polder a été exondé, sans égard à la remise en eau due aux périodes des crues du lac Tchad. La superficie du fond de polder, à l'heure actuelle, est de l'ordre de 800 ha, Ce polder a été, aussi, étudié par les pédologues de l'ORSTOM (Bocquier, 1973 ; Cheverry, 1974, 1967, 1966, 1965 ; Cheverry et al. 1972 ; Abdullah Droubi et al. 1976 ; Dupuis et Cheverry, 1973b ; Pias, 1970, 1968a ; Pias et al. 1956 ; Pias et Sabatier, 1965 ; Rieu, 1975).

Les propriétés physico-chimiques des sols se sont progressivement modifiées entre cette date de mise en barrage à nos jours. On se propose ici de décrire la variabilité des propriétés des sols au sein du polder.

Prélèvements : 4 profils moyens prélevés, suivant un transect de direction nord-sud, décrits et analysés ; chaque couche de sol dans un profil est échantillonné par sept prélèvements ($n=7$) regroupé en un composite.

Le polder de Bérin présente le même, un dénivellement marqué par une isopièze fermée à 277,9 m (IGN, 1966 in Cheverry, 1974). Le fond du polder est presque plat ; seules les bordures, à la proximité du massif dunaire, présentent une pente assez faible de l'ordre de 1,7 % sur 150 m à l'Ouest et 1,5 % sur 50 m à l'Est.

5.2. Présentation du Polder de Tchingam (t_{62})

Localisation : Le polder de Tchingam est situé dans la bordure nord-est du lac Tchad entre 13°,51° de latitude Nord et 14°,43 de longitude Est (Figure 17). Ce polder de 280 ha a été isolé en juillet 1951 par un barrage de 3000 m³. En 1957, il a été complètement submergé en eau (Bouquet, 1990) ; cette submersion intervient chaque fois la crue du lac est importante, car la digue est de faible hauteur.

Prélèvements : Trois profils moyens issus de 5 ou 7 prélèvements selon la situation ont été échantillonnés suivant un transect d'orientation nord-ouest - sud-est (Figure 17).

5.3. Présentation du Polder de Guini (t_{65})

Localisation : Le polder de Bol – Guini est situé dans la bordure nord-est du lac Tchad entre 13°,49 de latitude Nord et 14°,70 de longitude Est (Figure 17). Ce polder avait fait l'objet

d'études par les pédologues de l'ORSTOM (Cheverry, 1974, 1966 ; Cheverry et al., 1972 ; Dupuis et Cheverry, 1973 ; Pias, 1970, 1968 a, 1968b, 1962 ; Pias et al., 1956 ; Pias et Sabatier, 1964) et par des collègues Hollandaise de Wageningen (Dieleman et De Ridder, 1963). Sa superficie est de 520 ha, il a été créé en 1951 à la suite de la construction d'un petit barrage. En 1954, il a été remis en eau à la suite d'une pluviométrie exceptionnelle (700 mm) (Bouquet, 1990), il s'est depuis lors asséché. Nous pouvons considérer un temps d'exondation de 62 ans hormis les périodes de pluies exceptionnelles et les mises en eau régulières pour la gestion de l'agriculture irriguée.

Notons que le polder de Guini présente une isopièze fermée d'altitude 277,9 m d'après le relevé effectué par Génie Rural (IGN, 1966 in Cheverry, 1974). Seules les bordures présentent une pente assez faible de l'ordre de 1,7 % sur 150 m à l'Ouest et 1,5 % sur 50 m à l'Est, le reste du polder est presque plat. On observe par endroit des petites zones légèrement déprimées. Toutefois, les dénivelées restent faibles, le point le plus bas se trouve à une altitude de 277,6 m.

Prélèvements : La toposéquence choisie est orientée sud-ouest - nord-est, comportant sept profils de sols moyens et couvrant la partie Sud du polder, chaque horizon de profil est échantillonné par cinq prélèvements (n=5) ; ces prélèvements sont complétés par trois profils moyens (n = 7) un au nord du polder, l'autre au centre et le troisième proche de la séquence établie dans la zone sud du polder. Au total 10 profils moyens ont été décrits et analysés (Figure 17).

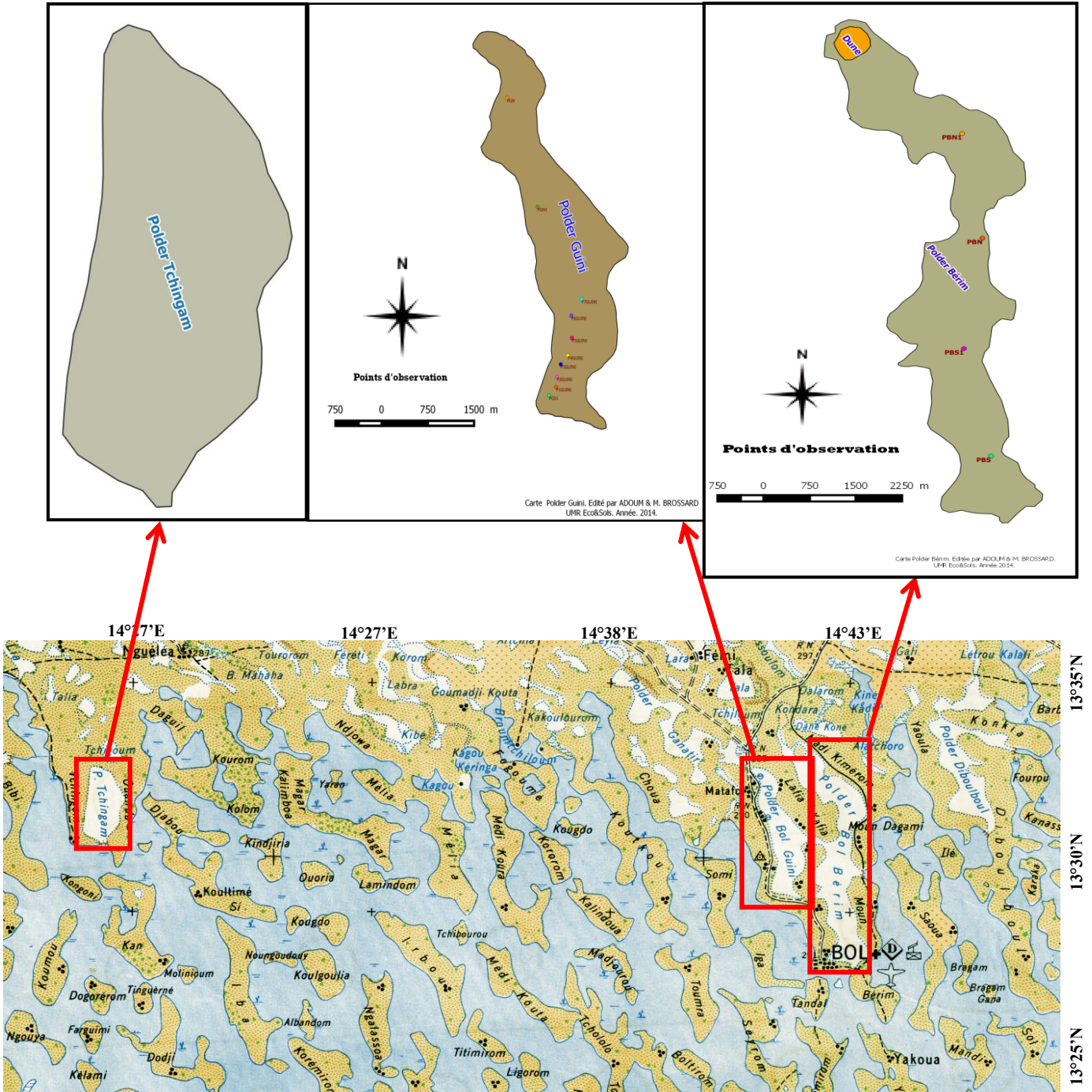
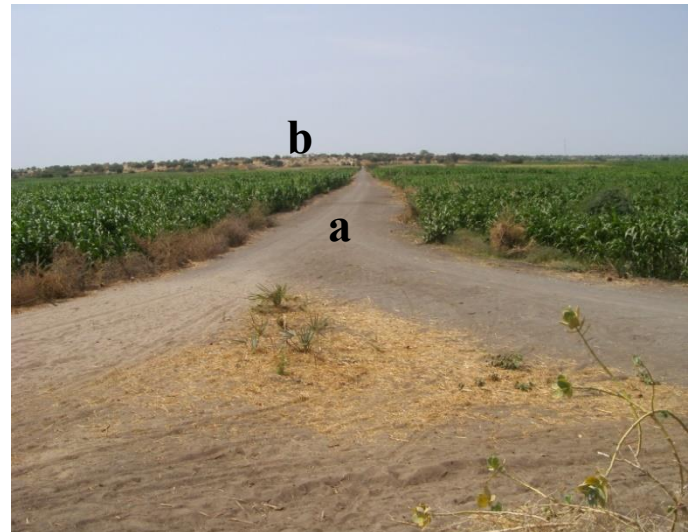
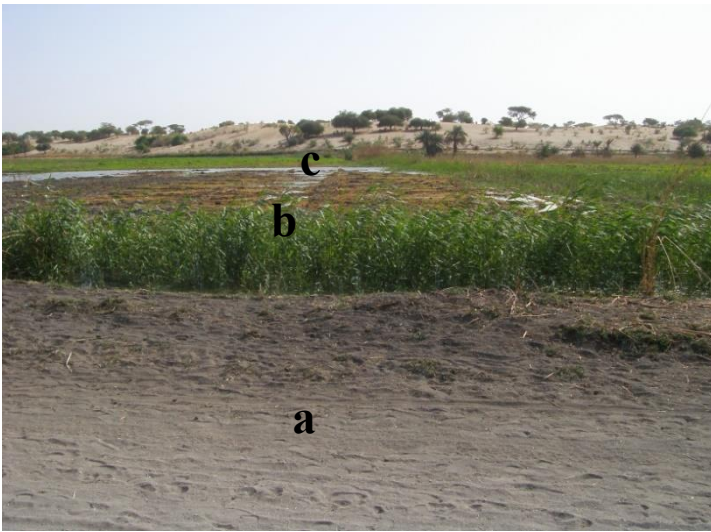


Figure 17 : Carte de situation géographique de Polder de Guini et points d'observation.

Planche 4 : Paysage de polder de Bérém (t_{60})



(a) Au premier plan, une voie de passage dans le polder, puis (b) une végétation des *Phragmites australis* au bord du polder inondé par les eaux d'irrigation. (c) Au centre, le fond du polder avec quelques plages d'efflorescence saline due à la remontée capillaire.

(a) Une vue de la route séparant Bérém Nord à gauche et Bérém Sud à droite avec des cultures de maïs, et (b) en arrière-plan le massif dunaire colonisé des végétations steppiques.



(a) Une fosse de prélèvement de la densité apparente où on observe les marques d'hydromorphie (rouge ocre, gris verdâtre) sur le sol.



(a) Une vue de polder de Bérém mis en jachère à cause de la salinisation des sols et servant des pâturages pour les animaux.



(a) Première vue, orientation Est-Ouest, des petites parcelles de 5 m², et (b) en arrière-plan le massif dunaire fixé par la végétation steppique d'acacias.



(a) Au premier plan, des petites parcelles de 5 m² cultivées en fève et fenugrecs, (b) au centre des parcelles de maïs, et (c) en arrière-plan, le massif dunaire fixé par la végétation steppique d'acacias.

Planche 5: Paysage de polder de Guini (t₆₅)



Une vue de l'intérieur vers l'extérieur de polder Guini. Au premier plan, le sol avec quelques plages blanches des efflorescences salines sur lesquelles des troncs des Acacias morts, des pailles de graminées (*Phragmites sp.*, *Aristida pallida*) et des Acacias. En arrière-plan, au fond, le massif dunaire colonisé par les pseudo-steppes arbustives (*Acacia radiana*, *Balanites aegyptiaca*).



Au premier plan, vue de l'intérieur du Polder Guini avec des parcelles de 20 m² défrichées dont les résidus de culture de maïs exportés hors champs. En arrière-plan, les bordures dunaires avec quelques espèces d'Acacias.



Partie sud de Guini, un canal d'irrigation par vanne à partir des eaux du lac. Au second plan, les parcelles de maraîchage (Fenugrec, fève, gombo) et vers le fond le massif dunaire de bordure nord de Guini.

5.4. Caractérisations morphologiques et physiques

5.4.1. Sols de Bérim (t_{60})

En surface, la structure est poudreuse, la consistance, à l'état humide, est peu plastique dans les premiers 40 cm, puis elle varie de plastique et collante à peu collante et peu plastique jusqu'à 100 cm (Tableaux 20a, 21a, 22a, et 23a en annexes).

La nappe phréatique est observée généralement entre 60 à 70 cm de profondeur. Les profils (P1BN, P2BN, P1BS et P2BS) sont marqués par l'efflorescence saline blanche, due à la remontée capillaire de la nappe, et par de taches rouille dues à l'oxydation de fer. On note aussi, en profondeur, des horizons bien marqués de gley gris-verdâtre. On note la présence des racines à dimensions moyennes dans les premiers 40 cm et peu des racines fines localisées dans l'horizon 40-50 cm. Au-delà de 50 cm, pas de racines.

Dans les premiers 30 cm, le matériau est de texture argilo-limoneuse, avec $75,5 \pm 0,5 \text{ g } 100^{-1}$ ($n=3$) d'argiles et $10,9 \pm 2,6 \text{ g } 100 \text{ g}^{-1}$ ($n=3$) de limons. Dans la couche 30-100 cm, la texture est argilo-sableuse avec $62,8 \pm 17,7 \text{ g } 100 \text{ g}^{-1}$ ($n=4$) d'argiles et $28,6 \pm 20,3 \text{ g } 100 \text{ g}^{-1}$ ($n=4$) de sables (Tableaux 13 et 15). La couleur en sec varie de gris sombre (2.5 Y 4/1) à 30 cm, à gris (2.5 Y 6/1) dans les horizons sous-jacents.

Dans la couche de sol 0-20 cm, la structure observée, après séchage d'échantillons à l'air libre, est de type particulaire fine et la taille des agrégats comprise entre 5 et 10 mm. Dans les horizons sous-jacents jusqu'à 80 cm, la structure est polyédrique anguleuse ou subanguleuse très grossière et la taille des agrégats est supérieure à 50 mm. En profondeur, la structure est particulaire moyenne, aux agrégats plus fins de diamètre (15 à 20 mm).

La densité apparente est peu variable entre les profils et selon la profondeur dans ces sols. Elle est comprise entre $0,9 \pm 0,03$ et $1,0 \pm 0,1 \text{ g cm}^{-3}$ ($n = 4$).

5.4.2. Sols de Tchingam (t_{62})

Les sols du polder de Tchingam sont, à l'état humide, en surface 0-30 cm, meubles, peu plastiques et peu collants (tableaux 24a, 25a et 26a en annexes). Le profil P2TCHIN se différencie quelque peu par son caractère meuble en surface non plastique et non collant (Tableau 25a en annexes). Dans les horizons sous-jacents, (30-100 cm), la consistance est plastique et collante.

Le niveau de battement de la nappe est entre 60 et 70 cm de profondeur. Les profils sont marqués par l'hydromorphie comme ceux de Bérin. Toutefois, on note sur le terrain l'absence des horizons de gley clairement identifié par la couleur.

Dans les premiers 30 cm, le matériau est de texture sablo-argileuse, dans les premiers 30 cm, avec 54,7 g 100 g⁻¹ de sables et 33,5 g 100 g⁻¹ (n = 1) d'argiles, d'une couleur de gris sombre (2.5 Y 4/1) à gris (2.5 Y 6/1) en sec. Dans les horizons sous-jacents (30-100 cm), la texture est argilo-limoneuse avec 78,9 g 100 g⁻¹ d'argiles et 12,1 g 100 g⁻¹ (n=1) de limons (Tableau 17).

Pour les horizons 0 à 60 cm, la structure observée, après séchage d'échantillons à l'air libre, est particulière fine, avec des agrégats de taille comprise entre 5 et 10 mm puis dans les horizons au-delà de 60 cm, elle est polyédrique anguleuse et/ou subanguleuse grossière avec des agrégats d'un diamètre supérieur à 50 mm.

La densité apparente est variable dans les profils, plus élevée en surface qu'en profondeur. Elle est comprise entre $1,1 \pm 0,1$ et $0,8 \pm 0,02$ g cm⁻³ (n = 3).

On note la présence des racines à dimensions moyennes dans les premiers 30 cm et peu des racines fines localisées dans l'horizon 30-40 cm, au-delà on n'observe aucune racine.

5.4.3. Sols de Guini (t₆₅)

Les sols sont meubles ; la consistance à l'état humide (Tableaux 27a, 28a, à 36a, en annexes) varie depuis la surface vers une profondeur de 50-60 cm de non plastique et non collante à peu plastique et peu collante, puis elle devient peu compacte, plastique et collante jusqu'à 100 cm. Dans le profil P3Guini (Tableau 29a en annexes), on constate une structure pulvérulente à la surface du sol (0-2 cm).

La nappe phréatique est présente, elle oscille entre 60 et 100 cm dans tout le polder. On constate que presque l'ensemble des sols sont touchés par l'hydromorphie avec la manifestation des phénomènes de réduction et d'oxydation de fer (taches jaune claire, rouille) et de réduction (taches blanches). La teneur en eau est variable dans les profils. À partir de 60 cm de profondeur, les horizons sont saturés en eau. Cette variation est plus ou moins importante avec la profondeur (entre 0,35 et 1,0 g g⁻¹).

En surface (0-30 cm), le matériau est de texture argilo-limoneuse avec $47,7 \pm 7,3$ g 100 g⁻¹ sol (n = 4) d'argiles et $25,6 \pm 5,5$ g 100 g⁻¹ (n = 4) de limons (Tableaux 19 et 21). La couleur

varie de gris plus sombre (2.5 Y 3/1) à gris sombre (2,5 Y 3/1) en sec. Dans l'horizon 30 - 100 cm, la texture est argilo-limoneuse à argileuse avec dominance d'argiles granulométriques ($60,0 \pm 10,6 \text{ g } 100 \text{ g}^{-1} \text{ sol}$; $n = 4$) et faible proportion de limons ($17,4 \pm 10,5 \text{ g } 100 \text{ g}^{-1} \text{ sol}$; $n = 4$). La couleur varie entre gris sombre (2.5 Y 4/1) à gris (2.5 Y 5/1).

La structure observée, après séchage d'échantillons à l'air libre, est particulière fine dont la taille des agrégats est comprise entre 5 et 10 mm pour la couche de sol (0-20 cm). Elle est de type polyédrique anguleuse ou subanguleuse très grossière avec des agrégats supérieurs à 50 mm dans les horizons sous-jacents.

La densité apparente est variable dans les profils et se situe dans la gamme de $1,0 \pm 0,04$ et $0,8 \pm 0,03 \text{ g cm}^{-3}$ ($n = 10$). La densité réelle a été mesurée dans l'horizon 0-10 cm, elle est de $2,68 \text{ g cm}^{-3}$; la porosité totale calculée de 68 %. On observe des racines à dimensions moyennes en surface (0-30 cm) qui disparaissent dans les horizons 50 à 100 cm.

5.5. Caractérisations chimiques

Les sols de Bérin (t_{60})

Les carbonates sont, dans l'ensemble des profils de Bérin, faibles et à l'état de traces. Ils varient en moyenne de 0,8 à 6 g 100 g⁻¹ terres fines, localisé dans les horizons de 0 à 40 cm. Les valeurs de pH sont peu variables en moyenne compris entre 7,9 et 8,7 en surface et en profondeur ; les sols sont moyennement à fortement alcalins (Tableaux 14 et 16).

Les sols de Tchingam (t_{62})

La teneur en CaCO₃ est faible et décroît de $1,5 \pm 1,0$ à $0,4 \text{ g } 100 \text{ g}^{-1}$ de sol ($n = 3$) depuis la surface jusqu'à 30 cm. Les valeurs de pH_{H₂O} sont comprises entre 7,4 et 8,3 ; ces sols sont faiblement à moyennement alcalins (Tableau 18).

Les sols de Guini (t_{65})

La teneur en CaCO₃ est à l'état de trace ou de faible concentration dans les horizons de profondeur et à concentration moyenne en surface dans les premiers 50 cm, elle varie de $0,3 \pm 0,3$ ($n = 7$) à $18,9 \pm 18,9 \text{ g } 100 \text{ g}^{-1}$ ($n = 3$) (Tableaux 20 et 22). Le test d'effervescence (*in situ*) effectué sur les horizons présente d'intensité d'effervescence très faible, localisée dans la matrice. Cette faible intensité est confirmée par ces résultats d'analyse de carbonates.

Les valeurs de pH_{H₂O} de ces séquences sont élevées aussi bien en surface qu'en profondeur, comprises entre $7,5 \pm 0,9$ et $8,8 \pm 0,2$. Les profils sont modérément à fortement alcalins.

Toutefois, certains horizons en profondeur 60-100 cm présente un caractère neutre avec une valeur de $\text{pH}_{\text{H}_2\text{O}}$ qui varie entre $6,7 \pm 1,3$ et $7,2 \pm 1,0$; parallèlement le taux de CaCO_3 observé dans ces horizons est faible.

5.5.1. Sels solubles

Les sols de Bérin (t_{60})

La conductivité électrique ($\text{CE}_{1:2,5}$) dans les séquences des profils est de teneur faible à moyenne et variable au sein des profils. Elle est en moyenne de 0,4 à 4,9 dS m^{-1} selon la profondeur. Il en résulte que le sol est faiblement à moyennement salé dans les horizons de surface et ceux en profondeur.

Dans la séquence des profils P1BN et P2BN, le taux de sels solubles, en particulier, la somme des cations est plus élevée dans les horizons de surface que ceux de profondeur, respectivement, 20,5 (0-10 cm) à 15,0 mmol L^{-1} (80-90 cm). La quantité de Na^+_s est prépondérante. Tandis que la somme des cations de la séquence des profils P1BS et P2BS est de 6,8 (0-10 cm) à 3,5 mmol L^{-1} (60-70 cm). La quantité de Ca^{2+}_s est bien marquée. La somme des anions, dans la séquence des P1BN et P2BN est de 2,6 (0-10 cm) 8,5 mmol L^{-1} à 40-90 cm et 1,3 mmol L^{-1} à 90 cm. Le Cl^- est bien marqué dans tous les profils (0,3 à 0,6 mmol L^{-1}) et le CO_3^{2-} sont à l'état de traces (0,01 mmol L^{-1}).

Tandis que, dans la séquence des P1BS et P2BS, la somme des anions est de 8,9 (0-10 cm) à 6,2 mmol L^{-1} (60-70 cm) et le SO_4^{2-} est dominant (2,6 à 3,3 mmol L^{-1}). (Tableaux 14 et 16).

Les sols de Tchingam (t_{62})

La $\text{CE}_{1:2,5}$ est faible dans tous les profils. Elle est variable dans les profils et comprise entre 0,2 et 0,5 dS m^{-1} . Le sol est très faiblement salé à non salé en surface et en profondeur.

Les sels solubles sont en quantités variables. Les cations sont plus importants dans les horizons de profondeur que les anions, la somme des cations 30,5 mmol L^{-1} (40-50 cm) et des anions 17,0 mmol L^{-1} (0-10 cm). On note une quantité marquée de Na^+_s (12,5-25,6 mmol L^{-1}) et de HCO_3^- (1,0-2,4 mmol L^{-1}). Les concentrations de sels solubles ont tendance à diminuer par dilution suite aux irrigations et à augmenter et/ou à s'accumuler dans les horizons sous-jacents. (Tableau 18).

Les sols de Guini (t₆₅)

La $CE_{1:2,5}$ est faible dans la séquence des P1GN, P2GN et PGS1 et comprise entre $0,5 \pm 0,1$ à $1,3 \pm 0,6$ dS m⁻¹. Elle est moyenne dans la séquence des P1GUINI à P7GUINI et variable, comprise entre $3,8 \pm 1,2$ et $4,5 \pm 1,5$ dS m⁻¹. Le sol est fortement salé.

Les sels solubles sont à des teneurs variables dans les horizons. Dans la séquence des P1GUINI, P2GUINI, P3GUINI,... et P7GUINI, la somme des cations et la somme des anions, sont plus importantes dans les horizons de profondeur que ceux de surface. La somme des cations est de l'ordre de $34,0 \pm 7,0$ mmol L⁻¹ (0-10 cm) et $48,5-59,2$ mmol L⁻¹ (70-100 cm). Tandis que la somme des anions varie de $9,6 \pm 0,9$ mmol L⁻¹ (0-10 cm) à $16,9-23,8$ mmol L⁻¹ (70-100 cm).

Cependant, dans la séquence des P1GN, P2GN et PGS1, la somme des cations est de $17,6$ mmol L⁻¹ (0-10 cm) à $9,9 \pm 1,3 - 11,1$ mmol L⁻¹ (40-100 cm) et celle des anions $3,6$ mmol L⁻¹ (0-10 cm) et $1,9 \pm 0,4 - 1,8$ mmol L⁻¹ (40-100 cm, donc des valeurs plus faibles dans ces profils du polder).

La teneur en Na⁺_s est dominante ($13,2-56,9$) pour les cations et SO₄²⁻ ($4,2 \pm 1,6 - 18,9$ mmol L⁻¹) pour les anions (Tableaux 20 et 22).

5.5.2. Complexe d'échange**Les sols de Bérim (t₆₀)**

La CEC dans les profils de Bérim, est très élevée dans les premiers 10 cm et varie en moyenne de $64,8$ à $65,5$ cmol⁺ kg⁻¹. Dans les horizons sous-jacents (30-70 cm), elle est élevée à très élevée et comprise entre $42,5$ à $72,9$ cmol⁺ kg⁻¹. La somme des cations échangeables varie de $66,9$ à $85,0$ cmol⁺ kg⁻¹ (0-10 cm) et de $80,2$ à $147,1$ cmol⁺ kg⁻¹ (30-70 cm). Le complexe absorbant est saturé par le calcium: Ca²⁺_e $37,1$ à $56,8 \pm 3,6$ cmol⁺ kg⁻¹ (Tableaux 14 et 16).

Les sols de Tchingam (t₆₂)

La CEC est très élevée de l'ordre de $51,3$ cmol⁺ kg⁻¹ (0-10 cm) à élevée $39,7$ cmol⁺ kg⁻¹ (40-50 cm). La somme des cations échangeables est $45,5$ cmol⁺ kg⁻¹. La teneur en Ca²⁺_e est supérieure à celles des autres cations, $33,4$ cmol⁺ kg⁻¹, le complexe absorbant est saturé par le Ca²⁺_e (Tableau 18).

Les sols de Guini (t₆₅)

La proportion de CEC est élevée à très élevée de l'ordre de 39,3 à 49,5 ± 3,7 cmol⁺ kg⁻¹ dans (0-10 cm) et élevée 39,5 ± 10,2 cmol⁺ kg⁻¹ dans (40-50 cm). La somme des cations échangeables est comprise entre 70,0 à 75,4 ± 2,2 cmol⁺ kg⁻¹ (0-10 cm) et de 63,6 ± 8,6 cmol⁺ kg⁻¹ (40-50 cm). Le Ca²⁺ domine, les valeurs sont de 28,0 ± 1,6 à 40,5 ± 8,4 cmol⁺ kg⁻¹ (Tableaux 20 et 22).

5.5.3. Matière organique**Les sols de Bérin (t₆₀)**

Le COS présente un gradient décroissant de la surface 25,5 ± 5,3 g C kg⁻¹ (0-10 cm) vers la profondeur (100 cm) 11,9 ± 4,2 g C kg⁻¹ (n = 4). Le rapport C/N varie de 12 ± 1,0 à 13 ± 0,5 (n = 4) (Tableaux 14 et 16).

Les sols de Tchingam (t₆₂)

Les teneurs en C sont très variées dans les profils et présentent aussi un gradient décroissant de la surface (0-10 cm) vers la profondeur (100 cm), respectivement, 35,6 ± 3,2 g C kg⁻¹ (n = 3) et 10,9 ± 0,8 g C kg⁻¹ (n = 3). Cette variabilité peut s'expliquer par les conditions de sédimentation de matériau dans les profils. Les valeurs du rapport C/N est de 15 ± 1,6 (n = 3) dans les premiers 20 cm, ce qui permet de déduire que la MO se décompose lentement comme l'atteste la présence de débris végétaux. Dans l'horizon (30-100 cm), le C/N est compris entre 10 ± 0,9 et 14 ± 2,7, il s'agit d'une matière organique mieux décomposée dans les horizons profonds, liée à la matière minérale (Tableau 18).

Les sols profils de Guini (t₆₅)

La distribution verticale des teneurs en C est similaire à celle des séquences de Bérin et Tchingam plus élevée surface (0-10 cm : 27,8 ± 2,0 gC kg⁻¹ ; n = 10) qu'en profondeur (90-100 cm : 20,8 ± 2,8 gC kg⁻¹ ; n = 10). Malgré ce gradient décroissant, on note une certaine variabilité dans les profils avec une teneur élevée en C dans certains horizons de profondeur. Ceci s'explique par des phases de sédimentation de matériau comme relevés par les teneurs en argiles et en sables, et des restitutions organiques dans la phase lacustre.

Les rapports C/N sont compris entre 11 ± 0,6 et 13 ± 0,7 (n = 10) (Tableaux 20 et 22).

Tableau 13 : Caractéristiques physiques de la séquence des profils P1BN et P2BN de la partie Nord de Bérém (t_{60}).

Horizon (cm)	0-10	40-50	90-100
Fractions granulométriques (g 100 g⁻¹ sols totaux)			
Argile	76,2	74,5	10,1
Limon-fin	4,7	8,5	0,7
Limon-grossier	0,8	0,5	0,8
Sable-fin	9,6	7,1	38,1
Sable-grossier	5	3,9	51,3
Densité réelle (g cm⁻³)	2,69		

 Tableau 14 : Caractéristiques chimiques de la séquence des profils P1BN et P2BN de la partie nord de Bérém (t_{60}).

Horizon (cm)	0-10	10-20	20-30	30-40	40-50	50-60	60-70	70-80	80-90	90-100
pH _{eau} (Sol sec), n= 2	8,5	8,5	7,9	8,3	7,9	8,0	8,5	8,6	8,7	9,3
Sels solubles, n = 2										
CE (dS m ⁻¹)	0,7	0,9	2,7	1,5	2,0	2,0	0,6	0,6	0,7	0,4
Ca ²⁺ (mmol L ⁻¹)	1,0				5,3				1,1	
Mg ²⁺ (mmol L ⁻¹)	3,6				0,01				3,3	
K ⁺ (mmol L ⁻¹)	0,00				11,3				0,01	
Na ⁺ (mmol L ⁻¹)	15,9				0,01				10,7	
Σcations	20,5				16,6				15,0	
Cl ⁻ (mmol L ⁻¹)	0,3				0,6				0,3	
SO ₄ ²⁻ (mmol L ⁻¹)	0,1				6,7				0,5	
CO ₃ ²⁻ (mmol L ⁻¹)	0,01				0,01				0,01	
HCO ₃ ⁻ (mmol L ⁻¹)	2,2				1,2				0,6	
Σanions	2,6				8,5				1,3	
Complexe d'échange (cmol⁺ kg⁻¹), n = 2										
CEC	64,8				42,5				0,00	
Ca ²⁺	49,0				56,8				8,8	
Mg ²⁺	6,6				3,7				1,7	
K ⁺	4,2				0,8				0,6	
Na ⁺	7,0				85,7				10,2	
Σcations	66,9				147,1				21,2	
Carbonate total, n = 2										
CaCO ₃ (g 100g ⁻¹ terre fine)	1,5	6,0	3,2	0,8	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Matière organique, n = 2										
C (g kg ⁻¹)	25,1	21,2	24,4	20,4	14,9	10,5	7,1	9,7	2,0	2,2
N (g kg ⁻¹)	1,8	1,9	1,8	1,6	1,3	0,9	0,7	0,8	0,4	0,1
C/N	13	11	13	12	11	11	10	11	11	11

L'absence de nombre correspond à une donnée non mesurée.

Tableau 15 : Caractéristiques physiques de la séquence des profils P1BS et P2BS de la partie Sud de Bérin (t₆₀).

Horizon (cm)	0-10	30-40	60-70
Fractions granulométriques (g 100 g⁻¹ sols totaux)			
Argile	75,6	84,4	82
Limon-fin	10,4	4,9	4,8
Limon-grossier	2	1	1,3
Sable-fin	3,4	5,8	3,4
Sable-grossier	4,6	2,2	2,5
Densité réelle (g cm⁻³)	2,69		

 Tableau 16 : Caractéristiques chimiques de la séquence des profils P1BS et P2BS de la partie Sud de Bérin (t₆₀).

Horizon (cm)	0-10	10-20	20-30	30-40	40-50	50-60	60-70	70-80	80-90	90-100
pH _{eau} (Sol sec), n = 2	8,1	8,1	8,2	8,2	8,4	8,7	8,6	8,8	8,7	8,7
Sels solubles, n = 2										
CE (dS m ⁻¹)	3,9	3,8	4,1	4,9	4,4	4,0	3,6	3,1	3,6	3,8
Ca ²⁺ (mmol L ⁻¹)	4,0			3,2			3,4			
Mg ²⁺ (mmol L ⁻¹)	0,01			0,01			0,01			
K ⁺ (mmol L ⁻¹)	2,8			0,01			0,01			
Na ⁺ (mmol L ⁻¹)	0,00			0,01			0,01			
Σcations	6,8			3,2			3,5			
Cl ⁻ (mmol L ⁻¹)	3,8			1,4			1,2			
SO ₄ ²⁻ (mmol L ⁻¹)	3,3			2,6			3,1			
CO ₃ ²⁻ (mmol L ⁻¹)	0,01			0,01			0,01			
HCO ₃ ⁻ (mmol L ⁻¹)	1,8			2,2			1,9			
Σanions	8,9			6,2			6,2			
Complexe d'échange (cmol⁺ kg⁻¹), n = 2										
CEC	65,5			72,9			72,3			
Ca ²⁺	47,8			37,1			45,5			
Mg ²⁺	7,4			8,5			9,9			
K ⁺	6,5			2,1			2,5			
Na ⁺	23,4			32,5			30,1			
Σcations	85,0			80,2			88,1			
Carbonate total, n = 2										
CaCO ₃ (g 100 ⁻¹ terre fine)	0,8	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Matière organique, n = 2										
C (g kg ⁻¹)	25,9	25,9	24,9	21,9	22,4	20,2	19,0	16,4	18,4	16,7
N (g kg ⁻¹)	2,2	2,2	2,0	1,8	1,8	1,6	1,4	1,3	1,4	1,4
C/N	12	12	12	12	12	13	14	14	13	

L'absence de nombre correspond à une donnée non mesurée.

Tableau 17 : Caractéristiques physiques de la séquence du profil P1Tchin de Tchingam (t₆₂).

Horizon (cm)	0-10	40-50
Fractions granulométriques (g 100 g⁻¹ sols totaux)		
Argile	33,5	78,9
Limon-fin	7,5	10,2
Limon-grossier	3,6	1,9
Sable-fin	25,5	2,4
Sable-grossier	29,2	1
Densité réelle (g cm⁻³)	2,61	

 Tableau 18 : Caractéristiques chimiques de la séquence des profils P1Tchin à P3Tchin de Tchingam (t₆₂).

Horizon (cm)	0-10	10-20	20-30	30-40	40-50	50-60	60-70	70-80	80-90	90-100
pH _{eau} (Sol sec)	8,0	8,3	7,9	7,8	7,4	7,6	7,6	7,4	7,4	7,6
Sels solubles										
CE (dS m ⁻¹)	0,4	0,5	0,3	0,3	0,2	0,3	0,3	0,2	0,2	0,4
Ca ²⁺ (mmol L ⁻¹)	1,1				0,8					
Mg ²⁺ (mmol L ⁻¹)	3,4				4,1					
K ⁺ (mmol L ⁻¹)	0,01				0,01					
Na ⁺ (mmol L ⁻¹)	12,5				25,6					
Σcations	17,0				30,5					
Cl ⁻ (mmol L ⁻¹)	0,2				0,2					
SO ₄ ²⁻ (mmol L ⁻¹)	0,1				0,02					
CO ₃ ²⁻ (mmol L ⁻¹)	0,01				0,01					
HCO ₃ ⁻ (mmol L ⁻¹)	2,4				1,0					
Σanions	2,7				1,2					
Complexe d'échange (cmol⁺ kg⁻¹)										
CEC	51,3				39,7					
Ca ²⁺	33,4				42,4					
Mg ²⁺	7,0				16,3					
K ⁺	1,8				1,7					
Na ⁺	3,3				5,3					
Σcations	45,5				65,6					
Carbonate total (n=3)										
CaCO ₃ (g 100g ⁻¹ terre fine)	1,5 ± 1,0	1,0 ± 0,5	0,4 ± 0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Matière organique (n=3)										
C (g kg ⁻¹)	35,6 ± 3,2	33,2 ± 2,1	27,1 ± 2,7	20,5 ± 4,4	14,9 ± 2,5	14,6 ± 2,5	14,0 ± 2,1	11,2 ± 0,7	10,5 ± 0,5	10,9 ± 0,8
N (g kg ⁻¹)	2,4 ± 0,1	2,2 ± 0,1	2,1 ± 3,2	1,7 ± 0,1	1,6 ± 0,1	1,1 ± 0,1	1,2 ± 0,04	0,9 ± 0,01	1,0 ± 0,03	1,2 ± 0,04
C/N	15 ± 1,9	15 ± 1,6	13 ± 1,2	12 ± 3,3	10 ± 1,4	14 ± 2,7	12 ± 2,2	12 ± 0,6	11 ± 0,2	10 ± 0,9

L'absence de nombre correspond à une donnée non mesurée.

Tableau 19 : Caractéristiques physiques de la séquence des profils P1GUINI à P7GUINI de la partie Nord de GUINI (t₆₅)

Horizon (cm)	0-10	40-50
Fractions granulométriques (g 100 g⁻¹ sols totaux) (n = 2)		
Argile	39,3	70,15
Limou-fin	28,2	4,75
Limou-grossier	2,8	1,25
Sable-fin	8,3	11,05
Sable-grossier	9,5	5,8
Densité réelle (g cm⁻³)	2,68	

 Tableau 20 : Caractéristiques chimiques de la séquence des profils P1GUINI à P7GUINI de la partie Nord de GUINI (t₆₅).

Horizon (cm)	0-10	10-20	20-30	30-40	40-50	50-60	60-70	70-80	80-90	90-100
pH _{eau} (sol sec), n = 7	8,8 ± 0,2	8,8 ± 0,2	8,7 ± 0,1	8,8 ± 0,1	8,8 ± 0,2	8,7 ± 0,2	8,6 ± 0,1	8,7 ± 0,2	8,7 ± 0,2	8,6 ± 0,1
Sels solubles (n = 7 et n = 1)										
CE (dS m ⁻¹)	4,3 ± 1,5	4,1 ± 1,4	4,5 ± 1,5	4,2 ± 1,3	4,3 ± 1,3	4,0 ± 1,0	4,2 ± 1,2	3,9 ± 1,2	3,8 ± 1,2	4,5 ± 1,5
Ca ²⁺ (mmol L ⁻¹)	2,9 ± 1,0							3,0		1,4
Mg ²⁺ (mmol L ⁻¹)	1,0 ± 0,3							1,2		0,6
K ⁺ (mmol L ⁻¹)	0,5 ± 0,1							0,8		0,4
Na ⁺ (mmol L ⁻¹)	29,5 ± 1,2							43,6		56,9
Σcations	34,0 ± 7,0							48,5		59,2
Cl ⁻ (mmol L ⁻¹)	2,4 ± 1,0							0,01		0,01
SO ₄ ²⁻ (mmol L ⁻¹)	4,2 ± 1,6							13,1		18,9
CO ₃ ²⁻ (mmol L ⁻¹)	0,03 ± 0,01							0,3		0,4
HCO ₃ ⁻ (mmol L ⁻¹)	3,0 ± 0,6							3,5		4,5
Σanions	9,6 ± 0,9							16,9		23,8
Complexe d'échange (cmol⁺ kg⁻¹) (n = 7)										
CEC	49,5 ± 3,7									
Ca ²⁺	28,0 ± 1,6									
Mg ²⁺	5,2 ± 0,9									
K ⁺	4,5 ± 0,6									
Na ⁺	37,6 ± 3,7									
Σcations	75,4 ± 2,2									
Carbonate total (n = 7)										
CaCO ₃ (g 100g ⁻¹ terre fine)	14,0 ± 2,2	11,5 ± 2,9	8,7 ± 1,9	6,3 ± 3,0	2,9 ± 3,1	2,4 ± 2,6	1,2 ± 1,3	0,0 ± 0,0	0,3 ± 0,3	0,6 ± 0,7
Matière organique (n = 7)										
C (g kg ⁻¹)	30,5 ± 1,8	24,8 ± 2,2	22,6 ± 1,9	25,4 ± 1,7	22,7 ± 2,4	21,9 ± 1,6	20,0 ± 1,8	17,2 ± 1,0	17,7 ± 2,2	19,0 ± 2,8
N (g kg ⁻¹)	2,4 ± 0,2	2,4 ± 0,3	1,8 ± 0,2	1,9 ± 0,2	1,6 ± 0,1	1,6 ± 0,1	1,5 ± 0,2	1,5 ± 0,1	1,4 ± 0,1	1,7 ± 0,2
C/N	13 ± 0,6	11 ± 1,5	13 ± 0,6	14 ± 1,2	14 ± 0,6	14 ± 0,5	13 ± 0,6	12 ± 0,5	13 ± 0,9	11 ± 0,3

L'absence de nombre correspond à une donnée non mesurée.

Tableau 21 : Caractéristiques physiques de la séquence des profils P1GN, P2GN et PGS1 de GUINI (t₆₅).

Horizon (cm)	0-10	40-50
Fractions granulométriques (g 100 g⁻¹ sols totaux) (Moy. n = 2)		
Argile	56,0	49,8
Limon-fin	17,2	26,5
Limon-grossier	3,0	2,3
Sable-fin	9,0	12,0
Sable-grossier	6,6	5,2
Densité réelle (g cm⁻³)	2,68	

 Tableau 22 : Caractéristiques chimiques de la séquence des profils P1GN, P2GN et PGS1 de GUINI (t₆₅).

Horizon (cm)	0-10	10-20	20-30	30-40	40-50	50-60	60-70	70-80	80-90	90-100
pH _{eau} (sol sec), n = 3	8,5 ± 0,2	8,4 ± 0,2	8,4 ± 0,2	8,3 ± 0,3	8,2 ± 0,4	7,5 ± 0,9	7,2 ± 1,0	6,8 ± 1,3	6,7 ± 1,3	6,7 ± 1,3
Sels solubles (n = 2 et n = 3)										
CE (dS m ⁻¹)	0,5 ± 0,1	0,5 ± 0,1	0,5 ± 0,1	0,7 ± 0,2	0,9 ± 0,3	1,3 ± 0,6	1,3 ± 0,5	1,1 ± 0,5	1,2 ± 0,4	1,1 ± 0,4
Ca ²⁺ (mmol L ⁻¹)	1,0				1,3 ± 0,2					6,14
Mg ²⁺ (mmol L ⁻¹)	3,4				2,8 ± 0,4					2,21
K ⁺ (mmol L ⁻¹)	0,00				0,0					0,19
Na ⁺ (mmol L ⁻¹)	13,2				5,9 ± 4,1					2,59
Σcations	17,6				9,9 ± 1,3					11,1
Cl ⁻ (mmol L ⁻¹)	1,1				0,3 ± 0,02					0,01
SO ₄ ²⁻ (mmol L ⁻¹)	0,1				0,3 ± 0,1					3,5
CO ₃ ²⁻ (mmol L ⁻¹)	0,01				0,0					0,1
HCO ₃ ⁻ (mmol L ⁻¹)	2,4				1,9 ± 0,4					1,8
Σanions	3,6				2,4 ± 0,4					5,4
Complexe d'échange (cmol⁺ kg⁻¹) (n = 2 et n = 3)										
CEC	39,3				39,5 ± 10,2					
Ca ²⁺	44,0				40,5 ± 8,4					
Mg ²⁺	10,2				7,6 ± 1,7					
K ⁺	4,6				1,7 ± 0,2					
Na ⁺	15,3				13,8 ± 7,2					
Σcations	74,0				63,6 ± 8,6					
Carbonate total (n = 3)										
CaCO ₃ (g 100 ⁻¹ terre fine)	10,2 ± 8,5	9,4 ± 8,6	11,5 ± 11,0	16,9 ± 16,5	18,9 ± 18,9	10,4 ± 10,4	4,5 ± 4,5	4,3 ± 4,3	4,1 ± 4,1	3,1 ± 2,0
Matière organique (n = 3)										
C (g kg ⁻¹)	21,6 ± 2,7	21,1 ± 2,4	16,8 ± 3,5	12,4 ± 2,8	13,7 ± 4,0	19,5 ± 2,3	22,4 ± 4,5	20,3 ± 5,3	20,0 ± 5,1	24,9 ± 7,4
N (g kg ⁻¹)	1,8 ± 0,3	1,8 ± 0,4	1,6 ± 0,5	1,3 ± 0,3	1,3 ± 0,2	2,0 ± 0,4	2,1 ± 0,5	2,1 ± 0,9	2,1 ± 0,8	2,4 ± 0,7
C/N	12 ± 1,4	12 ± 1,4	11 ± 0,7	10 ± 0,9	10 ± 1,5	10 ± 1,2	11 ± 0,5	11 ± 2,0	10 ± 1,8	11 ± 1,5

L'absence de nombre correspond à une donnée non mesurée.

5.6. Conclusion

Concernant les sols des polders d'âge supérieur ou égal à 60 ans :

- la teneur en argile granulométrique est dominante dans les sols, le cas de t_{62} sera évoqué dans les pages suivantes ;
- les sols sont morphologiquement marqués par l'hydromorphie, la nappe est présente à des niveaux remarquablement constants au moment des observations et le développement d'oxydation lors du séchage à l'air est clair pour les horizons profonds ;
- la structure est finement agrégée en surface, parfois pulvérulente, très meuble dans l'ensemble des observations, les efflorescences salines existent (polder de Guini, Bérin sud) ;
- le $\text{pH}_{\text{H}_2\text{O}}$ est faiblement alcalin et/ou neutre à fortement alcalin et compris entre $6,7 \pm 1,3$ et $9,3$;
- la salinité des séquences des profils de sols est faible à fortement saline. Elle varie de $0,4$ à $4,9 \text{ dS m}^{-1}$; les concentrations en sels solubles sont variables et sans doute consécutives au régime hydrique de l'irrigation, la salinité est dominée par Na^+ ;
- le rapport C/N compris entre $10 \pm 1,1$ et $15 \pm 1,9$ indiquent deux types d'horizons, dans certains horizons une MO bien décomposée et l'existence d'horizons d'accumulation de MO avec des résidus végétaux en cours de décomposition.
- la CEC est toujours élevée, ce qui confirme la nature des minéraux argileux décrite dans des travaux antérieurs (Rieu, 1978 ; Tardy et al. 1974) ; le Ca^{2+}_e domine mais Na^+_e occupe parfois plus de 10 % de la CEC.

Ces sols pourraient être classés en Sols sodiques à structure dégradée, salins à alcalins (Solontchaks-Solonetz), selon la classification CPCS (1967), correspondant aux Gleyic Solonetz suivant la classification (IUSS Working Group WRB, 2006). Toutefois nous voyons bien qu'une partie d'entre eux a seulement des caractères salins sans que la sodicité soit attestée. L'objet de ce travail n'étant pas une taxonomie détaillée, nous reprendrons en détail la taxonomie lors d'un article particulier ; en effet, même dans le cadre du WRB, les horizons de diagnostic définis par cette taxonomie s'appliquent mal et il faudra reprendre une analyse rigoureuse des résultats, profil de sol par profil de sol, pour faire des propositions constructives. De toute façon, l'application d'une taxonomie ne peut être exemplaire pour ces sols, en effet l'eau (nature et dynamique) est l'agent essentiel de l'évolution des sols en formation, et les évolutions saisonnières des propriétés sont trop rapides pour qu'une cartographie pédologique ne devienne caduque en une intersaison de quelques mois (Rieu, 1978).

6. Synthèse : Transformation du sédiment en sol

6.1. La forte empreinte des matériaux hérités

Les sédiments superficiels des polders ont des teneurs élevées de C. Cette matière organique est héritée du sédiment initial (vases lacustres), puis, il apparaît que la teneur en C organique diminue avec le temps. Cheverry (1974) note que le stock de la MO sédimentaire est fortement entamé après l'exondation de polder dans les premières années, puis elle évolue de plus en plus lentement. Nos résultats confirment ce phénomène où on note que la teneur en C en surface (0-30 cm) dans le polder jeune t_{10} $45,4 \pm 2,9 \text{ g C kg}^{-1}$ ($n = 4$) passe à $30,5 \pm 1,8 \text{ g C kg}^{-1}$ ($n = 3$) dans l'ancien t_{65} , ce qui revient à un taux théorique annuel de perte assez faible, de $-0,3 \text{ \% an}^{-1}$. L'analyse des stocks organiques devrait permettre de mieux statuer sur l'évolution des quantités de MO des sols.

L'empreinte texturale et minéralogique des sols des polders varie peu : plus de 95 % d'éléments fins (argile et limon), avec des argiles gonflantes révélées par les valeurs de CEC que nous avons mesurées. Rieu (1978) et Tardy et al. (1974) ont observé la présence dans ces sols de polder de montmorillonite (60 à 80 %), de kaolinite (10 à 20 %) et très peu d'illite. La fraction argileuse varie de 40-70 g 100 g⁻¹ sols dans les premiers 30 cm et de 60-80 g 100 g⁻¹ sols dans les horizons 30 -100 cm (Figure 18). Cette granulométrie est dominée par la fraction argileuse dans les profils des sols non mis en polder (t_0) ou dans les profils de sol de 10, 60 ou 65 ans après poldérisation (t_{10} , t_{60} , et t_{65}) et possèdent très peu d'éléments sableux 6 à 15 g 100 g⁻¹ sol sauf t_{62} , ce qui entraîne une forte capacité d'échange cationique de l'ordre de 70,3 à $35,4 \pm 7,1 \text{ cmol}^+ \text{ kg}^{-1}$ ($n = 4$). Seuls les sols du t_{62} montrent une notable proportion de sables dans la couche 0-30 cm, ce qui pourrait être expliqué par des apports par érosion des dunes qui entourent ce polder.

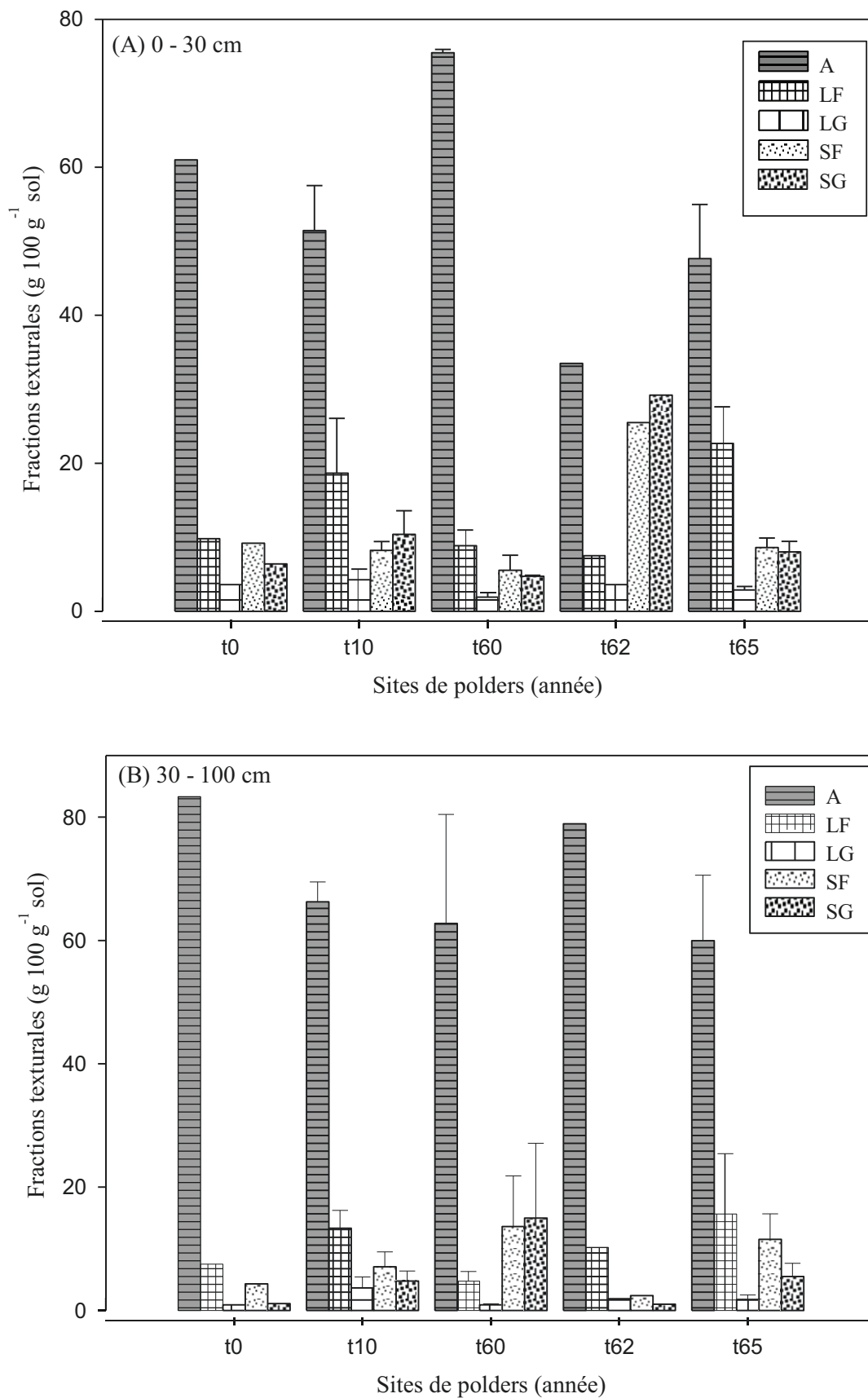


Figure 18 : Variations de l’empreinte granulométrique dans les séquences des profils de sol de polders, (A) dans la couche 0-30 cm et (B) dans la couche 30-100 cm. Les barres d’erreurs correspondent à l’erreur standard.

6.2. L'acquisition d'une structure

En amont du barrage, les vases sédimentaires qui étaient submergées par les eaux de crue du lac en saison pluvieuse évoluent rapidement en sols suite à leur exondation. Durant cette pédogénèse, les sédiments récents (vases) très humides qui présentaient une faible consistance physique, site t_0 , ont progressivement subi une maturation physique dans les sites les plus anciens (t_{10} , t_{60} , t_{62} et t_{65}).

Le premier critère est le début de l'acquisition d'une horizonation, c'est donc le cas de l'horizon de surface qui s'individualise bien, d'autant plus que les travaux aratoires favorisent l'acquisition de la structure bien qu'elle puisse être dégradée en cas de sursalinité.

Cette structuration ou maturation physique s'exprime nettement par l'augmentation de la consistance, exprimée par la (DA) qui augmente à mesure que les matériaux se structurent dans les horizons et lors de la perte en eau et l'acquisition d'une porosité.

Le processus, comme le décrit Dent (1986) est irréversible et se caractérise par un tassement et une déshydratation du matériau. La DA, tous les horizons confondus, permet de différencier les sites (t_0 ; t_{10} , t_{60} , t_{62} et t_{65}), comme le montre la différence significative entre les groupes de moyenne au seuil de 5 % (test ANOVA et HSD de Tukey) (Figure 19). De plus, les résultats du modèle de régression simple de la relation entre la teneur en eau au moment des prélèvements et la DA, qui révèlent bien ce processus de maturation physique, avec une corrélation hautement significative ($p < 0,001$, $n = 210$) (Figure 20).

Ces résultats vont dans le sens des travaux de Pons et Zonneveld (1965) qui ont montré que la maturation physique est le résultat direct du retrait de l'eau des sédiments meubles. Elle est affectée par des facteurs bien connus, tels que : l'évaporation, la topographie (drainage), les activités de la faune et de la flore (homogénéisation et transpiration), le temps et l'action de l'homme sur le drainage par exemple.

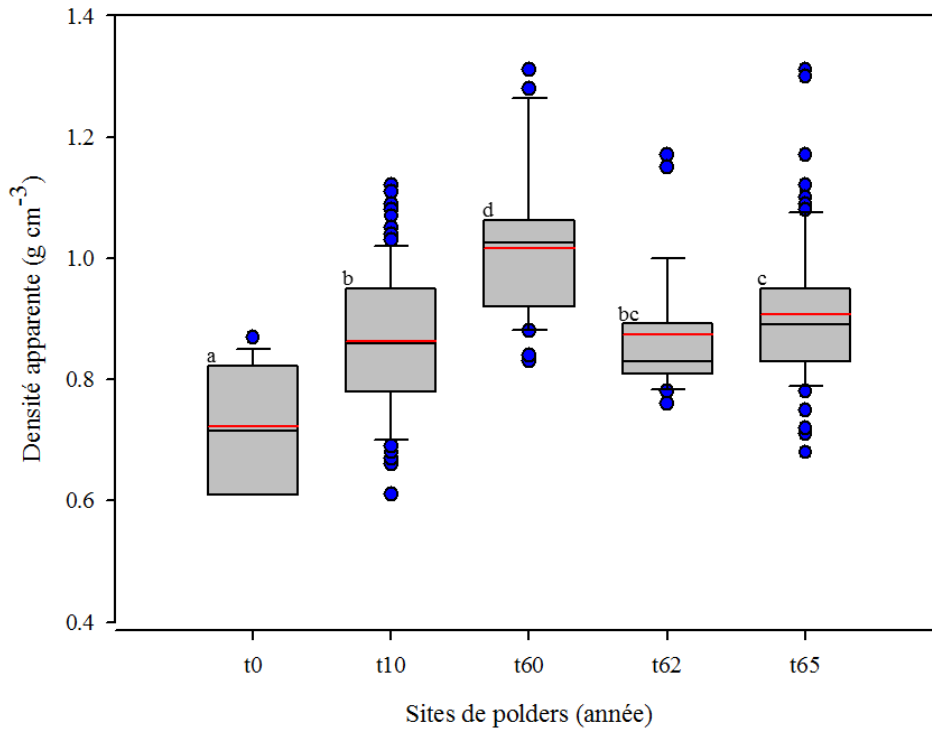


Figure 19 : Variabilité de la densité apparente (g cm^{-3}) dans les sites de polders suivant l'âge de poldérisation et/ou l'exondation. Les lettres a, b, c et d correspondent aux groupes statistiques déterminés par ANOVA et test HSD de Tukey ($P < 0,05$).

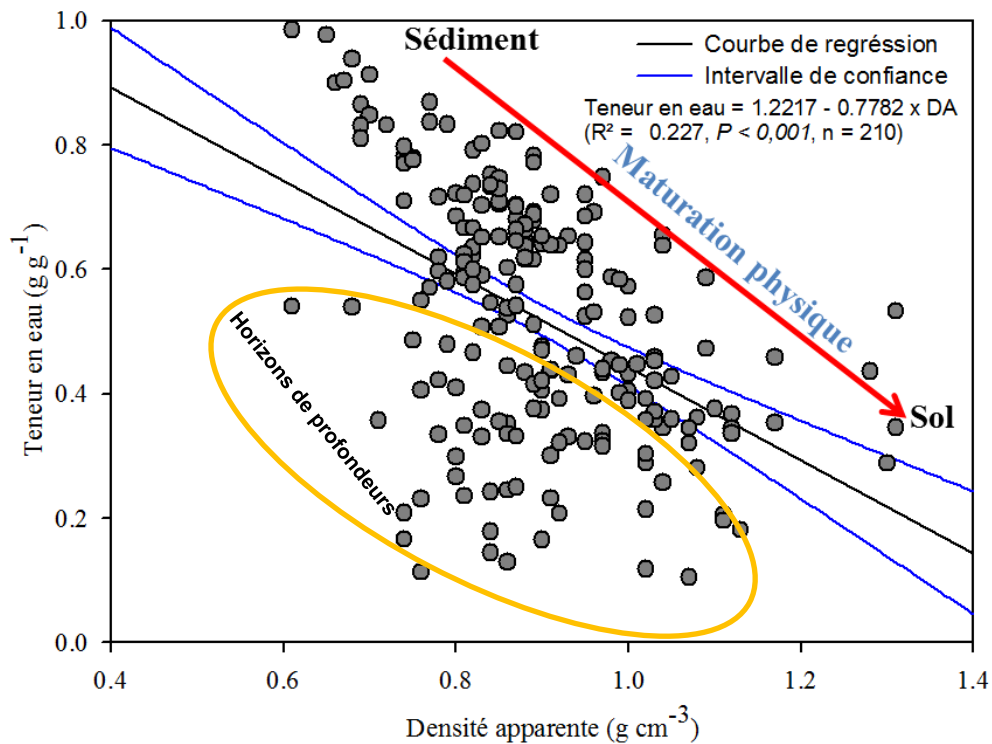


Figure 20 : Relation entre teneur en eau (g g^{-1}) et densité apparente (g cm^{-3}) tout horizon confondu.

Cette structuration des sédiments ou degré de maturation physique des sédiments s'évalue par un indice **n** qui est lié à la texture, aux teneurs en eau et en MO selon la formule suivante :

$$n = \frac{W - 0,2Z}{Arg + 3MO}$$

Où : W est la teneur en eau du sol séché à l'air ; Arg la teneur en argile ; MO la teneur en MO et Z la fraction minérale non colloïdale : $Z = 100 - Arg - MO$.

Elle détermine 5 classes de consistance correspondant à 5 types de développement valables aussi bien sous climat tempéré que tropical. Le [tableau 23](#) proposé par Marius (1984) pour les sols issus de mangroves sur sédiments fluvio-marins, synthétise les valeurs de l'indice **n** et les différentes classes de consistance et développement.

Tableau 23 : Indice n et classes de consistance (Marius, 1984).

Indice n	Classe de consistance	Classe de développement	Description de la consistance
> 2	1	Non développé	Fluide, mou, ne peut pas être contenu dans la main.
1,4 – 2	2	Peu développé	Sans consistance, très plastique, passe entre les doigts.
1 – 1,4	3	Semi développé	Très malléable, plastique, colle à la main, mais s'échappe entre les doigts.
0,7 – 1	4	Presque développé	Malléable, un peu plastique colle à la main. Nécessite de forcer pour passer entre les doigts.
< 0,7	5	Développé	Très consistant, résiste à la pression de la main.

L'indice **n**, d'évaluation du degré de développement de la structure, est très variable aussi dans les horizons des profils que dans les sites des polders. Il varie de 0,4 à 1,5 et il se situe dans la gamme de structure peu développée à développée. En effet, dans t_0 et t_{10} la structure est semi développée à presque développée. Tandis que dans t_{60} , t_{62} et t_{65} , la structure est presque développée à développée ([Tableau 24](#)). Donc, la structuration est perceptible dans les polders anciens par l'analyse, bien que nous l'observions sur le terrain.

Tableau 24 : Valeurs de n calculé pour les horizons 0-30 et 30-100 cm dans les différents profils de polders.

Site	t_0		t_{10}		t_{60}		t_{62}		t_{65}	
Horizons	0-30	30-100	0-30	30-100	0-30	30-100	0-30	30-100	0-30	30-100
Indice n	0,9-1,1	0,9-1,2	0,1-0,5	0,3-1,0	0,1-0,5	0,4-0,8	0,4-1,1	0,7-1,2	0,4-1,0	0,8-1,5

6.3. Modification chimique des horizons de surface

Les sols des polders présentent des caractères chimiques de leurs horizons qui les distinguent, on note qu'ils sont hydromorphes ou hydromorphes et salins. Donc, ce qui oriente cette évolution, est relatif aux conditions d'engorgement total ou temporaire, au niveau de battement de la nappe dans les profils qui façonnent chimiquement les horizons, en particulier, ceux de surface.

Ainsi donc, les facteurs majeurs qui paraissent orienter le déterminisme géochimique de l'évolution des sols de polders ; il s'agit entre autres :

- La dynamique hydrique et des sels dans le polder ;
- Les conditions d'oxydo-réduction édaphiques.

Ces facteurs ont été étayés par les travaux de Cheverry (1974) et Rieu (1975) qui résument cette différenciation chimique des sols suivant les voies d'évolution des sols :

1. La voie saline neutre : consiste en un relais des accumulations de sels alcalins par des sels neutres, et dépend de la vitesse avec laquelle le sol se dessèche et s'aère. En saison sèche, les remontées capillaires de la nappe favorisent l'accumulation de sels neutres dans la partie supérieure du profil, Il y a formation des sols salés à sulfate de calcium (CaSO_4 , Gypse) et de sodium (NaSO_4 , Thérnadite). En saison des pluies, les eaux météoriques solubilisent les sels et rejoignent la nappe qu'elles resalent.

2. La voie alcaline : lorsque les conditions réductrices s'établissent sous l'effet d'engorgement prolongé, ces conditions favorisent la sulfato-réduction et des pressions partielles de CO_2 parfois très élevées. En surface, les pressions partielles de CO_2 s'abaissent, les alcalino-terreux précipitent sous forme de carbonates et les eaux sont carbonatées-sodiques. Il y a formation des sols alcalins à carbonates de calcium (CaCO_3 , Calcite) et de sodium (Na_2CO_3 , Gaylussite). Le pH est élevé, la MO solubilisée, extraite et évacuée hors profil. L'argile, fortement alcalinisée, dépouillée de la MO qui lui était associée, devient gonflante et facilement dispersable. Dans ces conditions la structure est détruite.

Lors du retrait de la lame d'eau, il se dépose des Na_2CO_3 et du salant noir constitué des mêmes sels, mais fortement chargés de MO dissoute. Le pH reste élevé. Le relais des sels alcalins par les sels neutres est bloqué. Le sol est engagé dans la voie alcaline. Il existe donc un seuil d'irréversibilité : une trop forte dégradation de la structure de l'horizon de surface, c'est à dire une conductivité hydraulique trop faible. Cet abaissement critique de la conductivité hydraulique résulte de deux facteurs : le taux de sodium échangeable trop élevé,

la disparition de la MO, liée à l'argile et qui lui assurait une bonne structure et un faible pouvoir de dispersion.

L'évolution pédologique a entraîné une différenciation chimique et physico-chimique se traduisant par des gradients de salinité, de carbonates, de MO et de couleur. En effet, les sols des polders présentent des manifestations de salinisation liée à la transgression d'eaux lacustres faiblement salées bicarbonatées calciques (Lévêque, 1987) et à l'intense évapotranspiration (Cf. Chapitre 2) due à la forte température d'ensoleillement au cours de la sécheresse. Cette salinité faible au voisinage du bras du lac (barrage), comme l'atteste les résultats de la conductivité électrique (CE) des horizons au t_0 et t_{10} et augmente à mesure que l'on s'en éloigne, avec de salinité plus élevée comme dans les anciens polders, i.e. Guini (de $4,5 \pm 1,5$ à $3,8 \pm 1,2$ dS m⁻¹).

Les phénomènes de la remontée capillaire de la nappe phréatique qui se produisent en début de saison sèche, suite au contexte pédoclimatique semi-aride, à forte insolation et évaporation, ceux-ci combinés au défrichage (après les feux), cristallisent en surface des sols les sels solubles, en particulier des sels de sodium associés aux bicarbonates-carbonates, sulfates ou chlorures, qui orientent la structure du sol. Il est probable que les amas noirs de petite taille observés soient des sulfures de fer, en particulier dans les horizons où nous avons mesuré un pH acide sur sol sec. La richesse plus ou moins des sols des polders en sels solubles ou en ions alcalinisant tels que le Na⁺ a une incidence sur leur morphologie, en surface et plus ou moins en profondeur. La surface de ces sols est parfois couverte d'une véritable croûte saline blanche (2 cm), tel qu'on l'a observée dans le polder de Guini avec une consistance poudreuse. Ces observations ont été aussi faites par d'autres (Droubi et al., 1976b; Gac and Tardy, 1980).

L'ensemble des données descriptives et analytiques militent pour conclure que la plupart de ces sols ont emprunté la voie saline neutre (Rieu, 1975). Localement, on remarque bien une alcalinisation sans atteindre encore la voie de dégradation finale de l'alcalinité. Il semble bien que l'irrigation permette de compenser les remontées capillaires de la nappe plus profonde, toutefois ceci mériterait des travaux spécifiques. En tout cas les teneurs en C attestent encore que le seuil de dégradation n'est pas atteint dans les sites étudiés.

Dans ces sédiments où la MO s'est accumulée plus rapidement qu'elle ne s'est minéralisée, on peut supposer que les eaux interstitielles remplissant les pores deviennent anaérobiques rendant possible dans ce milieu salin la sulfato-réduction bactérienne. Il se forme ainsi de

l'hydrogène sulfuré (H_2S) dont une partie réagit immédiatement avec les minéraux détritiques du fer pour former des monosulfures de fer (FeS), noirs, d'où les amas noirs que nous avons observés dans les profils de polders. Une partie d' H_2S peut être oxydée en soufre élémentaire (S) par les bactéries aérobiques ou anaérobiques. Ce soufre réagit ensuite avec les monosulfures de fer pour donner de la pyrite (FeS_2), le reste de soufre élémentaire étant oxydé par les bactéries en sulfates (SO_4^{2-}). Ce qui confirme la dominance de SO_4^{2-} dans nos sols de polders les plus anciens (Tableaux 16, 20, 14 et 12). Ce mécanisme a été observé aussi par Marius (1984) dans la mangrove au Sénégal et par Rieu (1975) dans les sols de polders du lac. Ce déterminisme géochimique de l'évolution des sols des polders influence énormément leur réserve organique, en particulier leurs stocks de C.

CHAPITRE IV : LES STOCKS DE CARBONE DES SOLS DE POLDERS¹

¹ Ce chapitre est adapté d'un article : « *Pioneering assessment of carbon stocks in polders soils developed in inter dune landscapes in a semi-arid climate, Lake Chad* » sous presse dans la revue *C.R. Géosciences*.
Auteurs : A. A. Adoum, P. Moulin, M. Brossard <http://dx.doi.org/10.1016/j.crte.2016.08.003>

1. Introduction

Le sol, considéré comme un important réservoir de carbone (C) organique de la biosphère, a accumulé durant des siècles et des millénaires sur 1 m de profondeur 2500 Gt C dont 62 % (1550 Gt C) sont organiques (COS) et 38 % (950 Gt C) sont inorganiques (CIS) (Eswaran et al. 1993 ; Lal, 2004a, 2004b). Dans les premiers 30 cm, ce stock est estimé entre 684 et 724 Gt C (Powlson et al. 2011). Le compartiment du C atmosphérique est estimé à 750 Gt C (Farage et al., 2007) et représente environ 30 % du compartiment de C du sol. La quantité estimée dans la biomasse végétale est de 550 Gt C, et représente 75 % du C stocké dans l'atmosphère.

Selon les modes de gestion des terres, la dynamique du COS présente deux enjeux majeurs, l'un de nature globale si l'on met en perspective le changement climatique et les changements d'usages des terres, l'autre, de portée locale, concerne l'adaptation aux changements climatiques, la fertilité des sols et la sécurité alimentaire. La dynamique du COS résulte de divers facteurs aussi bien naturels qu'anthropiques tels que : le climat, la géologie, la végétation, l'activité biologique et les impacts locaux des changements d'utilisation du sol i.e. l'agriculture et la sylviculture (Brossard and López-Hernández, 2005 ; Follain et al., 2007). La prise en compte de tous ces facteurs est généralement impossible. Les redistributions induites par ces processus exercent un impact considérable sur les stocks de carbone en modifiant localement sa distribution.

Dans la littérature, différentes estimations ont été rapportées concernant la diminution de stocks organiques des sols résultant de la mise culture des écosystèmes naturels dans un large éventail de conditions climatiques et pour différentes années suivant la conversion (ex. Fujisaki et al., 2015 pour les écosystèmes amazoniens). Selon Martinez-Mena et al. (2008), les stocks de carbone dans les sols cultivés peuvent baisser de 30 % à 50 % par rapport à leur niveau initial 50 à 100 ans après la mise en culture. Manlay et al. (2004) ont mentionné une diminution de 50 % après 15 ans de culture dans l'écosystème de savane ouest africaine. Le coefficient annuel de perte nette sous culture après une situation initiale avoisine 4,7 % en sols sableux, 2 % en sols argileux (Pieri, 1989 ; Serpantié et al., 2004). Les données disponibles montrent que le carbone de la couche arable du sol est sensible au changement d'utilisation des sols (Lal, 2008, 2002 ; Song et al., 2005).

En milieu tropical sec, les sols contiennent de faibles teneurs en carbone, du fait de la disponibilité limitée de l'eau qui régule la productivité des plantes, principale source de COS. À partir des données d'expériences à long terme sur le travail du sol et les systèmes de

culture, Pieri (1989) a rapporté les pertes annuelles de COS de 1,2 et 0,5 g C kg⁻¹ yr⁻¹ en contexte semi-aride sahélien sous des cultures des céréales avec 2 et 4 années de jachère. Les conditions climatiques extrêmes, semi-arides, rendent cet écosystème fragile et par conséquent les sols sont particulièrement sujets à la dégradation lors de la mise en place de pratiques plus intensives de gestion des terres, le surpâturage et les feux fréquents.

En zone semi-aride sahélienne, la dynamique du COS est une des clés, avec l'eau, pour une gestion durable des terres, visant au maintien de la fertilité, de la stabilité et de la productivité des sols (Pieri, 1989). Les sols contiennent de faibles teneurs en COS 4,3 g kg⁻¹ sur 0-40 cm (Manlay 2000) et les stocks sur 1 m de profondeur représentent 20 – 30 Mg C.ha⁻¹ (Jones et al., 2013), dont une partie, quelques Mg C ha⁻¹, est annuellement perdue.

Cependant, les stocks à l'échelle locale sont mal connus, malgré les enjeux divers qu'ils représentent en termes de maintien des propriétés physico-chimiques des sols, de sécurité alimentaire, de réduction des émissions de gaz à effet de serre (GES) et d'aide à la décision.

Dans le paysage interdunaire nord-est du lac Tchad, l'agriculture est développée dans les polders créés, initialement, dans des zones humides marécageuses. Ces polders sont des anciens bras du lac Tchad, résultant de la régression des eaux du lac suite à la variabilité climatique qui sévit depuis le début de l'Holocène et de ces dernières décennies dans le Sahel (Schuster et al., 2009). Les aménagements hydro-agricoles ont été mis en place pour préserver les polders des inondations, stocker et distribuer l'eau d'irrigation. Au regard de la variabilité du climat, les polders aménagés représentent une alternative agro-économique intéressante pour les paysans du Sahel, leur permettant d'assurer une production de sécurité alimentaire ou de rente.

Dans ce contexte, les sols y sont soumis à une exploitation intensive de 3 récoltes/an, la rotation est basée sur les céréales (maïs/blé) et le maraîchage (fenugrec-fève-tomates). Il existe différents niveaux d'intensification et de pratiques : l'agriculture pluviale, l'agriculture irriguée au cours de la saison sèche. Toutes les stratégies techniques doivent être incluses dans un projet hydro-agricole adapté aux besoins et aux capacités des sociétés locales. Cette intensification constitue l'une des réponses possibles d'adaptation des agriculteurs à la variabilité du climat dans la région.

Pias et Guichard (1960) et Pias et Sabatier (1965) ont estimé qu'après plus de dix années de culture intensive (3 récoltes/an, les résidus de culture étant exportés hors du polder), la teneur en matière organique a diminué de 100-130 à 60-70 g kg⁻¹ dans l'horizon de surface (0-

20 cm), ce qui représente un coefficient de perte nette de teneur en matière organique de 0,6 à 0,7 % an⁻¹. Ce coefficient est nettement plus faible que celui observé dans les sols sableux, 4,7 % an⁻¹ et argileux, 2 % an⁻¹ (Pieri, 1989 ; Serpantié et al., 2004).

Dans les régions semi-arides, les sols de bas-fonds sont stratégiques pour l'agriculture en vue d'assurer la sécurité alimentaire. Dans le contexte du Lac Tchad, la question est de savoir si le COS a été modifié au cours du temps dans les Fluvisols des polders où les systèmes de culture sont basés sur l'irrigation. La présente étude est originale car elle porte pour la première fois sur les sites de polders pour fournir une estimation des stocks de C des sols selon une chronoséquence après poldérisation et mise en culture (approche synchronique).

2. Matériels et méthodes

2.1. Milieu d'étude

Le milieu d'étude a été décrit dans le chapitre 2. Toutefois, certaines caractéristiques des profils des sols étudiés sont présentées dans le [Tableau 25](#).

Afin de comparer les sites échantillonnés, une méthode synchrone (Marco et al., 2010) a été adoptée : les âges de polders peuvent être considérés comme représentatifs d'une succession de poldérisation au fil du temps sur la même parcelle, ces polders sont soumis au même climat, les usages sont semblables au cours du temps. Si à l'échelle de la taxonomie des sols nous pouvons les considérer similaires, rappelons que la granulométrie du site t₆₂ est plus sableuse que celle des autres sites (Chap. 3).

2.2. Echantillonnage de sols

La stratégie d'échantillonnage menée au terrain dans le cadre de ces travaux de thèse a été étayée dans le chapitre 2. Rappelons toutefois que les prélèvements ont été réalisés en début de saison sèche, après la récolte de la saison pluvieuse. Ils ont été réalisés suivant une chronoséquence de l'âge de mise en poldérisation ou de mise en culture de polder (C.f [Tableau 2](#), Chap 2).

2.3. Analyses physiques et chimiques

Les analyses physico-chimiques ont été effectuées sur des échantillons séchés à l'air et tamisés (2 mm). Pour certaines déterminations un broyage fin (<200 µm) a été réalisé (C). Les analyses suivantes ont été réalisées :

Détermination granulométrique selon la méthode internationale adaptée à la pipette Robinson (Pétard, 1993), la densité apparente au cylindre et « à eau » (Black et al., 2006 ; Grimaldi et al., 2003 ; Mathieu et Pieltain, 1998), le pH a été déterminé en utilisant la méthode électrométrique (NF ISO 10390), la conductivité électrique (NF ISO 11625), la capacité d'échange cationique et les cations échangeables ont été déterminées au pH du sol par échange avec une solution de chlorure de cobaltihexammine $[\text{Co}(\text{NH}_3)_6]\text{Cl}_3$ (Ciesielski et al., 1997; Orsini and Remy, 1976), le carbone par combustion sèche par l'analyseur élémentaire FISIONS EA 1108 (NF ISO 10694 et NF ISO 13878), le carbone en solution (COD) au moyen de l'analyseur de C SHIMADZU TOC-Vcsh et la teneur en carbonate (CaCO_3) totale représentant le carbone inorganique du sol (CIS) par calcimètre Bernard (NF ISO 10693). Le COS a été déterminé par la différence entre le C organique total déterminé par l'analyseur élémentaire CHN FISIONS EA 1108 (COT_{AE}) et le C inorganique obtenu par calcimétrie Bernard (C_{CB}) :

$$\text{COS} = \text{COT}_{\text{AE}} - \text{C}_{\text{CB}} \quad (1)$$

Les détails des différentes déterminations sont rapportés dans le chapitre 2.

2.4. Estimation des stocks de carbone des sols

Les valeurs de DA et les teneurs en C ont été utilisées pour calculer les stocks de C dans ces sols. Les sols étudiés ne contiennent pas d'éléments grossiers. Les stocks de C pour une profondeur fixe ($S_{\text{prof fixe}}$) représentent la quantité de C dans une couche fixe de sol par unité de surface, exprimés en Méga gramme par hectare (Mg C ha^{-1}). Ils ont été calculés suivant la méthode conventionnelle par couches volumiques (0-10, 10-20, 20-30, ..., 90-100 cm) comme étant le produit de la concentration de C (g kg^{-1}), la densité apparente DA (g cm^{-3}) et de la profondeur e (cm) par la formule suivante :

$$S_{\text{prof fixe}} = \sum_{i=1}^n C * DA * e * 0,1 \quad (2)$$

Cette méthode de calcul pourrait biaiser les interprétations quand les variations des densités apparentes (DA) issues des travaux aratoires du sol sont importantes. Les stocks corrects ne sont pas exprimés au volume du sol, mais par masse de sol équivalente (Chapuis Lardy et al., 2002 ; Ellert et al., 2007 ; Ellert and Bettany, 1995 ; Poeplau et al., 2011). Cette méthode de correction est définie comme :

- La masse de sol équivalente cumulée M_{sol} ($Mg\ ha^{-1}$) dépend de la DA et de l'épaisseur e de la couche correspondante selon l'équation suivante :

$$M_{sol} = \sum_{i=1}^n DA * e * 100 \quad (3)$$

Dans tous les polders échantillonnés, le temps d'utilisation des terres diffère d'un polder à l'autre. Le t_0 est la plus faible masse de sol équivalente cumulée pour une profondeur donnée et a été choisi comme masse de référence (M_{t_0}) ;

– La masse excédentaire de sol ($M_{ex} = M_{sol} - M_{t_0}$) a été calculée pour toutes les utilisations des terres (t_{10} , t_{60} , t_{62} et t_{65}) et les stocks de C corrigés (S_{corr}) basés sur des masses de sols constantes (M_{t_0}) versus profondeurs équivalentes sont déterminés, pour chaque site, par l'équation suivante :

$$S_{corr} = S_{prof\ fixe} - (M_{sol} - M_{t_0}) * \frac{[C_n]}{1000} \quad (4)$$

Où $[C_n\ (g\ kg^{-1})]$ est la concentration de C de sol de la portion la plus basse de la profondeur. Les S_{corr} sont les stocks de C de la couche 0-30 cm les plus impactés par le travail du sol. Les stocks sont donc le plus souvent dans la littérature présentés pour cette couche de sols ou pour la couche 0-100 (IPCC, 1997).

Enfin, les changements relatifs dans les stocks de COS dans le temps ont été calculés par la différence entre les stocks des sols t_{10} , t_{60} , t_{62} et t_{65} et les stocks de t_0 de référence, puis exprimés en pourcentage des stocks de référence t_0

$$\Delta S_{prof\ fixe}(\%) = [(S_{t_n} - S_{t_0})/S_{t_0}] * 100 \quad (5)$$

Où S_{t_n} : Le stock de SOC à l'instant t_n de mise en culture. S_{t_0} : Représente le stock de t_0 de référence.

Tandis que, le taux de variation annuelle a été calculé en divisant la différence entre les stocks de sites t_{10} , t_{60} , t_{62} et t_{65} cultivées et celui du site de référence t_0 par le temps depuis la dernière mise en culture (t_n).

$$\Delta S_{prof\ fixe}(MgC\ an^{-1}) = \frac{(S_{t_n} - S_{t_0})}{t_n} \quad (6)$$

2.5. Traitement et analyse des données

Les analyses statistiques ont été effectuées à l'aide du logiciel RStudio ® 3.2.0 (2015). Les analyses de données de stocks de carbone de la couche 0- 30 par masse de terre équivalente et de la couche 0-100 cm ont permis d'étudier leur variabilité verticale et spatiale à l'échelle des polders. Une analyse de la variance (Anova one-way) a été effectuée pour déterminer si les moyennes de stocks de COS des différents polders étaient significativement différentes les unes des autres. Des comparaisons multiples des moyennes significativement différentes obtenues par l'Anova ont été testées avec le HSD de Tukey. Une représentation dite "boite à moustaches" a servi à illustrer la variabilité des stocks entre les polders. Dans les histogrammes, les barres d'erreur représentent l'erreur standard de la moyenne.

Une analyse de régression a été effectuée pour rechercher la relation entre certains paramètres physico-chimiques et les stocks de COS.

3. Résultats

3.1. Principales caractéristiques morphologiques et physico-chimiques de sols des sites étudiés

Les principales caractéristiques du sol sont présentées dans le [tableau 25](#). En surface, les sols sont argilo-limoneux et argileux ($600-830 \text{ g kg}^{-1}$) dans les horizons profonds. Dans certains endroits, nous avons observé un matériau organique, des horizons argilo-tourbeux où la matière organique n'a pas été bien décomposée. La couleur varie respectivement de gris foncé (2.5 Y 3/1) au gris (2.5 Y4/1). La présence d'une nappe phréatique à faible profondeur a été notée allant de 30 à 70 cm de profondeur. Les sols sont marqués par l'empreinte de l'hydromorphie et parfois par des sels en surface (t_{65}). La structure en surface est subangulaire polyédrique, modérément développé avec des fentes de retrait et parfois massive. La quantité d'éléments grossiers est négligeable.

Concernant le pH, le site témoin t_0 est légèrement alcalin à alcalin net avec des valeurs de pH variant de 7,7 à 8,1 dans les couches de surface. Tandis que pour le site t_{10} , le sol a un pH légèrement alcalin de $6,9 \pm 0,23$ dans la couche 0-10 cm et légèrement acide ($5,9 \pm 0,33$ à $6,2 \pm 0,38$) dans tous les horizons sous-jacents. Les sols des autres sites, t_{60} , t_{62} et t_{65} ont un pH alcalin.

La conductivité électrique (CE) reflète un niveau de salinité faible à moyen, de $0,2$ à $1,2 \pm 0,33$ dS m⁻¹ à t_0 , t_{10} et t_{62} , et un degré fortement salin de $2,3 \pm 1,0$ à $3,5 \pm 1,07$ dS m⁻¹ à t_{60} et t_{65} .

Les teneurs en carbone organique du sol (COS) sont à des niveaux très variés dans les profils de sols ; elles diminuent avec la profondeur, sauf pour le site t_0 où il y avait une accumulation de COS en profondeur, du fait d'horizons tourbeux. Cette hétérogénéité explique deux phases de sédimentation comme relevés par les teneurs en argiles. Le taux COS le plus élevé était en moyenne de $31,78 \pm 1,6$ g kg⁻¹ à t_{10} pour les premières 30 cm du sol.

Les contenus en carbone inorganique du sol (CIS) présentent des niveaux très variés dans les profils et montrent une teneur élevée de $15,39 \pm 3,25$ à $11,40 \pm 5,93$ g kg⁻¹ dans la couche 0-40 cm en t_{65} . Dans tous les autres polders, les teneurs en CIS sont faibles et représentent toujours moins de 10 % du C total. Les rapports C/N sont compris entre $10 \pm 1,29$ et $12 \pm 1,84$.

La CEC et la somme des cations basiques échangeables (S) sont en général plus élevées dans les horizons de surface. Pour les sites t_0 , t_{10} et t_{65} les valeurs de CEC sont, respectivement, de 70,3, $48,9 \pm 4,2$ et $47,2 \pm 3,4$ cmol⁽⁺⁾ kg⁻¹ et celles de la S de 74,4, $77,8 \pm 2,3$ et $127 \pm 10,3$ cmol⁽⁺⁾ kg⁻¹. Toutefois pour t_{62} la CEC reste élevée, en profondeur, ± 72 cmol⁽⁺⁾ kg⁻¹. La somme des bases pour t_{60} et t_{62} a augmenté de façon non significative avec la profondeur.

Les sols ont un complexe d'échange saturé, en particulier en calcium ([Tableau 25](#)). Le sodium et le magnésium échangeables présentent des proportions relativement moyennes. Les niveaux de potassium sont relativement faibles dans tous les horizons analysés par rapport aux autres cations échangeables.

Tableau 25 : Propriétés morphologiques, physiques et chimiques des sols de sites étudiés. Moy.± (moyenne ± erreur standard). *Site (Chronoséquence suivant l'âge de mise en culture de polder ; t₁₀, t₆₀, t₆₂ et t₆₅). t₀ (site non cultivé). *n [nombre des profils de sols prélevés].

Site (an)	Profondeur (cm)	Couleur Sec	Structure du sol	Nappe (m)	pH H ₂ O	CE1:2,5 (dS m ⁻¹)	COS (g kg ⁻¹)	SIC (g kg ⁻¹)	C/N	CaCO ₃ (%)	Texture (g kg ⁻¹)			CEC	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	S	
											Argile	Limons	Sables							
Sédiment récent (t ₀)	0 - 10	2.5Y 3/1	Subangulaire		8,1	0,8	32,7 (±3,5)	1,7 (±0,08)	11 (±0,86)	1,38 (±0,07)	610	134	156	70,31	41,38	12,43	12,51	8,13	74,45	
	10 - 20	2.5Y 4/1	fine		7,7	0,6	25,3 (±1,9)	0,7 (±0,09)	10 (±1,29)	0,55 (±0,08)										
	20 - 30	2.5Y 4/1	blocs des	0,3	7,3	0,3	20,9 (±2,5)	0,4 (±0,11)	14 (±1,42)	0,36 (±0,09)										
	30 - 40	2.5Y 4/1	agrégats		7,4	0,2	22,7 (±3,0)	0,05 (±0,05)	14 (±2,94)	0,05 (±0,05)	833	84	54							
	40 - 50	2.5Y 4/1	polyédriques		7,2	0,2	27,2 (±0,8)	0,34 (±0,34)	13 (±0,59)	0,29 (±0,29)										
	50 - 60	2.5Y 4/1			6,8	0,3	28,2 (±0,3)	2,57 (±2,57)	13 (±0,61)	2,14 (±2,14)										
		60 - 70	2.5Y 4/1			6,7	0,4	31,2 (±2,8)	0,84 (±0,42)	11 (±0,65)	0,70 (±0,35)									
		70 - 80	2.5Y 3/1			6,9	0,4	27,6 (±4,3)	2,5 (±2,54)	8,0 (±1,41)	2,11 (±2,11)									
		80 - 90	2.5Y 3/1			6,9	0,4	32 (±5,0)	3,93 (±3,93)	8,0 (±0,82)	3,28 (±3,28)									
(n = 3)	90 - 100	2.5Y 3/1			6,8	0,5	33 (±5,2)	5,87 (±5,37)	8,0 (±0,99)	4,89 (±4,48)	516	120	420	48,9 (±4,2)	50,5 (±5,9)	13,7 (±0,7)	8,4 (±2,5)	5,3 (±0,7)	77,8 (±2,5)	
Polder Mamdi (t ₁₀)	0 - 10	2.5Y 3/1	Sans structure		6,9 (±0,23)	1,2 (±0,33)	38,4 (±1,9)	0,96 (±0,32)	11 (±0,27)	0,80 (±0,27)										
	10 - 20	2.5Y 3/2			6,1 (±0,31)	1,1 (±0,29)	30,5 (±1,8)	6,35 (±1,80)	10 (±0,63)	5,29 (±1,50)										
	20 - 30	2.5Y 4/2	Subangulaire		5,9 (±0,33)	0,8 (±0,20)	26,4 (±1,1)	2,87 (±1,47)	10 (±0,47)	2,39 (±1,22)										
	30 - 40	2.5Y 5/2	fine		6,0 (±0,36)	0,7 (±0,13)	26,7 (±1,4)	2,25 (±1,22)	11 (±0,42)	1,88 (±1,02)										

	40 - 50	2.5Y 4/1	Polyédrique		6,1 (±0,38)	0,6 (±0,10)	26,8 (±1,1)	1,44 (±1,02)	11 (±0,37)	1,20 (±0,85)		39,0	52,9	10,7	5,0	1,1	69,7			
	50 - 60	2.5Y 5/1	massif	0,5	6,1 (±0,40)	0,6 (±0,10)	25,2 (±1,3)	1,10 (±0,71)	11 (±0,45)	0,91 (±0,59)										
	60 - 70	2.5Y 6/1			6,2 (±0,40)	0,6 (±0,11)	25,3 (±1,7)	0,47 (±0,45)	11 (±0,35)	0,39 (±0,38)										
	70 - 80	2.5Y 6/1			6,1 (±0,40)	0,6 (±0,15)	26,1 (±1,9)	0,44 (±0,44)	12 (±0,46)	0,37 (±0,37)										
	80 - 90	2.5Y 6/1			6,1 (±0,39)	0,7 (±0,21)	27,6 (±2,2)	1,40 (±0,85)	12 (±0,51)	1,16 (±0,71)										
(n=16)	90 - 100	2.5Y 5/1			6,2 (±0,38)	0,7 (±0,19)	28,4 (±2,9)	1,61 (±1,17)	12 (±0,54)	1,34 (±0,98)										
Polder Bérém (t₆₀)	0 - 10	2.5Y 4/1	Sans structure		8,3 (±0,18)	2,3 (±1,00)	25,5 (±5,3)	1,12 (±0,65)	12 (±0,97)	1,25 (±0,55)	787 (±28,4)	79 (±22,4)	102 (±22,0)	65,6 (±1,6)	48,4 (±1,9)	7,0 (±0,8)	15,2 (±5,6)	5,4 (±0,9)	76,0 (±2,3)	
	10 - 20	2.5Y 5/1			8,3 (±0,17)	2,3 (±0,95)	23,5 (±3,4)	3,61 (±3,61)	12 (±0,29)	4,01 (±3,47)										
	20 - 30	2.5Y 5/1	Subangulaire fine		8,0 (±0,24)	3,4 (±1,06)	24,7 (±4,7)	1,93 (±1,93)	13 (±0,68)	2,14 (±1,85)										
	30 - 40	2.5Y 5/1			8,3 (±0,06)	3,2 (±1,26)	21,2 (±4,1)	0,49 (±0,49)	12 (±0,73)	0,54 (±0,47)		72,85	37,08	8,52	32,52	2,10		80,22		
	40 - 50	2.5Y 5/1	blocs des		8,2 (±0,28)	3,2 (±0,96)	18,6 (±2,6)		12 (±0,58)											
	50 - 60	2.5Y 5/1	agrégats		8,3 (±0,39)	3,0 (±0,81)	15,3 (±3,3)		12 (±0,64)											
	60 - 70	2.5Y 5/1	polyédriques		8,5 (±0,36)	2,1 (±0,87)	13,0 (±3,9)		12 (±1,21)			820	61	59	72,32	45,55	9,86	30,11	2,54	88,06
	70 - 80	5GY 4/1		0,7	8,7 (±0,42)	1,8 (±0,73)	13,0 (±3,4)		12 (±0,97)											
	80 - 90	5GY 4/1			8,7 (±0,55)	2,6 (±0,86)	13,0 (±4,7)		12 (±0,29)			101	15	894						
	(n = 4)	90 - 100	5GY 7/2		8,9 (±0,53)	2,7 (±1,21)	12,0 (±4,2)		13 (±0,68)											
	0 - 10	2.5Y 3/1	Sans structure		8,0	0,4	35,6 (±3,2)	1,74 (±1,25)	15 (±1,86)	1,45 (±1,04)	335	111	547	51,3	33,4	7,0	3,3	1,8	45,5	

Polder Tchingam (t_{c2})	10 - 20	2.5Y 3/1		8,3	0,5	33,2 (±2,1)	1,19 (±1,19)	15 (±1,61)	0,99 (±0,53)									
	20 - 30	2.5Y 3/1	Agrégats	7,9	0,3	27,1 (±2,7)	0,48 (±0,08)	13 (±1,20)	0,40 (±0,07)									
	30 - 40	2.5Y 4/1	polyédriques	7,8	0,3	20,5 (±4,4)		12 (±3,30)										
	40 - 50	2.5Y 5/1	massifs	7,4	0,2	14,7 (±2,5)		10 (±1,37)		789	121	34	39,9	42,4	16,3	5,3	1,7	65,7
	50 - 60	2.5Y 5/1	anguleux	0,6	7,6	0,3	14,6 (±2,5)		14 (±2,70)									
	60 - 70	2.5Y 5/1		7,6	0,3	14,0 (±2,1)		12 (±2,15)										
	70 - 80	2.5Y 4/1		7,4	0,2	11,2 (±0,7)		12 (±0,58)										
	80 - 90	2.5Y 4/1		7,4	0,2	10,5 (±0,5)		11 (±0,19)										
(n = 3)	90 - 100	2.5Y 4/1		7,6	0,4	10,9 (±0,8)		10 (±0,92)										
Polder Guini (t_{c5})	0 - 10	2.5Y 3/1	Sans structure	8,7 (±1,19)	3,2 (±1,19)	27,8 (±2,0)	15,39 (±3,25)	13 (±0,56)	12,82 (±2,71)	477 (±73,2)	256 (±48,9)	167 (±24,2)	4,7 (±3,4)	31,6 (±2,8)	6,3 (±1,0)	84,6 (±1,0)	4,6 (±0,5)	127,0 (±10,3)
	10 - 20	2.5Y 3/1		8,7 (±1,04)	3,0 (±1,04)	23,7 (±1,6)	13,02 (±3,48)	11 (±0,98)	10,85 (±2,90)									
	20 - 30	2.5Y 4/1	Agrégats	8,6 (±1,14)	3,3 (±1,14)	20,9 (±1,8)	11,45 (±3,73)	12 (±0,47)	9,54 (±3,11)									
	30 - 40	2.5Y 4/1	polyédriques	8,7 (±0,99)	3,2 (±0,99)	21,5 (±2,4)	11,40 (±5,93)	12 (±0,95)	9,50 (±4,95)									
	40 - 50	2.5Y 5/1	massifs	8,6 (±0,98)	3,2 (±0,98)	20,0 (±2,3)	9,20 (±6,94)	13 (±0,80)	7,67 (±5,78)	600 (±11,0)	174 (±10,5)	170 (±38,4)						
	50 - 60	2.5Y 6/1	anguleux	8,4 (±0,77)	3,5 (±0,77)	21,2 (±1,3)	5,80 (±4,07)	13 (±0,73)	4,83 (±3,39)									
	60 - 70	2.5Y 6/1		0,7	8,2 (±0,88)	3,3 (±0,88)	20,8 (±1,7)	2,62 (±1,80)	13 (±0,60)	2,18 (±1,50)								
	70 - 80	2.5Y 4/1		8,1 (±0,85)	3,1 (±0,85)	17,0 (±2,3)	1,56 (±1,56)	11 (±1,21)	1,30 (±1,30)									
	80 - 90	2.5Y 5/1		8,1 (±0,89)	3,0 (±0,89)	17,4 (±2,5)	1,75 (±1,48)	11 (±1,36)	1,46 (±1,23)									
	(n=10)	90 - 100	2.5Y 5/1		8,0 (±1,07)	3,5 (±1,07)	19,9 (±3,3)	1,62 (±0,92)	10 (±1,13)	1,35 (±0,77)								

3.2. Le carbone organique dissous (COD) de sols

Les concentrations en COD (sur extrait eau effectuée sur échantillon sec à l'air) sont comprises entre 17 et 243 mgC L⁻¹ (Tableau 26). La distribution de COD suit la distribution verticale du C total du sol. Les teneurs en COD de tous les sols sont faibles de 0,1 à 1,2 g kg⁻¹ sol sec. Les horizons de surface (0-10 cm) présentent les teneurs les plus élevées, les teneurs diminuent dans les horizons de profondeur, sauf à t₆₂ on note une tendance inverse ; 0,3 g kg⁻¹ (0-10 cm) à 0,4 g kg⁻¹ (40-50 cm). Les teneurs en COD à t₀, t₁₀, t₆₀ et t₆₅ sont respectivement 1,2, 0,5 ± 0,05, 0,7 ± 0,2 et 0,8 ± 0,2 g kg⁻¹ (Tableau 26). Il faut noter aussi que le pourcentage de C hydrosoluble par rapport au COT est faible de l'ordre de 1 ± 0,001 à 3 ± 0,01%.

Tableau 26 : Variation de C organique soluble dans différents horizons des sols de polders par rapport au C organique total (n = nbr. échantillons)

Sites	Horizons (cm)	COD (mg L ⁻¹)	COT du sol (g kg ⁻¹)	COD du sol (g kg ⁻¹)	COD du sol (%)
t ₀	0-10	243,8	39,5	1,2	3
	40-50	102,5	25,6	0,5	2
t ₁₀	0-10 (n=16)	90,4 ± 9,7	38,4 ± 1,9	0,5 ± 0,05	1 ± 0,001
	40-50 (n=2)	69,8	25,7	0,3	1
t ₆₀	0-10 (n=4)	83,5 ± 13,9	25,5 ± 5,3	0,7 ± 0,2	3 ± 0,01
	30-40	117,3	19,7	0,6	3
	40-50	90,5	12,1	0,5	4
	60-70	104,6	19,0	0,5	3
	80-90	17,4	2,0	0,1	4
t ₆₂	0-10	65,2	29,2	0,3	1
	40-50	81,7	19,3	0,4	2
t ₆₅	0-10 (n=10)	167,0 ± 40,3	27,8 ± 2,0	0,8 ± 0,2	3 ± 0,01
	40-50 (n=3)	67,3 ± 10,7	13,7 ± 0,05	0,3 ± 0,05	3 ± 0,01

3.3. Densités apparentes de sols

La valeur moyenne des DA toutes situations et horizons confondus est de $0,88 \pm 0,01 \text{ g cm}^{-3}$. Les DA du site t_0 , vase lacustre, sont inférieures à celles de t_{10} , t_{60} , t_{62} et t_{65} (Tableau 27), bien que cette différence ne soit pas significative dans certains horizons. Les résultats de l'ANOVA ont montré que les valeurs de DA moyennes ne diffèrent pas significativement, dans les horizons, selon l'âge de mise en culture du polder : $0,81 \pm 0,10$ à $0,90 \pm 0,09 \text{ g cm}^{-3}$ et $0,84 \pm 0,09$ à $0,98 \pm 0,14$ dans t_{10} et t_{65} , contre $0,61 \pm 0,01$ à $0,84 \pm 0,03 \text{ g cm}^{-3}$ à t_0 . Cependant, il y a une tendance significative entre t_0 et t_{60} .

Tableau 27 : Densité apparente (moyenne \pm erreur standard en g cm^{-3}) des sols des polders étudiés : Chronoséquence (âge de mise en culture de polder). *t (âge de polder). *n (nombre des profils de sols prélevés). Les comparaisons de moyennes ont été effectuées entre la chronoséquence pour chaque couche de sol. Les lettres a, b et c correspondent aux groupes statistiques déterminés par ANOVA et test HSD de Tukey ($P < 0,05$) par ligne.

Horizon (cm)	(t_0)	Mamdi (t_{10})	Bérim (t_{60})	Tchingam (t_{62})	Guini (t_{65})
	n = 3	n = 16	n = 4	n = 3	n = 10
0-10	$0,84 \pm 0,3^a$	$0,87 \pm 0,12^a$	$0,90 \pm 0,05^{ab}$	$1,09 \pm 0,11^b$	$0,87 \pm 0,10^a$
10-20	$0,82 \pm 0,05^a$	$0,86 \pm 0,14^a$	$1,01 \pm 0,08^a$	$0,98 \pm 0,04^a$	$0,96 \pm 0,12^a$
20-30	$0,79 \pm 0,11^a$	$0,90 \pm 0,09^{ab}$	$1,05 \pm 0,05^b$	$0,82 \pm 0,00^a$	$0,98 \pm 0,14^{ab}$
30-40	$0,78 \pm 0,03^a$	$0,88 \pm 0,11^a$	$1,07 \pm 0,15^b$	$0,82 \pm 0,05^a$	$0,94 \pm 0,14^{ab}$
40-50	$0,72 \pm 0,12^a$	$0,93 \pm 0,12^{ab}$	$1,07 \pm 0,17^b$	$0,78 \pm 0,03^{ab}$	$0,93 \pm 0,10^{ab}$
50-60	$0,68 \pm 0,13^a$	$0,85 \pm 0,11^{ab}$	$0,95 \pm 0,11^b$	$0,86 \pm 0,03^{ab}$	$0,87 \pm 0,11^{ab}$
60-70	$0,68 \pm 0,12^a$	$0,82 \pm 0,12^a$	$1,07 \pm 0,17^b$	$0,81 \pm 0,00^a$	$0,84 \pm 0,09^a$
70-80	$0,69 \pm 0,07^a$	$0,89 \pm 0,10^b$	$0,95 \pm 0,10^b$	$0,83 \pm 0,00^{ab}$	$0,91 \pm 0,05^b$
80-90	$0,62 \pm 0,02^a$	$0,85 \pm 0,11^{ab}$	$1,07 \pm 0,15^c$	$0,91 \pm 0,06^{ac}$	$0,90 \pm 0,17^{bc}$
90-100	$0,61 \pm 0,01^a$	$0,81 \pm 0,10^{ac}$	$1,03 \pm 0,07^b$	$0,81 \pm 0,00^{ab}$	$0,87 \pm 0,17^{bc}$

3.4. Variabilité verticale et latérale des stocks de C organiques et inorganiques des sols

Les résultats montrent que la répartition des stocks de COS et CIS varie à la fois au sein des profils d'un même polder de différents âges de mise en culture (Figure 21). Les taux de stocks de COS sont élevés dans les 30 premiers centimètres et décroissent progressivement avec la profondeur. En ce qui concerne les profils des sols de t_0 , t_{10} et t_{60} nous n'avons pas observé de variabilité verticale importante pour les stocks de CIS ni de variabilité spatiale où les stocks de CIS étant négligeables (moins de 0,5 % des stocks de COS Figure 21). Cependant, pour t_{62} et t_{65} les stocks de CIS représentent environ 5 % des stocks de SOC, et il existe une différence significative entre les stocks de CIS dans les horizons de surface (0-30 m) et ceux des horizons plus profonds. La variabilité verticale et spatiale de SIC stocks a présenté une tendance qui a été de plus en plus accentuée dans les vieux polders, en particulier dans les horizons de surface de t_{62} et t_{65} .

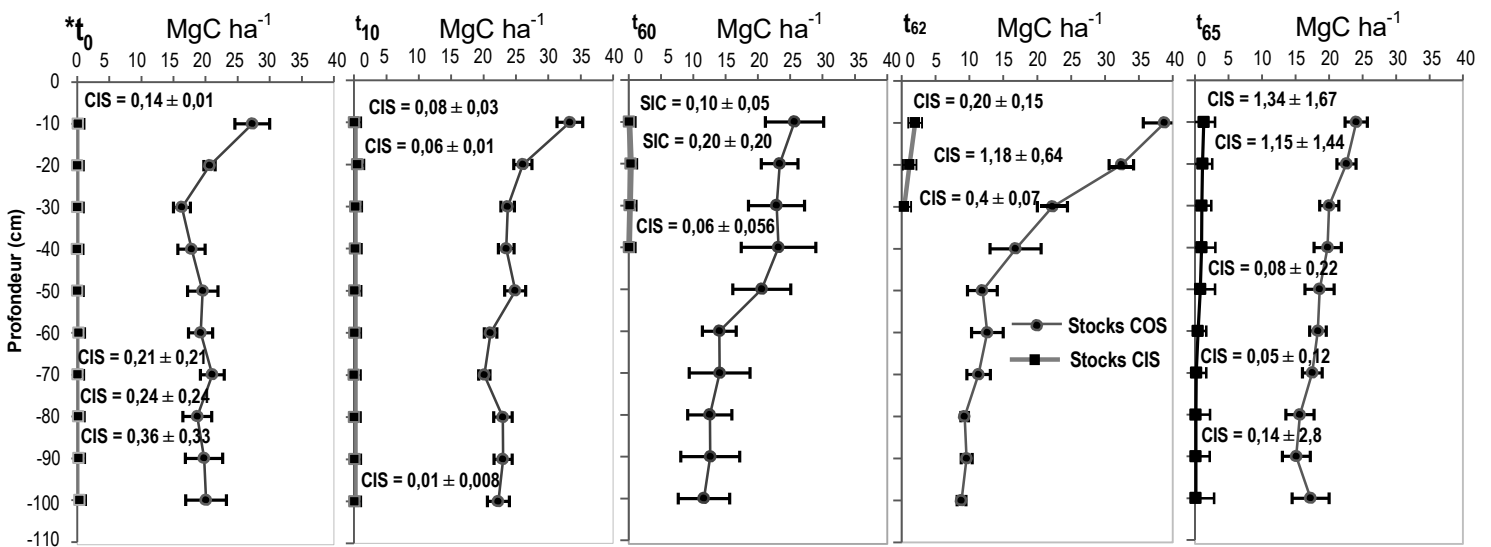


Figure 21 : Moyenne de stocks de carbone organique et inorganique de sols dans les profils (0-100cm) des polders étudiés. $*t_0$ (Profil non cultivé, de référence). t_{10} , t_{60} , t_{62} et t_{65} (année de mise en culture des profils). Les barres d'erreur représentent l'erreur standard de la moyenne.

3.5. Stocks de carbone organique

Les stocks de COS ont été corrigés (S_{corr}) pour 2450 Mg C ha⁻¹ de masse de sol équivalente dans les premiers 30 cm (Figure 22). Le stock S_{corr} du polder le plus récent (t_{10}) sont significativement ($P < 0,05$) plus élevés dans la couche 0-30 cm que ceux des polders les plus vieux (t_{65}). Il n'est cependant pas significativement différent des stocks S_{corr} de t_0 , t_{60} et t_{62} . De même, il n'y a pas de différence significative de stocks entre t_0 et t_{10} . Dans les sites t_0 , t_{60} et t_{65} les S_{corr} varient autour d'une valeur moyenne de 53-64 Mg C ha⁻¹, sauf dans le site t_{62} présentant un S_{corr} plus élevé (79 Mg C ha⁻¹) que les autres sites.

Cette tendance n'est pas observée pour les stocks de COS de 0-100 cm (Figure 22) où les stocks à t_{10} (241 Mg C ha⁻¹) sont significativement ($P < 0,05$) plus élevés que dans t_{65} (189 Mg C ha⁻¹). Cependant, ils ne sont pas différents des autres, t_0 , t_{60} et t_{62} , au seuil de 0,05 ce qui signifie que les stocks varient de 174-200 Mg C.ha⁻¹ sur le 1er mètre de sol.

3.6. Relation entre les stocks de SOC et les propriétés des sols

Les résultats de la régression (Tableau 28) entre les stocks de COS et les propriétés physico-chimiques du sol indiquent des relations significatives pour certains paramètres. Dans les couches de surface (0-30 cm) : les liens avec [argile + limon], la CEC, le pH et la CE sont hautement significatifs ($P < 0,0001$), avec des coefficients de corrélation allant de 0,54 pour [argile + limon] à 0,7 pour la CEC.

Cependant, dans les horizons de profondeur, couche 30-100 cm, [argile + limon] a un effet limité sur les stocks avec un coefficient de détermination $R^2 = 0,14$, $p = 0,15$; le pH, la CEC, et CE ont les mêmes effets que dans la couche 0-30 cm. Aucune corrélation significative observée avec le calcium échangeable, bien qu'il y ait une corrélation positive avec le sodium échangeable.

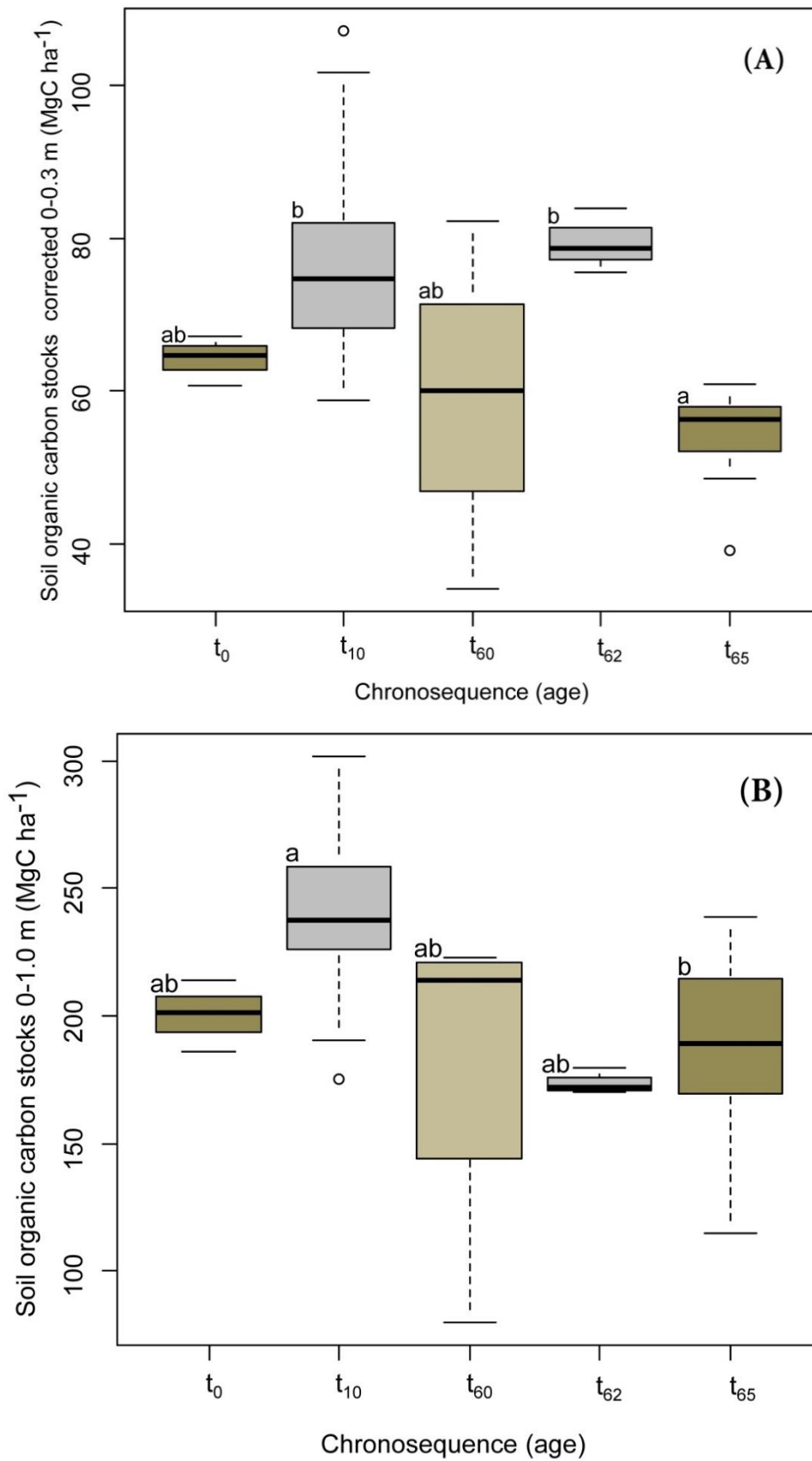


Figure 22 : Variations des stocks de COS dans les couches : 0-30 cm (A) et 0-100 cm (B) des polders suivant la chronoséquence. Entre les cinq âges de mise en culture de polders, il y a des différences significatives indiquées par les lettres a, et b ($P < 0,05$, ANOVA).

Tableau 28 : Relation entre le stock de COS (MgC h^{-1}) et les propriétés du sol dans les couches 0-30 cm et 30-100 cm (n : nbr. éch. *** $p < 0,0001$)

Variabiles	couche 0-30 cm.	R ²	P	n
Argile + limon fin (g kg^{-1})		0,54	0,004	13
CEC ($\text{cmol}^{(+)} \text{kg}^{-1}$)		0,7	0,000***	31
pH (H_2O)		0,68	0,000***	96
CE (dS m^{-1})		0,61	0,000***	96
Ca ($\text{cmol}^{(+)} \text{kg}^{-1}$)		0,2	0,57 ^{ns}	31
Na ($\text{cmol}^{(+)} \text{kg}^{-1}$)		0,29	0,003	30
couche 30-100 cm.				
Argile + limon fin (g kg^{-1})		0,14	0,15	16
CEC ($\text{cmol}^{(+)} \text{kg}^{-1}$)		0,6	0,008	10
pH (H_2O)		0,77	0,000***	221
CE (dS m^{-1})		0,75	0,000***	221
Ca ($\text{cmol}^{(+)} \text{kg}^{-1}$)		0,08	0,410 ^{ns}	11
Na ($\text{cmol}^{(+)} \text{kg}^{-1}$)		0,54	0,008	11

4. Discussion

Les stocks de C présentent une variabilité un peu désorganisée vis-à-vis de l'âge polders (Figures 22). Ceci pourrait être expliqué par le régime hydrique où la fluctuation du niveau de saturation en eau entre 30 et 70 cm de profondeur qui maintient un environnement anoxique en dessous de cette profondeur limitant l'action des microorganismes hétérotrophes. La présence de tourbe et/ou des horizons argilo-tourbeux en profondeur confirme l'occurrence d'événements anoxiques et leur permanence. Ainsi, en dessous des horizons de la partie la plus profonde de l'influence de la nappe phréatique, nous pouvons considérer que les stocks de C peuvent être expliqués par la matière organique héritée (Tableau 25). Cheverry et al. (1972) ont détaillé la relation entre la matière organique et les argiles dans ces sols. Ils ont montré que la sédimentation organique récente, similaire à celle observée en t_0 se traduit par des horizons argilo-tourbeux. L'origine de la matière organique, basée sur cette étude, montre qu'elle a été héritée de la sédimentation des résidus des végétaux fournis par la végétation lacustre flottante, comme observée dans la partie centrale du lac.

Une partie de la variabilité des stocks de C pourrait être également due aux méthodes employées dans le prélèvement de la DA. En effet, pour la couche 0-30 cm, sur laquelle le phénomène d'évapotranspiration est intense, les mêmes méthodes ont été utilisées « volumétrique » et « à eau », et nous comparons les stocks en considérant la masse de sol en phase solide comme invariant (en utilisant les valeurs de la teneur en eau des échantillons

séchés à 105° C). Il n'y a pas de relation entre la teneur en fraction argileuse et la densité apparente (résultats non présentés). Il faut noter aussi qu'il n'y a pas de différence significative entre les DA de différents horizons des sols de polders (Tableau 27). Ceci pourrait être expliqué soit par l'effet du labour, soit par la maturation (à savoir la perte de l'eau, la formation de la structure) des sédiments ou de transformation dans la couche de sol et de leurs effets combinés. Il faut noter que cette tendance significative de valeurs de DA est nette si on considère l'ensemble des horizons confondus (Cf. Chapitre 3).

Le COD présente la fraction « bio-disponible » la plus importante de la MOS (Marschner et Kalbitz, 2003) bien qu'elle soit souvent présente en très faible proportion par rapport à la masse totale de MOS. Dans les sols de polders la proportion du COD dans le C organique du sol varie de $1 \pm 0,00$ à $3 \pm 0,01$ % (Tableau 26). La teneur la plus élevée en COD a été observée à t_0 ($1,2 \text{ g kg}^{-1}$) dans la couche (0-10 cm) ; elle illustre une sensibilité à l'altération des résidus organiques, mais aussi les caractères tourbeux de ces horizons présentent des teneurs en COD remarquables (Aitkenhead et McDowell, 2000), le pH légèrement alcalin observé favorise également la dissolution des composés organiques (Grybos et al., 2009).

La concentration en COD varie de façon nette selon la profondeur dans les sols de polders. On note une diminution du C organique soluble avec la profondeur (Tableau 26), l'hydromorphie limitant la mise en solution de la MOS. Les composés organiques entrent dans la phase soluble du sol uniquement en surface où l'effet des alternances dessiccation-humectation et du pH tendant vers la neutralité ou l'alcalinité. Notons toutefois qu'au regard des valeurs de stocks les teneurs en COD restent faibles, voire négligeables. Une étude saisonnière permettrait de mieux cerner ce compartiment soluble.

Les stocks de CIS sont relativement peu élevés et varient de façon significative ($P = 0,03$) de 1 pour t_0 à 6 Mg C ha^{-1} pour t_{65} . Les stocks inorganiques les plus élevés correspondent à ceux de polder le plus ancien (Figure 21). Ces stocks inorganiques sont des accumulations de CaCO_3 . Einsele et al. (2001) ont trouvé un taux d'accumulation de CaCO_3 ($20 \text{ g m}^{-2} \text{ an}^{-1}$) dans les sédiments riches en argile dans la région nord du lac Tchad. La variabilité verticale et spatiale des stocks CIS peut être expliquée si l'on suppose une évaporation localisée de la solution du sol et une forte concentration en sels dissous. Ceci est dû à la remontée capillaire de la nappe phréatique qui dépose à la surface de sols des cristaux de sels, « salant blanc », ou lessivage par l'eau d'irrigation dans certaines zones. Ces effets ne sont pas exclusifs et nous devons les considérer simultanément avec la dynamique d'irrigation déterminée par les choix

de culture. Une enquête plus poussée est nécessaire au niveau des polders afin de comprendre la dynamique de la variabilité.

Dans le contexte semi-aride et aride du Sahel, la conversion des zones de bas-fonds alluviaux non cultivés en polders a provoqué une variabilité verticale et latérale des stocks COS et CIS. La littérature sur ce sujet est mal documentée et il est difficile de faire des comparaisons avec des environnements africains similaires. Nous avons compilé des données existantes des stocks de carbone de sols similaires (Tableau 29).

Tableau 29 : Données sur les stocks de COS dans différents environnements africains selon le mode d'usage de terre en comparaison aux stocks de notre étude.

Type de sols	Localisation	Occupation de Sols/Usage de sols	COS (Mg C ha ⁻²)		Pays
			0-30 (cm)	0-100 (cm)	
Gleyic Cambisol	Kamobeul-Bolog	Riz	28	34	Sénégal
Dystric Gleysol	Zone de Mobeul	Riz	36	65	
Dystric Gleysol	Oussoye-Nianbalan	Jachère post riz	19	34	
Dystric Fluvisol	SW de Oussoye	Riz ; prairies d'herbe courte	142	301	
Thionic Fluvisol	SW de Oussoye	Riz (ancienne mangrove)	18	52	
Thionic Fluvisol	SW de Oussoye	Autrefois sous riz	45	194	
Thionic Fluvisol	E de Nianbalan	Non travaillé/ni géré	7	22	
Thionic Fluvisol	Niassa valley, NE of Bafikane	Riz et <i>Eleocharis spp.</i>	26	62	
Thionic Fluvisol	Polder de Medina Exp.	Végétation aquatique	80	268	
Thionic Fluvisol	Vallée du Niassa, N de Bafikane	Jeunes pousses de palétuviers.	137	257	
Thionic Fluvisol	Zone de Kamobeul	Sol nu avec des mangrove spp.	102	262	
Gleyic Cambisol	Savane guinéenne	Cultivé	19,14		¹ Cameroun
Dystric Fluvisol	Bamenda Ouest du Cameroun,	cultivé	39,6		
Dystric Fluvisol	NW du Cameroun, frontière Nigériane	Cultivé	33,99		
Gleysol	Polder NE du lac Tchad	Blé, maïs	238	471,5	² Tchad
Gleysol	Polder NE du lac Tchad	Blé, maïs	94	313,7	
Gleysol (t ₀)	Polder NE du lac Tchad	Non cultivé	64,2	200,4	Notre étude
Gleysol (t ₁₀)	Polder NE du lac Tchad	Cultivé en blé et maïs	77,1	241,0	
Gleysol (t ₆₀)	Polder NE du lac Tchad	Cultivé en blé et maïs	59,1	182,8	
Gleysol (t ₆₂)	Polder NE du lac Tchad	Cultivé en blé et maïs	79,4	173,9	
Gleysol (t ₆₅)	Polder NE du lac Tchad	Cultivé en blé et maïs	56,8	189,0	

Source : Stocks calculés avec une densité apparente 1.1 g cm⁻³ d'après ¹(Jones, 1973) et ²(Chervery et Fromaget 1970). Données du Sénégal d'après Batjes (2001).

Les Gleysols du Sénégal présentent des valeurs de stock de COS inférieures par rapport aux polders, ici les données de Chervery (1974) et Chervery et Fromaget (1970) ont été utilisées

dans l'estimation des stocks de COS. Les Fluvisols thioniques peuvent présenter des valeurs élevées, mais ceux-ci sont issus des écosystèmes de mangrove. Ainsi, les polders de Bol présentent les plus fortes concentrations de C de sol observées dans des conditions continentales. Une autre comparaison pourrait être faite avec les Andosols sur matériau volcanique de la partie Est du continent pour lesquels les stocks pourraient être localement élevés ($\pm 150 \text{ Mg C ha}^{-1}$) (Jones et al., 2013), en l'occurrence, le contexte pédoclimatique est trop différent pour faire des analogies, la comparaison est purement factuelle sur la valeur du stock.

Les variations relatives des stocks de COS avec l'âge des polders sont de 21 % de 10 à 65 ans de culture, avec une perte annuelle moyenne de $-0,17 \text{ Mg C ha}^{-1} \text{ an}^{-1}$. Ces résultats sont cohérents avec des études similaires sur l'évolution des stocks de C suivant le changement d'affectation des terres, comme Manlay et al. (2004) et Woomeer et al. (2004) dans l'Ouest africain, et Hernanz et al. (2002) et Martinez-Mena et al. (2008) dans le contexte semi-aride méditerranéen. Ces auteurs ont noté une diminution de la quantité de COS de 50 % de 15 à 55 ans de culture, conduisant à une perte allant de $-0,20$ à $-7,5 \text{ Mg C ha}^{-1} \text{ an}^{-1}$. Le taux de perte annuelle des stocks observé dans les sols de polders est similaire à celui obtenu par Woomeer (1993) dans la savane sèche en Afrique australe ($-0,15 \text{ Mg C ha}^{-1} \text{ an}^{-1}$) et inférieure à celui obtenu par Manlay et al. (2004) dans la savane ouest-africaine du Sahel ($-0,48 \text{ MgC ha}^{-1} \text{ an}^{-1}$). Il semble bien que l'on puisse avoir une décroissance des stocks suite à la mise en culture des sols, et ce quel que soit le niveau du stock, les sols des polders ayant des stocks bien plus élevés que les sols ferrugineux de l'ouest de la bande soudano-sahélienne.

En effet, après 55 ans de mise en culture, de t_{10} à t_{65} , les différences dans les stocks de COS et CIS sont significatives dans les couches 0-30 et 0-100 cm (Figures 22). Ces différences significatives ne sont pas observées dans les sites t_0 , t_{60} et t_{62} . Ceci pourrait être dû à la variabilité initiale de C due aux horizons tourbeux et argilo-tourbeux, comme illustré par la moyenne des COS corrigée stock (S_{corr}) pour 2450 t ha^{-1} de masse équivalente de sol entre la surface et 30 cm dans les sites non cultivés t_0 (64 Mg C ha^{-1}) inférieure à t_{10} (77 Mg C ha^{-1}). Un autre facteur possible est la gestion particulière dans chaque polder. Obame et al. (2014) ont démontré le potentiel de petits lacs dans la région sahélienne à stocker le C organique, de sorte que si l'on considère que l'irrigation utilise de l'eau de surface naturelle du lac, qui n'est sans doute pas exempt de COD, nous devons aussi considérer l'importance de l'entrée détritique du rivage ou du bassin versant, qui sont également utilisés à des fins pastorales.

Comparés à d'autres types de sols traditionnellement cultivés dans la région, nos résultats présentent des valeurs des stocks plus élevées que celles rapportées par Manlay et al. (2004) dans la jachère âgée de 1 à 9 ans de la savane sahéenne ouest africaine ($37,2 \text{ Mg C ha}^{-1}$), par Woomer (1993) dans la savane sèche du Zimbabwe en Afrique australe ($25,3$ à $27,8 \text{ Mg C ha}^{-1}$) ou encore par Tiessen et al., (1998) dans la savane semi-aride et la forêt sèche au Sénégal (50 Mg C ha^{-1}). Dans les sols sous forêts dans un contexte semi-aride méditerranéen dans le sud de l'Espagne, Martinez-Mena et al. (2008) ont rapporté un stock de 14 Mg C ha^{-1} . Dans le polder de t_{65} , le S_{corr} est de 53 Mg C ha^{-1} , qui est beaucoup plus élevé que les stocks (17 Mg C ha^{-1}) obtenu par Woomer et al. (2004) dans la savane du Sahel après 35 ans de mise en culture. Les stocks de t_{65} sont plus élevés que les stocks initiaux (avant mise en culture ou changement d'usage) observés dans différents contextes africains et Méditerranéens semi-arides.

Concernant les stocks de COS de 0-100 cm, il y avait aussi une différence significative entre t_0 (241 Mg C ha^{-1}) et t_{65} (189 Mg C ha^{-1}). Ces valeurs de stocks de 0-1 m sont également plus élevées que ceux trouvées dans un contexte climatique similaire en Afrique de l'Ouest (Tableau 29).

Les pertes de stocks de COS sont, en général, plus importantes dans les situations d'usage intensif des terres. Ceci conduit à la dégradation des propriétés physico-chimiques du sol et de leur potentiel de stockage C (Leprun et al., 2009 ; Ridder et Keulen, 1990). Dans le contexte de notre étude, les pertes de stocks de COS dans la couche de sol 0-30 cm sont généralement tributaires des (i) faibles restitutions de résidus de récolte habituellement brûlés ou exportés hors parcelles cultivées pour les besoins vitaux (foin,...) pendant la saison sèche, et (ii) de la minéralisation de la MO par les microorganismes du sol, favorisée par des conditions d'eau et de température régnant dans les zones irriguées.

Le manque de corrélation entre la taille des particules fines (argile +limons) et les stocks dans les horizons profonds ($> 30 \text{ cm}$) suggère que l'expression de l'accumulation de la MO dans le lac est indépendante de la nature des sédiments minéraux (Tableau 28), le stock hérité a bien été créé par la productivité primaire de plantes préexistantes. La teneur en particules fines, le CEC, le pH (Tableau 25) présentent une corrélation positive significative avec les stocks de la couche 0-30 cm (Tableau 28). En surface, les relations entre les stocks de C et la taille des particules et la CEC doivent être liées à la nature des argiles. Ces résultats statistiques montrent qu'en dehors des facteurs pédoclimatiques, l'accumulation de C dans ces sols de bas-fonds, pourrait être influencée par leurs propriétés physico-chimiques.

Dans des travaux antérieurs, les argiles dominantes ont été décrites comme la beidellite associée à une proportion minimale de kaolinite (Cheverry, 1974 ; Tardy et al., 1974). Les smectites présentent une affinité particulière avec la MO, mais une caractérisation plus poussée par fractionnement granulométrique de la MO est nécessaire afin de tirer des conclusions pour ces polders. Ces résultats concordent avec ceux trouvés par Feller et al. (1991) dans les sols de l'ouest africain. On note une certaine interaction positive entre les propriétés du sol et la MOS. Cette interaction n'explique pas nécessairement le stockage de C. Cependant, elle pourrait jouer un double rôle favorisant la protection de la MOS ou non, selon le régime hydrique.

La prédominance de Ca^{2+} parmi les cations échangeables et des teneurs élevées de CEC sont observées tout au long de la chronoséquence (Tableau 25). Ces résultats confirment ceux obtenus par Cheverry (1965, 1966, 1974) dans ses travaux de la caractérisation pédologique de ces sols de polders. Une corrélation positive a été observée avec le sodium échangeable. D'autres études sont nécessaires pour comprendre l'interaction avec les sels solubles. Ces sols à ce stade de leur évolution ne présentent pas un caractère sodique formel. La composition ionique de la solution et les cations adsorbés influencent le niveau et l'intensité de la floculation et la dispersion des argiles. Classiquement, la haute teneur en Ca^{2+} renforce la liaison argile-MO leur offrant une résistance à la dispersion et à la stabilité structurale et donc la protection des réserves organiques du sol. Ceci n'a pas été observé ici (Tableau 28) ; par contre, la relation avec le sodium indique un effet possible sur la stabilisation de la MO, ce qui nécessite une approche méthodologique appropriée pour ces sols, car nous observons aussi que ce sont ces horizons qui présentent les valeurs les plus élevées de COD.

5. Conclusion

Dans le contexte sahélien, aucune donnée n'avait été systématiquement collectée ni actuellement disponible pour une évaluation précise du statut du C de sol de polders. La matière organique dans ces sols polders est héritée de la sédimentation des résidus de végétaux fournis par la végétation lacustre flottante. Les résultats montrent qu'une grande partie de cette phase organique du sol a été conservée au cours du temps, bien que les sols aient été mis en culture intensive.

L'originalité dans les résultats de cette étude est représentée par des valeurs élevées de stocks de COS, même après soixante années de culture ; en ce qui concerne les stocks de COS de 0-100 cm, il y a une différence significative entre t_0 (241 Mg C ha⁻¹) et t_{65} (189 Mg C ha⁻¹). Ces

valeurs de stocks de 0-100 cm sont également plus élevées que celles trouvées dans un contexte pédoclimatique similaire en Afrique de l'Ouest. La décroissance de stocks de COS est voisine 21 % entre 10 et 65 ans de culture, ce qui équivaut à un taux de perte annuelle moyenne de $-0,17 \text{ Mg C ha}^{-1} \text{ an}^{-1}$. Les stocks de CIS résultant de l'accumulation de masse de CaCO_3 , sont négligeables et varient de 1 pour t_0 à 6 Mg C ha^{-1} pour t_{65} .

L'évaluation des stocks de C de ces polders souligne leur hétérogénéité. Toutes les études précédentes ne concernaient que la dynamique de l'eau et des sels, mais il est évident qu'il faut affiner les études pour mieux expliquer l'hétérogénéité dans le contexte géochimique et hydrique.

Une approche régionale pourrait être utilisée pour mieux estimer le bilan de stocks de C dans un environnement qui est particulièrement sensible aux aléas climatiques afin de répondre aux changements globaux et locaux.

Enfin, nous devons insister sur l'exigence actuelle d'appliquer une gestion « de conservation » de ces sols, une nécessité pour le développement durable des ressources en terres cultivées de la région.

**CHAPITRE V : CARACTÉRISATION DU CARBONE DU SOL PAR
PYROLYSE ROCK-EVAL**

1. Introduction

Dans les sols tropicaux semi-arides, les processus de décomposition de la MO sont intenses, la MO ne peut s'accumuler compte tenu des conditions pédoclimatiques et biologiques (Dabin, 1981). Par contre, dans les bas-fonds de polders du lac Tchad, nous avons vu que les quantités de MO sont importantes en raison de l'hydromorphie qui limite leur décomposition. Les compartiments de la MOS sont constitués d'un mélange de composés organiques divers issus de leur composition primaire, ils présentent des stabilités différenciées face aux mécanismes de décomposition et humification. Les variations de l'abondance de ces compartiments résultent d'un équilibre entre les entrées et les sorties et entraîneraient des flux importants de GES entre le sol et l'atmosphère (Zech et al., 1997).

Différentes études ont caractérisé la MOS en termes de sa stabilité géochimique, sa structure moléculaire, son abondance (Balesdent et al., 1987 ; Kögel-Knabner, 2000 ; Kögel-Knabner et Amelung, 2014). Ce qui a conduit à la mise au point de nombreuses techniques physico-chimiques, dont la combinaison est généralement recommandée (Kögel-Knabner, 2000). Actuellement, les approches montrent que l'analyse thermique est appropriée pour une évaluation globale de la stabilité biogéochimique de la MOS (Disnar et al., 2003 ; Plante et al., 2011). Il s'agit de la technique de pyrolyse Rock-Eval (P-RE), initialement développée à des fins d'exploration pétrolière pour analyser le potentiel des roches-mères (Espitalié et al., 1985). Cette technique rapide, financièrement accessible, est facilement reproductible. Elle fournit non seulement des informations fiables sur la quantité et la composition élémentaire de MOS, mais aussi permet de caractériser la stabilité du continuum complet de MOS sans aucun traitement préalable des échantillons, y compris pour les sols carbonatés (Plante et al., 2011). Utilisée pour étudier la MO sédimentaire (i.e. Giovanni et al., 1999 ; Macaire et al., 2005 ; Copard et al., 2006) elle a montré son intérêt pour analyser la composition de la MOS et des litières (Baudin et al., 2015 ; Carrie et al., 2012 ; Delarue et al., 2013 ; Disnar et al., 2003 ; Fujisaki et al., 2015 ; Obame et al., 2014 ; Saenger et al., 2013 ; Sebag et al. 2006, 2013a, 2013b, ; Volland-Tuduri, 2005).

La technique de P-RE fournit les paramètres suivants : les indices d'oxygène (IO) et d'hydrogène (IH), la température du pic de pyrolyse S2 (TpS2) qui renseignent sur la composition de la matière organique. Ces paramètres nous permettent aussi d'estimer le degré d'évolution pédogénétique de la matière organique au cours de son incorporation dans les sols et de déterminer son origine. Ils complètent les renseignements élémentaires sur la MOS

se rapportant aux teneurs en carbone et en azote, en particulier, le ratio C/N comme indicateur classique du degré d'humification de la MOS.

L'objectif de cette étude est de comprendre la dynamique des transformations de la MO dans cette zone sèche au cours de la transformation des vases sédimentaires en sols lors de la poldérisation. Nous tenterons de déterminer si la MO héritée de l'écosystème lacustre-marais a évolué en surface des sols. Nous nous appuierons sur l'analyse RE des échantillons de cinq sites (t_0 , t_{10} , t_{60} , t_{62} et t_{65}) ainsi que sur la répartition verticale des résultats dans les profils des sols.

2. Matériels et méthodes

2.1. Analyse géochimique de la MO du sol par Rock-Eval 6

Cette méthode de pyrolyse Rock-Eval consiste en une caractérisation de la matière organique basée sur sa décomposition thermique. Elle s'effectue en deux étapes successives sous atmosphère inerte (N_2) et oxydante (air) avec des températures différentes. Les deux étapes d'analyse commencent par (Figure 23) :

1. Une phase de pyrolyse : cette phase comprend trois (03) étapes principales :

(i) la purge du four et le préchauffage qui consistent en un balayage à l'azote pendant 5 minutes au cours desquelles la température augmente jusqu'à 450 °C afin d'éliminer l'oxygène introduit pendant l'ouverture du four, à l'issue de la purge, la température du four est stabilisée à 300 °C ;

(ii) la volatilisation des composés hydrocarbonés libres thermovaporisés et lourds (HC libres) correspond à l'apparition du pic S1. Ce dernier intéresse beaucoup plus les études de la roche pétrolière, donc il ne fait pas l'objet d'étude dans ce travail. Cette phase de volatilisation dure 3 minutes environ à partir du moment de l'introduction de l'échantillon dans le four (par piston) maintenu en isotherme à 300 °C ;

(iii) la pyrolyse proprement dite, cette phase débute au terme de la volatilisation des HC libres. Elle s'effectue en deux phases :

(a) programmation de la température ($+30 \text{ °C min}^{-1}$) jusqu'à 650 / 850 °C, où il y a l'apparition du pic S1, du pic S2 qui correspond à l'ensemble des composés HC de l'échantillon libérés lors de la phase de la pyrolyse et de Tmax. Les pics S1 et S2 sont quantifiés à travers un détecteur à ionisation de flamme (FID, Flame Ionization Detector) ;

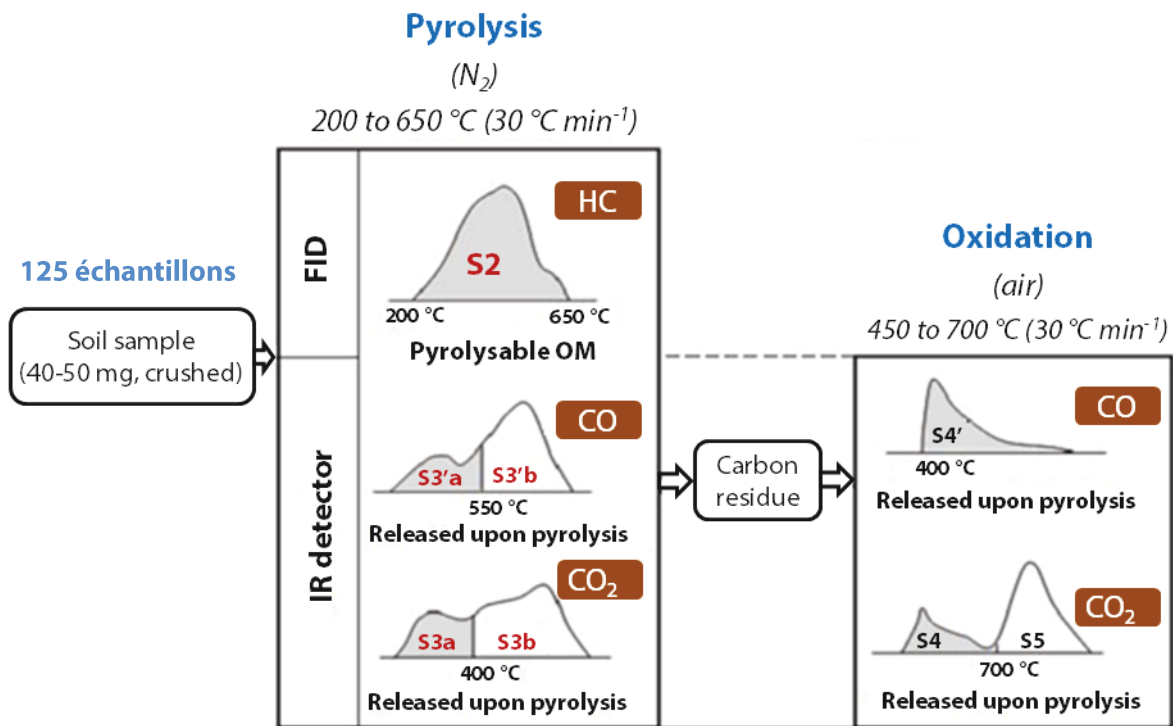


Figure 23 : Phases principales et pyrogrammes issus de la décomposition thermique de la MO par pyrolyse Rock-Eval 6.

(b) refroidissement du four correspondant à la détection du pic S3'CO dans l'intervalle de température décroissant de 390 °C à 300 °C et la détection des pics S3, S3CO, S3' par le détecteur infrarouge (IR).

2. Une phase d'oxydation, elle consiste en une oxydation de fraction résiduelle de la pyrolyse sous air artificiel (N_2/O_2 : 80/20). Elle débute avec l'étape de la pyrolyse proprement dite. Une fois que les pics S3 (S3a et S3a') sont enregistrés, l'échantillon est introduit dans le four d'oxydation à travers un passeur automatique. La température varie de 300 °C à 850 °C (30 °C.min⁻¹). Le CO et le CO₂ (pics S4 et S5) émis sont détectés en continu par les cellules IR.

L'analyse des résultats des paramètres fournis par les pics nous permet de :

- (i) quantifier le COT et le C minéral ;
- (ii) caractériser la MO globale à travers les taux de composés hydrocarbonés et oxygénés (état de maturité de la MO) (Espitalié et al., 1985 ; Sebag et al., 2006), et enfin
- (iii) mesurer la stabilité thermique de la MO via l'étude des courbes S2 et/ou S3 (Disnar et al., 2003 ; Behar et al., 2001 ; Sebag et al., 2006 ; Fujisaki et al., 2015).

Les différents paramètres (Tableau 30) obtenus par la P-RE6 et les fractions du carbone déterminées à partir de cette méthode sont :

- TpS2 (en °C) correspond à la température du four de pyrolyse à laquelle des hydrocarbonés HC sont libérés, il est mesuré au sommet du pic S2. Le Tmax correspondant au TpS2 corrigé ($T_{max} = TpS2 - 40 \text{ °C}$). Ce procédé permet de comparer toutes les valeurs de T_{max} entre elles, compte tenu des dérives instrumentales possibles et quelle que soit la vitesse de chauffage utilisée. Dans notre étude nous avons utilisé le paramètre TpS2 ;
- l'indice d'hydrogène (IH ; en mg HC g⁻¹ COT) est la proportion d'effluents hydrocarbonés émis durant la pyrolyse (S2) rapportée au COT ;
- l'indice d'oxygène (IORE6 ; en mg O₂.g⁻¹ COT) correspondant à la quantité d'oxygène d'origine organique recueillie lors de la pyrolyse et rapportée au COT ;
- le carbone pyrolysable (PC, g.kg⁻¹) correspondant à la quantité de carbone organique résultant de la première phase de pyrolyse de la MO. Il correspond à la somme des quantités de carbone mesurées lors des pics S2, S3aCO et S3aCO₂ ;
- le carbone résiduel (RC, g. kg⁻¹) : c'est la quantité de C résultant de la phase d'oxydation de la MO résiduelle, et correspond à la quantité totale de C mesurée dans le S4CO et S4CO₂ ;
- le carbone organique total (COT ; g.kg⁻¹) correspond à la somme de carbone organique obtenue en phase de pyrolyse et d'oxydation : $COT = PC + RC$;
- le carbone minéral (C_{min} ; g.kg⁻¹) : correspondant à la quantité totale de carbone recueillie sous forme de CO₂ et CO à l'issue des phases de pyrolyse et d'oxydation ;
- l'indice R400 : il se définit comme étant le rapport entre l'amplitude du pic S2 intégrée avant 400 °C sur la portion totale du pic S2 (Disnar et al., 2003) ($R400 = S2 < 400 \text{ °C}/S2$). Il est considéré comme un marqueur de maturité de la MOS.

Tableau 30 : Calcul des paramètres de la pyrolyse Rock Eval (Behar et al., 2001, Fujisaki et al. 2015, adapté) et compartiments du carbone dans les sols.

Paramètre	Détecteur/ Four	Unité	Formule	Nom
Paramètre calculé de la Pyrolyse Rock Eval				
TpS2	-	°C	-	Température maximale du pic S2
PC	^a FID&IR/Pyrolysis	g kg ⁻¹	$\left[(S1 + S2) \times \frac{83}{100} + \left[S3 \times \frac{12}{44} + \left(S3CO + \frac{S3'CO}{2} \right) \times \frac{12}{28} \right] \right]$	Carbone organique pyrolysable
RC	^b IR/Oxydation	g kg ⁻¹	$\left[S4CO \times \frac{12}{28} + \left[S4CO_2 \times \frac{12}{44} \right] \right]$	Carbone organique résiduel
MinC	IR/Pyrolysis& Oxydation	g kg ⁻¹	$\left[S3' \times \frac{12}{44} + \left[\left(\frac{S3'CO}{2} \right) \times \frac{12}{28} + \left[S5 \times \frac{12}{44} \right] \right] \right]$	Carbone minéral
HI	FID/Pyrolysis	mg HC g ⁻¹ TOC	$\frac{S2 \times 100}{TOC}$	Indice d'hydrogène
OI	IR/Pyrolysis	mg O ₂ g ⁻¹ TOC	$\frac{S3 \times 100}{TOC}$	Indice d'oxygène
TOC	-	g kg ⁻¹	$PC + RC$	Carbone organique total
R400	FID/Pyrolysis	-	$\frac{\text{aire pic S2} < 400 \text{ °C}}{\text{aire totale pic S2}}$	R400
Compartiments du carbone recalculé				
ResC		g kg ⁻¹	$\left[S4CO \times \frac{12}{28} + \left[S4CO_2 \times \frac{12}{44} \right] \right]$	Carbone résistant
LabC		g kg ⁻¹	$COT - ResC$	Carbone labile
ResC stock		Mg ha ⁻¹	$S_{prof\ fixe} = ResC_{prof\ fixe} \times e \times DA \times 0,1$	Stock de carbone résistant
LabC stock		Mg ha ⁻¹	$S_{prof\ fixe} = LabC_{prof\ fixe} \times e \times DA \times 0,1$	Stock de carbone labile

^aDétecteur à Ionisation de Flamme ^bInfrarouge.

2.2. Échantillonnage et analyses de sol

Les échantillons sont issus de 36 profils (Cf. Chap II), 3 profils moyens de sols viennent des vases lacustres (t_0) et trente-trois (33) profils moyens appartiennent aux sols de polders à différents âges d'exondation et de mise en culture (t_{10} , t_{60} , t_{62} et t_{65}). Ces derniers ayant déjà subi une histoire pédologique marquée par le dessèchement, structuration et enrichissement en sels, particulièrement, de CaCO_3 et Na_2CO_3 (Cf. Chap III).

Les pyrolyses RE ont été conduites sur 125 échantillons des sols préalablement tamisés à 2 mm et broyés de manière homogène à 200 μm puis séchés dans une étuve ventilée à 25 °C. Il s'agit d'une partie des échantillons sur lesquels les déterminations de carbone et azote total ont été faites par autoanalyseur CHN. Le pyrolyseur utilisé est le Rock Eval 6 Turbo (modèle, Vinci Technologies®, France). Des aliquotes de 40 à 50 g d'échantillons sont analysés suivant les deux phases décrites antérieurement, de pyrolyse et d'oxydation.

2.3. Analyses statistiques

L'analyse statistique a été faite au moyen de RStudio ® 3.3.0 software © (2016). Pour tous les paramètres étudiés, des régressions linéaires simples ont été réalisées pour la comparaison des déterminations de carbone organique total par P-RE et CHN et minéral par P-RE et volumétrie (Calcimétrie Bernard); une analyse de corrélation de Pearson a été faite entre les paramètres Rock-Eval et les propriétés physico-chimiques de sols. Des comparaisons multiples des moyennes ont été développées entre les différents sites à des dates de mise en culture différentes avec l'analyse de la variance (ANOVA) à un facteur, après vérification de la distribution normale des données. Les résultats d'ANOVA ont été suivis par des test HSD posthoc de Bonferroni. Les seuils de significativité au $P < 0,05$ (significatif, *), 0,01 (très significatif, **) et 0,001 (extrêmement significatif, ***).

3. Résultats

3.1. Détermination de carbone organique et minéral

Le carbone organique total (COT_{RE6}) déterminé par la méthode Pyrolyse Rock Eval6 (P RE6) présente une bonne corrélation avec le COT déterminé par l'analyseur élémentaire CHN Fisons EA 1108 (COT_{AE}) (Figure 24). Le résultat de la régression COT_{RE6} (g kg^{-1}) versus COT_{AE} (g kg^{-1}) donne une corrélation significative avec un coefficient de détermination très fort ($R^2 = 0.921$ $p = 0.0001$, $n = 106$). Il faut noter les valeurs de COT_{AE} déterminées par l'analyseur élémentaire CHN sont généralement supérieure à ceux déterminées par P-RE6.

Toutefois, l'ordonnée à l'origine de $-0,0216 \text{ g kg}^{-1}$ d'échantillons, serait une quantité dans la fourchette de l'erreur systématique du RE.

Les résultats de valeurs de carbone minéral mesurées par volumétrie (MinC_{CB} Calcimétrie Bernard) et ceux de carbone minéral déterminé par P-RE6 (MinC_{RE}) ne présentent pas de corrélation significative, tous sites confondus. Cependant, une corrélation significative ($p < 0,05$) entre MinC_{RE} versus MinC_{CB} est observée pour les sites t_{60} ($R^2 = 0,83$ $p = 0,0122$) et t_{62} ($R^2 = 0,81$ $p = 0,0011$) (Figure 25). Ceci étant les points de t_{10} ($R^2 = 0,62$ $p = 0,0001$) à $\text{MinC}_{\text{CB}} \geq 15 \text{ g kg}^{-1}$ doivent être considérés indépendants. Tandis que le site t_0 ne présente pas une relation significative entre les deux déterminations ($p = 0,1$).

Il faudrait bien noter que seuls les échantillons de la collection t_{65} présentent une cohérence entre les deux déterminations. Toutefois, il y a bien une surestimation de la valeur MinC par P-RE par rapport à la détermination par le calcimètre (ordonnées à l'origine de $2,5 \text{ g kg}^{-1}$).

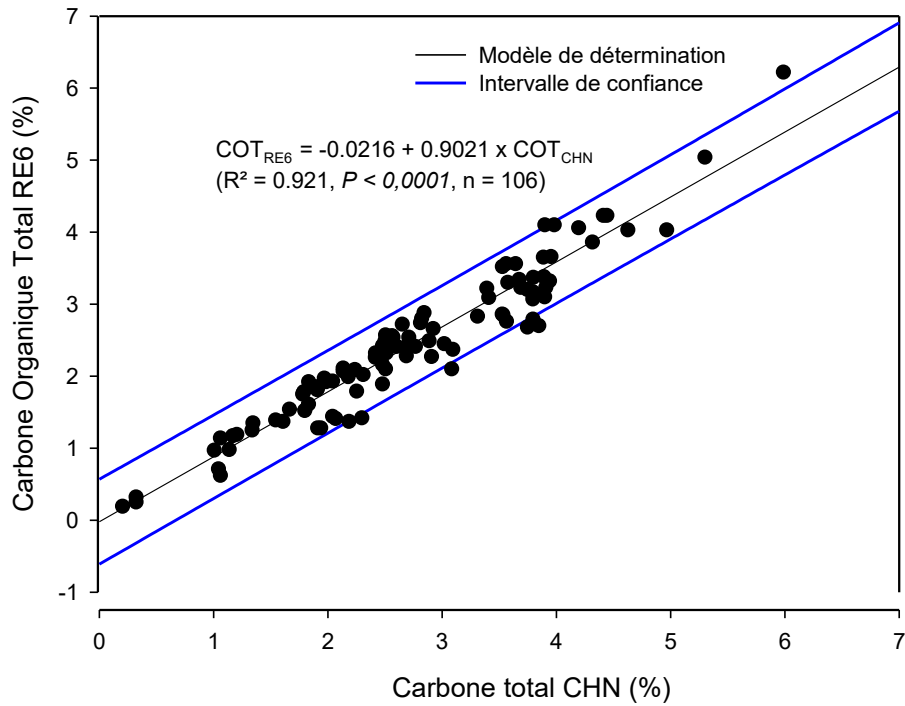


Figure 24 : Comparaison des valeurs de carbone organique du sol ($g\ kg^{-1}$) déterminé P-RE6 (COT_{RE6}) et par la méthode d'analyseur élémentaire CHN (COT_{AE}).

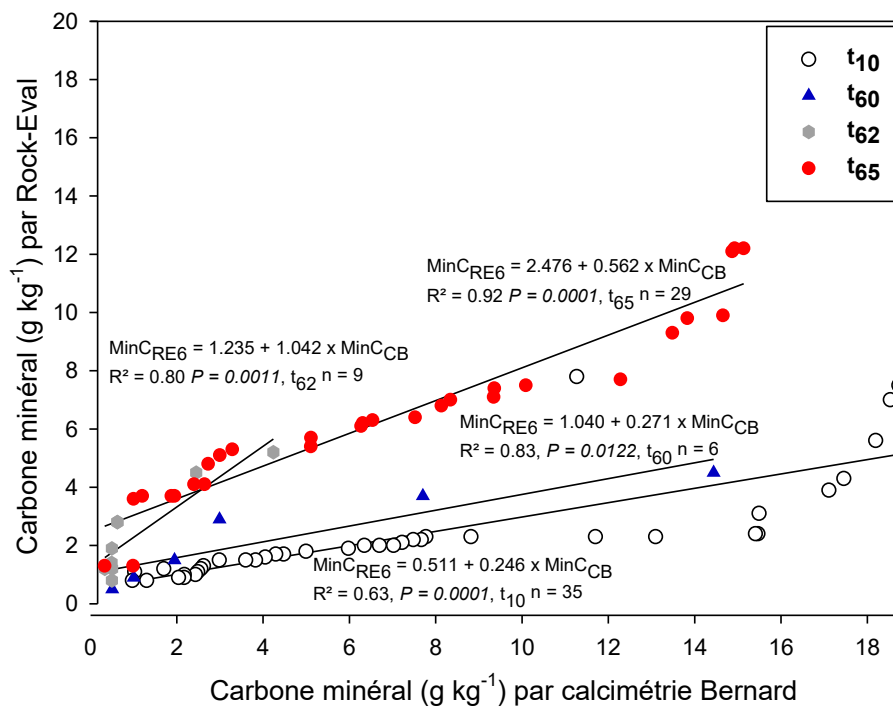


Figure 25 : Corrélation entre carbone minéral ($g\ kg^{-1}$) déterminé par la méthode P-RE6 (MinC_{RE6}); et par la méthode volumétrique - Calcimétrie Bernard (MinC_{CB}).

3.2. Analyses des paramètres géochimiques issus du Pyrolyse RE

3.2.1. À l'échelle des profils

Les résultats de paramètres géochimiques des profils moyens analysés pour chaque site (t_0 , t_{10} , t_{60} , t_{62} et t_{65}) mettent en évidence deux groupes bien différents par leurs qualité et quantité en MO, ceci à partir de l'horizon (40-50 cm) c'est-à-dire au niveau moyen de battement de la nappe (Figure 26). En effet, la teneur en carbone organique total (COT ; en g kg^{-1}) présente une évolution verticale décroissante, à l'échelle des profils, vers la profondeur pour tous les sites, sauf t_0 on note une tendance d'accumulation à partir de l'horizon 30 jusqu'à 90 cm puis une diminution vers la profondeur. Les profils des sites montrent bien qu'il y a une diminution de teneur en COT de sites les plus jeunes (t_0 et t_{10}) vers les sites les plus anciens (t_{60} , t_{62} et t_{65}).

Pour l'indice d'oxygène (IO ; en $\text{mg CO}_2 \text{ g}^{-1} \text{ COT}$), les profils de sites (t_0 , t_{10} , t_{60} , t_{62} et t_{65}) marquent une tendance de diminution des valeurs de l'IO vers la profondeur et une convergence dans la zone de la nappe (40-50 cm). La MO est plus oxygénée dans les horizons de surface qu'en profondeur. Les horizons de surface (30 cm) de t_0 , t_{10} et t_{65} se distinguent de l'ensemble avec un taux de l'IO un peu plus élevé. À l'échelle des profils des polders, il y a une tendance dans les horizons de surface (0 - 40 cm) de diminution de l'IO de t_0 vers t_{10} , t_{60} , t_{62} et t_{65} . Par contre, dans les horizons de profondeur (40-100 cm) les résultats sont moins variables – c.f les barres d'erreur moins larges mais par contre aucune tendance se dégage en fonction de l'âge du polder.

La température maximale du pic S2 (T_{pS2} ; en $^{\circ}\text{C}$), présente une allure relativement homogène aussi bien verticale, à l'échelle des profils des sols, qu'entre les différents polders. Cette homogénéité est plus marquée dans la couche (40-50 cm) de battement de la nappe. Les valeurs de T_{pS2} sont relativement élevées et se situent entre $473 \pm 1,6$ et $482 \pm 2,4$ $^{\circ}\text{C}$.

Le carbone pyrolysé (PC ; en g kg^{-1}) marque une légère diminution avec la profondeur pour les profils t_{10} , t_{60} , t_{62} et t_{65} . Cependant, le profil t_0 présente une nette augmentation des valeurs de PC à partir de la couche 30-40 cm. Par contre, dans le profil t_{10} se distingue en ayant des valeurs de PC supérieures aux autres profils dans 0-50 cm et rejoint les valeurs observées de t_{60} , t_{62} et t_{65} dans les horizons profonds.

Les profils de distribution de carbone résiduel (RC ; en g kg^{-1}) t_{10} , t_{60} , t_{62} et t_{65} ont la même allure que le carbone pyrolysable, à nouveau le t_{10} se distingue en surface.

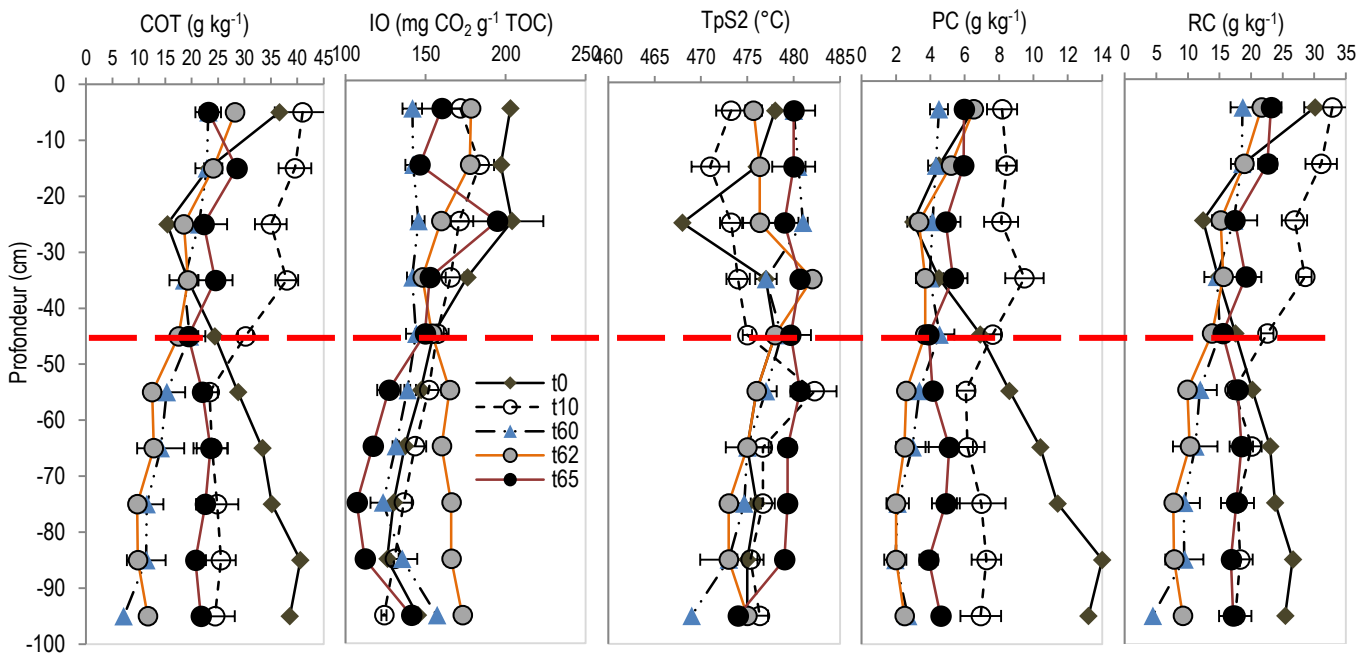


Figure 26 : Distribution verticale des paramètres RE : COT, IO, TpS2, PC et RC dans les profils.

3.2.2. À l'échelle des couches (0-40 cm) et (40-100 cm)

- Dans les couches 0-40 cm, le COT_{RE6} diminue de manière significative ($P < 0,0001$) (Tableau 31) de t_{10} ($40,7 \pm 2,4$) à t_{65} ($34,1 \pm 2,1$), mais ne change pas significativement entre t_0 , t_{60} , t_{62} et t_{65} . Tandis que, l'IH ne diminue pas globalement dans tous les sites, sauf de t_0 ($129 \pm 14,3 \text{ mg HC g}^{-1} \text{ TOC}$) à t_{10} ($175 \pm 7,5 \text{ mg HC g}^{-1} \text{ TOC}$) il augmente de façon significative ($P < 0,05$).

L'IO décroît significativement ($P < 0,0001$) de t_0 ($195 \pm 6,5 \text{ mg CO}_2 \text{ g}^{-1} \text{ TOC}$), à t_{60} ($143 \pm 2,7 \text{ mg CO}_2 \text{ g}^{-1} \text{ TOC}$), par contre, il n'y a pas une variabilité significative entre t_0 , t_{10} , t_{62} et t_{65} .

Tableau 31 : Analyse de paramètres *Rock-Eval* et compartiments de carbone de couches 0-40 cm et 40-100 cm. Les moyennes sont suivies d'erreur standard. n = nombre de profils analysés. Les lettres a, b correspondent aux groupes des moyennes statistiquement significatives par colonne (test HSD de Tukey; $P < 0.05$) et la valeur de probabilité est celle de l'Anova.

Analyse de paramètres Rock-Eval et compartiments de carbone									
	COT _{RE6} (g kg ⁻¹)	IH (mg HC g ⁻¹ TOC)	IORE6 (mg O ₂ g ⁻¹ TOC)	R400	LabC (g kg ⁻¹)	ResC (g kg ⁻¹)	Stock LabC (Mg ha ⁻¹)	Stock ResC (Mg ha ⁻¹)	
Sites	Couches 0-40 cm								n
t ₀	25,8 ± 5,4 ^a	129 ± 14,3 ^a	195 ± 6,5 ^b	0,28 ± 0,02 ^c	4,6 ± 0,7 ^a	19,0 ± 3,9 ^a	15,2 ± 2,5 ^a	62,6 ± 13,8 ^a	4
t ₁₀	40,7 ± 2,4 ^b	175 ± 7,5 ^b	173 ± 5,3 ^b	0,22 ± 0,01 ^{ab}	8,6 ± 0,5 ^b	29,8 ± 1,8 ^b	30,0 ± 3,8 ^b	104,6 ± 6,3 ^b	16
t ₆₀	23,9 ± 1,6 ^a	151 ± 5,7 ^{ab}	143 ± 2,7 ^a	0,21 ± 0,01 ^a	4,2 ± 0,3 ^a	17,4 ± 1,1 ^a	17,0 ± 2,5 ^a	69,7 ± 4,4 ^a	15
t ₆₂	25,7 ± 2,3 ^a	151 ± 9,2 ^{ab}	170 ± 3,8 ^{ab}	0,26 ± 0,01 ^{bc}	4,9 ± 0,5 ^a	18,3 ± 1,4 ^a	19,2 ± 4,2 ^a	70,6 ± 7,1 ^a	10
t ₆₅	34,1 ± 2,1 ^a	172 ± 9,2 ^{ab}	163 ± 11,8 ^{ab}	0,21 ± 0,01 ^a	5,5 ± 0,4 ^a	20,6 ± 1,6 ^a	20,7 ± 2,5 ^a	79,9 ± 5,8 ^a	12
<i>P value</i>	< 0,0001	0,0147	< 0,0001	< 0,0001	< 0,0001	< 0,0001	< 0,0001	< 0,0001	
Sites	Couches 40-100 cm								n
t ₀	35,1 ± 2,6 ^b	298 ± 14,4 ^c	140 ± 4,5 ^a	0,21 ± 0,00 ^{ab}	10,8 ± 1,1 ^c	22,8 ± 1,4 ^b	42,5 ± 3,5 ^b	90,4 ± 3,8 ^{bc}	6
t ₁₀	28,1 ± 1,9 ^b	236 ± 7,5 ^b	142 ± 4,1 ^a	0,20 ± 0,00 ^a	6,8 ± 0,5 ^b	18,7 ± 1,0 ^b	35,1 ± 2,4 ^b	95,8 ± 5,5 ^c	20
t ₆₀	15,7 ± 2,0 ^a	167 ± 13,5 ^a	148 ± 13,6 ^a	0,25 ± 0,01 ^b	3,0 ± 0,4 ^a	11,0 ± 1,5 ^a	18,3 ± 2,8 ^a	67,24 ± 9,4 ^{ab}	16
t ₆₂	13,3 ± 1,2 ^a	134 ± 4,2 ^a	164 ± 2,5 ^a	0,32 ± 0,01 ^c	2,6 ± 0,3 ^a	9,8 ± 0,9 ^a	12,7 ± 1,1 ^a	48,6 ± 3,7 ^a	6
t ₆₅	27,0 ± 1,4 ^b	167 ± 11,6 ^a	125 ± 5,1 ^a	0,22 ± 0,01 ^{ab}	4,4 ± 0,4 ^a	17,3 ± 0,7 ^b	23,4 ± 2,2 ^a	91,8 ± 3,6 ^c	17
<i>P value</i>	< 0,0001	< 0,0001	0,0849	< 0,0001	< 0,0001	< 0,0001	< 0,0001	< 0,0001	

Le carbone labile (LabC) augmente significativement ($P < 0,0001$) de t₀ (4,6 ± 0,7 g kg⁻¹) à t₁₀ (8,6 ± 0,5 g kg⁻¹), mais les moyennes pour t₀, t₆₀, t₆₂ et t₆₅ ne varient pas de façon significative. De même, le carbone résistant (ResC) ne change pas significativement en t₀, t₆₀, t₆₂ et t₆₅, mais il augmente de façon significative ($P < 0,0001$) de t₀ (19,0 ± 3,9 g kg⁻¹) à t₁₀ (29,8 ± 1,8 g kg⁻¹).

- Dans cette couche de sol 0-40 cm, l'indice R400 décroît significativement ($P < 0,0001$) de t₀ (0,28 ± 0,02) à t₆₅ (0,21 ± 0,01), mais il ne varie pas de façon significative de t₁₀, t₆₀, t₆₂ et t₆₅.

Les stocks de ResC (Mg C ha⁻¹) augmentent significativement ($P < 0,0001$) de t₀ (62,6 ± 13,8) à t₁₀ (104,6 ± 6,3). Toutefois, les valeurs moyennes des stocks ne varient pas significativement de t₀, t₆₀, t₆₂ et t₆₅. Il en est de même pour les stocks de LabC (Mg C ha⁻¹), pas de changement significatif entre t₀, t₆₀, t₆₂ et t₆₅. Par contre, ces stocks augmentent de façon significative de t₀ (15,2 ± 2,5) à t₁₀ (30,0 ± 3,8).

Dans les couches 40-100 cm, le COT_{RE6} diminue de t₀ (35,1 ± 2,6) à t₆₂ (13,3 ± 1,2), cette diminution est très significative ($P < 0,0001$), mais elle n'est pas significative de t₆₀ à t₆₂, ainsi que de t₀, t₁₀, et à t₆₅.

L'IH décroît significativement ($P < 0,0001$) de t_0 ($298 \pm 14,4$) à t_{65} ($167 \pm 11,6$), mais il n'y a pas une variabilité significative de t_{60} , t_{62} et à t_{65} . Tandis que, l'IO ne change pas significativement quel que soit le site de polder considéré, entre t_0 ($140 \pm 4,5$) et t_{65} ($125 \pm 5,1$) sans différence significative ($P = 0,0849$).

Le LabC décroît significativement ($P < 0,0001$) de t_0 ($10,8 \pm 1,1$) à t_{65} ($4,4 \pm 0,4$), mais ne change pas de façon significative de t_{60} , t_{62} et à t_{65} . Par contre, le ResC diminue aussi significativement ($P < 0,0001$) de t_0 ($22,8 \pm 1,4$) à t_{62} ($9,8 \pm 0,9$), toutefois, les valeurs moyennes de t_0 , t_{10} , et t_{65} ne changent pas significativement, ainsi que de t_{60} à t_{62} .

Le R400 augmente significativement ($P < 0,0001$) de t_0 ($0,21 \pm 0,002$) à t_{62} ($0,32 \pm 0,01$), mais ne change pas significativement de t_0 , t_{10} , t_{60} et t_{65} .

Les stocks de LabC (Mg C ha^{-1}) diminuent significativement de t_0 ($42,5 \pm 3,5$) à t_{65} ($23,4 \pm 2,2$) et ne présentent pas de variabilité significative de t_{60} , t_{62} et à t_{65} . Tandis que, les stocks de ResC (Mg C ha^{-1}) décroissent aussi significativement de t_0 ($90,4 \pm 3,8$) à t_{62} ($48,6 \pm 3,7$), mais ils ne changent pas de façon significative de t_0 , t_{10} , t_{60} et à t_{65} .

3.2.3. Corrélation des paramètres P-RE avec certaines propriétés des sols

Le [tableau 32](#) présente la matrice des résultats de corrélation des paramètres Rock Eval et des variables C/N et DA. Ces corrélations bien que faibles sont significatives au seuil de 5 %. On remarque que les corrélations négatives entre la DA et le rapport IH/IO et PC/COT. Il s'agit d'une diminution d'IH et de PC (C organique pyrolysable) lorsque les valeurs de DA augmentent.

Tableau 32 : Matrice des coefficients de corrélation de Pearson entre les paramètres Rock-Eval et les propriétés physico-chimiques de sols. Les corrélations significatives au seuil de 0,05 sont en gras.

	IH/IO	IH	IO	PC	RC	PC/COT	TpS2	C/N	COT	DA	R400
IH/IO	1,000	0,902	-0,548	0,589	0,194	0,507	0,168	-0,259	-0,163	-0,356	-0,2517
IH		1,000	-0,171	0,745	0,300	0,562	0,094	-0,256	-0,080	-0,405	-0,2423
IO			1,000	0,082	0,134	-0,093	-0,223	0,085	0,224	-0,001	0,1335
PC				1,000	0,823	0,618	0,094	-0,350	0,020	-0,431	-0,2182
RC					1,000	0,401	0,170	-0,240	0,126	-0,220	-0,1966
PC/COT						1,000	-0,054	-0,257	-0,509	-0,270	-0,1747
TpS2							1,000	0,225	0,066	0,122	-0,2726
C/N								1,000	0,051	0,341	0,1746
COT									1,000	0,024	0,0028
DA										1,000	0,0419
R400											1,000

3.2.4. Le rapport IH/IO et la densité apparente (DA) des sols

On remarque dans la distribution verticale du ratio IH/IO et de la DA dans les sols de sites t_0 , t_{10} , t_{60} et t_{62} (Figure 27) ; les profils du polder t_{62} présentent une grande homogénéité verticale de l'IH/IO avec la même forme de distribution que la DA. Le profil t_{60} présente un des profils (P3) avec un « ventre » d'augmentation IH/IO entre 40-50 et 70-80 cm. Les deux autres profils sont bien centrés sur la distribution de la DA, en surface IH/IO sont bien liés à la DA. Les profils IH/IO de t_{10} s'ils suivent la DA dans les deux horizons de surface, augmentent, ensuite avec la profondeur et s'écartent notablement de la distribution verticale de la DA. Enfin, t_0 présente une plus grande variabilité de la distribution de l'IH/IO sans relation apparente avec la DA. Notons que t_{65} n'a pas été considéré car les valeurs du IH/IO ne présentent pas de relation notable avec la DA.

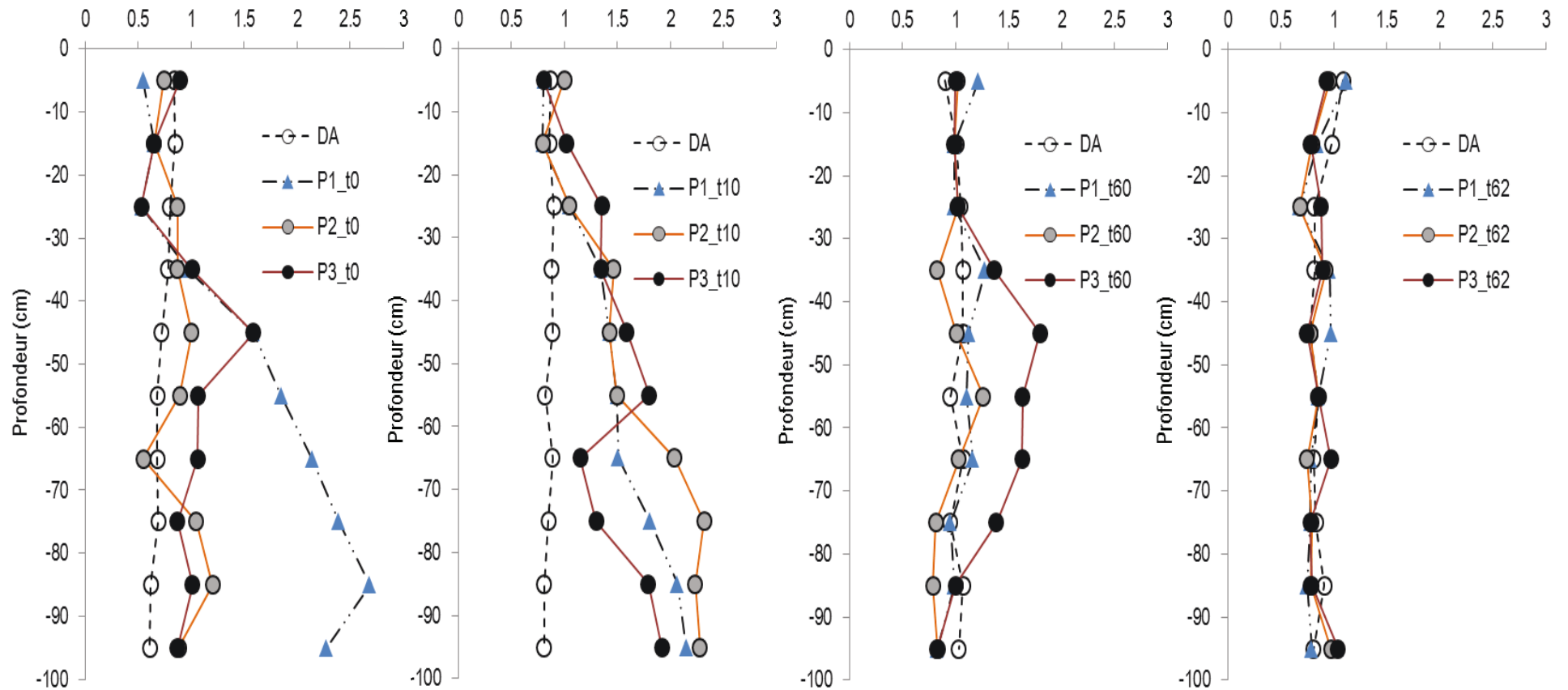


Figure 27 : Relation entre le Ratio IH/IO et la densité apparente moyenne dans quelques profils des sols de polders.

4. Discussion

4.1. Comparaisons des valeurs de C issues des différentes méthodes

Le COT_{RE6} mesuré par la méthode Rock-Eval présente une très bonne corrélation avec le COT_{AE} déterminé par l'analyseur élémentaire CHN Fisons EA 1108 ($R^2 = 0.92$, $P = 0.0001$, $n=106$). Cette corrélation est légèrement inférieure à celle ($R^2 = 0,99$) trouvée par Behar et al. (2001) et Disnar et al. (2003) dans les échantillons des sols non carbonatés, ainsi qu'à celle ($R^2 = 0,99$, $n = 109$) obtenue par Saenger et al. (2013) dans les horizons organo-minéraux de surface du sol. Nos résultats concordent avec ceux de ces auteurs ; les valeurs de COT_{RE6} déterminées par *P-RE6* sont légèrement inférieures aux données C total déterminées par Analyseur Élémentaire (*EA*). Cette différence pourrait être liée aux types d'échantillons analysés. Le plus grand écart entre les deux techniques est habituellement observé pour des échantillons de litières. Ceci est dû au fait que ces dernières perdent facilement de l'eau au cours de la pyrolyse par leur forte teneur en carbone et des proportions notables en cellulose et autres polysaccharides. Avec l'intensité de pyrolyse, ces polymères se décomposent en donnant des composés oxygénés produisant une réponse plus faible de Détecteur à Ionisation de Flamme (FID) qu'à celle de la fraction hydrogénée (Disnar et al., 2003). Cependant, Disnar et al., (2003) ont proposé un facteur de correction de 1,068 multipliant les résultats expérimentaux de COT_{RE6} des échantillons de litières de sol forestier. Les résultats montrent une excellente reproductibilité avec un taux d'erreur moyenne de 0,5 % par rapport aux valeurs COT_{AE} de référence.

La quantité de $MinC_{RE6}$ déterminé par *P-RE6* est calculé comme la somme du CO_2 libéré lors de la phase de pyrolyse, au-dessus de 400 °C, et celle du CO_2 issu de la décomposition du carbonate durant la phase d'oxydation entre 650 et 850 °C (Baudin et al., 2015 ; Behar et al., 2001). Tandis que, le $MinC_{CB}$ déterminé par volumétrie (Calcimétrie Bernard, Chap II), la réaction d'attaque de l'échantillon par le HCl est totale. Le volume de CO_2 dégagé à la pression atmosphérique est mesuré par titrage volumétrique. Noël (2001) montre que les échantillons carbonatés n'ont pas d'influence sur l'amplification de l'erreur de valeurs de COT_{RE6} , étant donné que l'essentiel des carbonates est brûlé entre 650 et 850 °C.

On observe dans la comparaison des valeurs que le carbone minéral est généralement surestimé par Rock Eval par rapport à la méthode classique par volumétrie ($MinC_{CB}$) et ce pour tous les sites étudiés. L'ordonnée à l'origine varie de 0,5 à 2,5 $g\ kg^{-1}$ pour les sites les plus carbonatés (Figure 25). Ce résultat est aussi observé par Baudin et al. (2015) dans le sédiment récent hémipélagique. L'écart pourrait s'expliquer par le fait que lors de la phase de

pyrolyse l'échantillon subit un gradient de température allant jusqu'à 650 °C. Le carbone de pics S1+S2 (HC) et du pic S'3a (CO), ainsi que le CO et le CO₂ sont issus entièrement de la MO brûlée entre 450 et 650 °C en phase d'oxydation (S'4 et S4). Le CO₂ calculé par le pic S5 provient en réalité de carbonate (mal cristallisé) non dissous par l'attaque HCl (Baudin et al., 2015 ; Noël, 2001) à ~0,3 % pour le cas de nos échantillons. Cette mauvaise corrélation entre les deux déterminations de carbone minéral, est aussi relevée par Behar et al. (2001) en particulier, entre *P-RE6* et la méthode par perte de poids de l'échantillon après attaque par HCl. A ce stade, nous privilégions la mesure obtenue par calcimétrie pour la détermination du carbone minéral.

4.2. Thermostabilité de la MO dans les sols de polders

Les valeurs de TpS2 observées dans notre travail varient de $473 \pm 1,6$ °C et $482 \pm 2,4$ C, elles sont centrées sur 480 °C. Elles traduisent l'homogénéité de la MO en termes de stabilité thermique. Elles représentent actuellement parmi les valeurs les plus élevées qui aient été observées. En effet, les valeurs les plus élevées de thermostabilité de la MOS avaient été observées sous des prairies acides, dans des Cambisols, avec un TpS2 de 453 ± 5 °C (Saenger et al., 2013), et dans des horizons A, organo-minéraux de sols ferrugineux sous savane développés sur des formations schisto-calcaires et schisto-gréseuses de Gabon (TpS2 = 430-470 °C, Obame et al., 2009). Dans des Ferralsols des savanes Brésiliennes des TpS2 de 455-548 °C ont été mesurés tous horizons confondus (Volland-Tuduri, 2005). Des valeurs TpS2 > 475 °C ont également été observées dans les sols développés sur formations sédimentaires, et surtout dans les horizons profonds. Ces résultats sont cohérents avec ceux que nous avons observés dans notre étude et sont typiques d'une MO résistante lors de la pyrolyse. Ces valeurs sont interprétées par les géochimistes comme une caractéristique de MO « mature » (Di-Giovanni et al., 2000).

Par ailleurs, Hetényi et al. (2006) et Sebag et al. (2006) ont signalé que la MO pyrolysée avec un TpS2 autour de 300 °C et 320 °C est associée à des molécules thermolabiles (i.e. sucres simples), et celle pyrolysée entre 360 °C et 370 °C est généralement issue de la cellulose et la lignine ; par exemple, des valeurs de TpS2 de 360 à 380 °C sont mesurées dans des litières et des racines de *Brachiaria brizantha* (Volland-Tuduri, 2005). La MO pyrolysée au-delà de 380 °C correspond à des macromolécules, et celle libérée au-delà de 450 °C correspondrait à de la MO hautement stabilisée ; en tout cas pour des MO fortement résistantes à l'oxydation et nécessitant une énergie importante pour être oxydées.

Les valeurs de TpS2 nous confirment que les MO de ces sols sont bien semblables et héritées, y compris dans les horizons 0-40 cm (Figure 26). Nous avons observé que les valeurs de TpS2 étaient moins dispersées dans les horizons de battement de la nappe par rapport aux horizons 0-40 cm, les valeurs de TpS2 augmentent systématiquement dans les profils des sols de t_{10} aux plus anciens. Cette thermostabilité élevée de la MO des sols des polders anciens pourrait être expliquée en partie par l'association à la matrice minérale avec les MO et la protection physique dans les microagrégats du sol. En effet, il s'agit bien là des horizons des sols qui sont les plus soumis à la dessiccation, aux alternances humectation-dessiccation, et aux effets de la mise en culture.

Le caractère résistant est aussi révélé par des valeurs élevées observées de ResC, entre $9,8 \pm 0,9$ et $29,8 \pm 1,8$ g kg⁻¹, par rapport à celles faibles de LabC comprises entre $4,6 \pm 0,7$ et $10,8 \pm 1,1$ g kg⁻¹ tous sites de polders confondus (Tableau 31). Les faibles valeurs de LabC illustrent bien la prédominance de formes résistantes de ResC et donc la stabilité thermique de cette MO des sols des polders, alors que la mise en culture aurait pu laisser penser à l'apparition des formes organiques plus labiles suite à l'action de décomposition par les micro-organismes.

4.3. Le ratio IH/IO et R400

La caractérisation de la MO en termes du degré de son évolution globale est établie par le paramètre IH (Delarue et al., 2013 ; Disnar et al., 2003 ; Saenger et al., 2013 ; Sebag et al., 2006). En effet, les valeurs élevées observées de l'IH, comprises entre 300 à 400 mg HC g⁻¹ COT_{RE6} sont caractéristiques de MO « fraîches » et/ou de litières, ou suppose une forte contribution de composés hydrogénés (i.e. la cellulose ou les lipides). Par contre, des faibles valeurs de l'IH (à partir de 133 à 245 mg HC g⁻¹ COT_{RE6}) sont principalement liées à la MO stable avec une forte proportion de structures aromatiques, déshydrogénées et condensées, comme « les substances humiques » (Sebag et al., 2013a). Tandis que le R400 peut être considéré comme un indicateur de l'humification ou de stabilisation ou de transformation, ou les deux, de la MO (Disnar et al., 2003 ; Fujisaki et al., 2015 ; Gogo et al., 2011).

Dans notre cas, les faibles rapports IH/IO observés aussi bien dans les couches 0-40 cm que dans les couches sous-jacentes 40-100 cm (Figure 33A) confirment les résultats de TpS2, et donc une MO de signature homogène stable caractérisée par des agglomérats des molécules fortement hydrogénées comme l'attestent les valeurs de l'IH. Cette hydrogénation des

horizons de surface, peut être influencée par l'apport de MO « fraîche » issue de végétation lacustre (Figure 28).

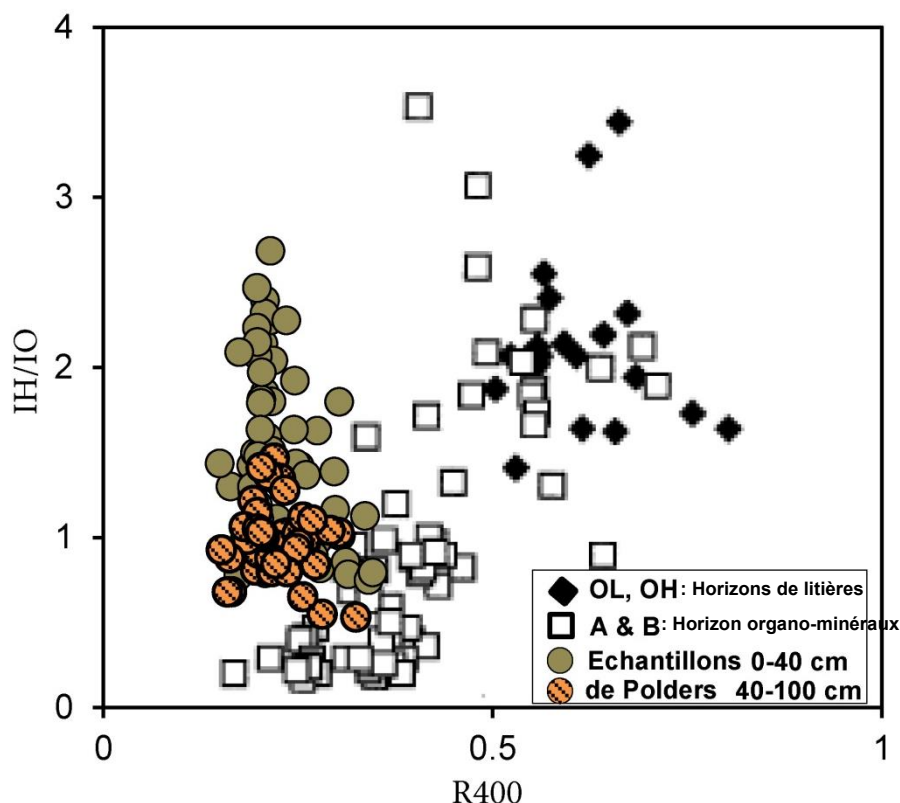


Figure 28 : Comparaison de relation IH/IO et la valeur de R400 sur les échantillons des sols observés par Disnar et al. (2003) et ceux prélevés dans notre étude.

Dans les polders de Bol, on observe une forte teneur en COT entre $40,7 \pm 2,4$ et $13,3 \pm 1,2 \text{ g kg}^{-1}$, ainsi que des valeurs des stocks élevées (c. f. Chap IV) variables à l'échelle des profils et différenciées entre sites des polders. Comparativement aux sols ferrugineux tropicaux de bas-fonds sahéliens qui affichent des valeurs de COT entre $1,5$ et $3,1 \text{ g kg}^{-1}$ (Obame et al. 2014). Ainsi, la conservation de COT est à attribuer à des composés aromatiques et aux lipides, matière organique considérée comme récalcitrante, qui restent conservées dans ces sols, comme l'atteste les faibles de ratio IH/IO (Figure 33A).

Nous avons observé dans le Chap III la présence des débris végétaux et d'horizons argilo-tourbeux. On sait que les débris des plantes comprennent un panel allant de simples lipides et acides organiques aux polymères complexes. Les lipides représentent une classe très diverse des composées acides et stérols, phospholipides et des résines (Guignard et al., 2005). L'altération des lipides dépend de leur complexité chimique. Si les longues chaînes aliphatiques et phospholipides, composées des membranes végétales, peuvent se décomposer

de façon relativement rapide dans les sols, les autres composées sont plus résistantes à la décomposition. Ils présentent un caractère hydrophobique les protégeant de l'attaque enzymatique (Ambles et al., 1985, 1991).

Toutefois, la MO des sols de polders apparaît bien humifiée avec un C/N compris entre $10 \pm 1,29$ et $12 \pm 1,84$ suggérant la présence des MO relativement réactives et facilement biodégradables. Mais, le [tableau 32](#) nous renseigne sur une corrélation positive entre TpS2 et C/N, ainsi plus le caractère thermorésistant est élevé plus le C/N des échantillons augmente. En l'absence de fractionnement granulométrique de la MO, nous devons admettre que les rapports C/N qui sont supérieurs à 11 dans ces sols correspondent bien à des MO résistantes, et souvent à des horizons où subsistent des débris végétaux (Chap. III).

La nature de cette MO héritée, sa conservation, et sa résistance à la biodégradation même après plus d'un demi-siècle de mise en polder, peuvent aussi en partie s'expliquer par l'apport des eaux du lac par irrigation (en supposant des apports organiques dans ces eaux), et donc le maintien de caractère hydromorphe déjà en place avec la nappe, la texture argileuse et argilo-limoneuse des sols étant une contrainte à la bonne réoxydation de la porosité (Cf. Chap IV relation stock de C vs. argile+limon).

Le caractère stable de cette MO est aussi illustré par des faibles valeurs de R400 (entre $0,21 \pm 0,002$ et $0,28 \pm 0,02$) qui changent significativement de t_0 à t_{65} dans la couche 0-40 cm et inversement, non significatives, dans la couche 40-100 cm ([Figure 28](#), [Tableau 31](#)). On remarque bien que dans les horizons 0-40 cm la transformation de la MO se traduit par une augmentation de IH/IO (hydrogénation) alors que le R400 est constant. Les sols de polders ont un R400 bien caractéristique, alors que les valeurs de R400 mesurées par Disnar et al. (2003) présentent une dispersion ; (0,54-0,63) dans des Podzols humiques de savane du Congo, (0,26-0,31) dans de chernozem calcique cultivé en Bulgarie et (0,55-0,69) dans des andosols cambiques de forêt de hêtre en Massif central de France, et sont donc de nature variée ([Figure 28](#)).

4.4. Stocks de carbone labile et résistant

Nous avons tenté d'évaluer la « stabilité » des stocks de C dans les sites de polders et quantifier chaque compartiment de C (labile, et résistant) des couches 0-40 cm et 40-100 cm pour chaque site ([Tableau 31](#)). Les stocks de C de compartiment résistant (ResC) sont nettement supérieurs à ceux de compartiment labile (LabC) ([Figure 29](#)). Ce qui confirme le caractère résistant de la MO des sols de polders que nous venons de discuter.

Le LabC présente toujours une faible part, constante, représentant 17-23 % du stock total de la couche de surface, quel que soit l'âge du polder ; le site t_{10} confirme son caractère particulier comme déjà observé dans le Chap IV.

Si l'on fait abstraction de t_{65} , du fait de la teneur élevée en stocks de ResC, on remarque que la diminution des stocks de ResC de la couche 40-100 cm s'accompagne aussi de la diminution des stocks de LabC par rapport à t_0 et t_{10} . Comme signalé dans le Chap IV, la variabilité initiale des stocks est bien un des problèmes que soulève notre inventaire. Toutefois, il est clair que de t_0 - t_{10} à $t_{\geq 60}$ le rapport LabC/Stock total passe de 26-31 % à 19-20 % pour la couche 40-100. Il est probable donc que les mécanismes de la maturation des vases intéressent aussi l'ensemble des couches des sols et s'exprime ainsi sur la quantité de LabC et, que la diminution du stock de C total de t_0 à t_{60-62} puisse être attribuée à la poldérisation. Ceci nous conduit à analyser la relation qualitative entre cette MO et une variable physique qui puisse exprimer la transformation des vases.

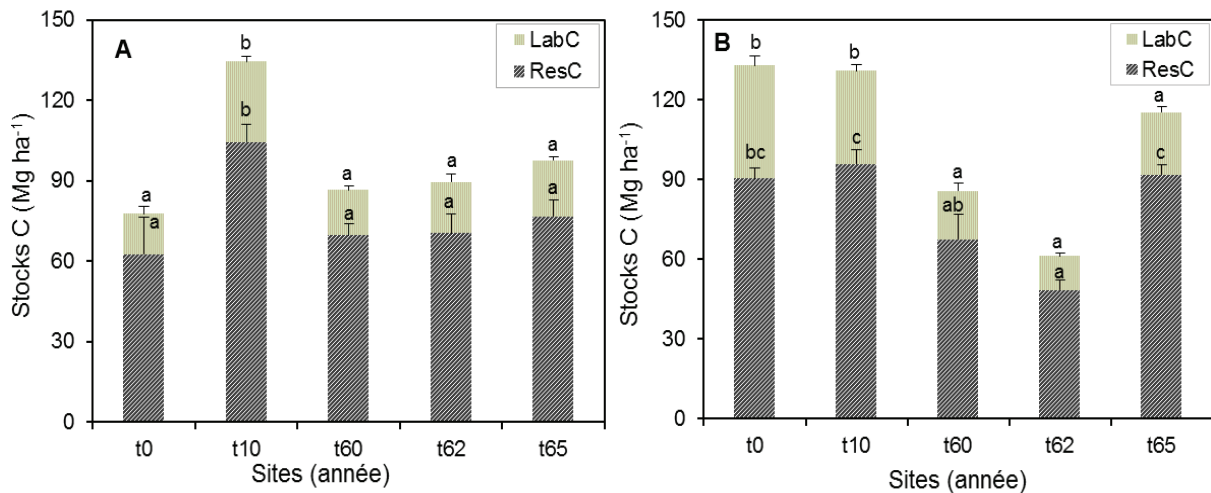


Figure 29 : Stocks de carbone labile (LabC) et résistant (ResC). (A) dans la couche 0 40 cm. (B) dans la couche 40-100 cm. Les lettres a, b correspondent aux groupes des moyennes statistiquement significatives par sites (test HSD de Tukey; $P < 0.05$ de l'anova).

4.5. Relation IH/IO et maturation des vases

Les sols des polders sont, en effet, des sols alluviaux, argilo-limoneux en surface et argileux en profondeur, les cycles d'humectation-saturation-dessèchement constituent le principal mécanisme de maturation physique de ces sols. De fait que se passe-t-il ? Lorsque l'on transforme un matériel toujours saturé en eau, donc t_0 , qui ne présente pas de structure particulière au sens pédologique, nous avons la formation d'un sol en moins d'un siècle. Cette formation est en premier lieu une acquisition de structure et d'une nouvelle porosité qui a lieu

par perte de toute l'eau interstitielle permanente qui conduit à la réorganisation des argiles, sans oublier les mécanismes biogéochimiques décrits par Cheverry (1976). Depuis les travaux Pons and Zonneveld (1965), on considère que la maturation physique des vases poldérisées comprend tous les processus liés à la déshydratation de la phase solide du sol, notamment la baisse de la teneur en eau par évaporation directe et surtout par évapotranspiration grâce aux plantes. Nous considérons que nous sommes dans ce même phénomène exacerbé par l'intense évapotranspiration dans cette région (C.f Chap II). La maturation se manifeste par l'apparition des structures fines grumeleuses ou polyédriques moyennes en surface. La densité apparente (DA) de ces sols marque une évolution suivant l'âge de sédiment de t_0 à t_{60} (Chap III).

La relation IH/IO-DA, déterminée tous échantillons confondus, présente une corrélation significative, au seuil de 5 % bien que le coefficient de corrélation soit faible (Tableau 32). Le diagramme IH/IO-DA établi à partir de mesure de paramètre *RE* IH, IO et de mesure de la DA par couche de sol, 0-40 ou 40-100 cm (Figures 30 et 31) montre deux cas de figure. Dans les horizons de surface (0-40 cm) la corrélation est positive entre le ratio IH/IO et la DA ($R^2 = 0,40$; $P = 0,005$). L'acquisition de la structure, maturation des sédiments, s'accompagne de la transformation de la MO révélée par le rapport IH/IO qui augmente. Tandis que dans les couches (40-100 cm) on note une corrélation inverse entre le ratio IH/IO et la DA ($R^2 = 0,39$; $P < 0,001$). Malgré la variabilité, nous observons avec l'âge de la poldérisation une diminution de l'IH/IO avec une légère augmentation de la DA. La poldérisation a également un effet sur les horizons de profondeur. Le schéma est inversé par rapport à la surface, car ces horizons sont soumis à l'hydromorphie. Par l'étude des suivis saisonniers des polders de Berim (t_{60}) et Guini (t_{65}) après sept mois d'exondation, Cheverry (1976) montre que les caractères hydromorphes sont dus au maintien de la nappe à faible profondeur (± 50 cm), suite à l'alimentation directe par infiltration des eaux lacustres, après l'exondation du polder et l'alimentation par remontées capillaires de la nappe vers les volumes de surface des sols. Lors de l'inventaire de terrain, nous avons bien remarqué (Chap III) que les niveaux de fluctuation de la nappe se situent entre 30 et 70 cm de profondeur. Ainsi, il y a bien des changements qui se produisent dans la nature des MO (diminution IH/IO), sans doute par un caractère saisonnier de l'hydromorphie. Ce dernier présente la variabilité des teneurs en eau de ces horizons, qui ne sont plus saturés au moment de nos observations, en post-récolte. Ainsi que des changements du système poral illustrés par l'augmentation de la DA. Une étude saisonnière des teneurs en eau des horizons aurait sans doute permis de préciser ce mécanisme.

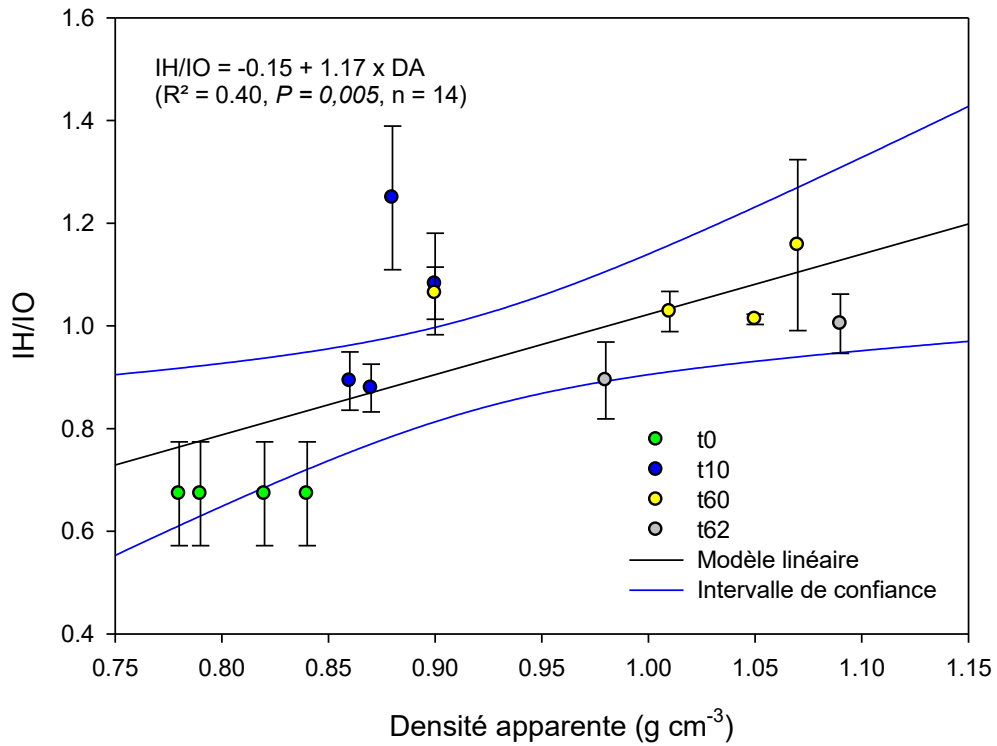


Figure 30 : Relation entre le ratio IH/IO et la densité apparente dans la couche 0-40 cm.

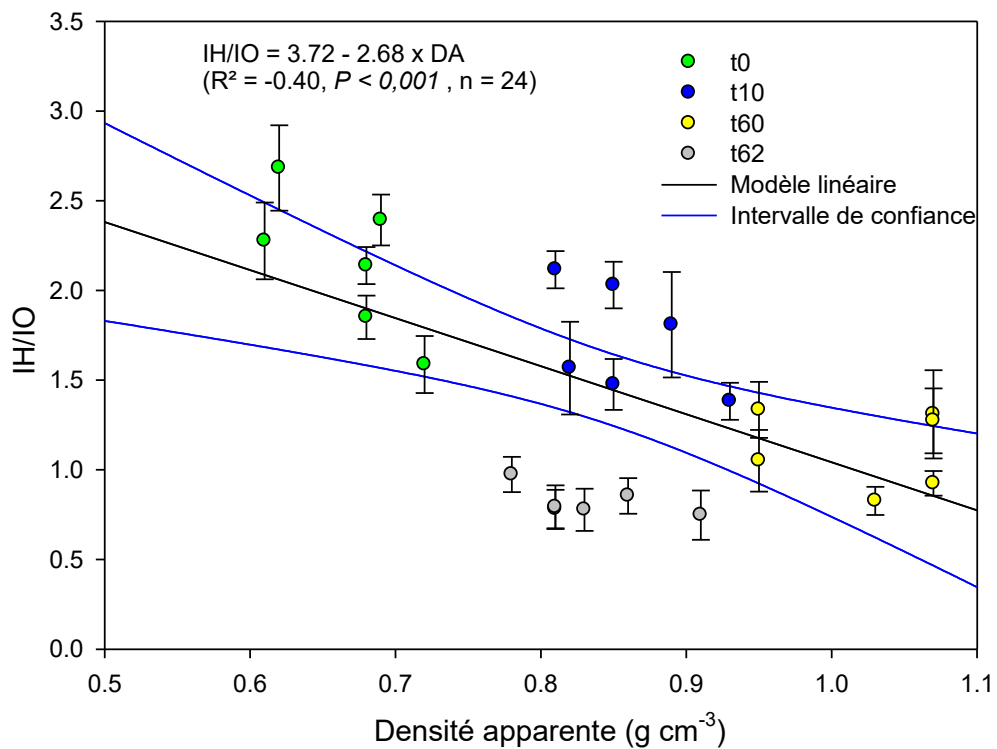


Figure 31 : Relation entre le ratio IH/IO et la densité apparente dans la couche 40-100 cm.

4.6. Considération des MO de polders dans une perspective de géochimie organique

Plusieurs auteurs (Baudin et al., 2015 ; Disnar et al., 2003 ; Hetényi and Nyilas, 2014 ; Sebag et al., 2006) ont utilisé la méthode F (fit) portant sur la déconvolution mathématique qui permet d'identifier objectivement les TpS2 caractéristiques des constituants de plus en plus résistants présents, et, de quantifier précisément leur contribution au signal S2 et à la valeur de l'IH. Ces auteurs ont montré quatre ou cinq distributions correspondant à des familles pyrolytiques pour décrire la variabilité des courbes S2. Chaque famille pyrolytique pouvant être rapportée à une classe de constituants organiques : biomacromolécules ou biopolymères labiles (F1 : 310-320 °C) et résistants (F2 : 360-370 °C), macromolécules ou géopolymères (F3 : 420 ou 430 °C) et MO résistante (F4 : 470-480 °C ; F5 > 500 °C).

Dans notre cas, l'échantillon de t₆₂ pris comme parmi tant d'autres, dans la couche 0-40 cm, les pics F1 et F2 présentent respectivement des températures maxima de 250 et 360 °C, ils correspondent à des biopolymères labiles. Tandis que les pics F3, F4 et F5, bien marqués, présentent, respectivement, des températures maxima de 455, 480 et 620 °C, correspondant bien à des polymères ou macromolécules comme les «substances humiques» ou des agrégats des molécules (Figure 32A). De même que pour les pics F1, F2 et F3, dans la couche 40-100 cm qui présentent des températures 400, 460 et 480 °C (Figure 32B). Nous n'avons pas poursuivi à ce stade cette analyse qui nécessiterait une analyse fine des MO fraîches des végétaux des zones non poldérisées et poldérisées, mais aussi surtout une approche préalable par fractionnement granulométrique de la MO afin d'analyser des compartiments plus homogènes de ces échantillons.

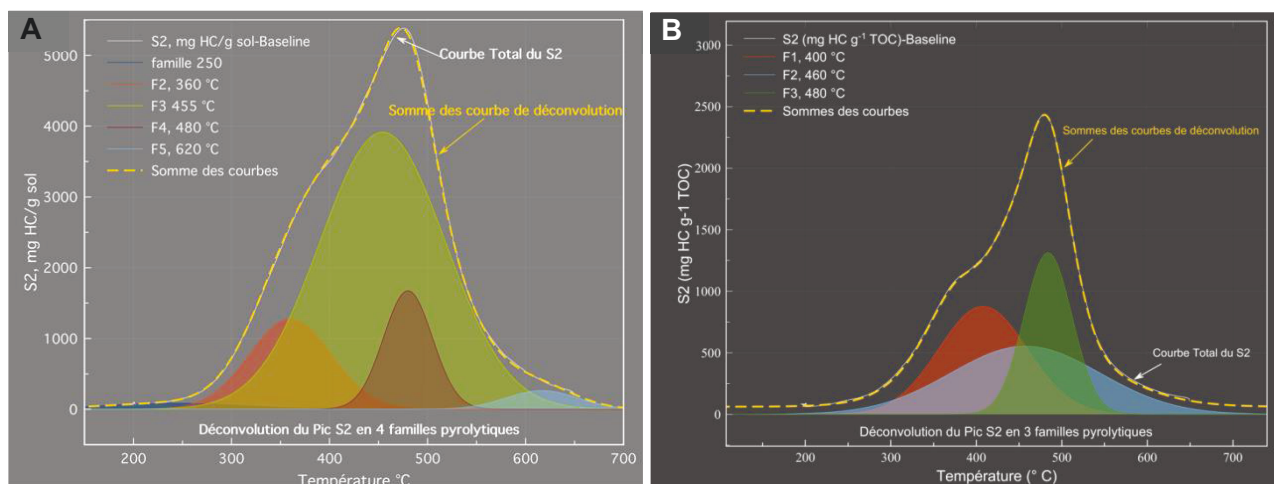


Figure 32 : Déconvolution d'un pyrogramme S2 de sols des Polders (d'un échantillon de t_{60}) et TpS2 de chacun des Pics F1 – F5, A dans la couche 0-40 cm et B dans la couche 40-100 cm.

Classiquement, les paramètres IO et IH sont respectivement corrélés avec les rapports O/C et H/C (Espitalié et al., 1985 ; Vandebroucke and Largeau, 2007) et reportées dans un diagramme de Pseudo Van Krevelen pour discriminer les types et l'origine de la MO, i.e. terrestre, marine, lacustre ou mixte (Figure 33), ainsi que la caractérisation de la structure chimique de la MO (Carrie et al., 2012 ; Disnar et al., 2003 ; Feller et al., 2010 ; Hetényi et Nyilas, 2014). Le type I correspond à de la MO algale lacustre « riche » en fonctions hydrogénées et « pauvres » en oxygène. Inversement, au type III d'origine continentale ou terrestre, est caractéristique de la MO provenant des végétaux vasculaires, pauvre en hydrogène et riche en oxygène. Le type II mélange la production algale marine et lacustre, et se situe dans des gammes d'hydrogène et d'oxygène situées entre les MO de type I et II (Espitalié et al. 1985 ; Sebag et al. 2013a).

En accord avec cette observation, on note dans nos résultats, en général, une tendance qui consiste en une oxydation progressive débutant par une déshydrogénation (faibles IH) et s'achevant par un enrichissement relatif en oxygène (forts IO) (Figure 33B). Cette nette corrélation inverse de faibles valeurs de l'IH et IO fort est indicatrice d'une MO déshydrogénée et évoluée avec une forte proportion de structures aromatiques (Carrie et al. 2012 ; Sebag et al. 2006). Les valeurs de l'IH et l'IO de la MO de sols des polders, sont comprises dans la fourchette de valeurs correspondant à la MO de type III (Figures 33 B).

Toutefois, dans certaines couches de profondeur (> 50 cm) de sols, on note que les valeurs de IH sont plus proches des valeurs de la MO de type II que celles de type III, ce qui est cohérent avec le caractère hérité de MO lacustre et des marais.

Carrie et al. (2012) ont utilisé le ratio IH/IO de l'analyse de composés biochimiques purs pour déterminer les composants de la MO. Le ratio IH/IO > 2 est caractéristique de MO de structure lipidique de type I, tandis que les lignines et les carbohydrates se situent dans le ratio IH/IO < 2 de type II et III. La position relative de nos échantillons dans le diagramme permet l'évaluation de leur structure chimique globale.

Les valeurs les plus élevées de l'IH de t_0 et de quelques horizons de profondeur de t_{10} se situent au-dessus du ratio IH/IO = 2 ce qui les caractérise dans les gammes des lipides. Tous les autres horizons se situent dans le ratio IH/IO < 2 et dont la structure de la MO correspond à des lignines et carbohydrates (Figure 33 A).

En conclusion, la MO des sols de polder correspond, donc, à la MO de type III, suivant le diagramme de Van Krevelen, les variations de valeurs de l'IH dans les couches 40-100 cm ayant des caractères du type II confirment l'héritage organique de ces sols de polders.

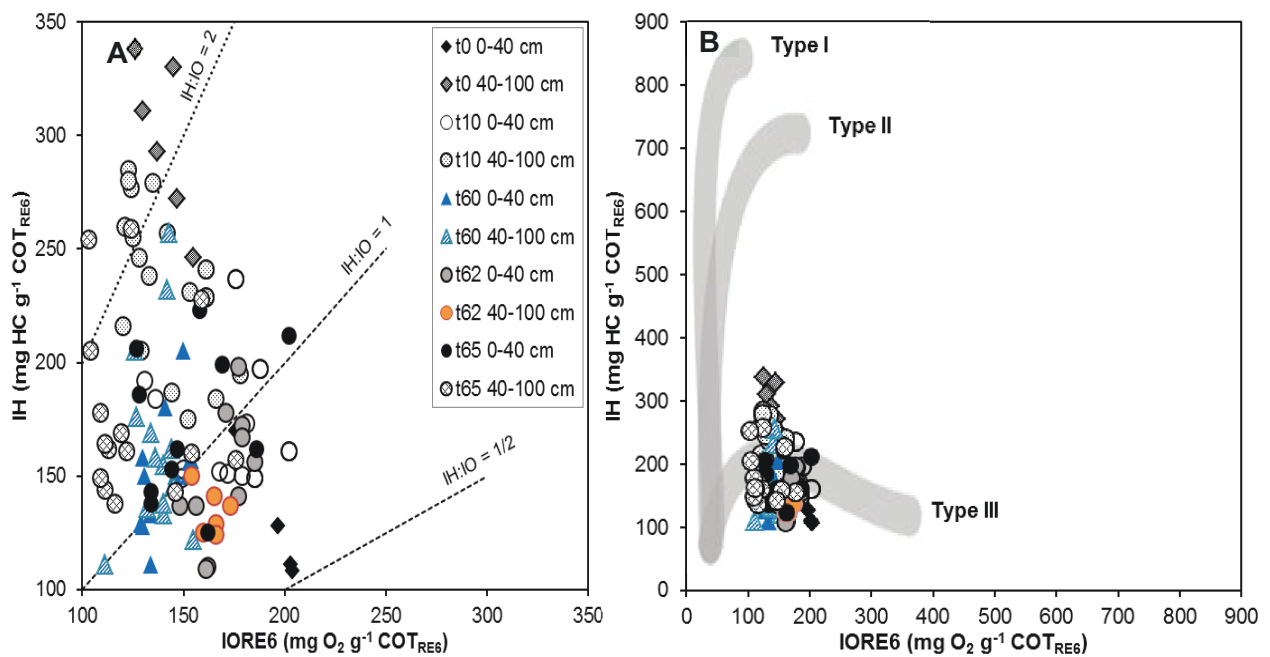


Figure 33 : Diagramme de Pseudo Van Krevelen IH vs. IO de sols des polders: (A) des couches de surface (0-40 cm) et des profondeurs (40-100 cm). La ligne pointillée correspond au ratio IH/IO délimitant les principaux constituants organiques des sols (Carrie et al., 2012) ; (B) Types de MO des sols de Polders

5. Conclusions

L'analyse géochimique de la MO issue des sols Polders Sahéliens en contexte semi-aride par l'outil Rock-Eval a permis de mettre en évidence des transformations de la MO des vases sédimentaires en sols lors de la poldérisation et de déterminer si cette MO héritée de l'écosystème lacustre-marais a évolué en surface des sols.

Les résultats des profils analysés ont montré que le COT_{RE6} mesuré présente une très bonne corrélation avec le COT_{AE} déterminé par l'analyseur élémentaire. Par contre, les valeurs de $MinC_{RE6}$ déterminées sont généralement surestimées par rapport à celles déterminées par volumétrie ($MinC_{CB}$). L'écart s'explique par le fait le CO_2 calculé par le pic S5, au cours de la *P-RE6*, provient en réalité de carbonate non dissous par l'attaque HCl.

Les valeurs de $TpS2$ illustrent la susceptibilité de la MO à être pyrolysée. Les valeurs élevées observées du paramètre $TpS2$ nous confirment que les MO de ces sols sont semblables, y compris dans les horizons de surface. Cette thermostabilité élevée de la MO des sols des polders pourrait être expliquée en partie par son association avec la matrice minérale procurant une certaine protection physique dans les agrégats du sol. Une approche méthodologique spécifique s'impose de toute façon pour préciser cette hypothèse. Il faut noter que ce caractère résistant est aussi révélé par des valeurs élevées observées de ResC obtenues lors de la phase analytique d'oxydation ($9,8 \pm 0,9$ g kg⁻¹ à $29,8 \pm 1,8$) par rapport à celles faibles de LabC, obtenues lors de la phase de pyrolyse ($4,6 \pm 0,7$ g kg⁻¹ à $10,8 \pm 1,1$).

La caractérisation de cette MO en termes du degré de son évolution globale est abordée par le rapport des indices d'hydrogène et d'oxygène. Les faibles IH/IO observés aussi bien dans les couches 0-40 cm que dans les couches 40-100 cm, varient, respectivement de t_0 à t_{10} et t_0 à t_{65} confirmant les résultats de $TpS2$, et donc une MO de signature homogène stable caractérisée par des structures aromatiques, ou plutôt des agglomérats des molécules fortement hydrogénées.

Aussi, nous proposons un bilan des compartiments labile et résistant exprimé en stock de carbone. Les stocks de C du compartiment résistant (ResC) sont nettement supérieurs à ceux du compartiment labile (LabC). Ce dernier varie de 17-23 % du stock total de la couche 0-40 cm et de 26-31 % à 19-20 %, respectivement de t_0 - t_{10} à $t_{\geq 60}$ pour la couche 40-100 cm.

L'analyse géochimique par *P-RE* a aussi permis de situer ces échantillons des sols des polders dans un ensemble plus large. Cette MO est d'origine lacustre et évolue vers de caractéristiques terrestres lors de la poldérisation.

La maturation physique des vases poldérisées englobe tous les processus liés à la déshydratation de la phase solide du sol. Elle se manifeste par l'apparition des structures fines grumeleuses ou polyédriques moyennes en surface. Elle concerne aussi l'ensemble des couches des sols et s'exprime ainsi sur la quantité de LabC. Nous avons pu montrer que la densité apparente (DA) de ces sols marque une évolution suivant l'âge des sédiments de t_0 à t_{60} .

L'acquisition de la structure, lors de la transformation des sédiments, s'accompagne aussi de la transformation de la MO révélée par la relation IH/IO et DA qui augmente dans les horizons de surface (0-40 cm), tandis que dans les couches (40-100 cm) on note une corrélation inverse que nous expliquons par l'hydromorphie, due à l'irrigation et au maintien de la nappe à faible profondeur (± 50 cm).

DISCUSSION GÉNÉRALE, PERSPECTIVES ET CONCLUSIONS

1. Variation de la densité apparente le long de la chronoséquence de polders

- Réflexion sur la méthodologie : La question peut être posée sur l'évaluation de la densité apparente. La principale critique de fond peut provenir du mode de mesure des masses volumiques. Notre démarche n'a rien d'original, mais elle est un standard international (le GIEC utilise ce type de données). Elle est utilisée pour établir le stock par référence à une quantité de phase solide du sol constante.

Nous avons recherché, vu que nous nous doutions que la phase minérale est en partie formée d'argiles gonflantes, s'il y avait une relation entre la DA et la teneur en argile, contrairement à notre attente il n'en est rien (résultats non présentés). Nous avons une relation significative entre la teneur en eau à 105° et la DA (Figure 18). Si nous nous intéressions uniquement aux variations physiques dans les horizons directement concernés par les pratiques de cultures, alors, nous devrions dresser les courbes de teneur en eau volumique en fonction de la DA à diverses tensions appliquées aux échantillons : il est vraisemblable que nous pourrions alors approcher des courbes $Wg/g = f(1/DA)$ qui nous permettraient de mieux appréhender la réserve utile, et donc de prendre aussi en compte les variations de volume en mesurant les DA à chaque tension (important pour une meilleure gestion de l'irrigation par inondation, mais aussi sur les travaux aratoires).

Aussi, pour les stocks, nous travaillons avec un invariant (masse de phase solide dans la couche 0-30) pour comparer les situations, pour lever tout doute nous avons décidé, sur le terrain, que dans les polders on devait tout mesurer (comme cela était « sec » par comparaison à t_0) avec la méthode « à eau » au moins jusqu'à 30 cm de profondeur, cela explique que nous gardions ce seuil pour la comparaison à masse de sol constante ; nous sommes conscients que le t_0 n'a pu être fait qu'au cylindre, à « l'eau » la confection du trou était perfectible ($\pm 80\%$ d'eau/terre sèche), mais il a y des moments où le terrain commande à grande distance du labo ! La vision des stocks jusqu'à un mètre est une approche globale et nous donne une fourchette des valeurs de stocks, elle illustre aussi la variabilité de ces sols.

- Variabilité de la DA : Ce qui est prépondérant dans l'évolution de la DA le long de la chronoséquence est l'effet conjugué de la perte en eau des sédiments et les travaux aratoires. Vizier et Sayol (1971) ont noté que dans les sols hydromorphes du Tchad, cette prise de masse est d'autant plus importante que le sol est plus argileux et elle est négligeable lorsque la teneur en argile $< 25\%$. Les travaux de Rieu (1978) ont bien montré ces variations : les teneurs de densité apparente sont variables selon la teneur en eau, il a proposé une loi de variation (éq. de 3^{ème} degré en fonction de la teneur en eau). Il est certain que l'acquisition de

la structure au bout de cinquante années conduit à proposer un fonctionnement similaire à des vertisols, bien que d'un point de vue taxonomique nous ne puissions ainsi les nommer.

Toutefois, la question de la densité apparente renvoie à l'hétérogénéité du milieu, voyons cela.

2. Distribution des stocks de C dans les polders

La distribution verticale et spatiale des profils des stocks de carbone le long de la chronoséquence illustre bien la « richesse » et l'hétérogénéité d'un polder à l'autre des stocks de carbone dans les horizons superficiels 0-30 cm (Figure 21). Nous avons pu voir que les propriétés des sols comme la teneur en particules fines [argile+limons] et la CEC présentent une liaison significative avec les stocks de carbone organique (Tableau 28). Dans les horizons d'une profondeur supérieure à 30 cm, le stockage de carbone n'a pas encore de liaison avec les particules fines, ce qui suggère que les processus pédologiques de transformation physique n'ont pas encore profondément atteint ces horizons. Les stocks de carbone sont hérités et issus de la végétation lacustre et marécageuse du milieu inter dunaire. A ce stade de l'étude l'effet des restitutions culturales nous paraît négligeable du fait qu'elles sont exportées hors parcelles. L'interaction positive entre les propriétés du sol et la MOS, n'explique pas nécessairement le stockage de C, mais elle pourrait jouer un rôle favorisant aussi bien la protection de la MOS ou sa « déprotection », selon le régime hydrique en surface et le régime de la salinité.

Notre travail illustre des hétérogénéités vis-à-vis de l'âge de mise en poldérisation/mise en culture (Figures 22). Ceci pourrait s'expliquer soit par :

- l'hétérogénéité initiale des dépôts de MO, ceci est observé par la présence de tourbe et/ou des horizons argilo-tourbeux en profondeur,
- les variations pouvant être accentuées par le régime hydrique de surface, irrigation, et de la nappe qui fluctue entre 30 et 70 cm qui maintiennent un environnement anoxique en profondeur limitant l'action des microorganismes du sol.

Nous n'avons pas les moyens de faire une cartographie des stocks de ces polders. *La phase suivante pourrait aborder la spectroscopie Infra-Rouge des sols utilisée sur le terrain, le plus efficace étant d'arriver à mesurer directement le stock sur le terrain* (Barthès et al. 2008 et Brunet et al. 2008). *Ce qui demandera une nouvelle campagne de terrain pour calibration des outils de mesure. La question de l'état hydrique de l'échantillon lors de telles mesures sera*

sans doute un défi à relever une telle évaluation in situ des stocks ; la part du carbone inorganique, bien que faible, également.

Les stocks de carbone inorganique observés dans les polders, sont négligeables et varient de 1 pour t_0 à 6 Mg C ha⁻¹ pour t_{65} et représentent moins de 5 % des stocks de carbone essentiellement dans les premiers 30 cm. Les faibles stocks inorganiques sont issus des accumulations de CaCO₃. Ces stocks inorganiques sont plus marqués dans les anciens polders (i.e. t_{62} et t_{65}). Cette variabilité verticale et latérale des stocks CIS peut être expliquée si l'on suppose :

- une évaporation localisée de la solution du sol contenant des sels dissous lors de la phase d'assèchement post-irrigation ;
- une remontée capillaire de la nappe phréatique qui dépose à la surface de sols les sels ; comme observés localement dans certains polders (Chap. III),

Ces effets ne sont pas exclusifs et nous devons les considérer simultanément avec la dynamique d'irrigation déterminée par les choix de culture.

3. Stocks de carbone dans les sols de polders

Après plus d'un demi-siècle de mise en poldérisation les stocks moyens de carbone des horizons de surface (0-30 cm) varient entre 54 et 64 Mg C ha⁻¹. Ces valeurs des stocks sont nettement supérieures à celles observées dans les sols non hydromorphes des écosystèmes sahéliens, par exemple Roose et Barthès (2001) au Burkina-Faso présentent une amplitude de 15 à 46 Mg C ha⁻¹ dans la couche 0-30 cm et Woomer et al. (2004a) au Sénégal de 11 à 25 Mg C ha⁻¹ dans la couche 0-40 cm.

Dans l'ensemble de la couche 0-100 cm de sol prospecté nous mesurons des stocks de 241 Mg C ha⁻¹ en t_{10} et en t_{65} de 189 Mg C ha⁻¹. Nous avons pu indiquer que dans l'originalité des sols de bas-fonds sahéliens (Chap.4, [Figure 22](#)) il est probable que ce soient les plus fortes valeurs observées à ce jour. *Vu l'état des connaissances actuelles sur les bas-fonds et leur importance croissante qu'ils acquièrent en agriculture, une stratégie systématique de la mesure des stocks de ces sols s'impose en zone sahélienne.*

La décroissance de t_{10} à t_{65} peut être exprimée comme une perte annuelle moyenne de 0,17 Mg C ha⁻¹. Deux questions peuvent être posées : 1) La décroissance se fait-elle tout au début de la mise en exondation ? comme le soulignaient Cheverry et Pias (op. cités Chap IV), ensuite suivie d'une stabilisation des pertes par minéralisation régulière, les apports de C par les cultures étant faibles vu les exportations des résidus et le type de culture (encore faudrait-il

s'intéresser aux cultures de maïs et blé) ; 2) Les conditions humectation/dessiccation de la couche de surface se sont-elles réunies pour des cycles discontinus de minéralisation associés au régime hydrique et aux effets aratoires ? *Pour confirmer cette « perte annuelle moyenne » la première voie la plus simple serait une approche par modélisation à partir des données acquises. La seconde voie serait de travailler sur des échantillons humides du site t_0 avec une expérimentation en laboratoire de mesures d'incubation en faisant subir divers traitements physiques aux échantillons afin de simuler leur dessèchement. Ceci couplé à la modélisation permettrait de cerner le potentiel d'évolution de la vase lacustre initiale.*

4. L'évolution de la matière organique

L'évolution du sédiment au sol s'accompagne aussi par la transformation de la MO, tel qu'il a été révélé par le diagramme de relation IH/IO et DA (Figures 30 et 31). Malgré la variabilité observée dans les horizons de surface (0-40 cm) et de profondeur (40-100 cm), on note que l'âge de la poldérisation s'accompagne d'une diminution de l'IH/IO avec une légère augmentation de la DA. Cette diminution d'IH/IO révèle le caractère stable de la MO avec une forte proportion de structures aromatiques, déshydrogénées et condensées. Ces deux paramètres IH et IO ont été utilisés par plusieurs auteurs (e.g. Delarue et al. 2013 ; Disnar et al. 2003 ; Saenger et al. 2013 et Sebag et al. 2006) pour caractériser l'évolution géochimique de la MO dans les sols. Dans les conditions pédoclimatiques particulières des polders, il semble que les MO se transforment assez rapidement en molécules fortement condensées, ces dernières se stabilisant par déshydratation, mais également du fait de la courte période de décomposition lorsque l'aération du milieu le permet. *Le lien de cette MO avec les smectites suscite une question ; une approche micromorphologique pourrait être une voie d'exploration, à l'aide d'un microscope électronique à balayage (MEB) permettant d'observer l'échantillon frais tout en provoquant sa dessiccation* (Volland Tuduri et al. (2004).

La pyrolyse RE a révélé qu'une forte proportion de la MO des sols de polders se trouve sous forme de MO résistante et que 17-23 % est labile, tant dans les horizons de surface qu'en profondeur (Figure 29). Ce qui explique le faible taux de perte annuelle des stocks précédemment cité.

L'analyse géochimique par *pyrolyse Rock-Eval* a aussi permis de mettre en évidence que la matière organique des sols des polders est d'origine lacustre et évolue vers des caractéristiques terrestres lors de la poldérisation. Cette approche a également permis l'illustration de son caractère stable par certains paramètres comme le TpS2 qui varie très peu

autour d'une forte valeur (environ 480 °C), traduisant l'homogénéité de la matière en termes de stabilité thermique (Figure 26).

Les autres paramètres de *pyrolyse Rock-Eval* étudiés dans cette thèse notamment, le R400 et l'analyse de différentes familles pyrolytiques (F1, F2, F3, F4 et F5) du pyrogramme S2 confirment aussi que la matière organique est stable sous forme de polymères ou macromolécules qui seraient associées aux argiles dans des microstructures particulières. *Nous avons souligné (Chap.V) qu'il serait opportun d'analyser la déconvolution des pyrogrammes S2.*

Que se passe-t-il, de fait, dans ces sédiments alluvionnaires de polders ?

La nature de cette matière organique héritée du sédiment, sa conservation, et sa résistance à la biodégradation même après plus d'un demi-siècle de mise en polder peut en partie s'expliquer par :

- l'apport des eaux du lac par irrigation, et donc le maintien de caractère hydromorphe par la nappe à faible profondeur (± 50 cm) qui limitent la dégradation ;
- la texture argileuse et argilo-limoneuse des sols constituant une contrainte à la bonne réoxydation du volume poral.

Ainsi donc, le passage du sédiment récent (vase lacustre) à t_0 au sol dans t_{10} , t_{60} , t_{62} et t_{65} de la chronoséquence de sols de polder se matérialise par l'acquisition d'une structure bien distincte. Ce processus se manifeste essentiellement par perte de la teneur en eau, augmentation de la consistance des horizons (Figure 20), changement de couleur. Ces caractères sont tributaires du degré de maturation physique et chimique du sol. Un tel processus de maturation physique par acquisition de la structure par tassement et déshydratation du matériau a été observé par d'autres auteurs (Dent, 1986 ; Marius, 1984; Pons et Zonneveld, 1965). Le processus est irréversible avec l'apparition des structures fines grumeleuses ou polyédriques moyennes en surface, une DA qui marque une évolution suivant l'âge de sédiment de t_0 à t_{60} (Figure 19). Notons aussi que la MO dans le sédiment récent (t_0) est peu décomposée, le profil sans taches et à consistance fluide (meuble, peu plastique et peu collant) constitué du matériau originel (Tableau 1a en annexes). Ce dernier durant son évolution en sol acquiert une structure et une nouvelle porosité qui et se différencie au niveau des horizons avec l'acquisition d'une empreinte chimique. Les observations morphologiques ont mis en évidence le maintien de l'hydromorphie, i.e. horizons rédoxiques (tache rouille, amas noirs) et le rôle de l'évaporation avec les dépôts de sels en surface lors des remontées

capillaires. L'évolution de ces caractères résultant de la mise en poldérisation peut être très rapide nous avons ici la formation d'un sol en moins d'un siècle et liée à l'intense évapotranspiration dans cette région posant ainsi des problèmes à la classification de ces sols.

5. Autres perspectives

Les stocks de carbone à l'échelle des polders suivant l'âge de mise en poldérisation ont été évalués. Dans une perspective d'établir un bilan global, une approche régionale pourrait être utilisée pour mieux estimer le bilan C dans un environnement qui est particulièrement sensible aux aléas climatiques. Nous avons proposé quelques pistes dans les pages précédentes. Plusieurs aspects sont à considérer et nécessitent des recherches plus poussées. Nous proposons *une analyse fine des MO fraîches des végétaux des zones non poldérisées et poldérisées, mais surtout une approche préalable par fractionnement granulométrique de la MO du sol afin d'analyser des compartiments plus homogènes de ces échantillons par pyrolyse*. La variabilité verticale et spatiale des stocks de COS et CIS observée en rapport avec divers facteurs du milieu nécessite une étude plus poussée au niveau des polders afin de comprendre la dynamique de la variabilité. Nous l'avons également souligné.

L'approche régionale pourrait être testée par télédétection, elle permet une bonne résolution dans ces zones climatiques, elle sépare bien les sols salés des autres. Une classification des sols selon leur réflectance aussi liée à leur teneur en MO, pourrait être envisagée.

Les transformations de la nature des MO (diminution IH/IO) sont sans doute du fait du caractère saisonnier de l'hydromorphie (on le voit à la variabilité des teneurs en eau de ces horizons, qui ne sont plus saturés au moment de nos observations, en post-récolte) et des changements du système poral illustrés par l'augmentation de la DA. *Une étude saisonnière des teneurs en eau des horizons et du carbone soluble est nécessaire afin de préciser ce mécanisme. Le lien avec la télédétection peut être aussi fait, les données spectrales permettant d'isoler le caractère hydrique dans certaines bandes spectrales*. La relation entre MO et sodium indique un effet possible sur la stabilisation de la MO, afin de mieux l'appréhender une approche méthodologique appropriée pour ces sols est nécessaire, car nous observons aussi que ce sont ces horizons qui présentent les valeurs les plus élevées de carbone organique dissous.

L'application de l'approche *Rock-Eval* présente un enjeu important : comment mettre en relation des mécanismes de protection de la matière organique (i.e. stabilité chimique,

interactions organo-minérale...) avec les pics issus de la pyrolyse afin d'appréhender le devenir des molécules et composés organiques, peu connu à ce jour (Carrie et al., 2012). Une étude d'exploration de larges jeux de données et de calibration est nécessaire pour sa standardisation aussi bien en contexte tropical du Sahel qu'en contexte tempéré.

CONCLUSION GÉNÉRALE

Les objectifs de cette thèse étaient d'analyser les stocks de carbone des sols de polders sahéliens de différents âges de poldérisation et de caractériser par voie géochimique les matières organiques stockées dans ces sols. L'approche synchronique a été mise en place sur le terrain à travers le choix d'un site de référence t_0 et de sites d'âges différents depuis leur mise en poldérisation (t_{10} , t_{60} , t_{62} et t_{65}).

Les sols étudiés sont des sols hydromorphes, salins à alcalins (Solontchaks-Solonetz), selon la classification CPCS (1967), correspondant aux Gleyic Solonetz suivant la classification (IUSS Working Group WRB, 2006), avec une texture dominée par les argiles granulométriques. Ce sont des argiles gonflantes et le comportement de surface tend à être celui de sols vertiques.

Les stocks de carbone ont été quantifiés jusqu'à 1 m de profondeur après soixante années de culture. Les stocks de carbone corrigés à masse de sol équivalente dans la couche 0-30 cm varient en moyenne de 53 à 64 Mg C ha⁻¹. La décroissance des stocks de carbone organique est de 17 % de 0 à 65 ans de culture, ce qui équivaut à un taux de pertes annuelles moyennes de -0,17 Mg C ha⁻¹ an⁻¹. Les stocks de carbone organique cumulés dans les volumes des sols à 1 m oscillent de 189 en t_{65} à 241 Mg C ha⁻¹ en t_0 . Les quantités de carbone ont relativement peu évolué et les stocks organiques hérités de la sédimentation des résidus de végétaux, fournis par la végétation lacustre flottante, ont été conservés au cours du temps, bien que les sols aient été mis en culture intensive. Ceci infirme notre hypothèse initiale. Les mécanismes hydriques sont au cœur de la conservation de cette matière organique. Ces valeurs des stocks sont plus élevées que celles trouvées dans un contexte pédoclimatique similaire en Afrique de l'Ouest.

La caractérisation géochimique de la MO confirme que la MO des sols de polders est de type III suivant le diagramme de Van Krevelen. Les variations de valeurs de l'IH dans les couches 40-100 cm montrent des composés organiques ayant des caractères du type II confirmant l'héritage organique de ces sols de polders.

Les caractéristiques thermiques notamment le TpS2 attestent d'une MO de signature homogène stable caractérisée par des structures aromatiques, ou plutôt des agglomérats des molécules fortement hydrogénées. Le bilan des compartiments labile et résistant exprimé en stock de carbone, montre qu'un stockage préférentiel sous des formes de matière organique résistante. Le stock sous forme labile correspond à 17-23 % du stock total de la couche 0-40 et à 26-31 % à 19-20 %, pour la couche 40-100 cm respectivement de t_0 - t_{10} à $t_{\geq 60}$.

Les stocks de CIS sont négligeables et varient de 1 pour t_0 à 6 Mg C ha⁻¹ pour t_{65} . Ces derniers résultant de l'accumulation de masse de CaCO₃. L'évaluation des stocks de ces polders souligne leur hétérogénéité. Toutes les études précédentes ne concernaient que la dynamique de l'eau et des sels, mais il est évident qu'il faut affiner les études pour mieux expliquer l'hétérogénéité dans le contexte géochimique et hydrique.

Donc, l'apport de cette thèse a contribué, d'une manière générale, à démontrer une assez bonne conservation du carbone dans les sols de polders de l'écosystème semi-aride sahélien et déterminer son évolution. Dans ce contexte sahélien, les stocks de carbone sont tributaires de l'apport de matière organique fraîche et labile ; et, les interactions entre les différents pools de carbone expliciteront plus leurs potentiels de stockage en termes de bilan de C. Dans ce contexte, une approche par simulations modélisées de divers scénarios est nécessaire, elle est toutefois compliquée car elle nécessite de coupler le « modèle carbone » au modèle de fonctionnement « hydrico-chimique » proposé par M. Rieu pour ces sols il y a une quarantaine d'années.

BIBLIOGRAPHIE

BIBLIOGRAPHIE

- AFES, Association Française pour l'Etude du Sol, 2008. Référentiel Pédologique. Quae. ed, Versailles, 405 p.
- Aitkenhead, J.A., McDowell, W.H., 2000. Soil C:N ratio as a predictor of annual riverine DOC flux at local and global scales. *Glob. Biogeochem. Cycles* 14, 127–138. doi:10.1029/1999GB900083
- Ambles, A., Jacquesy, J., Jambu, P., Joffre, J., Maggichurin, R., 1991. Polar Lipid Fraction in Soil - a Kerogen-Like Matter. *Org. Geochem.* 17, 341–349. doi:10.1016/0146-6380(91)90097-4
- Ambles, A., Jacquesy, R., Jambu, P., Joffre, J., Fustec, E., 1985. Iron Influence on Lipid Dynamics in a Hydromorphous Acid Environment. *Agrochimica* 29, 199–209.
- Arrouays, D., Saby, N., Walter, C., Lemercier, B., Schvartz, C., 2006. Relationships between particle-size distribution and organic carbon in French arable topsoils. *Soil Use Manag.* 22, 48–51.
- Balesdent, J., 1996. Un point sur l'évolution des réserves organiques des sols en France. *Etude Gest. Sols* 3, 245–260.
- Balesdent, J., Arrouays, D., Chenu, C., Feller, C., 2004. Stockage et recyclage du carbone, in: Girard, M.C., Walter, C., Rémy, J.C., Berthelin, J., Morel, J.M. (Eds.), *Sols et environnement*. Dunod, Paris, pp. 238–261.
- Balesdent, J., Chenu, C., Balabane, M., 2000. Relationship of soil organic matter dynamics to physical protection and tillage. *Soil Tillage Res.* 53, 215–230. doi:10.1016/S0167-1987(99)00107-5
- Balesdent, J., Mariotti, A., Guillet, B., 1987. Natural ¹³C abundance as a tracer for studies of soil organic matter dynamics. *Soil Biol. Biochem.* 19, 25–30. doi:10.1016/0038-0717(87)90120-9
- Barthès, B.G., Brunet, D., Hien, E., Enjalric, F., Conche, S., Freschet, G.T., d'Annunzio, R., Toucet-Louri, J., 2008. Determining the distributions of soil carbon and nitrogen in particle size fractions using near-infrared reflectance spectrum of bulk soil samples. *Soil Biol. Biochem.* 40, 1533–1537.
- Baudin, F., Disnar, J.-R., Aboussou, A., Savignac, F., 2015. Guidelines for Rock-Eval analysis of recent marine sediments. *Org. Geochem.* 86, 71–80. doi:10.1016/j.orggeochem.2015.06.009
- Behar, F., Beaumont, V., De B. Pentead, H.L., 2001. Rock-Eval 6 Technology: Performances and Developments. *Oil Gas Sci. Technol.* 56, 111–134. doi:10.2516/ogst:2001013
- Bernoux, M., Feller, C., Eschenbrenner, V., Cerri, C.C., Cerri, C.E.P., 2004. Séquestration du carbone dans le sol. *Bull. Réseau Eros.* 29–42.
- Beauvilain, A., 1986. Les variations du niveau du lac Tchad. *Rev. Géog. Cameroun*, Vol. 6, 2, Yaoundé, pp. 121-137.
- Black, C.A., Miller, R.H., Page, A.L., Klute, A., American Society of Agronomy (Eds.), 2006. *Physical and mineralogical methods*, 2. ed., reprint. ed, *Methods of soil analysis*. American Society of Agronomy, Madison, Wis.

- Bocquier, G., 1973. Genèse et évolution de deux toposéquences de sols tropicaux du Tchad : interprétation biogéodynamique, Mémoires ORSTOM. ORSTOM, Paris.
- Botz, R., Schmidt, M., Wehner, H., Hufnagel, H., Stoffers, P., 2007. Organic-rich sediments in brine-filled Shaban- and Kebrit deeps, northern Red Sea. *Chem. Geol.* 244, 520–553. doi:10.1016/j.chemgeo.2007.07.004.
- Bouquet, C., 1990. Insulaires et riverains du Lac Tchad: étude géographique. L'Harmattan, Paris. Tom 1, 412 p.
- Brossard, M., Lopez Hernandez, D., Lepage, M., Leprun, J.-C., 2007. Nutrient storage in soils and nests of mound-building *Trinervitermes* termites in Central Burkina Faso: consequences for soil fertility. *Biol. Fertil. Soils* 43, 437–447. doi:10.1007/s00374-006-0121-6
- Brossard, M., López-Hernández, D., 2005. Des indicateurs d'évolution du milieu et des sols pour rendre durable l'usage des savanes d'Amérique du Sud. *Nat. Sci. Sociétés* 13, 266–278.
- Brunet, D., Bernoux, M., Barthès, B.G., 2008. Comparison between predictions of C and N contents in tropical soils using a Vis–NIR spectrometer including a fibre-optic probe versus a NIR spectrometer including a sample transport module. *Biosyst. Eng.* 100, 448–452.
- Callesen, I., Liski, J., Raulund-Rasmussen, K., Olsson, M.T., Tau-Strand, L., Vesterdal, L., Westman, C.J., 2003. Soil carbon stores in Nordic well-drained forest soils—relationships with climate and texture class. *Glob. Change Biol.* 9, 358–370. doi:10.1046/j.1365-2486.2003.00587.x
- Cao, M., Zhang, Q., Shugart, H.H., 2001. Dynamic responses of African ecosystem carbon cycling to climate change. *Clim. Res.* 17, 183–193.
- Carmouze, J.-P., Durand, J.-R., Lévêque, C. (Eds.), 1983. Lake Chad, Monographiae Biologicae. Springer Netherlands, Dordrecht.
- Carrie, J., Sanei, H., Stern, G., 2012. Standardisation of Rock–Eval pyrolysis for the analysis of recent sediments and soils. *Org. Geochem.* 46, 38–53. doi:10.1016/j.orggeochem.2012.01.011
- Chapuis Lardy, L., Brossard, M., Lopes Assad, M.L., Laurent, J.-Y., 2002. Carbon and phosphorus stocks of clayey Ferralsols in Cerrado native and agroecosystems, Brazil. *Agric. Ecosyst. Environ.* 92, 147–158. doi:10.1016/S0167-8809(01)00303-6
- Chenu, C., Balabane, M., 2001. Matières organiques et activités biologiques des sols cultivés. Une approche des matières organiques par leurs fonctions. *Perspect. Agric.* 42–45.
- Cheverry, C., 1974. Contribution à l'étude pédologique des polders du lac Tchad : dynamique des sels en milieu continental subaride dans des sédiments argileux et organiques. Paris : ORSTOM, 280 p. multigr. Th. : Sci. Nat. : Université Louis Pasteur : Strasbourg.
- Cheverry, C., 1967. Note sur la fertilité des sols des polders de Bol après dix années de mise en culture. *Cah. ORSTOM Série Pédologie* 5, 117–135.
- Cheverry, C., 1966. Etude préliminaire des processus d'hydromorphie et d'halomorphie dans les sols de polders de la région de Bol (rives du lac Tchad). *Cah. ORSTOM Série Pédologie* 4, 63–96.

- Cheverry, C., 1965. Caractérisation pédologique des sols des polders de Bol (lac Tchad). Fort-Lamy : ORSTOM, 120 p.
- Cheverry, C., Fromaget, M., 1970. Carte pédologique de reconnaissance à 1/200.000 de la République du Tchad : feuille Léré, Paris : ORSTOM, 88 p. (Notice Explicative ; 40).
- Cheverry, C., Fromaget, M., Bocquier, G., 1972. Quelques aspects micromorphologiques de la pédogenèse des sols de polders conquis sur le lac Tchad. Cah. ORSTOM Série Pédologie 10, 373–387.
- Cheverry, C., Sayol, R., 1968. Rôle original de la pédogenèse sur la nature et le mode de l'accumulation saline dans certains milieux confinés en région subaride (polders des brochures du lac Tchad). Bull. AFESScience Sol 33–53.
- Cheverry, C., Sayol, R., Les Exigences et l'Utilisation des Sols Riches en Carbonate de Sodium : Symposium, Erivan (SU), 1969/05/26-31, 1969. La genèse de sols salés à alcalis dans les polders des rives nord-est du lac Tchad, in: Les exigences et l'utilisation des sols riches en carbonate de sodium. ORSTOM, Fort-Lamy.
- Ciesielski, H., Sterckeman, T., Santerne, M., Willery, J.P., 1997. Determination of cation exchange capacity and exchangeable cations in soils by means of cobalt hexamine trichloride. Effects of experimental conditions. *Agronomie* 17, 1–7.
- Copard, Y., Di-Giovanni, C., Martaud, T., Albéric, P., Olivier, J.-E., 2006. Using Rock-Eval 6 pyrolysis for tracking fossil organic carbon in modern environments: implications for the roles of erosion and weathering. *Earth Surf. Process. Landf.* 31, 135–153.
- C.P.C.S. (Commission de Pédologie et Cartographie des Sols), 1967. Classification des sols. Travaux C.P.C.S. ENSA Grignon (France), 96 p.
- Crampon, M., Copard, Y., Favreau, G., Raux, J., Merlet-Machour, N., Le Coz, M., Ibrahim, M., Peulon-Agasse, V., Portet-Koltalo, F., 2014. Occurrence of 1,1'-dimethyl-4,4'-bipyridinium (Paraquat) in irrigated soil of the Lake Chad Basin, Niger. *Environ. Sci. Pollut. Res.* 21, 10601–10613. doi :10.1007/s11356-014-3064-8
- Dabin, B., 1981. Les matières organiques dans les sols tropicaux normalement drainés. Cah ORSTOM Sér Pédol 18, 197–215.
- Davidson, E.A., Janssens, I.A., 2006. Temperature sensitivity of soil carbon decomposition and feedbacks to climate change. *Nature* 440, 165–173. doi:10.1038/nature04514
- 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? *Org. Geochem.* 61, 66–72.
- Dellavalle, N.B. (ed.). 1992b. Determination of specific conductance in supernatant 1:2 soil:water solution. In *Handbook on Reference Methods for Soil Analysis*. Pp. 44-50. Soil and Plant Analysis Council, Inc. Athens, GA.
- Dent, D., 1986. Acid sulphate soils: a baseline for research and development, Publication. International Institute for Land Reclamation and Improvement/ILRI, Wageningen, Netherlands.
- Di-Giovanni, Ch., Disnar, J.R., Bichet, V., Campy, M., Guillet, B., 1998. Geochemical characterization of soil organic matter and variability of a post detrital organic supply (Chaillexon lake, France). *Earth Surface Processes and Landforms* 23, 1057–1069.
- Di-Giovanni, Ch., Disnar, J.R., Kéravis, D., Olivier, J.-E. 2000. How fossil organic matter gives information about modern mechanical weathering. In: *Entering the Third*

- Millenium with a Common Approach to Humic Substances and Organic Matter in Water, Soil and Sediments. Proc. IHSS 10. Association pour la Promotion du Génie des Procédés, Toulouse, pp. 699–702.
- Dieleman, P.J., De Ridder, N.A., 1963. Studies of salt and water movement in the Bol Guini Polder, Chad Republic. *J. Hydrol.* 1, 311–343. doi:10.1016/0022-1694(63)90021-0.
- 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. *Org. Geochem.* 34, 327–343. doi:10.1016/S0146-6380(02)00239-5
- Droubi, A., Cheverry, C., Fritz, B., Tardy, Y., 1976a. Geochemistry of Waters and Salts in Soils of Lake Chad Polders - Application of a Thermodynamic Model Simulating Evaporation. *Chem. Geol.* 17, 165–177. doi:10.1016/0009-2541(76)90033-4
- Dupont, B., Fraquet, P., 1972. Etude bathymétrique et sédimentologique d'un bras du lac Tchad (Yakoua-Mandi). ORSTOM, Fort-Lamy.
- Dupuis, T., Cheverry, C., 1973. Etude de l'humine de vases lacustres et de sols des polders de bordure du lac Tchad. *Cah. ORSTOM Série Pédologie* 11, 215–225.
- Einsele, G., Yan, J., Hinderer, M., 2001. Atmospheric carbon burial in modern lake basins and its significance for the global carbon budget. *Glob. Planet. Change* 30, 167–195. doi:10.1016/S0921-8181(01)00105-9
- Elberling, B., Touré, A., Rasmussen, K., 2003. Changes in soil organic matter following groundnut–millet cropping at three locations in semi-arid Senegal, West Africa. *Agric. Ecosyst. Environ.* 96, 37–47. doi:10.1016/S0167-8809(03)00010-0.
- 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. doi:10.4141/cjss95-075
- Ellert, B.H., Janzen, H.H., VandenBygaart, A.J., Bremer, E., 2007. Measuring change in soil organic carbon storage. *Soil Sampl. Methods Anal.* 2nd Ed CRC Press Boca Raton FL 25–38.
- Espitalié, J., Laporte, J.L., Madec, M., Marquis, F., Leplat, P., Paul et, J., Boutefeu, A., 1977. Méthode rapide de caractérisation des roches mères, de leur potentiel pétrolier et de leur degré d'évolution. *Revue de l'Institut Français du Pétrole* 32, 23–42.
- Espitalié, J., Deroo, G., Marquis, F., 1985. La pyrolyse Rock-Eval et ses applications. Partie 1 - 2. *Inst Fr Pétrole* 40, 563–579.
- Eswaran, H., Van Den Berg, E., Reich, P., 1993. Organic carbon in soils of the world. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 57, 192–194.
- Farage, P., Ardo, J., Olsson, L., Rienzi, E., Ball, A., Pretty, J., 2007. The potential for soil carbon sequestration in three tropical dryland farming systems of Africa and Latin America: A modelling approach. *Soil Tillage Res.* 94, 457–472. doi:10.1016/j.still.2006.09.006
- FAO, 2005. L'irrigation en Afrique en chiffre. Enquête Aquastat. Monographie du Tchad. 10 p.
- Faure, H., Servant, M., 1970. Evolution récente d'un bassin continental: le Tchad. Programme d'étude. *Cah. ORSTOM Géologie* 2, 5–8.

- Feller, C., 1995. La matière organique dans les sols tropicaux à argile 1 : 1. Recherche de compartiments organiques fonctionnels : une approche granulométrique. ORSTOM, Paris.
- Feller, C., Beare, M.H., 1997. Physical control of soil organic matter dynamics in the tropics. *Geoderma* 79, 69–116. doi: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. *Phys. Chem. Earth Parts ABC, Studies from the History of Soil Science and Geology* 35, 903–912. doi:10.1016/j.pce.2010.10.004
- Feller, C., Fritsch, E., Poss, R., Valentin, C., 1991. Effet de la texture sur le stockage et la dynamique des matières organiques dans quelques sols ferrugineux et ferrallitiques (Afrique de l'Ouest, en particulier). *Cah. ORSTOM Série Pédologie* 26, 25–36.
- Follain, S., Walter, C., Legout, A., Lemercier, B., Dutin, G., 2007. Induced effects of hedgerow networks on soil organic carbon storage within an agricultural landscape. *Geoderma* 142, 80–95. doi:10.1016/j.geoderma.2007.08.002
- Fujisaki, K., Perrin, A.-S., Boussafir, M., Gogo, S., Sarrazin, M., Brossard, M., 2015. Decomposition kinetics and organic geochemistry of woody debris in a ferralsol in a humid tropical climate. *Eur. J. Soil Sci.* 66, 876–885. doi:10.1111/ejss.12277
- Fujisaki, K., Perrin, A.-S., Desjardins, T., Bernoux, M., Balbino, L.C., Brossard, M., 2015. From forest to cropland and pasture systems: a critical review of soil organic carbon stocks changes in Amazonia. *Glob. Change Biol.* 21, 2773–2786. doi:10.1111/gcb.12906
- Gac, J.-Y., 1980. Géochimie du bassin du lac Tchad : Bilan de l'altération de l'érosion et de la sédimentation. ORSTOM, Paris.
- Gac, J.-Y., Tardy, Y., 1980. Géochimie d'un paysage tropical, le bassin du lac Tchad. *Geochim. Interact. Entre Eaux Minér. Roches.*
- Giardina, C.P., Ryan, M.G., Hubbard, R.M., Binkley, D., 2001. Tree species and soil textural controls on carbon and nitrogen mineralization rates. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 65, 1272–1279.
- Giovanni, C.D., Disnar, J.-R., Turpin, S., Breheret, J.-G., 1999. Estimation de la contribution des matières organiques remaniées au stock organique des sols et sédiments lacustres (bassin lacustre des Peyssiers, Hautes-Alpes, France); résultats préliminaires. *Bull. Société Géologique Fr.* 170, 121–129.
- Girard, M.-C., Walter, C., Rémy, J.-C., Berthelin, J., Morel, J.-L., 2010. Sols et environnement. Dunod : ADEME, Paris.
- Gogo, S., Laggoun-Défarge, F., Delarue, F., Lottier, N., 2011. Invasion of a Sphagnum-peatland by *Betula* spp and *Molinia caerulea* impacts organic matter biochemistry. Implications for carbon and nutrient cycling. *Biogeochemistry* 106, 53–69. doi:10.1007/s10533-010-9433-6
- Grimaldi, M., Schroth, G., Teixeira, W.G., Huwe, B., Sinclair, F., others, 2003. Soil structure. *Trees Crops Soil Fertil.* 191–208.

- Grybos, M., Davranche, M., Gruau, G., Petitjean, P., Pédrot, M., 2009. Increasing pH drives organic matter solubilization from wetland soils under reducing conditions. *Geoderma* 154, 13–19.
- Gudasz, C., Bastviken, D., Steger, K., Premke, K., Sobek, S., Tranvik, L.J., 2010. Temperature-controlled organic carbon mineralization in lake sediments. *Nature* 466, 478–481. doi:10.1038/nature09186
- Guignard, C., Lemée, L., Amblès, A., 2005. Lipid constituents of peat humic acids and humin. Distinction from directly extractable bitumen components using TMAH and TEAAc thermochemolysis. *Org. Geochem.* 36, 287–297. doi:10.1016/j.orggeochem.2004.07.016
- Guo, G., Zhang, H., Araya, K., Jia, H., Ohomiya, K., Matsuda, J., 2007. Improvement of Salt-affected Soils, Part 3: Specific Heat of Salt-affected Soils. *Biosyst. Eng.* 96, 413–418. doi:10.1016/j.biosystemseng.2006.11.007
- Hernanz, J.L., López, R., Navarrete, L., Sánchez-Girón, V., 2002. Long-term effects of tillage systems and rotations on soil structural stability and organic carbon stratification in semiarid central Spain. *Soil Tillage Res., Conservation Tillage and Stratification of Soil Properties* 66, 129–141. doi:10.1016/S0167-1987(02)00021-1
- Hetényi, M., Nyilas, T., 2014. Soil Organic Matter Characterization Using S3 and S4 Signals from Rock-Eval Pyrolysis. *Pedosphere* 24, 563–574. doi:10.1016/S1002-0160(14)60042-4
- Hetényi, M., Nyilas, T., Sajgó, C., Brukner-Wein, A., 2006. Heterogeneous organic matter from the surface horizon of a temperate zone marsh. *Org. Geochem., Advances in Organic Geochemistry 2005 Proceedings of the 22nd International Meeting on Organic Geochemistry, Seville, Spain, 12-16 September 2005* 37, 1931–1942. doi:10.1016/j.orggeochem.2006.07.019
- Hiederer, R., Köchy, M., 2011. Global soil organic carbon estimates and the harmonized world soil database. *EUR* 79, 25225.
- IPCC, 2014. *Climate Change 2014: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Core Writing Team, R.K. Pachauri and L.A. Meyer (eds.)]. Intergovernmental Panel on Climate Change, Geneva, Switzerland.
- IPCC, 1997. *Revised 1996 IPCC Guidelines for National Greenhouse Gas Inventories: Volumes 1, 2 and 3.* Houghton, J.T., Meira Filho, L.G., Lim, B., Tréanton, K., Mamaty, I., Bonduki, Y., Griggs, D.J. and Callander, B.A. (Eds). Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), IPCC/OECD/IEA, Paris, France.
- Jobbágy, E.G., Jackson, R.B., 2000. The vertical distribution of soil organic carbon and its relation to climate and vegetation. *Ecol. Appl.* 10, 423–436.
- Jones, A., Breuning Madsen, H., Brossard, M., Dampha, A., Deckers, J., Dewitte, O., Gallali, T., Hallett, S., Jones, R., Kilasara, M., Le Roux, P., Micheli, E., Montanarella, L., Spaargaren, O., Thiombiano, L., Van Ranst, E., Yemefack, M., Zougmore R., (eds.), 2013, *Soil Atlas of Africa.* European Commission, Publications Office of the European Union, Luxembourg. 176 pp.

- Jouquet, P., Traoré, S., Choosai, C., Hartmann, C., Bignell, D., 2011. Influence of termites on ecosystem functioning : ecosystem services provided by termites. *Eur. J. Soil Biol.* 47, 215–222. doi:10.1016/j.ejsobi.2011.05.005
- Kögel-Knabner, I., 2000. Analytical approaches for characterizing soil organic matter. *Org. Geochem.* 31, 609–625. doi:10.1016/S0146-6380(00)00042-5
- Kögel-Knabner, I., Amelung, W., 2014. Dynamics, Chemistry, and Preservation of Organic Matter in Soils, in: *Treatise on Geochemistry*. Elsevier, pp. 157–215.
- Kusnir, I., Moutaye, H.A., (1997). Ressources minérales du Tchad. *Journal of African Earth Sciences*, revue 24. Pp. 549-562.
- Labex ITEM WP1, 2013. Changement global : état de la notion dans les différents champs disciplinaires et plus spécifiquement en SHS. Note de synthèse bibliographique. (No. ANR-10-LABX-50-01).
- Lafargue, E., Marquis, F., Pillot, D., 1998. Rock-Eval 6 applications in hydrocarbon exploration, production and soil contamination studies. *Revue de l'Institut français du Pétrole* 53, 421–437.
- Lal, R., 2010. Beyond Copenhagen: mitigating climate change and achieving food security through soil carbon sequestration. *Food Secur.* 2, 169–177.
- Lal, R., 2008. Soil carbon stocks under present and future climate with specific reference to European ecoregions. *Nutr. Cycl. Agroecosystems* 81, 113–127. doi:10.1007/s10705-007-9147-x
- Lal, R., 2004a. Carbon sequestration in dryland ecosystems. *Environ. Manage.* 33, 528–544.
- Lal, R., 2004b. Soil carbon sequestration impacts on global climate change and food security. *science* 304, 1623–1627.
- Lal, R., 2002. Carbon sequestration in dryland ecosystems of West Asia and North Africa. *Land Degrad. Dev.* 13, 45–59. doi:10.1002/ldr.477.
- Lemoalle, J., 1989. Le fonctionnement hydrologique du lac Tchad au cours d'une période de sécheresse (1973-1989). Rapport ORSTOM 89-03, 27 p.
- Lemoalle, J., Favreau, G., Seidel, J.L., Zairi, R., 2005. Changes in Lake Chad water chemistry during a drought period. In: “EGU General Assembly” Vienna, Austria, April 2005, HS39, Geophysical Research Abstract (7), 06285.
- Lemoalle, J., Lemoalle, Magrin G., Ngaressesem G.M., Ngounou Natcha B., Raimond C., Issa S., Amadou B., Djoret D., Favreau Guillaume, Goni I.B., Guérin H., Reounodji F., Sylvestre Florence, Waziri M., Abdourahamani M., Bouvarel M., Mbagogo A., Mugelé R., Fougou H.K., Waziri M. 2014. Le développement du Lac Tchad : situation actuelle et futurs possibles : expertise collégiale réalisée par l'IRD à la demande de la Commission du Lac Tchad. Contributions intégrales des experts. Marseille : IRD, 638 p. (Expertise Collégiale ; 1633-9924). ISBN 978-2-7099-1836-7.
- Leprun, J.-C., Grouzis, M., Randriambanona, H., 2009. Post-cropping change and dynamics in soil and vegetation properties after forest clearing: Example of the semi-arid Mikea Region (southwestern Madagascar). *Comptes Rendus Geosci.* 341, 526–537. doi:10.1016/j.crte.2009.07.001
- Lévêque, C., 1987. Lac Tchad, in: Burgis, M.J., Symoens, J.J., Lévêque, C. (Eds.), *African wetlands and shallow water bodies : region 4 : Chad Basin = Zones humides et lacs*

- peu profonds d'Afrique : région 4 : Bassin tchadien, Travaux et Documents de l'ORSTOM. ORSTOM, Paris, pp. 233–250.
- Liski, J., Ilvesniemi, H., Mäkelä, A., 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, 171–174.
- Luxereau, A., Genthon, P. et Ambouta Karimou, J.M., (2012). Fluctuations in the size of Lake Chad : consequences on the livelihoods of the riverain peoples in eastern Niger. Springer- Verlag. 15p.
- Macaire, J.-J., Di-Giovanni, C., Hinschberger, F., 2005. Relations entre production organique et apports terrigènes dans les sédiments fluviaux holocènes : observations et conclusions hétérodoxes. *Comptes Rendus Geosci.* 337, 735–744. doi:10.1016/j.crte.2005.03.017
- MAI, FAO, 2015. Plan quinquennal de développement de l'agriculture au Tchad. Ministère de l'Agriculture de l'Irrigation et FAO, N'Djamena.
- Maley, J., 1981. Etudes palynologiques dans le bassin du Tchad et paléoclimatologie de l'Afrique nord-tropicale de 30 000 ans à l'époque actuelle, in: Coetzee, J.A., Van Zinderen Bakker, E.M. (Eds.), *Palaeoecology of Africa and the surrounding islands*. Balkema, Rotterdam, pp. 45–52.
- Maley, J., 1986. Modifications des environnements climatiques d'un domaine de mousson (Afrique de l'Ouest) au cours des 30 derniers millénaires, in: Tourre, Y.M. (Ed.), *Climat et développement, Colloques et Séminaires*. ORSTOM, Paris, pp. 21–29.
- Maley, J. et Seignobos, C., 1989. Chronologie calendaire des principales fluctuations du lac Tchad au cours du dernier millénaire : le rôle des données historiques et de la tradition orale. In : *Datation et chronologie dans le bassin du lac Tchad (Résumé, séminaire Méga-Tchad, Paris, 1989)*. ORSTOM (Paris), 1 p.
- Manlay, R., 2000. Dynamique de la matière organique à l'échelle d'un terroir agro-pastoral de savane ouest-africaine (sud-Sénégal). ENGREF (AgroParisTech).
- Manlay, R.J., Cadet, P., Thioulouse, J., Chotte, J.-L., 2000. Relationships between abiotic and biotic soil properties during fallow periods in the sudanian zone of Senegal. *Appl. Soil Ecol.* 14, 89–101. doi:10.1016/S0929-1393(00)00052-4
- Manlay, R.J., Ickowicz, A., Masse, D., Floret, C., Richard, D., Feller, C., 2004. Spatial carbon, nitrogen and phosphorus budget of a village in the West African savanna—I. Element pools and structure of a mixed-farming system. *Agric. Syst.* 79, 55–81. doi:10.1016/S0308-521X(03)00053-2
- Marco, P., Henry, M., Blavet, D., Bernoux, M., 2010. Variation des stocks de carbone organique du sol après plantation forestière: essai de méta-analyse incluant quelques situations d'Amérique latine. *Bois For. Trop.* 305, 21–32.
- Marius, C., 1984. Contribution à l'étude des mangroves du Sénégal et de la Gambie : écologie, pédologie, géochimie, mise en valeur et aménagement. ORSTOM, Paris.
- Marschner, B., Kalbitz, K., 2003. Controls of bioavailability and biodegradability of dissolved organic matter in soils. *Geoderma* 113, 211–235.
- Martinez-Mena, M., Lopez, J., Almagro, M., Boix-Fayos, C., Albaladejo, J., 2008. Effect of water erosion and cultivation on the soil carbon stock in a semiarid area of South-East Spain. *Soil Tillage Res.* 99, 119–129. doi:10.1016/j.still.2008.01.009

- Mathieu, C. et Pieltain, F., 1998. Analyse physique des sols : méthodes choisies, Lavoisier. ed, Tec & Doc. Lavoisier, Paris.
- Mathieu, C., Pieltain, F., Jeanroy, E., 2003. Analyse chimique des sols: Méthodes choisies, Lavoisier. ed. Tec & doc, Paris.
- Millennium Ecosystem Assessment (Ed.), 2005. Ecosystems and Human Well-being: Synthesis. Island Press, Washington, DC.
- Noël H., Garbolino E., Brauer A., Lallier-Vergès E., de Beaulieu J.L., Disnar J.R. 2001. Human impact and soil erosion since ca 5000 years attested by the study of the sedimentary organic content (Lac d'Annecy, The French Alps), *J. Paleolim.*, 25, 229-244.
- Noël, H., 2001. Caractérisation et calibration des flux organiques sédimentaires dérivant du bassin versant et de la production aquatique (Annecy, Le Petit Lac). Rôles respectifs de l'Homme et du Climat sur l'évolution des flux organiques au cours des 6000 dernières années. Unpubl. PhD Thesis Univ. Orleans 279.
- Obame, R.M., Copard, Y., Sebag, D., Abdourhamane Touré, A., Boussafir, M., Bichet, V., Garba, Z., Guillon, R., Petit, C., Rajot, J.-L., Durand, A., 2014. Carbon sinks in small Sahelian lakes as an unexpected effect of land use changes since the 1960s (Saga Gorou and Dallol Bosso, SW Niger). *CATENA* 114, 1–10. doi:10.1016/j.catena.2013.10.008
- Olivry, J.-C., Chouret, A., Vuillaume, G., Lemoale, J., Bricquet, J.-P., 1996. Hydrologie du lac Tchad. Paris : ORSTOM, 1996, 266 p. (Monographies Hydrologiques ; 12). ISSN 0335-6906.
- Orsini, L., Remy, J.C., 1976. Utilisation du chlorure de cobaltihexammine pour la détermination simultanée de la capacité d'échange et des bases échangeables des sols. *Bull. Assoc. Francaise Pour Etude Sol Sci. Sol du Sol*, 4, 269-275.
- Pascault, N., Ranjard, L., Kaisermann, A., Bachar, D., Christen, R., Terrat, S., Mathieu, O., Lévêque, J., Mougel, C., Henault, C., others, 2013. Stimulation of different functional groups of bacteria by various plant residues as a driver of soil priming effect. *Ecosystems* 16, 810–822.
- Pétard, J., 1993. Les méthodes d'analyse : tome 1. Analyse de sols, Notes Techniques - Laboratoire Commun d'Analyses. ORSTOM, Nouméa.
- Pias, J., 1970a. Carte pédologique du Tchad à 1/1 000 000, Notice Explicative. ORSTOM, Paris.
- Pias, J., 1970b. Les formations sédimentaires tertiaires et quaternaires de la cuvette tchadienne et les sols qui en dérivent, Paris : ORSTOM, 411 p. (Mémoires ORSTOM ; 43).
- Pias, J., 1968a. Contribution à l'étude des formations sédimentaires tertiaires et quaternaires de la cuvette tchadienne et des sols qui en dérivent (République du Tchad). *Cah. ORSTOMSérie Pédologie* 6, 367–377.
- Pias, J., 1968b. La végétation du Tchad : ses rapports avec les sols : variations paléobotaniques au Quaternaire récent. sn, sl.
- Pias, J., 1962. Les sols du Moyen et Bas Logone, du Bas Chari, des régions riveraines du lac Tchad et du Bahr El Ghazal, Mémoires ORSTOM. ORSTOM, Paris.

- Pias, J., Guichard, E., 1960. Etude pédologique des rives du lac Tchad de Djimtilo à Bol et du Sillon du Bahr el Ghazal de Massakory à Moussoro. ORSTOM, Paris, 163 p.
- Pias, J., Guichard, E., Congrès International de la Science du Sol, 6, Paris (FRA), 1956, Congrès International de la Science du Sol, 6, Paris (FRA), Sols hydromorphes à alcalis et salés à alcalis de la partie méridionale de la cuvette tchadienne (Tchad-Nord Cameroun). AISS, Paris, pp. 425–432.
- Pias, J., Sabatier, J., 1965. Etude des variations des taux de matière organique, d'azote, et de la salinité dans les polders du lac Tchad : résultats 1963 reliés à 5 années d'études 1959-1963. ORSTOM, Fort-Lamy, 144 p.
- Pieri C., 1989. Fertilité des terres de savanes. Bilan de trente ans de recherche et de développement agricoles au Sud du Sahara. Montpellier : CIRAD-IRAT, 444 p. ISBN 2-87614-024-1.
- Plante, A.F., Fernández, J.M., Haddix, M.L., Steinweg, J.M., Conant, R.T., 2011. Biological, chemical and thermal indices of soil organic matter stability in four grassland soils. *Soil Biol. Biochem.* 43, 1051–1058. doi:10.1016/j.soilbio.2011.01.024
- Poeplau, C., Don, A., Vesterdal, L., Leifeld, J., Van Wesemael, B.A.S., 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. *Glob. Change Biol.* 17, 2415–2427.
- Pons, L.J., Zonneveld, I., 1965. Soil ripening and soil classification. ILRI Wagening. Neth. 128p.
- Pouyaud, B., et Colombani, J., 1989. Les variations extrêmes du lac Tchad: L'assèchement est-il possible ? *Annales de géographie.* N° 545. 23p.
- Powlson, D.S., Riche, A.B., Coleman, K., Glendining, M.J., Whitmore, A.P., 2008. Carbon sequestration in European soils through straw incorporation: Limitations and alternatives. *Waste Manag., OECD Workshop - Soils and Waste Management: A Challenge to Climate Change* 28, 741–746. doi:10.1016/j.wasman.2007.09.024
- Powlson, D.S., Whitmore, A.P., Goulding, K.W.T., 2011. Soil carbon sequestration to mitigate climate change: a critical re-examination to identify the true and the false. *Eur. J. Soil Sci.* 62, 42–55.
- Razafimbelo, T., Albrecht, A., Feller, C., Ravelojaona, H., Moussa, N., Razanamparany, C., Rakotoarinivo, C., Razafintsalama, H., Michellon, R., Naudin, K., others, 2010. Stockage de carbone dans les sols sous systèmes de culture en semis direct sous couvert végétal (SCV) dans différents contextes pédoclimatiques à Madagascar. *Etude Gest. Sols* 17, 143–158.
- 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.
- Ridder, N. de, Keulen, H. van, 1990. Some aspects of the role of organic matter in sustainable intensified arable farming systems in the West-African semi-arid-tropics (SAT). *Fertil. Res.* 26, 299–310. doi:10.1007/BF01048768
- Rieu, M., 1975. Les polders du lac Tchad : milieu naturel et formation des sols, conséquences de la sécheresse, Notes Techniques du Centre ORSTOM de N'Djaména. ORSTOM, N'Djaména.

- Rieu, M., 1978. Eléments d'un modèle mathématique de prédiction de la salure dans les sols irrigués : application aux polders du Tchad. Université Paul Sabatier, Toulouse.
- Rieu, M., Cheverry, C., 1976. Mise au point bibliographique sur quelques recherches récentes en matière de sols salés. Cah. ORSTOM Série Pédologie 14, 39–61.
- Robert, M., Saugier, B., 2003. Contribution des écosystèmes continentaux à la séquestration du carbone. Comptes Rendus Geosci. 335, 577–595. doi:10.1016/S1631-0713(03)00094-4
- Roose, E., Barthes, B., 2001. Organic matter management for soil conservation and productivity restoration in Africa: a contribution from Francophone research. Nutr. Cycl. Agroecosystems 61, 159–170.
- 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. Org. Geochem. 54, 101–114. doi:10.1016/j.orggeochem.2012.10.008
- Schlecht, E., Buerkert, A., 2004. Organic inputs and farmers' management strategies in millet fields of western Niger. Geoderma 121, 271–289. doi:10.1016/j.geoderma.2003.11.015
- Schuster, M., 2002. Sédimentologie et paléocéologie des séries à vertébrés du paléo lac Tchad depuis le Miocène supérieur. Thèse de doctorat de l'Université Louis Pasteur, Strasbourg I. 152 p.
- Schuster, M., Düringer, P., Ghienne, J.-F., Roquin, C., Sepulchre, P., Moussa, A., Lebatard, A.-E., Mackaye, H.T., Likius, A., Vignaud, P., Brunet, M., 2009. Chad Basin: Paleoenvironments of the Sahara since the Late Miocene. Comptes Rendus Geosci., Histoire climatique des déserts d'Afrique et d'Arabie Climatic history of the African and Arabian deserts 341, 603–611. doi:10.1016/j.crte.2009.04.001
- Sebag, D., Debret, M., M'voubou, M., Obame, R.M., Ngomanda, A., Oslisly, R., Bentaleb, I., Disnar, J.-R., Giresse, P., 2013a. Coupled Rock-Eval pyrolysis and spectrophotometry for lacustrine sedimentary dynamics: Application for West Central African rainforests (Kamalété and Nguène lakes, Gabon). The Holocene 23, 1173–1183. doi:10.1177/0959683613483622
- 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. Eur. J. Soil Sci. 57, 344–355. doi:10.1111/j.1365-2389.2005.00745.x
- Sebag, D., Durand, A., Garba, Z., Verrecchia, E.P., 2013b. Paleohydrological reconstruction from late Holocene records in interdune lakes (N'Guigmi, northern bank of the Lake Tchad, Niger). Open J. Geol. 3, 143–155. doi:10.4236/ojg.2013.32018
- Serpantié, G., Yoni, M., Hien, V., Abbadie, L., Bilgo, A., Ouattara, B., 2004. Le carbone du sol dans les terroirs des savanes soudaniennes "cotonnières." In : Roose Eric (ed.), De Noni Georges (ed.), Prat Christian (ed.), Ganry F. (ed.), Bourgeon G. (ed.). Gestion de la biomasse, érosion et séquestration du carbone : actes 1. Bulletin du Réseau Erosion, 2004, (22), 348-370, IRD, Montpellier.
- Servant, M., 1970. Données stratigraphiques sur le quaternaire supérieur et récent au nord-est du lac Tchad. Cah. ORSTOM Sér. Géologie 2, 95–114.

- Servant, M. et Servant Vildary, S., 1977. Paléoécologie des diatomées : étude comparée de deux bassins lacustres tropicaux (Tchad, Altiplano bolivien). Cah. ORSTOM Série Géologie 9, 56–57.
- Song, G., Li, L., Pan, G., Zhang, Q., 2005. Topsoil organic carbon storage of China and its loss by cultivation. *Biogeochemistry* 74, 47–62. doi:10.1007/s10533-004-2222-3
- Stern, N., 2006. The Economics of Climate Change. IAEA Bull. 48, 662.
- Suzuki, K., Matsunaga, R., Hayashi, K., Matsumoto, N., Tabo, R., Tobita, S., Okada, K., 2014. Effects of traditional soil management practices on the nutrient status in Sahelian sandy soils of Niger, West Africa. *Geoderma* 223–225, 1–8. doi:10.1016/j.geoderma.2014.01.016
- Tardy, Y., Cheverry, C., Fritz, B., 1974. Néof ormation d'une argile magnésienne dans les dépressions interdunaires du lac Tchad : application aux domaines de stabilité des phyllosilicates alumineux, magnésiens et ferrifères. *Comptes Rendus Académie Sci. Sci. Nat.* 278, 1999–2002.
- Teyssède, A., 2004. Vers une sixième grande crise d'extinctions. Barbault R Chevassus-Au-Louis Beds Biodiversité Chang. Globaux Enjeux Société Défis Pour Rech. Édition ADPF 24–36.
- The R-project for statistical computing. <https://cran.r-project.org/bin/windows/base/old/3.2.0/> 2015. URL (consulté 4.5.2016).
- Tiessen, H., Feller, C., Sampaio, E., Garin, P., 1998. Carbon sequestration and turnover in semiarid savannas and dry forest. *Clim. Change* 40, 105–117. doi:10.1023/A:1005342932178
- Trommetter, M., Weber, J., 2004. Développement durable et changements globaux: le développement durable l'est-il encore pour longtemps. Biodiversité Chang. Globaux Enjeux Société Défis Pour Rech. Ministère Aff. Etrangères–ADPF Paris 136–152.
- Trumbore, S.E., Chadwick, O.A., Amundson, R., 1996. Rapid exchange between soil carbon and atmospheric carbon dioxide driven by temperature change. *Science* 272.
- UNFCCC, 1992. United Nations framework convention on climate change. U. N. 25.
- US Department of Energy, 1999. In Carbon Sequestration - Research and Development. US Department of Energy.
- Vandenbroucke, M., Largeau, C., 2007. Kerogen origin, evolution and structure. *Org. Geochem.* 38, 719–833. doi:10.1016/j.orggeochem.2007.01.001
- Vizier, J.F. et Sayol, R., 1971. Etude des variations du volume spécifique apparent dans les sols hydromorphes au Tchad : allure des phénomènes. Cah. ORSTOM Série Pédologie 9, 133–145.
- Vizier, J.-F., 1970. Etude des phénomènes d'hydromorphie et de leur déterminisme dans quelques types de sols du Tchad : variations du potentiel d'oxydoréduction et des teneurs en fer ferreux dans des horizons hydromorphes caractéristiques soumis en laboratoire à une submersion prolongée. Cah. ORSTOM Série Pédologie 8, 33–47.
- Vizier, J.-F., 1974. Contribution à l'étude des phénomènes d'hydromorphie Recherche de relations morphogénétiques existant dans un type de séquence de sols hydromorphes peu humifères au Tchad. Cah. ORSTOM Sér. Pédologie 12, 211–266.

- Volland-Tuduri, N., 2005. Nature et mode d'assemblage des constituants minéraux et organiques dans des Ferralsols de la région des Cerrados (Brésil). Evolution après mise en culture (phd thesis). Université d'Orléans.
- Volland-Tuduri, N., Brossard, M., Bruand, A., Garreau, H., 2004. Direct analysis of microaggregates shrinkage for drying: Application to microaggregates from a Brazilian clayey Ferralsol. *Comptes Rendus Géoscience* 336, 1017–1024.
- Williams, C.A., Hanan, N.P., Neff, J.C., Scholes, R.J., Berry, J.A., Denning, A.S., Baker, D.F., others, 2007. Africa and the global carbon cycle. *Carbon Balance Manag.* 2, 1–13.
- Woomer, P.L., 1993. The impact of cultivation on carbon fluxes in woody savannas of Southern Africa. *Water. Air. Soil Pollut.* 70, 403–412. doi:10.1007/BF01105011
- Woomer, P.L., Tieszen, L.L., Tappan, G., Touré, A., Sall, M., 2004a. Land use change and terrestrial carbon stocks in Senegal. *J. Arid Environ., Land Cover, Biomass and Soil Carbon Trends in Senegal: Mngemnet Options and Climate Sensitivity* 59, 625–642. doi:10.1016/j.jaridenv.2004.03.025
- Woomer, P.L., Touré, A., Sall, M., 2004b. Carbon stocks in Senegal's Sahel Transition Zone. *Land Cover, Biomass and Soil Carbon Trends in Senegal: Mngemnet Options and Climate Sensitivity J. Arid Environ.*, 59, 499–510. doi:10.1016/j.jaridenv.2004.03.027
- World reference base for soil resources 2006. 2nd edition. *World Soil Resources Reports No. 103*. FAO, Rome, Italy, 145 p.
- Zech, W., Senesi, N., Guggenberger, G., Kaiser, K., Lehmann, J., Miano, T.M., Miltner, A., Schroth, G., 1997. Factors controlling humification and mineralization of soil organic matter in the tropics. *Geoderma* 79, 117–161. doi:10.1016/S0016-7061(97)00040-2.

ANNEXES

ANNEXES

Tableau 1a P1t0 : Caractéristiques physiques et morphologiques du profil P1 du site témoin (t0)

P1t ₀ Profil du site témoin (t ₀)	Horizon (cm)									
	0-10	10-20	20-30	30-40	40-50	50-60	60-70	70-80	80-90	90-100
Consistance	Meuble, peu plastique et peu collant		Peu compact, plastique et collant.							
Nappe	30									
Effervescence	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Description sommaire	Argileux. Taches rouille sur les faces des agrégats. Quelques petits glébules noirs luisants de ≈ 1 - 2 mmφ adhérentes sur les polyèdres.	Argileux. Quelques taches rouille sur les faces des agrégats. Des petits glébules noirs incrustés dans les polyèdres.	Argileux. Quelques taches rouille et noires sur les faces des agrégats.	Argileux. Des taches rouille sur les agrégats. Des petites masses noires arrondies de ≈ 1 mmφ incrustées dans les polyèdres et des amas bleus.	Argileux. Taches rouille sur les faces des agrégats. Par endroit, des petites masses noires de ≈ 1 mmφ sur les polyèdres.	Argileux. Taches rouille sur les faces des agrégats. Par endroit, des petites masses noires de ≈ 1 mmφ sur les polyèdres.	Argileux. Taches rouille sur les faces des agrégats. Par endroit, des petites masses noires de ≈ 1 mmφ sur les polyèdres.	Argileux. Des amas bleus de ≈ 3 - 4 mmφ incrustés dans les polyèdres. Par endroit, des taches rouilles et noires sur les agrégats polyédriques.	Argileux. Par endroit, des petits amas bleus et noirs incrustés dans les polyèdres. Des taches rouille sur les agrégats polyédriques.	Argileux. Par endroit, des petits amas bleus et noirs incrustés dans les polyèdres. Des taches rouille sur les agrégats polyédriques.
Couleurs en sec	2.5Y 3/1 gris très sombre.	2.5Y 4/1 gris sombre.	2.5Y 4/1 gris sombre.	2.5Y 4/1 gris sombre.	2.5Y 4/1 gris sombre.	2.5Y 4/1 gris sombre.	2.5Y 3/1 gris très sombre.	2.5Y 3/1 gris très sombre.	2.5Y 3/1 gris très sombre.	2.5Y 3/1 gris très sombre.
Teneur en eau (g g⁻¹)	1,0	0,73	0,82	0,87	0,98	0,98	0,98	0,97	0,95	0,98
Densité apparente (g.cm⁻³)	0,82	0,85	0,85	0,77	0,65	0,61	0,61	0,65	0,61	0,61
Divers (racines, cailloux)	Présence des racines de dimension moyenne.		Peu de racines fines.		Très peu de racines fines.		Pas des racines.			
Prélèvement à la tarière	n=5	n=5	n=5	n=5	n=5	n=5	n=5	n=5	n=5	n=5

nd= non déterminé

Tableau 2a P2t0 : Caractéristiques physiques et morphologiques du profil P2 du site témoin (t0)

P2t0 Profil2 du site témoin (t0)	Horizon (cm)										
	0-10	10-20	20-30	30-40	40-50	50-60	60-70	70-80	80-90	90-100	
Consistance	Meuble, peu plastique et peu collant.		Peu compact, plastique et collant								
Nappe	30										
Effervescence	nd	Nd	nd	Nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	
Description sommaire	Limono-argileux. Taches rouille sur les faces des agrégats. Quelques masses noires luisantes de $\approx 1 - 2$ mm ϕ adhérentes sur les polyèdres.	Argileux. Quelques taches rouille sur les faces des agrégats. Des petites amas noires incrustées dans les polyèdres.	Argileux. Des taches rouille sur les agrégats. Des petites masses noires arrondies de ≈ 1 mm ϕ incrustées dans les polyèdres et des petits amas de couleur bleue.				Argileux. Taches rouille sur les faces des agrégats. Par endroit, des petites masses noires de ≈ 1 mm ϕ sur les polyèdres.		Argileux. Taches rouille sur les faces des agrégats. Par endroit, des petites masses noires de ≈ 1 mm ϕ sur les polyèdres.		Argileux. Des amas bleus de $\approx 3 - 4$ mm ϕ incrustés dans les polyèdres. Par endroit, des taches rouilles et noires sur les agrégats polyédriques.
Couleurs en sec	2.5Y 3/1 gris très sombre.	2.5Y 4/1 gris sombre.	2.5Y 4/1 gris sombre.			2.5Y 4/1 gris sombre.		2.5Y 3/1 gris très sombre.	2.5Y 3/1 gris très sombre.	2.5Y 3/1 gris très sombre.	
Teneur en eau (g g⁻¹)	0,96	0,77	0,83	0,88	0,96	0,97	0,97	0,99	0,97	0,95	
Densité apparente (g.cm⁻³)	0,82	0,85	0,85	0,77	0,65	0,61	0,61	0,65	0,61	0,61	
Divers (racines, cailloux)	Présence des racines de dimension moyenne.		Très peu de racines fines.				Pas des racines.				
Prélèvement à la tarière	n=5	n=5	n=5	n=5	n=5	n=5	n=5	n=5	n=5	n=5	

Tableau 3a P3t0 : Caractéristiques physiques et morphologiques du profil P3 du site témoin (t0)

P3t ₀ Profil3 du site témoin (t ₀)	Horizon (cm)									
	0-10	10-20	20-30	30-40	40-50	50-60	60-70	70-80	80-90	90-100
Consistance	Meuble, peu plastique et peu collant.	Peu compact, plastique et collant								
Nappe			30							
Effervescence	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Description sommaire	Limono-argileux. Taches rouille sur les faces des agrégats. Quelques masses noires luisantes de $\approx 1 - 2 \text{ mm}\phi$ adhérentes sur les polyèdres.	Argileux. Quelques taches rouille sur les faces des agrégats. Des petites amas noires incrustées dans les polyèdres.	Argileux. Par endroit, des taches rouille sur les faces des agrégats et des petites masses noires de $\approx 1 \text{ mm}\phi$ sur les polyèdres.				Argileux. Taches rouille sur les faces des agrégats. Par endroit, des petites masses noires de $\approx 1 \text{ mm}\phi$ sur les polyèdres.	Argileux. Des amas bleus de $\approx 3 - 4 \text{ mm}\phi$ incrustés dans les polyèdres. Par endroit, des taches rouilles et noires sur les agrégats polyédriques.	Argileux. Par endroit, des petits amas bleus et noirs incrustés dans les polyèdres. Des taches rouille sur les agrégats polyédriques.	
Couleurs en sec	2.5Y 3/1 gris très sombre.	2.5Y 4/1 gris sombre.	2.5Y 4/1 gris sombre.				2.5Y 3/1 gris très sombre.	2.5Y 3/1 gris très sombre.	2.5Y 3/1 gris très sombre.	
Teneur en eau (g g^{-1})	0,83	0,82	0,88	0,87	0,87	0,88	0,90	0,95	0,97	0,98
Densité apparente (g.cm^{-3})	0,87	0,76	0,67	0,82	0,85	0,83	0,82	0,77	0,64	0,62
Divers (racines, cailloux)	Présence des racines de dimension moyenne.		Très peu de racines fines.		Pas des racines.					
Prélèvement à la tarière	n=5	n=5	n=5	n=5	n=5	n=5	n=5	n=5	n=5	n=5

Tableau 4a P1MN : Caractéristiques physiques et morphologiques du profil P1 Mamdi Nord (P1MN)

P*1 Mamdi Nord	Horizon (cm)										
	0-10	10-20	20-30	30-40	40-50	50-60	60-70	70-80	80-90	90-100	
Consistance	Meuble, peu plastique et peu collant.	Compact, plastique et peu collant.					Compact, plastique et collant.				
Nappe							60				
Effervescence	nd		nd			nd			nd		
Description sommaire	Argilo-limoneux. Quelques amas jaunâtres et des taches rouge sur les agrégats.	Argilo-limoneux. Des petits amas jaunâtres. Taches rouilles les faces des agrégats.	Argilo-limoneux. Des taches rouille sur les faces des agrégats.	Argilo-limoneux. Des taches rouille sur les faces des agrégats polyédriques massifs.	Argilo-limoneux. Quelques taches et concrétions ocre sur les parois des polyèdres.	Argileux. Des taches rouges ocre sur les agrégats polyédriques.	Argileux. Des agrégats polyédriques massifs.				
Couleurs en sec	2.5Y 3/1 gris très sombre.	2.5Y 3/2 brun-grisâtre très sombre.	2.5Y 4/2 brun-grisâtre sombre.	2.5Y 5/2 brun-grisâtre.	2.5Y 4/1 gris sombre.	2.5Y 3/1 gris très sombre.	2.5Y 4/1 gris sombre.				
Teneur en eau (g g⁻¹)	0,24	0,37	0,43	0,40	0,40	0,33	0,55	0,59	0,71	0,77	
Densité apparente (g.cm⁻³)	0,84	0,90	1,00	0,90	0,96	0,86	0,84	0,96	0,86	0,84	
Divers (racines, cailloux)	Peu de racines fines. Des petits cailloux ocres à jaunâtre.	Très peu de racines fines.			Pas des racines.						
Prélèvement à la tarière	n=5	n=5	n=5	n=5	n=5	n=5	n=5	n=5	n=5	n=5	

Tableau 5a P2MN : Caractéristiques physiques et morphologiques du profil P2MN

P2MN Profil2 Mamdi Nord	Horizon (cm)									
	0-10	10-20	20-30	30-40	40-50	50-60	60-70	70-80	80-90	90-100
Consistance	Meuble, peu plastique et peu collant			Compact, plastique et collant,						
Nappe						50				
Effervescence	nd	nd	nd	nd	nd				nd	
Description sommaire	Limono-argileux. Des concrétions et taches rouille sur les faces des agrégats.	Argilo-limono. Des taches rouille sur les faces des agrégats.	Argileux. Quelques taches rouille sur les faces des agrégats.	Argileux. Des taches rouille sur les faces des agrégats polyédriques.	Argileux. Des polyèdres massifs, Par endroit des petites taches rouille sur les faces des agrégats.			Argileux. Des agrégats polyédriques massifs.		
Couleurs en sec	2.5 Y 2,5/1 noir.	2.5Y 3/2 brun-grisâtre très sombre.	2.5Y 4/2 brun-grisâtre sombre.	2.5Y 4/1 gris sombre.	2.5Y 5/1 gris.			2.5Y 5/1 gris.		
Teneur en eau (g g⁻¹)	0,14	0,33	0,49	0,78	0,72	0,71	0,77	0,79	0,89	0,96
Densité apparente (g cm⁻³)	0,84	0,78	0,75	0,74	0,80	0,74	0,74	0,8	0,74	0,74
Divers (racines, cailloux)	Présence des racines de dimension moyennes			Peu de racines moyennes,	Pas des racines.					
Prélèvement à la tarière	n=5	n=5	n=5	n=5	n=5	n=5	n=5	n=5	n=5	n=5

Tableau 6a P3MN : Caractéristiques physiques et morphologiques du profil P3MN

P3MN profil3 Mamdi Nord	Horizon (cm)															
	0-10	10-20	20-30	30-40	40-50	50-60	60-70	70-80	80-90	90-100						
Consistance	Friable		Meuble, peu plastique et peu collant			Compact, plastique et collant,										
Nappe						50										
Effervescence	nd		nd			nd			nd							
Description sommaire	Argilo-limoneux. Des débris des végétaux mélangés avec les petits grumeaux, Des taches rouille sur les faces des agrégats et des petites masses blanches de 3 - 5 mm ϕ .		Argilo-limoneux. Des débris des végétaux mélangés avec les agrégats, Quelques amas blancs arrondis de 3 - 5 mm ϕ , Des taches rouille sur les faces des agrégats.			Argileux. Des petits amas blancs et rouille, Des masses noires arrondies adhérentes aux agrégats et des taches rouges sur les faces des polyèdres.			Argileux. Des polyèdres massifs, Pas de pores, Par endroit, des taches rouges sur les faces des agrégats.		Argileux. Des agrégats polyédriques massifs.					
Couleurs en sec	10YR 2/1 noir		10YR 2/1 noir			2.5Y 4/1 gris sombre			2.5Y 5/1 gris		2.5Y 4/1 gris sombre					
Teneur en eau (g g⁻¹)	0,40		0,86			0,73			0,80		0,64	0,84	0,90	0,82	0,86	0,92
Densité apparente (g cm-3)	0,99		0,69			0,84			0,83		0,82	0,77	0,66	0,82	0,77	0,66
Divers (racines, cailloux)	Peu de racines de dimension moyennes		Peu de racines moyennes,					Pas des racines.								
Prélèvement à la tarière	n=5		n=5			n=5			n=5		n=5	n=5	n=5	n=5	n=5	n=5

Tableau 7a P4MN : Caractéristiques physiques et morphologiques du profil P4MN

P4MN Profil Mamdi Nord	Horizon (cm)									
	0-10	10-20	20-30	30-40	40-50	50-60	60-70	70-80	80-90	90-100
Consistance	Meuble, peu plastique et peu collant.			Compact, plastique et collant.						
Nappe					40					
Effervescence	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Description sommaire	Argilo-limoneux. Par endroit, des taches blanches et ocre sur les faces des agrégats.	Argilo-limoneux. Quelques taches blanches sur les faces des agrégats.	Argilo-limoneux. Des petits polyèdres massifs, Par endroit, des taches rouille sur les faces des agrégats.	Argilo-limoneux. Des polyèdres massifs, Pas de pores,	Argilo-limoneux. Des polyèdres massifs, Pas de pores, Par endroit, des taches ocre sur les faces des agrégats.	Argileux. Des polyèdres massifs, Quelques petites taches noires et ocre sur les agrégats.	Argileux. Des agrégats polyédriques massifs, Pas de pores.	Argileux. Des petits polyèdres massifs, Pas de pores.	Argileux. Des petits polyèdres massifs, Pas de pores.	Argileux. Des petits polyèdres massifs, Pas de pores.
Couleurs en sec	10YR 3/1 gris très sombre	10YR 4/1 gris sombre	10YR 4/1 gris sombre	2.5Y 4/1 gris sombre	10YR 5/1 gris	2.5Y 5/1 gris	2.5Y 4/1gris sombre,	2.5Y 5/2 brun-grisâtre		
Teneur en eau (g g⁻¹)	0,41	0,53	0,71	0,85	0,91	0,90	0,87	0,91	0,90	0,95
Densité apparente (g cm⁻³)	0,76	0,96	0,85	0,70	0,70	0,67	0,61	0,7	0,67	0,61
Divers (racines, cailloux)	Peu de racines de dimension moyennes		Peu de racines moyennes et fines,			Pas des racines.				
Prélèvement à la tarière	n=5	n=5	n=5	n=5	n=5	n=5	n=5	n=5	n=5	n=5

Tableau 8a P5MN : Caractéristiques physiques et morphologiques du profil P5MN

P5MN Profil5 Mamdi Nord	Horizon (cm)									
	0-10	10-20	20-40		40-50	50-60	60-70	70-80	80-90	90-100
Consistance	Meuble, peu plastique et peu collant				Compact, plastique et collant,					
Nappe						50				
Effervescence	Nd	nd	nd		nd			nd		
Description sommaire	Argilo-limoneux. Des petites concrétions ocre et des petites taches blanches sur les faces des agrégats.	Argilo-limoneux. Par endroit, des taches blanches et rouges sur les faces des agrégats.	Argileux. Quelques taches rouille sur les faces des agrégats polyédriques.		Argileux. Quelques concrétions rouille sur les agrégats, Des polyèdres massifs, Pas de pores.			Argileux. Des petites taches rouille sur les faces des agrégats polyédriques massifs.		
Couleurs en sec	2.5Y 3/1 gris très sombre	2.5Y 3/1 gris très sombre,	2.5Y 4/1 gris sombre		2.5Y 4/2 brun-grisâtre sombre			2.5Y 5/1 gris		
Teneur en eau (g g⁻¹)	0,44	0,62	0,62	0,60	0,75	0,83	0,81	0,81	0,93	0,94
Densité apparente (g cm⁻³)	0,91	0,78	0,81	0,78	0,85	0,69	0,69	0,85	0,69	0,69
Divers (racines, cailloux)	Présence de racines de dimension moyennes	Peu de racines de dimension moyennes adhérentes aux agrégats,	Très peu de racines moyennes et fines,			Pas des racines.				
Prélèvement à la tarière	n=5	n=5	n=5	n=5	n=5	n=5	n=5	n=5	n=5	n=5

Tableau 9a P6MN : Caractéristiques physiques et morphologiques du profil P6MN

P6MN Profil6 Mamdi Nord	Horizon (cm)									
	0-10	10-20	20-30	30-40	40-50	50-60	60-70	70-80	80-90	90-100
Consistance	Meuble, peu plastique et peu collant			Compact, plastique et collant						
Nappe									80	
Effervescence	Nd		nd		nd				nd	
Description sommaire	Argilo-limoneux. Des concrétions ocre mélangées avec les petits grumeaux, Quelques taches noires sur les faces des agrégats.		Argilo-limoneux. Quelques taches rouille sur les faces des agrégats,		Argilo-limoneux. Des agrégats polyédriques massifs. Par endroit, des taches rouilles sur les faces des agrégats.				Argileux. Des taches rouille, par endroit, sur les faces des agrégats polyédriques massifs.	
Couleurs en sec	2.5Y 3/1 gris très sombre		2.5Y 3/2 brun-grisâtre très sombre		2.5Y 5/2 brun-grisâtre				2.5Y 5/1 gris	
Teneur en eau (g g⁻¹)	0,54	0,59	0,61	0,66	0,64	0,70	0,80	0,87	0,88	0,92
Densité apparente (g cm⁻³)	0,68	0,81	0,81	0,88	0,95	0,87	0,74	0,95	0,87	0,74
Divers (racines, cailloux)	Présence de racines de dimension fines		Très Peu de racines fines.		Pas des racines.					
Prélèvement à la tarière	n=5	n=5	n=5	n=5	n=5	n=5	n=5	n=5	n=5	n=5

Tableau 10a P1MS : Caractéristiques physiques et morphologiques du profil P1 Mamdi Sud (P1MS)

P1MS Profil Mamdi Sud	Horizon (cm)									
	0-10	10-20	20-30	30-40	40-50	50-60	60-70	70-80	80-90	90-100
Consistance	Meuble, peu plastique et peu collant						Compact, plastique et collant.			
Nappe										90
Effervescence	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Description sommaire	Argilo-sableux. Par endroit des petites taches rouille sur les faces agrégats.	Argilo-sableux. Des taches rouille sur les faces agrégats.	Argilo-sableux. Des taches noires et rouille sur les faces agrégats.	Argilo-sableux. Des taches rouille, Quelques amas noirs éparpillés sur les faces des agrégats.	Argilo-sableux. Des taches noires et rouille sur les faces agrégats.	Argileux. Des taches noires et rouille sur les faces agrégats.	Argileux. Des taches rouilles, par endroit, sur les faces des agrégats et des concrétions rouilles incrustées dans les polyèdres.			
Couleurs en sec	2.5Y 3/1 gris très sombre	2.5Y 4/2 brun-grisâtre sombre	2.5Y 3/2 brun-grisâtre très sombre	2.5Y 4/2 brun-grisâtre sombre	2.5Y 4/1 gris sombre	2.5Y 5/1 gris	2.5Y 5/1 gris			
Teneur en eau (g g⁻¹)	0,43	0,34	0,36	0,34	0,36	0,43	0,45	0,48	0,57	0,58
Densité apparente (g cm⁻³)	1,05	1,04	1,03	1,12	1,05	0,97	1,01	1,05	0,97	1,01
Divers (racines, cailloux)	Peu de racines de dimension fines	Très Peu de racines fines.		Pas des racines.						
Prélèvement à la tarière	n=5	n=5	n=5	n=5	n=5	n=5	n=5	n=5	n=5	n=5

Tableau 11a P2MS : Caractéristiques physiques et morphologiques du profil P2MS

P2MS Profil2 Mamdi Sud	Horizon (cm)									
	0-10	10-20	20-30	30-40	40-50	50-60	60-70	70-80	80-90	90-100
Consistance	Meuble, peu plastique et peu collant			Compact, plastique et collant,						
Nappe										90
Effervescence	nd	Nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Description sommaire	Limoneux. Des taches rouille et des petits amas noirs arrondis.	Limono-argileux. Taches rouille sur les faces des agrégats, Des petites taches noires incrustées sur les agrégats.	Limono-argileux. Taches rouilles et des petits amas noirs de $\approx 2 \text{ mm}\phi$ sur les faces des agrégats.	Argileux. Des taches rouille sur les faces des agrégats et des petites taches éparpillées.	Argileux. Taches rouille et des petits amas noirs arrondies sur les polyèdres massifs, Pas de pores.	Argileux. Taches rouille et quelques petites taches noires sur les faces agrégats massifs.	Argileux. Par endroit, des taches rouilles, noires et blanches sur les faces des agrégats polyédriques.	Argileux. Des taches rouille sur les faces des agrégats et, par endroit, des taches noires.		
Couleurs en sec	2.5Y 3/2 brun-grisâtre très sombre	2.5Y 4/2 brun-grisâtre sombre	2.5Y 4/1 gris sombre	2.5Y 5/1 gris	2.5Y 5/1 gris	2.5Y 5/1 gris	2.5Y 5/1 gris	2.5Y 4/1 gris sombre	2.5Y 5/1 gris	
Teneur en eau (g g^{-1})	0,13	0,25	0,28	0,39	0,43	0,47	0,58	0,61	0,74	0,74
Densité apparente (g cm^{-3})	0,86	0,86	1,08	1,00	0,88	0,82	0,82	0,88	0,83	0,89
Divers (racines, cailloux)	Très Peu de racines fines.			Pas des racines.						
Prélèvement à la tarière	n=5	n=5	n=5	n=5	n=5	n=5	n=5	n=5	n=5	n=5

Tableau 12a P3MS : Caractéristiques physiques et morphologiques du profil P3MS

P3MS Profil3 Mamdi Sud	Horizon (cm)									
	0-10	10-20	20-30	30-40	40-50	50-60	60-70	70-80	80-90	90-100
Consistance	Meuble, peu plastique et peu collant			Compact, plastique et collant,						
Nappe										90
Effervescence	nd	nd	nd	nd	nd			nd	nd	
Description sommaire	Limoneux. Des petites amas noires arrondies de taille de 1mmφ et des taches rouille mélangées avec les petits agrégats polyédriques.	Limono-argileux. Des taches rouille et des petits amas noirs sur les faces des agrégats.	Limono-argileux. Des taches rouille, des petits amas noirs et blancs arrondies sur les faces des agrégats.	Argileux. Des taches rouille sur les faces des agrégats et des petites amas noires incrustées dans les polyèdres.	Argileux. Des taches rouille et des petits amas noirs éparpillées sur les faces des polyèdres massifs.			Argileux. Des taches rouille et noires sur les faces des agrégats polyédriques massifs.	Argileux. Taches rouille sur les agrégats, Quelques taches noires incrustées dans les polyèdres massifs.	
Couleurs en sec	2.5Y 3/2 brun-grisâtre très sombre	2.5Y 3/2 brun-grisâtre très sombre	2.5Y 4/2 brun-grisâtre sombre	2.5Y 4/2 brun-grisâtre sombre	2.5Y 4/1 gris sombre			2.5Y 5/1 gris	2.5Y 5/1 gris	
Teneur en eau (g g⁻¹)	0,12	0,23	0,25	0,33	0,42	0,51	0,57	0,58	0,61	0,79
Densité apparente (g cm⁻³)	1,02	0,91	0,87	0,93	0,89	0,89	0,77	0,89	0,89	0,77
Divers (racines, cailloux)	Peu de racines de dimension moyennes,		Très Peu de racines fines.	Pas des racines.						
Prélèvement à la tarière	n=5	n=5	n=5	n=5	n=5	n=5	n=5	n=5	n=5	n=5

Tableau 13a P4MS : Caractéristiques physiques et morphologiques du profil P4MS

P4MS Profil4 Mamdi Sud	Horizon (cm)									
	0-10	10-20	20-30	30-40	40-50	50-60	60-70	70-80	80-90	90-100
Consistance	Meuble, peu plastique et peu collant.					Compact, plastique et collant.				
Nappe										100
Effervescence	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Description sommaire	Argilo-sableux. Des taches rouille et des petites amas noires sur les agrégats.	Argilo-sableux. taches rouille sur les faces des agrégats, Des petits amas noirs de ≈ 1 mm ϕ sur les polyèdres.	Argilo-sableux. taches rouille sur les faces des agrégats, Des petits amas noirs de ≈ 1 mm ϕ sur les polyèdres.	Argilo-sableux. Taches rouilles et noirs sur les faces des polyèdres.	Argileux. Des petits amas noirs de ≈ 2 mm ϕ adhérents sur les faces des agrégats.	Argileux. Par endroit des petites taches rouille et des amas noirs sur les faces des agrégats polyédriques massifs.	Argileux. Par endroit, quelques taches rouilles et noires sur les faces des agrégats polyédriques massifs.			
Couleurs en sec	2.5Y 3/1 gris très sombre	2.5Y 3/2 brun-grisâtre très sombre	2.5Y 4/1 gris sombre	2.5Y 4/1 gris sombre	2.5Y 4/1 gris sombre	2.5Y 5/1 gris	2.5Y 5/1 gris	2.5Y 5/1 gris		
Teneur en eau (g g⁻¹)	0,23	0,35	0,30	0,32	0,41	0,29	0,38	0,48	0,48	0,55
Densité apparente (g cm⁻³)	0,76	0,81	0,91	0,95	0,80	1,02	0,89	0,80	1,02	0,89
Divers (racines, cailloux)	Présence des racines de dimension moyennes	Peu de racines moyennes,		Pas des racines.						
Prélèvement à la tarière	n=5	n=5	n=5	n=5	n=5	n=5	n=5	n=5	n=5	n=5

Tableau 14a PMSF : Caractéristiques physiques et morphologiques du profil Mamdi Station F (PMSF)

PMSF Profil Mamdi Station F	Horizon (cm)									
	0-10	10-20	20-30	30-40	40-50	50-60	60-70	70-80	80-90	90-100
Consistance	Meuble, peu plastique et peu collant						Compact, plastique et collant,			
Nappe						50				
Effervescence	Faible effervescence dans la matrice	Pas d'effervescence								
Description sommaire	Argilo-limoneux. taches blanches sur les faces des agrégats, par endroits taches rouilles.	Argilo-limoneux. quelques concrétions ocre sur les agrégats.	Argilo-limoneux. taches rouille sur les faces des agrégats et blanches éparpillées.	Argilo-limoneux. taches ocre sur les faces des agrégats et blanches éparpillées.	Argilo-limoneux. taches ocre sur les faces des agrégats.	Argilo-limoneux à Argileux. taches ocres sur les faces des agrégats.	Argileux. taches ocres sur les faces des agrégats.	Argilo-sableux, quelques taches ocre sur les faces des agrégats.		
Couleurs en sec	10YR 4/1 gris sombre	10YR 5/2 brun-grisâtre	10YR 3/2 brun-grisâtre sombre	10YR 2/2 brun très sombre	10YR 4/2 brun-grisâtre sombre	2.5Y 6/2 gris légèrement brun	2.5Y 6/1 gris	2.5Y 3/1 gris très sombre		
Teneur en eau (g g⁻¹)	0,42	0,54	0,56	0,62	0,72	0,70	0,72	0,73	0,73	0,73
Densité apparente (g cm⁻³)	0,78	0,61	0,95	0,89	0,95	0,95	0,89	0,95	0,95	0,89
Divers (racines, cailloux)	Présence des racines de dimension moyennes			Pas des racines.						
Prélèvement à la tarière	n=7	n=7	n=7	n=7	n=7	n=7	n=7	n=7	n=7	n=7

Tableau 15a PMSF1 : Caractéristiques physiques et morphologiques du profil Mamdi Station F1 (PMSF1)

P1MSF Profil Mamdi Station F1	Horizon (cm)									
	0-10	10-20	20-30	30-40	40-50	50-60	60-70	70-80	80-90	90-100
Consistance	Meuble, peu plastique et peu collant					Compact, plastique et collant				
Nappe						50				
Effervescence	Très faible effervescence dans la matrice									
Description sommaire	Argilo-limoneux. quelques petites taches blanchâtres associées aux faces des petits agrégats friables.	Argilo-limoneux. quelques taches ocres parfois associées aux racines et sur les faces des agrégats, ainsi que des taches gris-verdâtres sur les agrégats.	Argilo-limoneux. taches rouille sur les faces des agrégats.	Argilo-limoneux à Argileux. sur les faces des agrégats des petites taches ocres dispersées.	Argileux. des agrégats anguleux et des taches ocre sur les faces des polyèdres.	Argileux. taches ocres et blanches sur les faces des polyèdres.	Argileux. quelques taches blanches sur les faces des agrégats.	Argileux. organique, amas gris sur les agrégats par endroit.	Argileux. quelques taches rouille et blanchâtres éparpillées sur les agrégats anguleux et feuilletés.	
Couleurs en sec	10YR 4/1 gris sombre	10YR 6/2 gris-brunâtre claire	10YR 3/1 gris très sombre	5GY 7/1 gleyeuse gris-verdâtre claire	10YR 4/1 gris sombre	10YR 3/1 gris très sombre	2.5Y 6/1 gris	2.5Y 2,5/1 noir	2.5Y 6/1 gris	
Teneur en eau (g g⁻¹)	0,65	0,65	0,69	0,74	0,82	0,76	0,80	0,78	0,78	0,84
Densité apparente (g cm⁻³)	0,85	0,87	0,95	0,84	0,87	0,95	0,89	0,95	0,95	0,84
Divers (racines, cailloux)	Présence des racines de dimension moyennes			Très peu de racines fines.	Pas des racines.					
Prélèvement à la tarière	n=7	n=7	n=7	n=7	n=7	n=7	n=7	n=7	n=7	n=7

Tableau 16a PMSF2 : Caractéristiques physiques et morphologiques du profil Mamdi Station F2 (PMSF2)

P2MSF Profil2 Mamdi Station F2	Horizon (cm)									
	0-10	10-20	20-30	30-40	40-50	50-60	60-70	70-80	80-90	90-100
Consistance	Meuble, peu plastique et peu collant.						peu compact, plastique et collant.			
Nappe										80
Effervescence	Très faible d'effervescence dans la matrice						Pas d'effervescence			
Description sommaire	Argilo-limoneux. Quelques petites taches blanchâtres associées aux faces des petits agrégats friables.	Argilo-limoneux. Quelques taches ocres parfois associées aux racines et sur les faces des agrégats, ainsi que des taches gris-verdâtres sur les agrégats.	Argilo-limoneux à Argileux. taches rouille sur les faces des agrégats.	Argilo-limoneux à Argileux. sur les faces des agrégats des petites taches ocres dispersées.	Argileux. Des agrégats polyédriques massifs avec quelques petites taches ocre sur leurs faces.	Argileux. taches ocres et blanches sur les faces des polyèdres.	Argileux. quelques taches blanches sur les faces des agrégats.	Argileux. organique, amas gris sur les agrégats par endroit.	Argileux. quelques taches rouilles et blanchâtres sur les faces agrégats anguleux et feuilletés.	
Couleurs en sec	10YR 4/1 gris sombre	10YR 6/2 gris-brunâtre claire	10YR 3/1 gris très sombre	5GY 7/1 glyeuse gris-verdâtre claire	10YR 4/1 g ris sombre	10YR 3/1 gris très sombre	2.5Y 6/1 gris	2.5Y 2,5/1 noir	2.5Y 6/1 gris	
Teneur en eau (g g⁻¹)	0,11	0,20	0,21	0,32	0,36	0,38	0,49	0,58	0,70	0,71
Densité apparente (g cm⁻³)	1,07	1,11	1,02	0,97	1,57	0,95	0,95	0,84	1,02	0,97
Divers (racines, cailloux)	Présence des racines de dimension moyennes			Très peu de racines fines.	Pas des racines.					
Prélèvement à la tarière	n=7	n=7	n=7	n=7	n=7	n=7	n=7	n=7	n=7	n=7

Tableau 17a PMSB : Caractéristiques physiques et morphologiques du profil Mamdi Station B (PMSB)

PMSB Profil Mamdi Station B	Horizon (cm)									
	0-10	10-20	20-30	30-40	40-50	50-60	60-70	70-80	80-90	90-100
Consistance	Meuble, non plastique et non collant			peu plastique et peu collant				peu compact, plastique et collant,		
Nappe								70		
Effervescence	Pas d'effervescence									
Description sommaire	Argilo-limoneux. Quelques taches ocre sur les faces des agrégats.			Argilo-limoneux à Argileux. présences des taches rouille sur les faces des agrégats.				Argileux. des taches ocre sur les faces des polyèdres.		
Couleurs en sec	2.5Y 4/2 bun- grisâtre sombre			10YR 6/2 gris brunâtre claire				2.5Y 3/1 gris très sombre		
Teneur en eau (g g⁻¹)	0,46	0,47	0,62	0,70	0,73	0,69	0,71	0,74	0,76	0,70
Densité apparente (g cm⁻³)	1,03	1,09	0,88	0,83	0,89	0,84	1,02	0,97	0,88	0,83
Divers (racines, cailloux)	Présence des racines de dimension moyennes			Très peu de racines fines.	Pas des racines.					
Prélèvement à la tarière	n=7	n=7	n=7	n=7	n=7	n=7	n=7	n=7	n=7	n=7

Tableau 18a P1MD : Caractéristiques physiques et morphologiques du profil Mamdi Station D (P1MD)

P1MD Profil Mamdi Station D	Horizon (cm)									
	0-10	10-20	20-30	30-40	40-50	50-60	60-70	70-80	80-90	90-100
Consistance	Meuble, peu plastique et peu collant				peu compact, plastique et collant.					
Nappe										100
Effervescence	nd	nd			nd	nd		nd		
Description sommaire	Argilo-limoneux. Des débris des végétaux adhérents aux grumeaux. Par endroit, des taches blanches et rouille sur les faces des agrégats.	Argilo-limoneux. Quelques débris des végétaux dans les agrégats. Par endroit, des taches blanches et rouille sur les faces des agrégats.			Argileux. Par endroit, des petites taches rouilles et blanches sur les faces des agrégats polyédriques.		Argileux. Des polyèdres massifs, par endroit, des petites taches rouille sur les faces des agrégats.		Argileux. Des petites taches rouille sur les faces des agrégats polyédriques massifs, Par endroit, des petites masses noires sur les faces des polyèdres.	
Couleurs en sec	2.5Y 3/2 brun-grisâtre très sombre.	2.5Y 3/2 brun-grisâtre très sombre			2.5Y 4/2 brun-grisâtre		2.5Y 5/1 gris		2.5Y 4/1 gris sombre	
Teneur en eau (g g⁻¹)	0,11	0,30	0,33	0,34	0,34	0,58	0,51	0,46	0,61	0,62
Densité apparente (g cm⁻³)	0,76	0,80	0,87	0,97	1,70	0,79	0,85	1,07	0,79	0,85
Divers (racines, cailloux)	Présence des racines de dimension moyenne,	Peu de racines de dimension fine,			Très Peu de racines fines.		Pas des racines.			
Prélèvement à la tarière	n=5	n=5	n=5	n=5	n=5	n=5	n=5	n=5	n=5	n=5

Tableau 19a P1MH : Caractéristiques physiques et morphologiques du profil Mamdi Station H (P1MH)

P1MH Profil Mamdi Station H	Horizon (cm)									
	0-10	10-20	20-30	30-40	40-50	50-60	60-70	70-80	80-90	90-100
Consistance	Meuble, peu plastique et peu collant		Peu compact, plastique et collant,							
Nappe						50				
Effervescence	nd	nd	nd		nd			nd	nd	
Description sommaire	Limono-argileux. Quelques taches rouille sur les faces des agrégats, Des petites masses blanches de 1 – 2 mm ϕ mélangées avec les agrégats.	Limono-argileux. Quelques taches rouille sur les faces des agrégats, Des petits amas blancs de \approx 2 - 4 mm ϕ mélangées avec les agrégats.	Argileux. Quelques taches rouille sur les faces des agrégats polyédriques et des taches blanches par endroit.		Argileux. Des taches rouille sur les faces des agrégats, Des polyèdres massifs, Pas de pores.			Argileux. Des petites taches rouille sur les faces des agrégats polyédriques massifs.		Argileux. Des taches rouille, par endroit, sur les faces des agrégats, Des concrétions ocre incrustées, par endroit, dans les polyèdres massifs.
Couleurs en sec	2.5Y 3/1 gris très sombre	2.5Y 3/2 brun-grisâtre très sombre	2.5Y 3/2 brun-grisâtre très sombre		2.5Y 4/2 brun-grisâtre sombre			2.5Y 4/1 gris sombre		2.5Y 5/1 gris
Teneur en eau (g g ⁻¹)	0,21	0,24	0,51	0,60	0,54	0,69	0,77	0,74	0,81	0,80
Densité apparente (g cm ⁻³)	0,74	0,81	0,83	0,82	0,86	0,74	0,75	0,82	0,74	0,75
Divers (racines, cailloux)	Peu de racines de dimension fine,		Très Peu de racines fines.		Pas des racines.					
Prélèvement à la tarière	n=5	n=5	n=5	n=5	n=5	n=5	n=5	n=5	n=5	n=5

Tableau 20a P1BN : Caractéristiques physiques et morphologiques du profil de Bérin Nord (P1BN)

P1BN Profil Bérin Nord	Horizon (cm)										
	0-10	10-20	20-30	30-40	40-50	50-60	60-70	70-80	80-90	90-100	
Consistance	Une couche poudreuse de 5 cm en surface. Meuble, peu plastique et peu collant en horizons sous-jacents.			Peu compact, plastique et collant.						Peu plastique et peu collant.	
Nappe								70			
Effervescence	Faible effervescence dans la matrice.		Pas d'effervescence								
Description sommaire	Argilo-limoneux. quelques petites taches blanches sur les faces des agrégats.			Argilo-limoneux. des taches blanches sur les faces des polyèdres.			Argilo-sableux, présence des taches blanches (sels) sur les faces des polyèdres.			Sablo- Argileux. taches rouille sur les faces des agrégats polyédriques, Des intercalations (lentilles) sableuses.	
Couleurs en sec	2.5Y 4/1 gris sombre,			2.5Y 5/1 gris,			2.5Y 4/1 gris sombre,			2.5Y 7/2 légèrement gris clair,	
Teneur en eau (g g⁻¹)	0,21	0,21	0,18	0,39	0,47	0,32	0,46	0,51	0,52	0,50	
Densité apparente (g cm⁻³)	0,92	1,11	1,13	1,02	0,90	1,07	1,12	0,90	1,07	1,12	
Divers (racines, cailloux)	Présence des racines de dimension moyennes				Peu de racines fines.		Pas des racines.				
Prélèvement à la tarière	n= 7	n=7	n=7	n= 7	n=7	n=7	n=7	n= 7	n=7	n= 7	

Tableau 21a P2BN : Caractéristiques physiques et morphologiques du profil de Bérim Nord1 (P2BN)

P2BN Profil2 Bérim Nord	Horizon (cm)										
	0-10	10-20	20-30	30-40	40-50	50-60	60-70	70-80	80-90	90-100	
Consistance	Poudreux,	Meuble, peu plastique et peu collant,			Peu compact, plastique et collant,				Peu plastique et peu collant,		
Nappe								70			
Effervescence	Forte effervescence généralisée.		Moyenne effervescence généralisée.		Pas d'effervescence.						
Description sommaire	Argilo-limoneux. Quelques très petits amas blancs dans la matrice poudreuse.	Argilo-limoneux. des taches blanches sur les faces des polyèdres.		Argilo-limoneux. des taches blanches sur les faces des polyèdres,			Argilo-limoneux. Des taches blanches sur les faces des petits agrégats polyèdres,		Sablo-Argileux. taches rouille sur les faces des agrégats fragmentés en petits polyèdres,		
Couleurs en sec	2.5Y 4/1 gris sombre,	2.5Y 5/1 gris,		2.5Y 5/1 gris,			2.5Y 4/1 gris sombre,		2.5Y 7/2 légèrement gris claire,		
Teneur en eau (g g⁻¹)	0,24	0,32	0,45	0,44	0,64	0,64	0,68	0,68	0,53	0,69	
Densité apparente (g cm⁻³)	0,84	0,92	1,03	1,28	1,04	0,97	0,88	0,83	1,28	1,04	
Divers (racines, cailloux)	Présence des racines de dimension moyennes,				Peu de racines fines.		Pas des racines.				
Prélèvement à la tarière	n=7	n=7	n=7	n=7	n=7	n=7	n=7	n=7	n=7	n=7	

Tableau 22a P1BS : Caractéristiques physiques et morphologiques du profil de Bérin Sud (P1BS)

P1BS Profil Bérin Sud	Horizon (cm)									
	0-10	10-20	20-30	30-40	40-50	50-60	60-70	70-80	80-90	90-100
Consistance	Poudreux	Meuble, peu plastique et peu collant				Peu compact, plastique et collant,				
Nappe							60			
Effervescence	Très faible effervescence dans la matrice,									
Description sommaire	Argilo-limoneux. des débris de végétaux en surface, des petites graines blanches mélangées avec les agrégats.	Argilo-limoneux. des efflorescences salines blanches sur les faces des agrégats.	Argilo-limoneux à Argileux. des concrétions blanches et ocre sur les faces des polyèdres.		Argileux. Des taches ocre et blanches par endroit sur les faces des agrégats.	Argileux. Des taches gris-verdâtres et rouille sur les petits agrégats.	Argileux. Quelques débris des végétaux non décomposés mélangés avec les agrégats et des taches gris-verdâtres et rouille sur les petits agrégats.			
Couleurs en sec	2.5Y 3/1 gris très sombre,	2.5Y 4/1 gris sombre,	2.5Y 6/1 gris,	2.5Y 2,5/1 noir,	5GY 5/1 gleyeuse gris-verdâtre,	5GY 3/1 gleyeuse gris-verdâtre très sombre,				
Teneur en eau (g g ⁻¹)	0,31	0,44	0,53	0,60	0,53	0,68	0,53	0,64	0,55	0,60
Densité apparente (g cm ⁻³)	0,97	0,97	1,03	0,95	1,31	0,83	1,28	1,03	1,03	0,95
Divers (racines, cailloux)	Présence des racines de dimension moyennes				Peu de racines fines.	Pas des racines.				
Prélèvement à la tarière	n=7	n=7	n=7	n=7	n=7	n=7	n=7	n=7	n=7	n=7

Tableau 23a P2BS : Caractéristiques physiques et morphologiques du profil de Bérin Sud1 (P2BS)

P2BS Profil2 Bérin Sud1	Horizon (cm)									
	0-10	10-20	20-30	30-40	40-50	50-60	60-70	70-80	80-90	90-100
Consistance	Poudreux.	Meuble, peu plastique et peu collant.				Peu compact, plastique et collant.				
Nappe							60			
Effervescence	Très faible effervescence dans la matrice,									
Description sommaire	Argilo-limoneux. des débris de végétaux en surface, des petites graines blanches mélangées avec les agrégats.	Argilo-limoneux. des petites taches blanches sur les faces des agrégats.	Argileux. des efflorescences salines blanches sur les faces des agrégats.	Argileux. des concrétions blanches et rouille sur les faces des polyèdres.	Argileux. Des taches rouille et blanches par endroit sur les faces des agrégats	Argileux. Des taches gris-verdâtres et rouille sur les petits agrégats.	Argileux. Quelques débris des végétaux non décomposés mélangés avec les agrégats et des taches gris-verdâtres et rouille sur les petits agrégats.			
Couleurs en sec	2.5Y 3/1 gris très sombre.	2.5Y 4/1 gris sombre.	2.5Y 5/1 gris.	2.5Y 6/1 gris.	2.5Y 2,5/1 noir en.	5GY 5/1 glyeuse gris-verdâtre en sec.	5GY 3/1 glyeuse gris-verdâtre très sombre.			
Teneur en eau (g g⁻¹)	0,17	0,26	0,30	0,37	0,42	0,44	0,45	0,46	0,61	0,62
Densité apparente (g cm⁻³)	0,9	1,04	1,02	1,03	1,03	0,91	0,99	1,07	0,79	0,85
Divers (racines, cailloux)	Présence des racines de dimension moyennes				Peu de racines fines.	Pas des racines.				
Prélèvement à la tarière	n=7	n=7	n=7	n=7	n=7	n=7	n=7	n=7	n=7	n=7

Tableau 24a PITCHIN : Caractéristiques physiques et morphologiques du profil de Tchingam (PITCHIN)

PITCHIN Profil 1 Tchingam	Horizon (cm)										
	0-10	10-20	20-30	30-40	40-50	50-60	60-70	70-80	80-90	90-100	
Consistance	Meuble, peu plastique et peu collant.		Peu compact, plastique et collant.								
Nappe							60				
Effervescence	Faible effervescence dans la matrice.			Pas d'effervescence.							
Description sommaire	Sablo-argileux. Des taches blanches sur les faces des agrégats et par endroit, quelques taches rouille.		Sablo-argileux. Par endroit des petits amas noirs de $\approx 1 - 2 \text{ mm}\phi$ dans la matrice argileuse sur la face des agrégats, Quelques taches blanches, par endroit, sur les faces des agrégats.		Argilo-limoneux. Par endroit, des petits amas noirs et des taches rouille sur les faces des agrégats.		Argilo-limoneux. Des polyèdres massifs, Pas de pores.		Argilo-limoneux. Des agrégats polyédriques massifs, Par endroit des petits amas noirs adhérents sur les faces des agrégats.		Argileux. Des petits agrégats polyédriques massifs.
Couleurs en sec	2.5Y 3/1 gris très sombre.		2.5Y 4/1 gris sombre.		2.5Y 4/1 gris sombre.		2.5Y 5/1 gris.		2.5Y 5/1 gris.		2.5Y 4/1 gris sombre en sec.
Teneur en eau (g g-1)	0,35	0,52	0,67	0,55	0,65	0,67	0,72	0,66	0,65	0,74	
Densité apparente (g cm-3)	1,17	1,00	0,82	0,76	0,83	0,88	0,81	0,83	0,88	0,81	
Divers (racines, cailloux)	Très peu de racines fines.				Charge grossière des petits cailloux jaunâtres clairs incrustés dans la masse des polyèdres, Pas des racines.						
Prélèvement à la tarière	n=5	n=5	n=5	n=5	n=5	n=5	n=5	n=5	n=5	n=5	

Tableau 25a P2TCHIN : Caractéristiques physiques et morphologiques du profil du profil P2TCHIN

P2TCHIN Profil 2 Tchingam	Horizon (cm)									
	0-10	10-20	20-30	30-40	40-50	50-60	60-70	70-80	80-90	90-100
Consistance	Meuble, non plastique et non collant.			Peu compact, plastique et collant.				Peu compact, plastique et collant.		
Nappe							70			
Effervescence	Très faible effervescence dans la matrice.			Pas d'effervescence.						
Description sommaire	Sablo-Argileux. poudreux au 20 cm.			Sablo-Argileux. quelques taches jaunes claires sur les faces des agrégats.		Argilo-limoneux. Des taches blanches, par endroit, sur les faces des agrégats.		Argilo-limoneux. présence des taches blanches sur les faces des agrégats.		
Couleurs en sec	2.5Y 5/1 gris.			2.5Y 7/2 légèrement gris.		2.5Y 6/1 gris.		2.5Y 3/1 gris très sombre.		
Teneur en eau (g g⁻¹)	0,36	0,52	0,61	0,55	0,64	0,67	0,70	0,66	0,62	0,72
Densité apparente (g cm⁻³)	1,15	1,00	0,82	0,85	0,78	0,88	0,81	0,83	0,98	0,81
Divers (racines, cailloux)	Présence des racines de dimension moyennes,			Très Peu de racines fines.		Pas des racines.				
Prélèvement à la tarière	n=7	n=7	n=7	n=7	n=7	n=7	n=7	n=7	n=7	n=7

Tableau 26a P3TCHIN : Caractéristiques physiques et morphologiques du profil P3TCHIN

P3TCHIN Profil 3 Tchingam	Horizon (cm)										
	0-10	10-20	20-30	30-40	40-50	50-60	60-70	70-80	80-90	90-100	
Consistance	Meuble, peu plastique et peu collant.		Peu compact, plastique et collant.								
Nappe										60	
Effervescence	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	
Description sommaire	Sablo-Argileux. quelques débris végétaux. Des taches blanches sur les faces des agrégats.		Sablo-Argileux. Par endroit des petits amas noirs de $\approx 1 - 2 \text{ mm}\phi$ dans la matrice argileuse, Quelques taches blanches, par endroit, sur les agrégats polyédriques.		Argilo-limoneux. Des petites amas noires et des taches rouille sur les faces des agrégats.		Argilo-limoneux. Des agrégats polyédriques et des taches rouille sur leurs faces.		Argilo-limoneux. Des agrégats polyédriques massifs, Par endroit des petits amas noirs adhérents sur les faces des agrégats.		Argilo-limoneux. Des petits agrégats polyédriques massifs.
Couleurs en sec	2.5Y 3/1 gris très sombre,		2.5Y 4/1 gris sombre,		2.5Y 4/1 gris sombre.		2.5Y 5/1 gris.		2.5Y 5/1 gris.		2.5Y 4/1 gris sombre en sec.
Teneur en eau (g g-1)	0,39	0,43	0,55	0,56	0,57	0,63	0,65	0,63	0,66	0,70	
Densité apparente (g cm-3)	0,97	0,93	0,82	0,85	0,78	0,82	0,81	0,83	0,88	0,81	
Divers (racines, cailloux)	Très Peu de racines fines.				Pas des racines.						
Prélèvement à la tarière	n=5	n=5	n=5	n=5	n=5	n=5	n=5	n=5	n=5	n=5	

Tableau 27a P1GUINI : Caractéristiques physiques et morphologiques du profil P1GUINI

P1GUINI Profil GUINI	Horizon (cm)									
	0-10	10-20	20-30	30-40	40-50	50-60	60-70	70-80	80-90	90-100
Consistance	Meuble, peu plastique et peu collant					Peu compact, plastique et collant				
Nappe							60			
Effervescence	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Description sommaire	Argilo-limoneux. des débris végétaux et des petites masses blanches de 6 - 7 mm ϕ .	Argilo-limoneux. taches de couleur blanche sur les faces des agrégats, Des débris végétaux	Argileux. Par endroit des amas de \approx 5mm ϕ de couleur jaune claire, Taches blanche sur les faces des agrégats, Des débris végétaux,	Argileux. Des taches de couleur rouille et blanche, par endroit, sur les faces des agrégats,	Argileux. Des polyèdres massifs, Pas de pores,	Argileux. Des polyèdres massifs, Par endroit des petits amas noirs de \approx 5mm ϕ adhérents sur les faces des agrégats,	Argileux. Des petites taches blanches et rouille sur les faces des agrégats polyédriques massifs,	Argileux. Des petites taches rouille sur les faces des agrégats polyédriques massifs,	Argileux. Des taches rouille, par endroit, sur les faces des agrégats polyédriques massifs,	Argileuse, Des agrégats polyédriques anguleux, massifs,
Couleurs en sec	2.5Y 3/1 gris très sombre	2.5Y 3/1 gris très sombre	2.5Y 4/1 gris sombre	2.5Y 4/1 gris sombre	2.5Y 4/1 gris sombre,	2.5Y 5/1 gris	2.5Y 5/1 gris	2.5Y 6/1 gris	2.5Y 6/1 gris	2.5Y 5/1 gris
Teneur en eau (g g⁻¹)	0,35	0,40	0,59	0,68	0,79	0,78	0,94	0,92	0,93	1,0
Densité apparente (g cm⁻³)	0,86	1,00	0,98	0,89	0,82	0,89	0,68	0,82	0,89	0,68
Divers (racines, cailloux)	Présence des racines de dimension moyennes			Peu de racines moyennes			Pas des racines.			
Prélèvement à la tarière	n=5	n=5	n=5	n=5	n=5	n=5	n=5	n=5	n=5	n=5

Tableau 28a P2GUINI : Caractéristiques physiques et morphologiques du profil P2GUINI

P2GUINI Profil2 GUINI	Horizon (cm)									
	0-10	10-20	20-30	30-40	40-50	50-70		70-80	80-90	90-100
Consistance	Meuble, peu plastique et peu collant					Plastique et peu collant				
Nappe						50				
Effervescence	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Description sommaire	Argilo-limoneux. Quelques débris des végétaux,	Argileux. bariolées de taches blanches sur les faces des agrégats,	Argileux. Quelques taches blanches sur les faces des agrégats polyédriques massifs	Argileux. Bariolées des taches blanches sur les agrégats polyédriques massifs,	Argileux. Des polyèdres massifs avec quelques taches rouges éparpillées, Pas de pores,	Argileux. Des efflorescences blanches sur les faces des polyèdres massifs,		Argileux. Quelques taches rouges jaunâtres sur les faces des agrégats polyédriques massifs,	Argileux. Des polyèdres massifs, Pas de pores,	Argileux. Des efflorescences blanches sur les faces des agrégats polyédriques,
Couleurs en sec	2.5Y 4/1 Gris sombre,	2.5Y 5/1 Gris,	2.5Y 3/1 Gris très sombre,	2.5Y 3/1 Gris très sombre,	2.5Y 4/1 Gris sombre,	2.5Y 5/1 Gris sombre,		2.5Y 6/1 Gris,	2.5Y 6/1 Gris,	2.5Y 5/2 Brun grisâtre,
Teneur en eau (g g-1)	0,53	0,64	0,69	0,75	0,65	0,66	0,69	0,67	0,73	0,83
Densité apparente (g cm⁻³)	0,86	0,90	0,96	0,97	0,93	1,04	0,89	0,93	1,04	0,89
Divers (racines, cailloux)	Peu de racines fines et grosses	Peu de racines moyennes				Très peu de racines moyennes				
Prélèvement à la tarière	n=5	n=5	n=5	n=5	n=5	n=5	n=5	n=5	n=5	n=5

Tableau 29a P3GUINI : Caractéristiques physiques et morphologiques du profil P3GUINI

P3GUINI Profil3 GUINI	Horizon (cm)										
	0-2	2-10	10-20	20-30	30-40	40-50	50-60	60-70	70-80	80-90	90-100
Consistance	Pulvérulente	Friable et non plastique	Peu compact, peu plastique et peu collant			Meuble, plastique et peu collant,					
Nappe										80	
Effervescence	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Description sommaire	Une fine couche de salant blanc poudreux et sec de 2 cm	Argilo-limoneux. Des taches blanches sous forme des amas de 2 - 3 mmφ et des petites amas noires arrondies de 1 - 4mmφ mélangées avec les petits agrégats polyédriques,	Argileux. Des taches en petits amas blancs et jaunes de 3 - 4 mmφ sur les faces des agrégats,	Argileux. Des petits amas noirs et blancs sur les faces des agrégats polyédriques,	Argileux. Des taches blanches et jaunes sous forme des amas en petits cristaux de 1mmφ sur les faces des agrégats, Par endroit des taches noires,	Argileux. Par endroit des petites taches noires, jaunes et des efflorescences blanches sous formes des petits cristaux sur les faces des agrégats,	Argileux. Des efflorescences saline blanches et jaunes sur les faces des agrégats massifs,	Argileux. Efflorescence saline blanche et par endroit des petites amas noires de 1 - 2mmφ incrustées sur les faces des agrégats polyédriques,	Argileux. Des petites amas noires de 1mmφ, Quelques taches blanches et jaunâtres sur les faces des agrégats polyédriques massifs,		
Couleurs en sec	2.5Y 8/1 blanc,	2.5Y 4/1 gris sombre,	2.5Y 4/1 Gris sombre,	2.5Y 5/1 Gris rougeâtre,	2.5Y 5/1 gris,	2.5Y 5/1 gris sombre,	2.5Y 5/1 gris sombre,	2.5Y 5/1 gris sombre,	2.5Y 5/1 gris,		
Teneur en eau (g g⁻¹)	nd	0,36	0,59	0,64	0,7	0,72	0,78	0,83	0,88	0,97	0,98
Densité apparente (g cm⁻³)	nd	1,08	1,09	0,92	0,87	0,91	0,75	0,79	0,91	0,75	0,79
Divers (racines, cailloux)	Pas de racines,	Très peu de racines moyennes				Pas des racines.					
Prélèvement à la tarière	n=1	n=5	n=5	n=5	n=5	n=5	n=5	n=5	n=5	n=5	n=5

Tableau 30a P4GUINI : Caractéristiques physiques et morphologiques du profil P4GUINI

P4GUINI Profil4 GUINI	Horizon (cm)									
	0-10	10-20	20-30	30-40	40-50	50-60	60-70	70-80	80-90	90-100
Consistance	Meuble, peu plastique et non collant,			Meuble, plastique et collant,						
Nappe									80	
Effervescence	nd	nd		nd		nd		nd		nd
Description sommaire	Argilo-limoneux. quelques débris des végétaux et des petites masses blanches sur les faces des agrégats polyédriques.	Argileux. petites taches blanches sur les faces des agrégats, Par endroit des taches rouille sur les polyèdres, Des petites masses rouille de 3 - 5mmφ		Argileux. Par endroit des taches blanches sur les faces des agrégats polyédriques durs,		Argileux. Des polyèdres massifs et durs, Pas de pores, Des taches blanches par endroit sur les agrégats,		Argileux. Des petites taches rouille et blanches sur les faces des agrégats polyédriques massifs,		Argileux. Des efflorescences blanches sur les polyèdres massifs,
Couleurs en sec	2.5Y 3/1 gris très Sombre,	2.5Y 3/1 gris très sombre,		2.5Y 5/1 gris,		2.5Y 3/1 gris très sombre,		2.5Y 5/1 gris,		2.5Y 5/1 gris,
Teneur en eau (g g ⁻¹)	0,18	0,39	0,57	0,57	0,61	0,65	0,68	0,69	0,79	0,87
Densité apparente (g cm ⁻³)	0,84	0,92	1,00	0,87	0,95	0,88	0,80	0,95	0,88	0,8
Divers (racines, cailloux)	Peu de racines fines.			Très Peu de racines fines.		Pas des racines.				
Prélèvement à la tarière	n=5	n=5	n=5	n=5	n=5	n=5	n=5	n=5	n=5	n=5

Tableau 31a P5GUINI : Caractéristiques physiques et morphologiques du profil P5GUINI

P5GUINI Profil5 GUINI	Horizon (cm)										
	0-10	10-20	20-30	30-40	40-50	50-60	60-70	70-80	80-90	90-100	
consistance	Meuble, non plastique et non collant,			Compact, plastique et peu collant,							
Nappe						60					
Effervescence	nd		nd			nd		nd		nd	
Description sommaire	Argilo-limoneux. Des taches blanches en petits amas, Par endroit des petites amas noires et des taches rouille sur les agrégats.		Argileux. Par endroit des taches blanches et des petits amas noirs de ≈ 2 mm ϕ sur les faces des agrégats.		Argileux. Des taches noires, rouille et blanches, par endroit, sur les faces des agrégats.		Argileux. Des petites taches blanches, par endroit, sur polyèdres massifs et durs, Pas de pores.		Argileux. Quelques efflorescences blanches sur les faces des agrégats polyédriques massifs et durs.		Argileux. Des taches rouille et jaunâtres, par endroit, sur les faces des agrégats polyédriques massifs et durs.
Couleurs en sec	2.5Y 3/1 gris très sombre,		2.5Y 4/1 gris sombre,		2.5Y 5/1 gris,		10YR 4/1 gris sombre,		2.5Y 4/1 gris sombre,		2.5Y 5/1 gris,
Teneur en eau (g g⁻¹)	0,60	0,59	0,62	0,64	0,66	0,68	0,67	0,63	0,71	0,87	
Densité apparente (g cm⁻³)	0,86	0,81	0,82	0,91	0,87	0,87	0,81	0,87	0,87	0,81	
Divers (racines, cailloux)	Peu de racines fines.		Très peu de racines fines								
Prélèvement à la tarière	n=5	n=5	n=5	n=5	n=5	n=5	n=5	n=5	n=5	n=5	

Tableau 32a P6GUINI : Caractéristiques physiques et morphologiques du profil P6GUINI

P6GUINI Profil5 GUINI	Horizon (cm)									
	0-10	10-20	20-30	30-40	40-50	50-60	60-70	70-80	80-90	90-100
Consistance	Meuble peu plastique et peu collant			Compact et plastique et collant						
Nappe						60				
Effervescence	nd		nd		nd			nd		nd
Description sommaire	Argilo-limoneux. Taches blanches en petits amas, Des petites amas noires arrondies et des taches rouille sur les faces des agrégats.	Argileux. Des petites taches blanches et noires de $\approx 2 - 3$ mm ϕ incrustés sur les parois des agrégats, Par endroit des petits amas rouilles de $\approx 3 - 4$ mm ϕ ,		Argileux. Des taches rouille sur les agrégats, Par endroit, des petites taches blanches et des amas noires de ≈ 1 mm ϕ incrustées sur les polyèdres,		Argileux. Petites taches noires sur les faces des agrégats, Quelques amas rouilles de $\approx 3 - 4$ mm ϕ ,		Argileux. Des amas rouilles de $\approx 3 - 6$ mm ϕ , Quelques petites taches noires et blanches sur les faces des agrégats,		Argileux. Des amas rouilles de $\approx 4 - 6$ mm ϕ adhérents sur les agrégats, Quelques masses blanches de ≈ 3 mm ϕ et des taches noires et blanches sur les faces des agrégats.
Couleurs en sec	2.5Y 3/1 gris très sombre,	2.5Y 4/1 gris sombre,		2.5Y 5/1 gris,		2.5Y 3/1 gris très sombre,		2.5Y 3/1 gris très sombre,		2.5Y 4/1 gris sombre,
Teneur en eau (g g ⁻¹)	0,36	0,48	0,62	0,75	0,70	0,83	0,72	0,76	0,89	0,90
Densité apparente (g cm ⁻³)	0,71	0,9	0,88	0,84	0,85	0,72	0,78	0,85	0,72	0,78
Divers (racines, cailloux)	Peu de racines fines.		Très Peu de racines fines.		Pas des racines.					
Prélèvement à la tarière	n=5	n=5	n=5	n=5	n=5	n=5	n=5	n=5	n=5	n=5

Tableau 33a P7GUINI : Caractéristiques physiques et morphologiques du profil P7GUINI

P7GUINI Profil7 GUINI	Horizon (cm)									
	0-10	10-20	20-30	30-40	40-50	50-60	60-70	70-80	80-90	90-100
Consistance	Meuble, peu plastique et non collant,				Peu compact, plastique et collant,					
Nappe							60			
Effervescence	nd		nd		nd			nd		nd
Description sommaire	Argilo-limoneux. Des amas blancs, des taches rouille sur les agrégats et des petits amas noirs de 1 - 3 mm ϕ sur les polyèdres,		Argilo-limoneux. Quelques petits amas noirs de 1 - 3 mm ϕ sur les polyèdres. Des amas légèrement rouille et blancs sur les agrégats.		Argileux. Par endroit, des efflorescences blanches, des taches noires et rouilles sur les agrégats polyédriques massifs.			Argileux. Des petites taches noires, blanches et rouille, par endroit, sur les faces des agrégats polyédriques massifs.		Argileux. Des petits amas noirs, Des petites taches noires et légèrement gris sur les faces des agrégats polyédriques massifs,
Couleurs en sec	2.5Y 3/1 gris très sombre,		2.5Y 4/1 gris sombre,		2.5Y 4/1 gris sombre,			2.5Y 6/1 gris,		2.5Y 5/1 gris,
Teneur en eau (g g⁻¹)	0,36	0,44	0,45	0,52	0,58	0,59	0,69	0,68	0,73	0,87
Densité apparente (g cm⁻³)	0,85	0,91	0,98	0,95	0,99	0,83	0,89	0,99	0,83	0,89
Divers (racines, pierres)	Peu de racines fines.		Très peu de racines fines.		Pas des racines. Des petits cailloux ocre de 0,5 - 1 mm ϕ à 80 cm,					
Prélèvement à la tarière	n=5	n=5	n=5	n=5	n=5	n=5	n=5	n=5	n=5	n=5

Tableau 34a P1GN : Caractéristiques physiques et morphologiques du profil de GUINI Nord (P1GN)

P1GN Profil Guini Nord	Horizon (cm)										
	0-10	10-20	20-30	30-40	40-50	50-60	60-70	70-80	80-90	90-100	
Consistance	Meuble, non plastique et non collant					Peu compact, plastique et peu collant,					
Nappe										100	
Effervescence	Forte effervescence généralisée,			Très faible effervescence dans la matrice.						Pas d'effervescence.	
Description sommaire	Argilo-limoneux. Quelques petites taches ocre sur les faces des agrégats,					Argileux. Des petits fragments polyédriques, durs, quelques taches rouille sur les faces des agrégats,			Argileux. Des agrégats polyédriques fragmentés avec quelques taches par endroit sur leurs faces,		
Couleurs en sec	2.5Y 6/1 gris,					2.5Y 6/2 gris légèrement brun,			2.5Y 7/3 jaune pâle,		
Teneur en eau (g g ⁻¹)	0,36	0,34	0,29	0,35	0,46	0,52	0,54	0,61	0,62	0,56	
Densité apparente (g cm ⁻³)	1,02	1,12	1,30	1,31	1,17	1,04	1,03	0,95	1,03	1,31	
Divers (racines, cailloux)	Présence des racines de dimension moyennes				Peu de racines fines.	Pas des racines.					
Prélèvement à la tarière	n=7	n=7	n=7	n=7	n=7	n=7	n=7	n=7	n=7	n=7	

Tableau 35a P2GN : Caractéristiques physiques et morphologiques du profil de GUINI Nord1 (P2GN)

P2GN Profil2 Guini Nord	Horizon (cm)									
	0-10	10-20	20-30	30-40	40-50	50-60	60-70	70-80	80-90	90-100
Consistance	Meuble, peu plastique et peu collant,				Peu compact, plastique et peu collant,					
Nappe										100
Effervescence	Très faible effervescence dans la matrice,						Effervescence moyenne généralisée.		Pas d'effervescence.	
Description sommaire	Argilo-limoneux. Quelques taches blanches en petits amas et par endroit des taches rouille sur les agrégats.		Argilo-limoneux. Par endroit des taches blanches et des petits amas noirs de ≈ 2 mm ϕ sur les faces des agrégats.		Argilo-limoneux. Des petites taches blanches, par endroit, sur les agrégats polyédriques,		Argileux. Quelques efflorescences blanches sur les faces des agrégats polyédriques.		Argileux. Des taches rouille et jaunâtres, par endroit, sur les faces des agrégats polyédriques massifs.	Argileux. Des agrégats polyédriques fragmentés avec quelques taches rouille par endroit sur leurs faces.
Couleurs en sec	2.5Y 3/1 gris très sombre,		2.5Y 4/1 gris sombre,		2.5Y 5/1 gris,		2.5Y 6/2 gris légèrement brun,		2.5Y 5/1 gris,	2.5Y 7/3 jaune pâle,
Teneur en eau (g g⁻¹)	0,33	0,34	0,38	0,43	0,46	0,48	0,42	0,52	0,58	0,60
Densité apparente (g cm⁻³)	0,83	1,12	1,10	0,93	0,94	0,79	0,90	0,94	0,79	0,90
Divers (racines, cailloux)	Peu de racines fines.				Très peu de racines fines.			Pas des racines.		
Prélèvement à la tarière	n=7	n=7	n=7	n=7	n=7	n=7	n=7	n=7	n=7	n=7

Tableau 36a PGS1 : Caractéristiques physiques et morphologiques du profil de GUINI Sud1 (PGS1)

PGS1 Profil Guini Sud1	Horizon (cm)									
	0-10	10-20	20-30	30-40	40-50	50-60	60-70	70-80	80-90	90-100
Consistance	Meuble, peu plastique et peu collant,						Peu compact, plastique et collant,			
Nappe										90
Effervescence	Forte effervescence généralisée,									
Description sommaire	Argilo-limoneux. Quelques taches blanches en petits amas et par endroit des taches rouille sur les agrégats,	Argilo-limoneux. Par endroit des taches blanches et des petits amas noirs de ≈ 2 mm ϕ sur les faces des agrégats,	Argilo-limoneux. Des petites taches blanches, par endroit, sur les agrégats polyédriques,	Argileux. Quelques efflorescences blanches sur les faces des agrégats polyédriques,	Argileux. Des taches rouille et jaunâtres, par endroit, sur les faces des agrégats polyédriques massifs et durs,					
Couleurs en sec	2.5Y 3/1 gris très sombre,	2.5Y 4/1 gris sombre,	2.5Y 5/1 gris,	2.5Y 6/2 gris légèrement brun,	2.5Y 5/1 gris,					
Teneur en eau (g g^{-1})	0,27	0,37	0,44	0,54	0,65	0,64	0,66	0,67	0,66	0,70
Densité apparente (g cm^{-3})	0,8	0,83	0,86	0,87	0,90	0,88	0,87	0,90	0,88	0,87
Divers (racines, cailloux)	Peu de racines fines.			Très peu de racines fines.			Pas des racines.			
Prélèvement à la tarière	n=7	n=7	n=7	n=7	n=7	n=7	n=7	n=7	n=7	n=7

Titre : Matière organique et stockage de carbone dans les sols de polders de Bol nord-est du lac Tchad dans le contexte de changements globaux en milieu semi-aride.

Mots clés : matière organique des sols, carbone organique, carbone inorganique, Tchad, Polders de Bol, sédiment, pyrolyse Rok-Eval, géochimie organique.

Résumé : En régions arides et semi-arides, la gestion du carbone (C) du sol est inséparable des contraintes thermo-hydriques. Le concept de la séquestration du C pour ces régions est encore trop peu connu ou compris, en raison du manque des données expérimentales.

Avant de pouvoir effectuer un bilan C à l'échelle des profils de sols et du paysage interdunaire, l'évaluation du stock de C du sol est nécessaire ainsi que la caractérisation de sa stabilité. L'étude a été conduite sur les sites des polders de Bol, nord-est du lac Tchad. Une chronoséquence par « approche synchronique » a été choisie selon les différents âges de polderisation et de mise en culture ; les sites sélectionnés t_0 , t_{10} , t_{60} , t_{62} et à t_{65} correspondent à un historique de 0 à 65 ans. Le t_0 représente le site de référence de sédiment récent. Les sols étudiés sont chimiquement fertiles ; ils se différencient sur les formations quaternaires anciennes de la cuvette tchadienne. Ce sont des sols d'apports alluviaux, hydromorphes, localement salés, cultivés de manière intensive. Dans ce dispositif, 36 profils pédologiques ont été creusés et décrits, y compris 3 profils dans la zone alluviale t_0 . Les sols ont été échantillonnés de la surface jusqu'à 1 m de profondeur, par incréments de 0,1 m.

Les stocks de C organique (COS) (0-1 m) se différencient selon les traitements: à t_0 $200 \pm 0,8$; t_{10} $241 \pm 0,9$;

t_{60} 183 ± 34 ; t_{62} $174 \pm 0,3$ et à t_{65} $189 \pm 1,1$ MgC ha⁻¹ ($P=0,004$) ; les stocks de C inorganiques (CIS) pour la même profondeur sont négligeables et varient de façon significative entre traitements ($P = 0,03$) de 1 pour t_0 à 6 MgC ha⁻¹ pour t_{65} représentant environ 5 % de stocks de COS. Pour la couche de sol 0-0,3 m, les stocks de COS exprimés en masse de sol varient en moyenne de 53 à 64 MgC ha⁻¹ entre t_{65} à t_0 avec un taux de perte moyenne annuelle de $-0,17$ MgC ha⁻¹ an⁻¹. L'analyse par pyrolyse Rock-Eval confirme le caractère hérité de la matière organique de l'écosystème lacustre. Dans la couche de surface des sols (0-0,4 m), le caractère résistant de cette matière organique a également été révélé par des valeurs élevées observées des stocks de carbone résistant (ResC), entre $62,6 \pm 13,8$ et $79,9 \pm 5,8$ Mg C ha⁻¹ de t_0 à t_{65} par rapport à celles de carbone labile (LabC), plus faibles. Le compartiment résistant représente de 17 à 23 % du stock total de C. La relation entre l'acquisition des propriétés des sols suite à la polderisation a été discutée au regard de la caractérisation physique des sols et de la nature de la matière organique. Après plus d'un demi-siècle de mise en polderisation, les stocks de COS ont présenté un caractère relativement stable et résistant à la biodégradation dans ce contexte semi-aride.

Title : Organic matter and carbon storage in Bol polders soils, northeast of Lake Chad, and global change context in semiarid environment.

Keywords : soil organic matter, organic carbon, inorganic carbon, marshland, Rok-Eval pyrolysis, organic geochemistry.

Abstract : In arid and semi-arid areas, soil carbon management is strongly linked with water and temperature constraints. Due to the lack of data, the concept of carbon sequestration in these regions is still poorly known or understood.

To perform a carbon balance, soil carbon stocks must be measured and their stability examined. The study has been carried out in the polders of Bol, northeast of the Lake Chad. A chronosequence was chosen (synchronic approach), examining the different ages of polderisation/cultivation from 0 to 65 years, noted as t_0 , t_{10} , t_{60} , t_{62} , t_{65} . The t_0 represents the reference site in the marsh. The studied soils are chemically fertile; they are developed on older Quaternary formations of the Chad basin. Soils are alluvial, hydromorphic, locally saline, submitted to intensive cultivation. Soil profiles (36) were described, including 3 profiles in the alluvial area t_0 . The soils were sampled from the surface down to 1 m depth, with 0.1 m increment.

Organic carbon stocks (SOC) (0-1 m) differ between situations from $200 \pm 0,8$, $241 \pm 0,9$, 183 ± 34 , $174 \pm 0,3$ and $189 \pm 1,1$ MgC ha⁻¹ ($P = 0.004$) in t_0 , t_{10} , t_{60} , t_{62} and

t_{65} respectively. The stocks of inorganic carbon (SIC) for the same depth were negligible and varied significantly ($P = 0.03$) from 1 at t_0 to 6 Mg C ha⁻¹ in t_{65} representing approximately 5 % of SOC stocks. SOC stocks in the topsoil (0-0.3 m) expressed for soil equivalent masses varied from 64 (t_0) to 53 Mg C ha⁻¹ (t_{65}). The annual loss rate of SOC after polderization was -0.17 Mg C ha⁻¹ yr⁻¹. The Rock-Eval pyrolysis confirmed the inherited character of the organic matter in these lacustrine environments. In soil surface layers (0-0.4 m), the organic matter resistance to degradation was revealed by the high values carbon stocks in resistant pool (ResC), between 62.6 ± 13.8 and 79.9 ± 5.8 Mg C ha⁻¹ from t_0 to t_{65} compared to lower values in the pool (LabC), this latter compartment varied from 17 to 23 % of the total stock. The relationship between the acquisition of soil properties following the polderisation was discussed regarding to the soil physical characterization and the nature of the organic matter as revealed by pyrolysis. After more than half a century of polderisation and cultivation, organic carbon stocks were relatively stable and may resist to biodegradation in the this semi-arid region.