

REPUBLIQUE ALGERIENNE DEMOCRATIQUE ET POPULAIRE
MINISTRE DE L'ENSEIGNEMENT SUPERIEUR ET DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE



UNIVERSITE BATNA1
INSTITUT DES SCIENCES VETERINAIRES
ET DES SCIENCES AGRONOMIQUES



THESE

Pour l'obtention du diplôme de

DOCTORAT EN SCIENCES

Filière

Sciences Agronomiques

Option

Sciences des Sols.

Présentée Par:

BOUNOUARA ZOHRA

THEME

Origine et évolution de la matière organique dans les sols des zones subhumides (Cas de la région de SKIKDA - ALGERIE)

JURY Grade et Université

Président : Oudjih Bachir

Prof. Université de Batna 1

Rapporteur : Bensaid Rabah

Prof. Université de Skikda

Examineur : Kribaa Mohamed

Prof. Université d'Oum El Bouagui

Examineur : Hamdi Aissa Baelhadj

Prof. Université d'Ouargla

Examineur : Sbih Mahtali

MCA Université de Batna 1

Examineur : Abdessalem Salah

MCA Université de Batna 1

ANNEE UNIVERSITAIRE : 2017-2018

Remerciement

Je remercie tout d'abord, DIEU TOUT PUISSANT ET MISERICORDIEUX de m'avoir donné la force, la volonté, la patience et le courage pour achever ce travail scientifique. MERCI DIEU.

Je remercie sincèrement Mr. le professeur Bensaïd Rabah qui m'a encadré et aidé à mener à terme cette thèse, par son expérience et son apport scientifique.

Je remercie vivement les membres du jury ayant accepté de consacrer leur temps à l'évaluation de cette thèse malgré le créneau difficile. Merci donc au:

Président : Oudjih Bachir. Prof. Université de Batna 1
Examinateur : Kribaa Mohamed . Prof. Université d'Oum El Bouagui
Examinateur : Hamdi Aissa Baelhadj . Prof. Université d'Ouargla
Examinateur : Sbih Mahtali. MCA Université de Batna 1
Examinateur : Abdessalem Salah. MCA Université de Batna 1

Je remercie le ministère Algérien de l'enseignement supérieur et de la recherche scientifique pour le financement de mes stages et les travaux de thèse en France.

Je tiens à remercier infiniment Tiphaine Chevallier, Martial Bernoux et Balesdent Jerome, HDR à l'UMR Eco & Sols Montpellier et INRA de Aix en provence (France) de m'avoir donné l'occasion pour s'adhérer au sein de laboratoire, merci pour les orientations et l'aide. Je remercie ainsi tous les membres de l'unité de recherche Eco & Sols, chercheurs, techniciens et administrateurs, en particulier Jean Luc chotte (Directeur de l'unité) de m'avoir accueilli au laboratoire. Merci à Joele Toucet pour l'aide au laboratoire, et pour le soutien moral. Merci à Didier Blavet pour les corrections et les orientations scientifiques.

Et un grand merci à Ms. Halitim O., Messadi H. et Chioukh S., Professeurs à l'université de Batna, pour m'avoir appris les grandes bases de la Science des sols. Merci infiniment au professeur Daoud, Professeur à l'université de skikda pour les corrections de langue.

Je n'oublie pas de remercier les étudiants, de fin cycle à l'université de Skikda, avec qui j'ai prospecté le terrain et j'ai décrit les sols, durant les différentes sorties d'études.

Merci pour tous les amis (es) qui étaient là pour m'aider durant les moments difficiles, qu'ils trouvent ici mes sincères remerciements et toute ma reconnaissance. Merci à Mustapha, Zoubeir, Nacera, Nadia, Warda, Habiba, Ines, Said, Noureddine, Nour, Fatima, Mohamed, Samia, Ghilès, sans oublier mes amis de laboratoire Eco & Sols de Montpellier : Kittima, Adoum, Remi, Kinji, Fan, Lionel, Sandra, Irina, Vola.

Un remerciement tout particulier à ma famille, spécialement ma mère, pour son soutien, malgré que je n'étais pas toujours disponible avec eux. Enfin, je tiens également à remercier toutes les personnes qui ont participé de près ou de loin à la réalisation de ce travail.

Abstract

Soil organic matter (SOM) is closely related to organic carbon. It is a key factor in the global carbon cycle (C). Indeed deep soil carbon (>30 cm) is the primary pool of soil organic carbon (SOC). However, deep SOC is often not included in carbon inventories or management strategies, particularly in North-Africa. Information on the variation of deep soil organic carbon stock in comparison with surface carbon relative to topography, type soil and land use is scarce, especially in Algeria city.

In this thesis, we aimed to (i) quantify SOC contents and stocks, (ii) to know soil organic matter forms, origin and dynamic's, in mediterranean climate, (iii) to determine the distribution and the main factors governing SOC stock in Skikda province (Zeramna and Saf-Saf valley), in sub (> 30 cm) and topsoil (< 30 cm).

For this study, two approaches were followed, toposequentiel and chrono-spatial (diachronic and spatial) study. The storage SOC and organic matter (SOM) was characterized by SOC content, carbon stocks, particle size distribution and mineralization potential. Both approaches showed that there is a high variability in SOC stocks in the region. Several factors are able to affect the SOC stock: topography, soil type and land use. However, soil type appears to be the major determinant.

For the first approach, the total SOC stocks along a representative toposequence in Zeramna valley (El Hadaiek), varied significantly with respect to the topographical position (Summit of toposequence occupied by cork oak, and eucalyptus, piedmont occupied by olive, and plain occupied by citrus grove). Variation of total SOC stock in subsoil (30- 100 cm) was found in an increasing gradient from summit of toposequence to alluvial plain. However, in top 30 cm, SOC stock decreases along the toposequence.

The amount and the dynamics of the deep SOC depended on the topographical position. In the mountain soils, most of the SOC stock ($65.526 \text{ tC ha}^{-1}$) was in the topsoil (0-30 cm) and associated with the >50 μm fractions (plant materials origin), whereas in Mollisol of alluvial plain soils, most of the SOC stock (100 t C ha^{-1}) was accumulated in subsoil (30-100 cm) and associated with the <20 μm fractions (mineral fractions), or, more than 60%, of the total SOC stocks (refer to 1 m depth) were stored in subsoil (30-100 cm) to alluvial plain (Mollisol, occupied by citrus grove). These soils do not yet reach their saturation in C according to Hassink's hypothesis. SOC in the subsoil contributed to SOC potential of mineralization and should not be underestimated, especially in the alluvial cultivated plains.

On a regional scale, the study of the SOC stocks evolution in Skikda province, using a diachronic and spatial approaches, show the variation and an increase in SOC stocks, over time, in alluvial plain (occupied generally by citrus grove for more than 60 years), and an enrichment of this soil with organic carbon. This is due to alluvial processes, erosion and runoff of mountain soils and sedimentation. This increase is probably also due to agricultural practices (abandonment of land invaded by herbaceous plants, biochar production and deep plowing).

In south of Skikda and upstream of the Saf-Saf wadi, clayey soil (Vertisols) is well developed. These soils have the great capacity to storage SOC by their clayey texture with $157.09 \text{ tC ha}^{-1}$ at 60 cm indepth.

Depth studies are need on these soils, Mollisols and clayey soil (Vertisols) that represent a real carbon sink. It seems imperative to protect them in order to increase or maintain their C stocks using suitable agricultural practices.

Key words: soil organic matter, particle-size fractionation, SOM mineralization, carbon storage, deep soil carbon, mediterranean climate.

Résumé

La matière organique du sol (MOS) est un facteur clé du cycle du carbone (C) mondial. En effet, le carbone profond du sol (> 30 cm) est le principal réservoir de carbone organique du sol (SOC). Cependant, ce carbone n'est pas souvent inclus dans les inventaires de carbone ou les stratégies de gestion, spécialement en Afrique du Nord. Les informations sur la variation de stock du COS profond par rapport au celui de surface en relation avec la topographie, au type de sol et son mode d'usage sont rares, en particulier en Algérie.

Dans cette thèse, les principaux objectifs sont ; (i) de quantifier les teneurs et les stocks organiques, (ii) de connaître l'origine, la nature (forme) de la MOS et suivre sa dynamique dans les sols sous climat méditerranéen, (iii) de suivre l'évolution des stocks organiques, et déterminer les principales causes influençant, à savoir la topographie, type du sol et son mode d'usage dans la région de Skikda (Vallées de Zeramna et Saf Saf) en surface (< 30 cm) et en profondeur (> 30 cm).

L'étude s'est appuyée sur l'exploitation d'une approche toposéquentielle et une approche chrono-spatiale (diachronique et spatiale). Le stockage en COS et la matière organique du sol (MOS) ont été caractérisés par la teneur en COS, les stocks de carbone, la distribution granulométrique et la minéralisation potentielle. Les deux approches ont montré qu'il existe une forte variabilité des stocks du COS dans la région. Elles ont mis en évidence que plusieurs facteurs sont en mesure d'affecter le stock du COS : la topographie, le type de sol et son mode d'usage. Cependant, le type de sol paraît comme étant le déterminant majeur.

Pour l'approche toposéquentielle, au long de la toposéquence de la vallée de Zeramna (El hadaiek), le stock du COS varie significativement avec la position topographique (Mi-montagne occupé par des chênes et des reboitements d'eucalyptus, piémont occupé par des oliviers et plaine occupée par des vergers d'agrumes). Une inversion du gradient « amont-aval » des stocks de carbone, entre les horizons de surface (< 30 cm) et les horizons de profondeur (> 30 cm) est à noter. En surface, le stock de COS diminue de l'amont vers l'aval de la toposéquence avec des teneurs élevées en COS dans la montagne, Inceptisols occupés par des maquis ($65.526 \text{ tC ha}^{-1}$) qui deviennent plus faibles dans la plaine alluviale. Cependant, pour les horizons de profondeur, voire le premier mètre (1 m), le stock de COS varie tout au long de la toposéquence, et accroît de l'amont vers l'aval de la toposéquence, et enregistre les stocks les plus élevée ($159 \pm 2.36 \text{ tC ha}^{-1}$) dans la plaine alluviale, Mollisols occupés par des vergers d'arboriculture. Le COS représente ainsi 100 t C ha^{-1} en 30- 100 cm de profondeur, soit, plus de 60 % C par rapport au stock total d'un mètre de sol.

Le fractionnement de la MOS montre que le carbone organique des horizons de surface est sous forme particulaire, il s'accumule principalement dans la fraction > 50 μm , un indicateur des apports récents de C d'origine végétal (litières) facilement minéralisable. Cependant, le carbone organique s'accumule dans la fraction <20 μm (fraction minéral), dans les horizons

de profondeur. Ces sols n'atteignent pas encore leur saturation en C selon l'hypothèse de Hassink.

La minéralisation potentielle des stocks de carbone des sols est de l'ordre de 2gC 100 gC sol (2%). En effet, l'analyse de minéralisation du carbone organique sur tout le profil montre que, sur un (01) mètre de profondeur, le stock de COS potentiellement minéralisable est important dans les sols cultivés de la plaine alluviale. Ces sols alluviaux représentent donc un véritable puits de carbone potentiellement minéralisable.

A l'échelle régionale, l'étude de l'évolution des stocks du COS, au moyen d'une approche diachronique et spatiale a fait montrer une grande variation et un accroissement des stocks du COS au cours du temps, aboutissant à un enrichissement des sols de la plaine alluviale en carbone. Cela est dû aux phénomènes d'alluvionnement et aux processus d'érosion et de ruissellement des sols de montagne (qui ont subi une diminution en COS), responsables du transport de la MOS des versants vers la plaine alluviale, occupée généralement par des vergers d'agrumes depuis plus de 60 ans environ. Cette augmentation est due aussi, probablement, aux pratiques agricoles de brûlure des branches des arbres pour produire du charbon de bois, le délaissement des terres envahis par des espèces herbeuses et le labour profond. L'augmentation des stocks en C peut être endossée, également, à une maturation des sols alluviaux. Sur un autre plan, les terres battues, en raison des nombreuses constructions, ont été appauvries de façon remarquable, ce qui fait diminuer leur valeur agronomique.

En allant vers le sud de Skikda et l'amont de l'oued Saf-Saf, les Vertisols sont bien développés (Tirs), destinées généralement aux cultures maraîchères et céréalières. Ces sols ont la capacité de stocker plus de carbone, plus long en profondeur, par leur texture argileuse avec un maximum de stock du COS ($157.09 \text{ tC ha}^{-1}$), et ce sur 0- 60 cm de profondeur seulement.

Des études approfondies sont nécessaires sur les Mollisols et les Vertisols (Tirs) de la région qui représentent un véritable réservoir et puits de carbone. Il semble impératif de les protéger afin d'augmenter leurs capacités de stockage du carbone organique ou, du moins, de le préserver en faisant recours aux cultures et pratiques agricoles convenables.

Mots clés : matière organique des sols, fractionnement granulométrique, minéralisation de la MOS, stockage de carbone, carbone profond, climat méditerranéen.

Table des matières

Remerciement	
Résumé	
Abstract	
Table des matières	
Introduction générale.....	1
Problématique et questions de recherches.....	1
1^{ère} partie : Etat des connaissances et méthodologie de travail.....	5
Chapitre I : Synthèse bibliographique sur les réserves organiques des sols.....	5
1. Matière organique et carbone organique des sols	5
1.1 Définition et concepts généraux.....	5
1.2 Rôle et fonction des matières organiques dans le sol.....	5
1.3 Origine et nature (forme) des constituants organique du sol –Le fractionnement granulométrique de la matiere organique des sols (MOS).....	7
1.4. La matière organique du sol - genèse et évolution.....	10
2. Cycle du carbone.....	11
3. Notion de stockage de carbone dans les sols – place des sols dans le cycle du carbone.	12
4. Processus de stabilisation de la MOS - Les nouveaux concepts.....	14
5. Facteurs affectants le stock organique et son temps de résidence dans les sols.....	18
5.1 Le climat.....	18
5.2 Le type et propriétés des sols.....	18
5.3 La topographie.....	19
5.4 L'érosion des sols.....	20
5.5 Le mode d'occupation et gestion des sols.....	21
6. Mécanismes du stockage de carbone dans les sols.	22
Chapitre II: Présentation de la région d'étude et le milieu physique.....	24
1. Présentation de la région de Skikda et la zone d'étude.....	24
2. Le milieu physique.....	26
2.1 Le climat.....	26
2.2 L'Hydrographie.....	32
2.3 La géomorphologie.....	32
2.4 La géologie.....	34
2.5 Les sols.....	37
2.6 La végétation naturelle et les cultures.....	40
Conclusion.....	43
Chapitre III : Méthodologie générale.....	44
1. Choix de la zone d'étude.....	44
2. Méthodologie de travail.....	44
2.1 Approche toposéquentielle des sols et du carbone organique de la vallée de Zeramna (El Hadaiek, Skikda).....	44
2.2 Approche chronoséquentielle (diachronique) et spatiale de la variation du stock organique des sols dans la région de Skikda.....	47
3. Analyse physique et chimique des sols.....	47
4. Mesure des stocks des carbones dans les sols.....	48
5. Mesure des stocks totaux de COS des couches 0-30 cm, 0-60 cm et 0-100 cm.....	48
2^{ème} partie - Approche toposéquentielle des sols et du carbone organique de la vallée de Zeramna (El Hadaiek, Skikda).	51

Chapitre IV : Etude de l'organisation des sols et de la variabilité verticale de leur carbone organique au long de la toposéquence	51
1. Introduction.....	51
2. Matériel et méthodes	53
2.1 Le site expérimental.....	53
2.2 Description et échantillonnage des sols de la toposéquence.....	56
2.3 Occupation du sol selon les profils.....	56
2.4 Analyse physique et chimique des profils de sols.....	57
2.5 Calculs des stocks de carbone.....	57
2.6 Analyse statistique.....	57
3. Résultats.....	57
3.1 Caractéristiques et classification des sols et de leur couvert végétal au long de la toposéquence.....	57
3.2 Variation toposéquentielle des teneurs en carbone organique (COS) et leur relation avec les caractéristiques des sols.....	61
3.3 Variation des stocks organiques dans les horizons de surface et de profondeur.....	66
4. Discussion.....	70
4.1 Caractéristiques et classification des sols au long de la toposéquence.....	70
4.2 Variation des teneurs en carbone organique au long de la toposéquence.....	71
4.3 Variation des stocks organique des sols au long de la toposéquence.....	72
5. Conclusions.....	73
Chapitre V : Variation et dynamique du Carbone organique en profondeur et en surface des sols de la toposéquence (Nature et forme du carbone organique).....	75
1. Introduction.....	75
2. Matériel et Méthodes.....	76
2. 1. Site expérimental	76
2. 2. Caractérisation des sols et échantillonnage	77
2. 3. Fractionnement granulométrique de la matière organique du sol.....	79
2. 4. Calcul des stocks de C des sols.....	79
2. 5. Carbone organique minéralisable en 28 jours.....	80
2. 6. Traitement et analyse des données.....	80
3. Résultats.....	81
3. 1. Teneurs en carbone total des horizons de profondeur et de surface des sols le long de la toposéquence.....	81
3. 2. Stocks de carbone total des horizons de profondeur et de surface des sols le long de la toposéquence.....	82
3. 3. Répartition du carbone dans les fractions granulométriques des sols des horizons de profondeur H2 et de surface H1.....	82
3. 4. Carbone des sols minéralisable en 28 jours.....	88
4. Discussion.....	89
4. 1. Teneur et stock de carbone dans les horizons de profondeur et de surface.....	89
4. 2. Formes et nature du C organique du sol en profondeur et en surface.....	90
4.3. Carbone minéralisable des sols en 28 jours.....	93
5. Conclusion.....	95
3^{ème} partie - Approche chronoséquentielle et spatiale du stock de carbone organique dans la région de Skikda.....	96
Chapitre VI - Variation diachronique et spatiale du stock de COS dans la région de Skikda.....	96
1. Introduction.....	96
2. Matériel et méthodes.....	97

2.1 Le site.	97
2.2 Echantillonnage et collecte des données.	98
2.3 Mesure des stocks des carbones dans les sols.	105
3. Résultats.	108
3.1 Variation diachronique de stock de carbone dans les parcelles qui n'ont pas subi un changement d'usage des terres.	108
3.2 Variation diachronique de stock de C dans les parcelles qui ont subi un changement d'usage des terres.	110
3.3 Variation spatiale des stocks organiques dans la région de Skikda	113
4. Discussion.	114
4.2 Variation spatiale des stocks organiques dans la région de Skikda	116
5. Conclusion.....	116
Discussion générale	118
Conclusion générale et perspectives.	122
Références bibliographiques	125
Annexes	133

Introduction générale

Problématique et questions de recherches.

La matière organique du sol (MOS) est étroitement liée au carbone organique, elle est composée en moyenne de 58% de carbone organique (Stevenson 1994). La MOS est un facteur clé du cycle du carbone (C) mondial (Paustian et al., 1997). Lorsqu'on parle de carbone organique du sol, on parle en fait de matières organiques du sol (Cardinal, 2015). L'étude de la dynamique de cet élément dans le système sol-plante-atmosphère revêt un regain d'intérêt pour la communauté scientifique. Cet intérêt renvoie à deux enjeux majeurs, l'un de nature globale, concerne le changement climatique et l'autre de dimension locale, est relatif à la fertilité des sols (Ndiaye et al., 2014). La matière organique provient des organes et d'organismes morts, végétaux pour la plupart, de déjections animales, d'exsudats des racines ou « rhizodépôts » et d'organismes vivants. Toute cette matière organique subit des biotransformations dans le sol qui s'étalent de la biodégradation jusqu'à la minéralisation. Cette dernière restitue le carbone à l'atmosphère sous forme de CO₂ ou CH₄ (des gaz à effet de serre). L'ensemble des composés organiques réside dans le sol pendant une durée moyenne de quelques décennies mais peut, néanmoins, aller de quelques heures à plusieurs millénaires. Le temps de résidence du carbone dans le sol dépend de la composition de la matière organique et des conditions locales (température, humidité, aération...). Il est plus long par l'association de la matière organique avec des particules minérales du sol (les argiles en particulier) dont le rôle est une protection physique et physicochimique de la MOS vis-à-vis de l'action des microorganismes décomposeurs. Le carbone est donc stocké de manière temporaire dans les sols (Chenu, 2014). L'évolution de ce stock organique dans les sols résulte de l'équilibre entre les apports organiques au sol et la vitesse de minéralisation (Chenu, 2014). En effet, le stock de carbone organique est un indicateur de quantité de carbone, en le multipliant par la masse de terre fine en fonction de la teneur en éléments grossiers, de l'épaisseur de sol et de la densité apparente (Vignot, 2012).

La quantité de carbone organique, stockée dans les sols du monde, est considérable. Son rôle de compensation des pertes dues aux émissions de gaz à effet de serre est important. Ces stocks de carbone organique du sol représentent, dans le premier mètre, environ de 1500-2000 Gt (Gt : Giga tonnes de carbone, avec 1Gt=10⁹ t) contre 650 Gt (C) pour la végétation et 760 Gt (C) dans l'atmosphère, (Batjes, 1996 ; IPCC, 2007). 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 Carbone (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 (Abgassi, 2016).

L'évaluation des stocks de C des sols et leur caractérisation temporelle s'avère essentielle (Bayer et al., 2006; Cerri et al., 2004). Car, le carbone organique (C) des sols se minéralise à des vitesses variables qui dépendent de nombreux facteurs, en particulier du type de sol, de son mode d'occupation et de sa gestion. Dans le contexte méditerranéen et mondiale, l'importance de la matière organique est reconnue (Abiven et al., 2009; Annabi et al., 2009 ; Arrouays et al., 1995; Balesdent, 1996; Balesdent et al., 2000; Ben Hassine et al., 2008; Boix-Fayos et al., 2009; Brahim et al., 2011 ; Chen et al., 2014; Chenu, 1993; Chenu and Plante, 2006; Dignac et al., 2005; Martinez-Mena et al., 2008; Poirier et al., 2000; Virto et al., 2012). Cependant, les connaissances demeurent incomplètes quant aux mécanismes qui régissent son évolution.

Dans la situation des sols Algériens, les recherches menées sur les matières organiques et leur évolution en fonction des facteurs écologiques sont encore rares et ne concernent souvent que des caractérisations préliminaires (Bensid 2015; Dellal et Halitim, 1994). Or, depuis quelques années l'attention s'est portée sur le carbone des horizons plus profond (Kay and VandenBygaart, 2002 ; Kramer et al., 2013 ; Mathieu et al., 2015 ;Rasse et al., 2006; Rovira and Vallejo, 2002 ; Wu et al., 2014). Un intérêt, souvent négligé par toutes les approches courantes de la fertilité des sols. Pourtant, ce carbone profond peut contribuer en partie à la fertilité des sols pour l'agriculture via la minéralisation d'éléments nutritifs. Dans la mesure où ce « carbone profond » du sol (>30 cm) représente un grand apport dans les sols. Sa dynamique en profondeur reste mal comprise (Mathieu et al. 2015; Rasse et al. 2006), sa répartition dans le paysage et ses formes doivent être mieux appréhendées pour apprécier son évolution.

Le présent travail fait un point sur la variation et la dynamique du COS, sur son origine, sa nature (forme) et les causes possibles de l'évolution des stocks organiques, en surface et en profondeur, sous climat méditerranéen subhumide. Cette contribution s'applique au cas de la région de Skikda, Nord-Est de l'Algérie, où l'ancienneté et la raréfaction des travaux est à relever (Jaubert, 1971 ; Bensaid, 1986 ; Belaïssaoui, 2004). La zone a une géomorphologie différenciée, montagnes, piémonts, terrasses alluviales. Ces derniers occupent de grandes étendues avec la formation de dépôts récents des matériaux apportés par les eaux donnant naissance à des sols alluviaux (Bensaid, 1986 ; Belaïssaoui, 2004).

Les principales questions de recherches posées dans cette thèse sont :

- Quelles sont les teneurs et les stocks organiques des sols de la région, en surface et en profondeur ?
- Quelle est l'origine et la nature (forme) de la matière organique des sols?
- Quels sont les causes possibles d'évolution des stocks organiques en surface et en profondeur des sols sous climat méditerranéen subhumide ?

L'approche méthodologique, pour la compréhension et l'explication de ces points repose sur les éléments de réponses relatifs aux questions suivantes :

- La topographie, les différents types de sol, l'occupation des sols et sa gestion modifient-ils les stocks et les formes (nature) de la MOS en surface (< 30 cm),

dans un tel contexte climatique? Qu'en est-il en profondeur (> 30 cm)?

- L'apport de matière organique par alluvionnement constitue-t-il un "puits de carbone" ? L'analyse des stocks de carbone, sur tout le profil, donnent une indication qualitative d'apports élevé ou faible ?
- Les différentes formes (nature) de la matière organique contribuent-elle à l'activité biologique des sols (respiration et minéralisation de C, etc.), en surface et en profondeur ?

A la suite des études pédologiques faites sur la vallée de Saf-Saf et de Zeramna par Jaubert, 1971, Bensaid, 1986 et Belaisaoui, 2004 et pour y répondre, nous nous sommes fixés les objectifs suivants :

- Quantifier les teneurs et les stocks organiques de la région et évaluer la capacité de stockage du C organique des horizons de surface (< 30 cm) en comparaison avec les horizons de profondeur (>30 cm), dans les sols de la plaine et la montagne.
- Connaitre l'origine, la forme (nature) de la MOS et suivre sa dynamique en surface et en profondeur.
- suivre l'évolution des stocks de carbone organique et déterminer les causes et les facteurs influençant; savoir l'effet de la topographie, le type de sols et son occupation sur les stocks de carbone dans ce contexte climatique.

Les réponses à ces objectifs s'appuient sur le choix de deux approches : l'approche toposéquentielle et l'approche chrono-spatiale (diachronique et spatiale).

Pour l'approche toposéquentielle :

- Il semble nécessaire de commencer par la caractérisation des sols d'une toposéquence représentative dans la vallée de Zeramna (El Hadaiek), afin de comprendre l'actuelle couverture pédologique. Cette dernière peut résulter soit du processus pédologique soit du processus sédimentaire et dépôt d'oued. Même si l'origine de cette différenciation n'ayant pas été clairement établie.
- Allons plus particulièrement vers l'étude du statut organique, des teneurs et du stock de (C) des sols, sous différents systèmes de cultures et végétations selon la toposéquence, en évaluant expérimentalement le potentiel de minéralisation de la matière organique en conditions contrôlées par la méthode respirométrique. Cette étude est consacrée aux horizons de surface et de profondeur.
- Une analyse granulométrique de la matière organique est effectuée pour la compréhension de la contribution relative des diverses fractions de la matière organique dans le turnover et la disponibilité de carbone.

L'approche chronoséquentielle et spatiale.

- Elle consiste à suivre l'évolution de stock du (C) organique des horizons de surface et de profondeur dans toute la région de Skikda (vallée de Saf-Saf et de Zeramna), en se basant sur les anciens sites étudiés par Bensaid (1986) et Belaisaoui (2004).

- Voir, ensuite les causes possibles de la variationspatiale des stocks organiques dans ces sols.

Le présent document s'articule sur trois parties :

1ère partie : Etat des connaissances et méthodologie de travail.

- Chapitre I: Synthèse bibliographique sur les réserves organiques des sols.
- Chapitre II: Présentation de la région de Skikda et la zone d'étude.
- Chapitre III: Méthodologie générale.

2ème partie: Approche toposéquentielle des sols et du carbone de la vallée de Zeramna (El Hadaiek, Skikda).

- Chapitre IV: Étude de l'organisation des sols et de la variabilité verticale de leur carbone organique au long de la toposéquence.
- Chapitre V : Variation et dynamique du carbone organique en surface et en profondeur des sols de la toposéquence - Nature et forme du carbone organique.

3eme partie: Approche Chronoséquentielle et spatiale du carbone dans la région de Skikda

- Chapitre VI : Variation diachronique et spatiale du stock de carbone des sols.

1^{ère} partie : Etat des connaissances et méthodologie de travail

Chapitre I : Synthèse bibliographique sur les réserves organiques des sols.

1. Matière organique et carbone organique des sols

1.1 Définition et concepts généraux

La matière organique du sol (MOS) désigne une large gamme de composés et regroupe l'ensemble des constituants organiques morts ou vivants, d'origine végétale, animale ou microbienne, transformés ou non et présents dans le sol. Ces constituants représentent en général 1 à 10 % de la masse des sols. C'est, en quelque sorte, un « continuum de matières plus ou moins complexes en perpétuel renouvellement » (Bernoux et al. 2011). Elle résulte d'un équilibre entre les entrées de matières organiques (résidus de cultures, chute de litière, exsudats racinaires, racines et animaux morts, fixation photosynthétique par des micro-algues et des cyanobactéries...) et les pertes (minéralisation par les microorganismes, érosion, lixiviation ou lessivage...). Ses différents états dépendent des conditions pédoclimatiques, de l'utilisation et de la gestion des sols. La MOS représente le plus important réservoir de carbone (C) continental, elle est composée en moyenne de 58% de carbone organique (Stevenson 1994). Ce dernier étant plus facilement déterminable au laboratoire et c'est, par le biais, de cette variable que les MOS sont couramment quantifiées. Cette variable présente l'avantage de relier facilement le carbone du sol et le dioxyde de carbone (CO₂) atmosphérique (1 tC = 3.67 t CO₂) (Cardinal, 2015).

1.2 Rôle et fonction des matières organiques dans le sol.

Les matières organiques sont, d'une part, un élément essentiel de la fertilité des sols (Tiessen et al. 1994) et une source de nutriments pour les plantes et leur recyclage est un facteur clé de la productivité d'un écosystème. D'autre part, elles affectent aussi la structure et la porosité du sol, ainsi que l'infiltration de l'eau et la réserve utile du sol. De même, elles constituent une source de nourriture pour tout un ensemble d'organismes du sol qui jouent un rôle majeur dans le fonctionnement biologique du sol (Bardgett and van der Putten 2014). De manière synthétique, les MO assument, dans le sol, de nombreuses fonctions agronomiques et environnementales (**Fig. 01** Chenu et Balabane, 2001) :

- Elles forment avec les argiles le « complexe argilo-humique » qui, grâce à ses charges de surface négatives, adsorbe une part des cations de la solution du sol (Ca, Mg, K, Na, etc.). Cette propriété, désignée par « Capacité d'Échange Cationique » (CEC), contribue au stockage et à la mise à disposition ultérieure d'éléments nutritifs pour les plantes. Elle permet, en outre, de lutter contre les pertes en éléments nutritifs par lixiviation.
- Elles assurent le stockage et la mise à disposition pour la plante, par minéralisation, des éléments nutritifs dont elle a besoin.

- Elles stimulent l'activité biologique, étant à la fois source d'énergie et d'éléments nutritifs pour les organismes du sol.
- Elles déterminent la structuration du sol et participent à sa stabilité vis-à-vis des agressions extérieures (pluie, tassement...) en limitant, notamment, l'érosion hydrique.
- Elles favorisent le réchauffement du sol (coloration plus sombre des matières organiques).
- Elles contribuent à la perméabilité, l'aération du sol et la capacité de rétention en eau.
- Leur rôle est fondamental pour les autres compartiments de l'environnement par leur participation au maintien de la qualité de l'eau par leur forte capacité de rétention des polluants organiques (pesticides, hydrocarbures, etc.) et minéraux (éléments traces métalliques). Toutefois, inversement, elles peuvent être source de polluants potentiels, comme les nitrates et les phosphates.
- Elles influencent également la qualité de l'air, par le stockage ou l'émission de gaz à effet de serre.
- Elles sont une source de stockage (puits) ou d'émission de carbone, sous forme de CO₂, principalement. En effet, certains changements d'usage des pratiques agricoles favorisent le stockage du carbone dans les sols (conversion de cultures en prairies). Au contraire, la mise en culture de ces prairies entraîne une diminution du stock de carbone. Cette dernière est due à l'association de l'humus et de l'argile en formant un complexe fondamental pour les sols : le CAH ou Complexe Argilo-Humique. Mutuellement, en retenant l'eau, l'humus protège l'argile et évite sa dispersion alors que l'argile protège l'humus de l'action des micro-organismes en ralentissant sa minéralisation. Le tout forme un colloïde qui permet de stabiliser un sol.



Figure 01 - Les fonctions remplies par les matières organiques du sol
(Chenu et Balabane, 2001)

1.3 Origine et nature (forme) des constituants organique du sol –Le fractionnement granulométrique de la matière organique des sols (MOS).

1.3.1 Source et origine de la matière organique du sol.

Continuum de matières plus ou moins complexes en perpétuel renouvellement (Bernoux et al. 2011), la MOS est alimentée en permanence par les végétaux et animaux morts et les matières issues de métabolisme des êtres vivants comme les exsudats racinaires. D'autres apports externes de matière organiques dites « exogènes », non produites sur la parcelle, tels que le compost et le fumier, l'alimentent également. Néanmoins, la principale source primaire de matière organique provient de la photosynthèse qui permet aux plantes de la synthétiser en exploitant la lumière du soleil. Si bien que l'essentiel des apports organiques est d'origine végétale dans la plupart des agro écosystèmes. Ce processus se produit à la surface du sol (chute de feuilles, résidus de culture, apport exogènes dans les sols agricoles) et dans les horizons superficiels où la densité racinaire et l'activité biologique sont les plus importantes (Bernoux et Chevallier, 2013).

Les apports initiaux de MO, arrivant dans les sols, se localisent en majorité en surface (les 20 premiers cm) et, en profondeur, les racines constituent leur source principale. En effet, la matrice du sol et le carbone organique se déplacent verticalement (en profondeur) à cause de la bioturbation du sol par la méso faune (vers de terre, fourmis et termites, voire la macrofaune (rongeurs, taupes), la chute de terre dans les chenaux de racines mortes, voire le retournement du sol par les chablis. Dans les sols à argiles gonflantes, comme les Vertisols, il y a la pédo turbation qui provient de la formation de fissures en saison sèche et de la chute de terre et de carbone organique. De même, la charrue homogénéise parfaitement le profil organique dans la zone travaillée et augmente le taux de carbone en profondeur. L'entraînement gravitaire de matière sous forme dissoute ou particulaire fait aussi descendre le carbone dans certains sols comme les Podzosols par chéluviation ou les Luvisols par sédimentation. Enfin, le carbone pourrait être trouvé d'autant plus long, profondément que son temps de résidence (cinétique de biodégradation du carbone), par rapport à la vitesse de déplacement ou de brassage du sol (Girared, 2010).

1.3.2 Nature et forme des constituants organiques du sol – Le fractionnement granulométrique de la MOS

Les MOS se répartissent en trois groupes (**Fig. 02**) :

- Les « Matières Organiques Vivantes » (MOV) animales, végétales, fongiques et microbiennes englobant la totalité de la biomasse en activité (racines, vers de terres, microflore du sol, etc.).
- Les débris d'origine végétale (résidus végétaux, exsudats), animale (déjections, cadavres), fongique et microbienne (cadavres, exsudats) appelés «Matières Organiques Fraîches » (MOF). En association avec les composés organiques intermédiaires issus de l'activité de la biomasse microbienne, appelés produits

transitoires (évolution de la matière organique fraîche), les (MOF) constituent les matières organique facilement décomposables.

- Les composés organiques stabilisés (MO stable), les matières humiques ou humus, provenant de l'évolution des matières précédentes. La partie humus représente 70 à 90 % du total.

Fractionnement granulométrique de la MOS - Rôle et intérêts agronomiques.

Le fractionnement granulométrique de la MO consiste à séparer selon leur taille, par tamisage à l'eau, les trois fractions de la MO localisées dans les agrégats du sol :

- La fraction MO libre/rapide (200 à 2 000 µm) : c'est une MO, non protégée, constituée de résidus végétaux associés à des composés microbiens. Elle est la plus sensible aux pratiques agricoles. Elle a un turn-over rapide, de 2 à 3 ans.
- La fraction MO libre/lente (50 à 200 µm) : elle se situe dans les micro-agrégats du sol (sites inaccessibles aux micro-organismes et/ou conditions défavorables à l'activité biologique) et est donc protégée physiquement de la dégradation. C'est la MO en cours de digestion avec un turn-over lent, d'une trentaine d'années.
- La fraction MO liée/lente (< 50 µm) : c'est de la MO protégée chimiquement car en association intime avec les limons et les argiles et protégée biochimiquement car liée à sa composition intrinsèque qui la rend résistante à la dégradation. En général, cette fraction est en proportion majoritaire dans les sols cultivés. Elle a un temps de résidence de plus de 100 ans (**Fig. 02**).

L'analyse de ces trois fractions permettra d'apprécier la dynamique d'évolution des MO et l'effet des matières organiques apportées (compost, fumier, etc.) sur la réserve organique du sol.

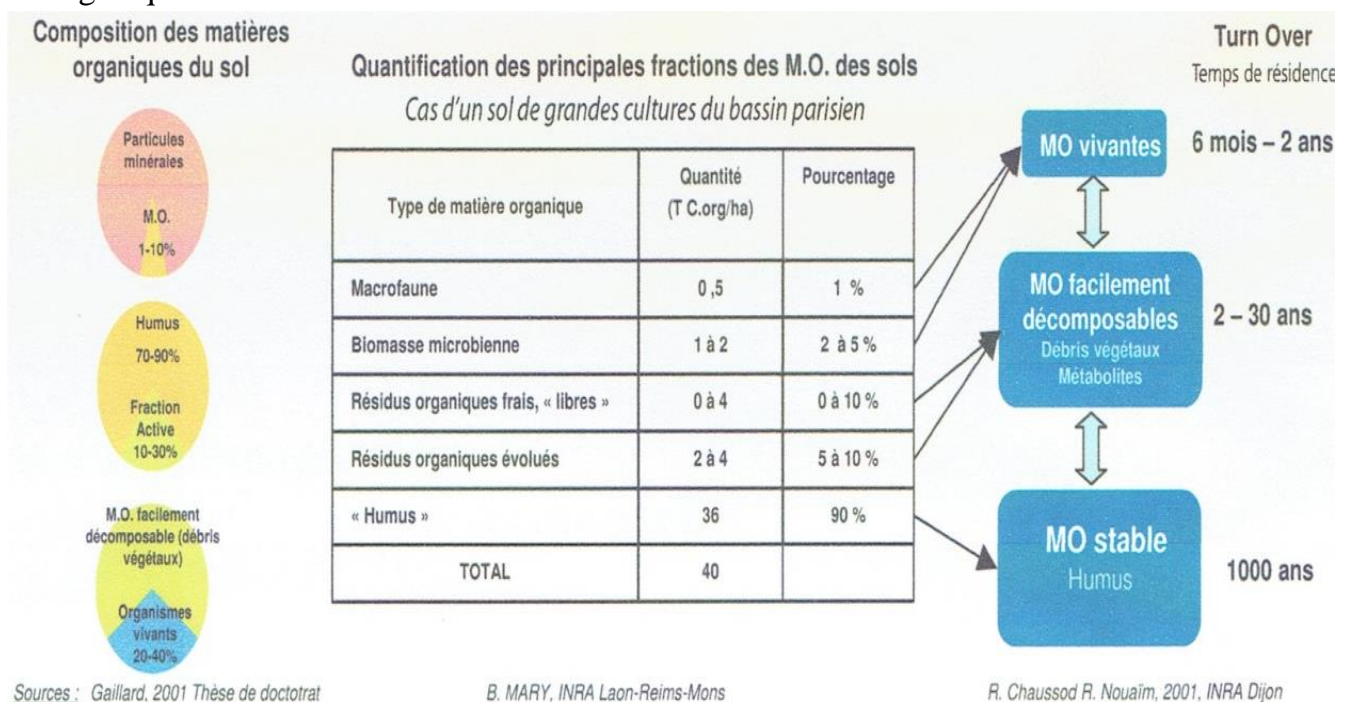


Figure 02 - Composition des MOS et turn over (Duparque et Rigalle, 2011)

La matière des sols fut longtemps caractérisée chimiquement par ses constituants humiques : acides fulviques, humiques et humines. Cette méthode a permis de mieux comprendre la variation et la dynamique de la matière organique en relation avec les facteurs de la pédogénèse. Cependant, elle apparaît, a posteriori, d'une utilité réduite pour l'analyse des interactions bio-organo-minérales à court ou moyen terme. En effet, des études de plus en plus nombreuses font appel à des fractionnements physiques des sols et, en particulier, à des fractionnements granulométriques. Une synthèse récente semble indiquer que cette approche est pertinente même si les travaux sur les fonctions étudiés paraissent encore trop peu développés (Feller, 1995).

Selon Balesdent, 1996, les modèles de la dynamique du carbone des sols répartissent le carbone du sol en compartiments fonctionnels avec une durée de vie très différente. Une recherche a été effectuée, dans ce sens, pour séparer matériellement les composés de durées de vie différentes, afin de proposer des estimateurs de ces compartiments. Les vitesses de renouvellement sont mesurées par la méthode du marquage naturel en (C^{13}), dans des sols en culture céréalière (mabs) provenant d'expérimentations de longue durée. Le modèle de Rothamsted donne une bonne représentation de la dynamique observée. Les fractions granulométriques grossières permettent de quantifier le compartiment structural d'origine végétale des modèles. Les composés extractibles à l'eau sont enrichis en composés jeunes mais ne sont pas identifiables aux compartiments labiles. Concernant les matières organiques $< 50 \mu m$, aucune des méthodes classiques évaluées (hydrolyses acides, oxydations humides, oxydations thermiques, pyrolyses, extraction alcalines) ne permet de séparer des composés de vitesses de renouvellement différentes. L'analyse permet de rejeter l'hypothèse de formation des acides humiques par condensation des acides fulviques. La localisation et la protection physique des matières organiques apparaissent comme plus déterminante pour leur vitesse de biodégradation que leur appartenance à une famille chimique.

Le fractionnement de la matière organique en fractions granulométriques peut être utile dans la compréhension de la contribution relative des diverses fractions de la matière organique dans le turnover et la disponibilité de l'azote pour la plante. Amelung et al. (1998) ont pu déterminer les quantités de (C) organique dans plusieurs fractions granulométriques des sols sous prairie naturelle provenant de deux régions climatiques [Saskatoon (Canada) et Texas méridional (USA)], dont l'analyse statistique par composante principale de ces auteurs a révélé que les fractions granulométriques "sable fin" et "argile" comprenaient les pools de (N) et de (C) organique sensibles aux effets climatiques. Pour ces auteurs, la matière organique du sol se décomposait préférentiellement à partir des pools de (C) organique provenant des fractions de sable fin.

Les fractionnements granulométriques de particules du sol permettent, dans l'état actuel des choses, de donner une réalité concrète au concept de complexe argilo-humique par la séparation et l'étude des fractions argileuses des sols sans destruction de la matière organique. Quant à la microscopie électronique, elle a pu renouveler la

vision du complexe argilo-humique et qui n'est plus considérée seulement comme un revêtement régulier de composés organiques à la surface des argiles.

Les matières organiques modifient profondément les propriétés des argiles auxquelles elles sont associées : cohésion, mouillabilité, capacité d'échange cationique. Inversement, les argiles protègent les matières organiques de la biodégradation par protection chimique ou physique. Leurs associations [(MO)-argiles] constituent le premier niveau d'organisation des agrégats du sol. Et, leur formation apparaît très liée à l'activité microbienne comme leur durée de vie est en relation avec celle des matières organiques qui la composent (Chenu et Balabane, 2001).

Intérêts agronomiques de fractionnement organique des sols.

Les modèles de la dynamique du carbone des sols répartissent le carbone du sol en deux compartiments fonctionnels, de durée de vie très différentes (Salducci X., 2011) :

- **La MO libre (MO « active »)** intervenant dans :
 - ✓ La fertilité biologique du sol : nutrition de la faune et microflore du sol,
 - ✓ La nutrition des plantes (N-P)
 - ✓ La stabilité à court terme (1 à 2 ans),
 - ✓ La résistance au tassement
- **La MO liée (MO « stable » / humifiée)** intervenant dans :
 - ✓ Les propriétés structurantes et de stabilisation des sols à long terme
 - ✓ Les propriétés d'échanges (CEC humiques)

1.4. La matière organique du sol - genèse et évolution.

Les MOS évoluent sous l'incidence de divers processus physiques, chimiques ou biologiques (Chamayou et Legros, 1989). Le processus physique correspond à la séquestration du carbone et devient alors inaccessible aux microorganismes. Les transformations des matières organiques se réalisent essentiellement par les processus de recombinaison, d'humification, de dégradation et de minéralisation.

L'humification est un terme recouvrant l'ensemble des transformations physiques et biochimiques que subissent la matière organique fraîche et la matière organique déjà transformée et conduisant à la formation de l'humus. La minéralisation est principalement réalisée par les microorganismes du sol qui transforment la matière organique en composés dissous et en gaz carbonés [dioxyde de carbone (CO₂), essentiellement]. L'autre part de la matière organique fraîche est, quant à elle, humifiée et pourra être minéralisée plus lentement (Calvet, 2003).

La minéralisation primaire (M1) est un processus assez rapide qui aboutit à la libération de substances nutritives par désagrégation et dépolymérisations successives des matières organiques. Parmi ces substances, il y a : l'eau, le CO₂, l'azote nitrique, les phosphates et sulfates, etc. Cette phase se déroule essentiellement sous l'action de la faune du sol et des microbes (champignons et bactéries). Ces matières minérales

peuvent soit être assimilées par les plantes, adsorbées sur le (CAH), soit perdues par lessivage ou soit reprises par certains microbes pour la synthèse de l'humine microbienne.

La minéralisation secondaire (M2) est au contraire un processus très lent, à raison de 2 - 3 % par an. Elle affecte l'humus formé depuis de nombreuses années et libère des quantités annuelles d'éléments nutritifs considérables qui sont mis à la disposition des plantes. Cette notion de minéralisation de l'humus, considérée comme perte, est reprise dans les modèles de calcul du bilan humique. Elle est exprimée sous le symbole de K2 (Gobat et al. 2003).

2. Cycle du carbone

Le cycle du carbone (C) désigne l'ensemble des réservoirs et des flux de (C) organique et minéral. Ce cycle comprend quatre grands réservoirs : l'hydrosphère, la lithosphère, l'atmosphère et la biosphère (**Fig.03**). A des pas de temps géologiques courts (de l'ordre de l'an au siècle), l'essentiel des échanges de (C) a lieu entre la biosphère et l'atmosphère, à travers la photosynthèse et la respiration et, entre l'atmosphère et l'hydrosphère, à travers l'équilibre de dissolution des carbonates marins et entre les couches profondes et superficielles des océans. En effet, 8.9 Gt C an⁻¹ dans l'atmosphère provient de l'utilisation de carbone fossile, et rentre en grande partie dans les émissions de gaz à effet de serre (**Fig.03**) (Le Quéré et al. 2014). A l'échelle planétaire, ces émissions représentent environ 4‰ du stock de carbone organique. Ainsi, une faible variation des stocks de carbone du sol peut avoir un impact majeur sur les émissions de (GES) et l'atténuation du changement climatique. Actuellement, les écosystèmes terrestres (sols + végétations) compensent un peu plus de 30% des émissions de (GES) anthropiques (**Fig.03**).

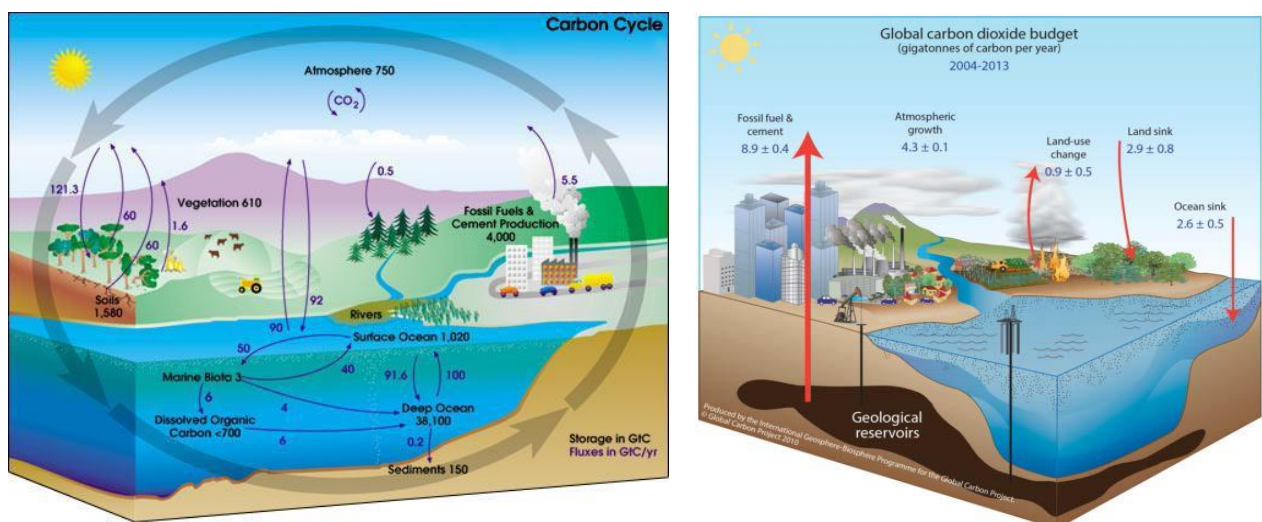


Figure 03 : A gauche, le cycle global du carbone.

[http://www.nasa.gov/centers/langley/news/researchernews/rn_carboncycle_prt.htm]

A droite Bilan de carbone global pour les années 2004-2013

(Issu de Le Quéré et al. 2014).

3. Notion de stockage de carbone dans les sols – place des sols dans le cycle du carbone.

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). Le sol est, un compartiment majeur de stockage de carbone terrestre (Arrouays et al. 2002). Le processus du stockage de carbone dans les sols peut être défini comme « le prélèvement de CO₂ de l'atmosphère et son stockage sous une forme organique dans le compartiment sol » (Bernoux et al., 2005). Le stock de carbone organique est un indicateur de quantité de (C), en le multipliant par la masse de terre fine en fonction de la teneur en éléments grossiers, de l'épaisseur de sol et de la densité apparente (Vigot ,2012).

Le stock de carbone organique est en perpétuel renouvellement dans le sol et détermine de nombreuses propriétés édaphiques : la fertilité du sol, sa structure et la biodiversité qui l'habite. Le stock de carbone organique peut aussi constituer un puits de gaz à effet de serre selon les conditions de climat, d'occupation et de gestion des terres. La compréhension des mécanismes de stockage et de déstockage des matières organiques des sols est donc une question cruciale, tant pour des objectifs de durabilité des systèmes de culture que pour des objectifs environnementaux. (Chevallier, 2015).

Pour parler de « puits » de carbone, il est indispensable de parler de bilan du carbone. En effet, la végétation et le sol sont considérés comme puits de carbone s'ils fixent plus de carbone qu'ils n'en libèrent. La quantité de C stocké dans le premier mètre des sols est considérable, elle est d'environ 1500 Gt C (gigatonnes de carbone, 1Gt=10⁹t) ; cela représente trois fois la quantité estimée dans la biomasse continentale (650 à 680 Gt C essentiellement le bois des arbres), et le double du C présent dans l'atmosphère sous forme de CO₂ (750 à 850 Gt C). (Batjes 1996 ; IPCC, 2007).



Figure 04 - Les stocks de carbone terrestres.
(In Bernoux et Chevallier 2013).

La végétation et le sol absorbent chaque année 2,6 Gt C an⁻¹. Aussi, l'agriculture peut participer à l'émission de CO₂ dans l'atmosphère et au déséquilibre du bilan de carbone de manière positive ou négative selon les modes de gestion et les pratiques agronomiques (Cerri et al. 2009). L'activité agricole représente globalement, une émission de plus de 23% du total de CO₂ émis (Lal R. et al. 1995). Cette perte de

carbone sous forme de CO₂ est surtout liée à la mise en culture de nombreuses prairies et aux pratiques de l'agriculture intensive (Arrouays et al. 1994 ; Rivière, 1999). 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 (Abgassi, 2016).

A l'échelle continentale, des études 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 (Feller, 1995 ; Lal, 2002, Manlay et al., 2004). 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 (**Fig. 5**) à partir des données actualisées de la base de données harmonisée des sols du monde (Hiederer et Köchy, 2011). 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. Cependant Les niveaux des stocks de C pour une grande partie du nord et du sud du continent sont relativement faibles, dont l'Algérie fait partie. Ces stocks de carbone organique varient en fonction du climat (température, précipitations), du type de sol, des conditions pédoclimatiques et de l'utilisation des terres.

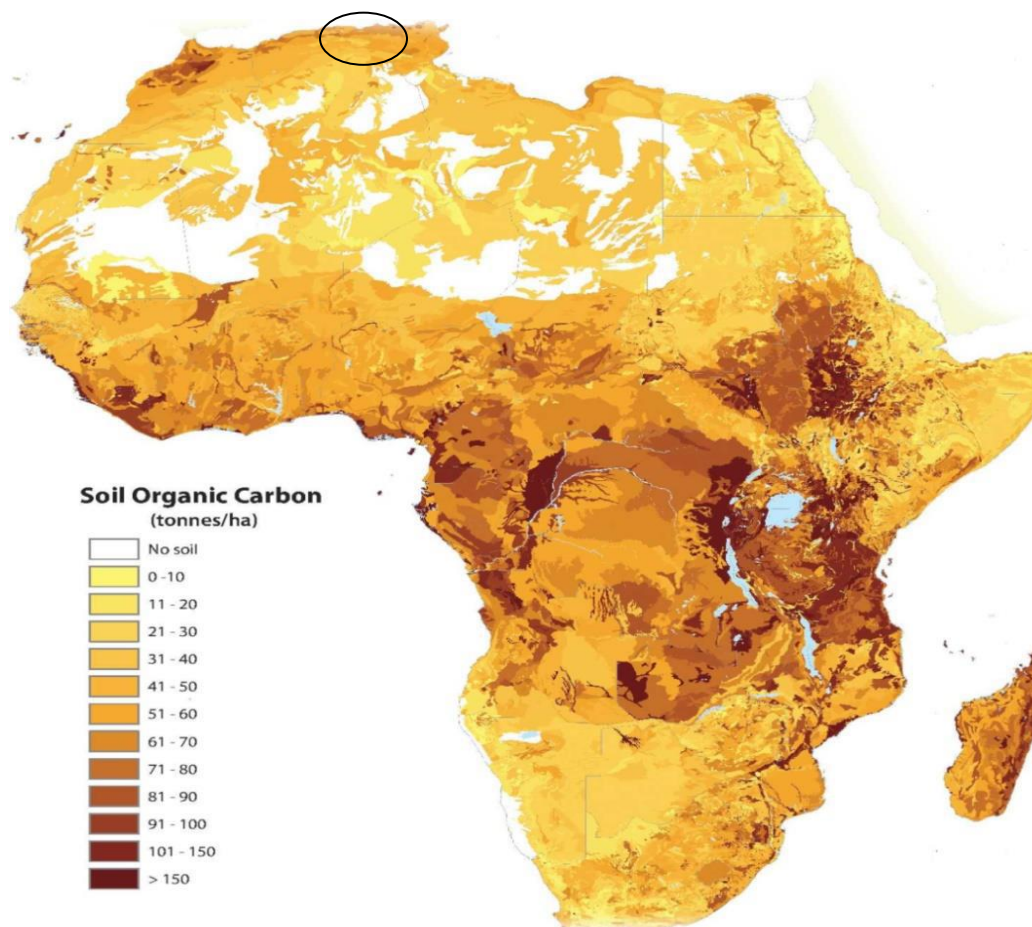


Figure 5 : Carte de distribution des stocks de carbone organique des sols d'Afrique (Jones et al., 2013).

4. Processus de stabilisation de la MOS - Les nouveaux concepts.

Les principaux mécanismes impliqués dans la stabilisation du carbone organique du sol sont des processus chimiques (nature chimique des MOS), physiques (température, humidité, structure du sol) et physicochimiques (liaisons entre le carbone organique et les particules minérales du sol) (Lützow et al. 2007). La vitesse de dégradation des MOS est déterminée aussi par la température et l'humidité du sol (Rodrigo et al. 1997). Les principaux questionnements des travaux de recherche réalisés ont pour but de déterminer si les argiles de sol étaient capables de fixer du carbone organique nouvellement apporté dans le sol, si la structure du sol pouvait limiter la minéralisation du C organique et, dans quelle mesure, cette limitation pouvait être directement corrélée à la présence d'agrégats du sol (Chevallier et al. 2015).

La composition chimique des matières organiques a longtemps été considérée comme le facteur clé contrôlant leur décomposition et leur stabilisation dans les sols. La teneur en lignine, molécule poly phénolique complexe supposée résistante à la décomposition par les microorganismes, a souvent été utilisée comme un indicateur de la « récalcitrance chimique » des matières organiques à la décomposition (Rasse et al. 2006). Il est maintenant avéré que la récalcitrance ne contrôle que les premières phases de la décomposition, mais pas la stabilisation à l'échelle pluri-décennale (von Lützow et al. 2006).

D'autres processus majeurs de stabilisation ont été mis en évidence. La protection physique au sein de macro et micro agrégats est également un processus impliqué dans la stabilisation du carbone (**Fig. 06**) (Puget et al. 2000; Chenu and Plante 2006; Virto et al. 2010). L'adsorption de la matière organique sur les minéraux faiblement cristallins, notamment sur les argiles, semble être un processus majeur protégeant la matière organique de la décomposition (Schrumpp et al. 2013). Les agrégats limitent l'accès à la MO pour les microorganismes, et limitent la diffusion de l'oxygène essentiel à la décomposition aérobie.

Les processus physico-chimiques ont un rôle dans la protection de la matière organique. Ce processus consiste en la réduction de la biodégradabilité des matières organiques du sol consécutive à leur association avec la phase minérale, et plus spécifiquement avec les argiles ou les colloïdes de fer et d'aluminium (Von Lützow et al., 2006). Différentes interactions sont possibles parmi lesquelles l'adsorption, la co-précipitation ou la complexation (**Fig. 07**).

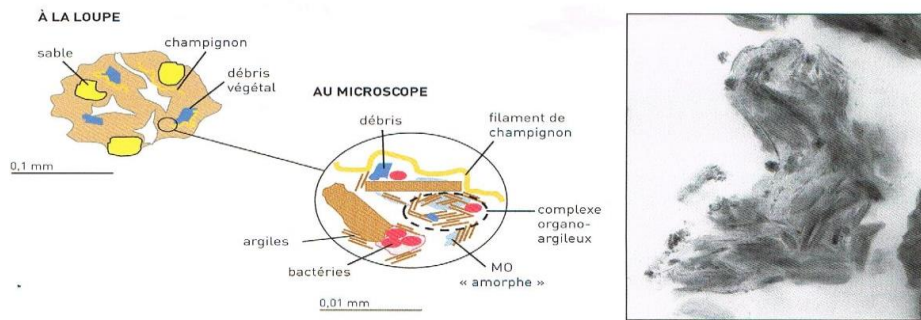
La nature de l'interaction entre la phase minérale et la phase organique est diverse (liaisons de Van der Waals, hydrogène, hydrophobes, transfert de charge, etc...) et implique une énergie supplémentaire à fournir pour déprotéger la matière organique, de l'ordre de 0 à 80 kJ mol⁻¹ (Enell et al., 2005). Cette énergie dépendrait non seulement de la nature de la molécule protégée et de la nature de la liaison engagée avec la phase minérale, mais pourrait également dépendre de l'âge de la liaison, cette énergie augmentant avec la durée de contact (Hatzinger et Alexander, 1995).

Les récents travaux menés dans ce domaine semblent montrer que « les processus de stabilisation ne sont pas les mêmes dans les horizons superficiels et profonds » avec, généralement, un rôle plus important de l'agrégation en surface, alors que la majorité du carbone profond semble être adsorbé sur des minéraux ou complexé à des métaux (Salomé et al. 2010; Rumpel et al. 2015).

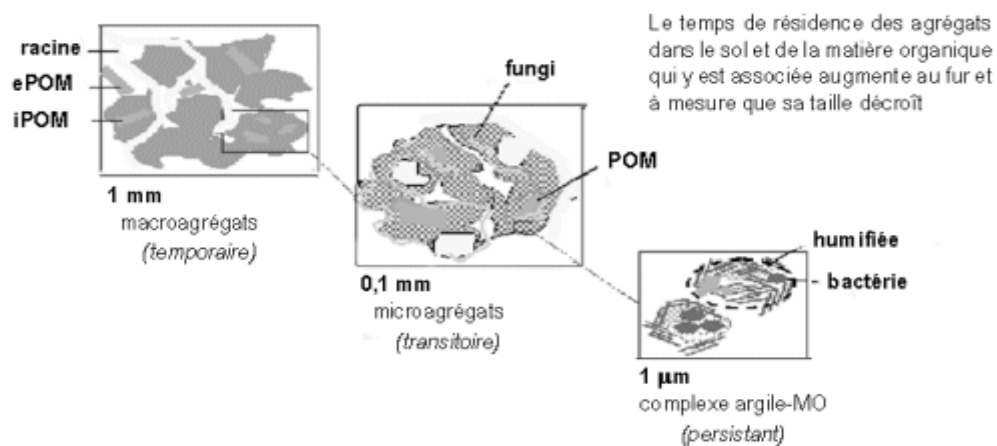
De plus, le carbone profond et ancien semble être protégé de la décomposition du fait d'un manque d'énergie disponible dans le milieu pour les microorganismes. En effet, l'apport de matière organique fraîche (racines, exsudats, etc.) entraîne une minéralisation du carbone stabilisé, on parle de « priming effect » (Fontaine et al. 2004; Fontaine et al. 2007).

Des travaux sont nécessaires afin d'identifier les facteurs clés de ces processus, qu'ils soient pédologiques (texture, pH, teneurs en métaux...), climatiques, qu'ils concernent la nature des matières organiques, qu'ils soient de nature écologique et qu'ils concernent les interactions entre les différents organismes du sol. Les connaissances actuelles concernant les processus de stabilisation du carbone dans les sols sont encore limitées.

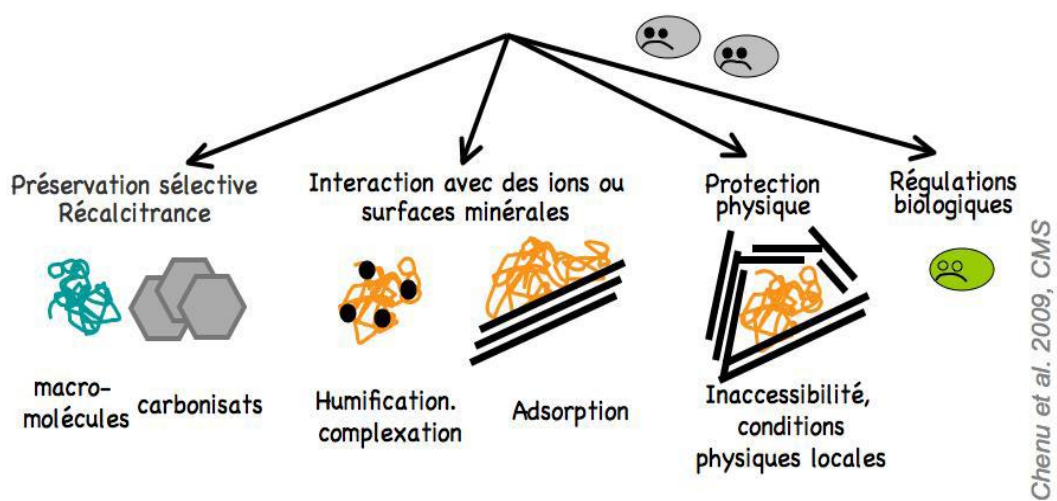
Etant donné le rôle prépondérant des particules fines (argiles et limons fins $< 20 \mu\text{m}$) dans la stabilisation du carbone des sols, Hassink (1997) a proposé d'utiliser cette caractéristique afin d'estimer le potentiel d'un sol à stocker du carbone. Pour cela il a établi une relation linéaire entre le pourcentage de particules fines d'un sol et leur teneur en carbone organique, pour des sols saturés en carbone (sous prairie ou forêt depuis longtemps). Ainsi, en comparant la saturation théorique d'un sol avec la saturation réelle, on peut avoir une idée du potentiel d'un sol à stocker du carbone organique (Angers et al. 2011; Wieser et al. 2014).



- a) L'association de carbone organique aux particules d'argile permet d'assurer la cohésion des agrégats du sol. Le schéma à gauche montre les différentes formes de MO associé aux particules minérales de sol. La photographie à droite montre des particules d'argiles associées à la MO amorphe (Chenu et Plante)



- b) Les sites de la matière organique du sol dans la matrice du sol (Chenu, non publié); ePOM = particule de matière organique externe, iPOM = particule de matière organique interne.



- c) Les Mécanismes de protection de la matière organique du sol (Chenu et al. 2009).

Figure 06 – Processus de stabilisation de la MOS.

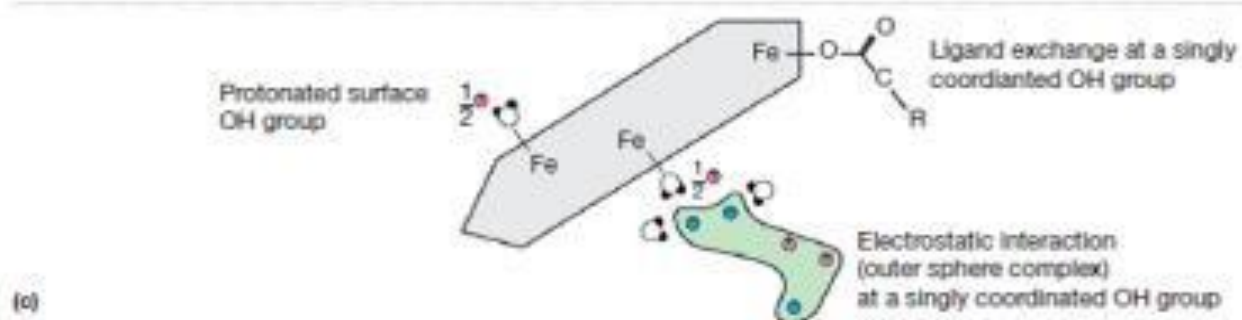
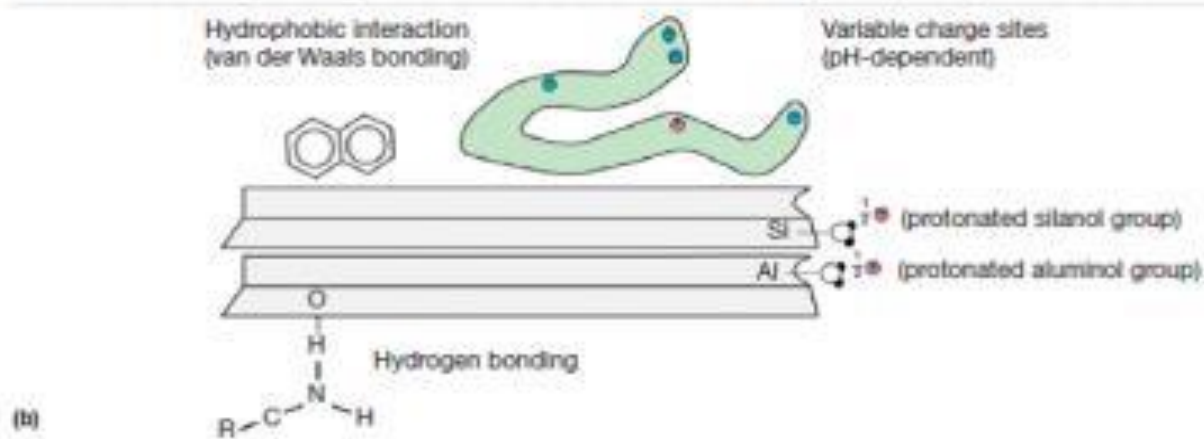
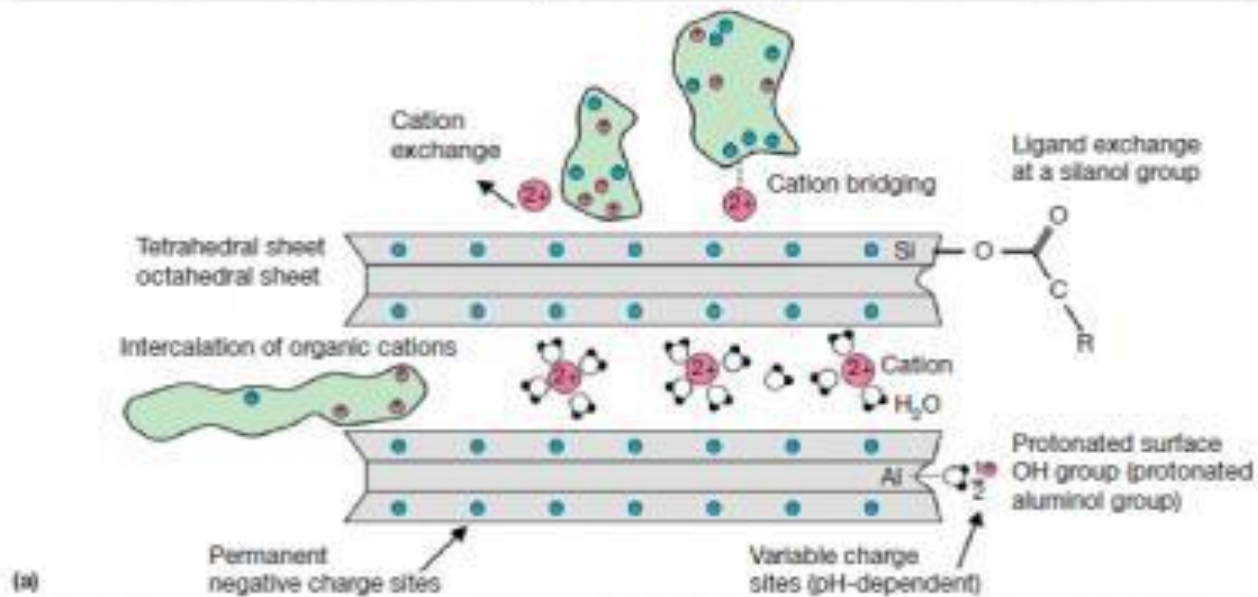
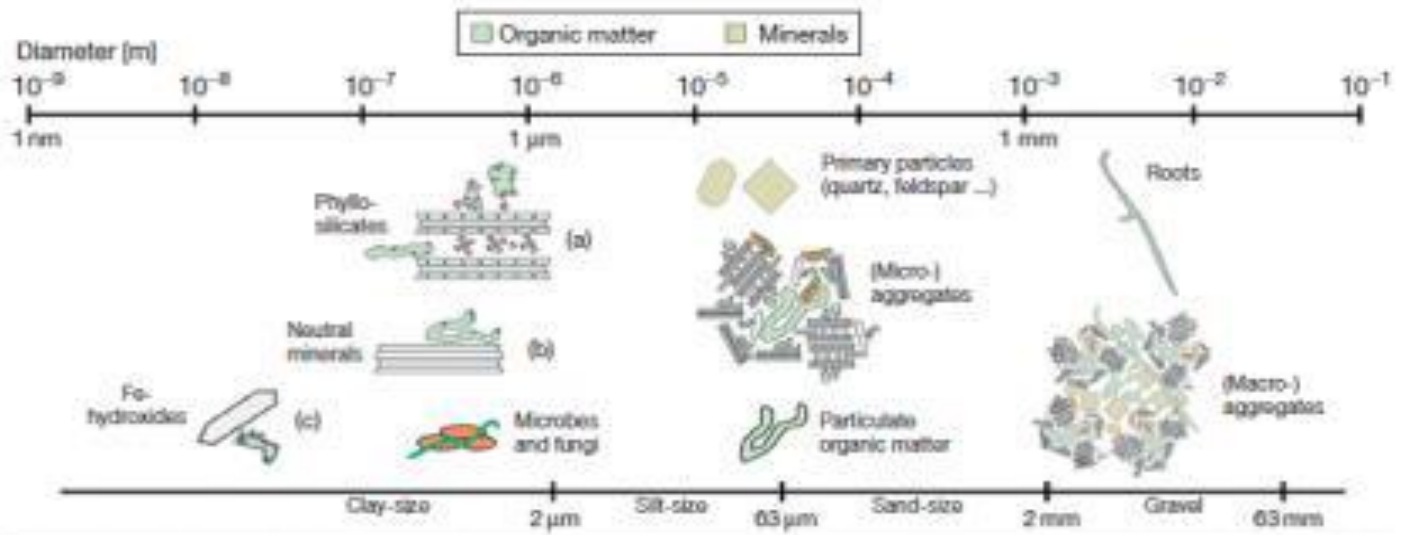


Figure 07 - Modèles d'interactions de la matière organique avec les minéraux et les agrégats à différentes échelles spatiales. (Kögel Knabner et Amelung, 2014)

5. Facteurs affectants le stock organique et son temps de résidence dans les sols.

L'importance du stockage de carbone dans les sols dépend de nombreux facteurs, externes ou climatiques (température, pluviométrie), internes (respiration, photosynthèse, végétation) ou anthropiques liés à l'influence de l'activité humaine (mode de gestion et pratiques agricoles).

Les stocks sont sous le contrôle de ces facteurs avec des degrés d'importance variable à différentes échelles spatiales (Tsui et al. 2013). Parmi ces variables, les principales sont d'ordres pédologiques, climatiques et anthropiques et affectent le temps de résidence (turnover) du carbone dans le sol.

5.1 Le climat

Le temps de résidence du carbone dans le sol dépend de la composition de la matière organique et des conditions climatiques (température, humidité, aération..). Les conditions de températures et d'humidité favorisent la plupart des processus biologiques concernant les MOS et en particulier leur minéralisation. 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. Dans les zones semi-aride, la saison sèche peut s'étalée 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.

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).

5.2 Le type et propriétés des sols.

Les propriétés physiques des sols, en particulier la texture et la porosité participent à la variabilité des stocks de carbone mais les interprétations des processus restent partagées à l'échelle du profil et du paysage. 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) y compris à l'échelle du paysage. Le temps de résidence du carbone dans le sol et sa stabilisation croît par l'association de la matière organique aux particules minérales du sol (aux argiles en particulier) qui assurent une protection physique et physicochimique (aux argiles en particulier) de la MO vis-à-vis de l'action des microorganismes 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 carbone organique du sol.

L'engorgement des sols et l'acidité permanente augmentent le temps de résidence du carbone dans le sol, il y a formation de tourbe en conditions froides à long terme ; la présence d'Aluminium libre augmente le temps de résidence par une protection physique et physicochimique des MOS (Girard et al, 2005).

D'autres facteurs pédologiques auraient tendance à augmenter ce temps de résidence à savoir :

- La fréquence des anaérobioses qui induit un rendement microbien moindre.
- La fréquence de dessiccation du sol, la teneur en carbonates de Ca et Mg contribuent à l'in solubilisation et l'adsorption des MOS.
- La proportion de Ca et Mg échangeables.
- La teneur en calcaire actif assurent une protection physique des MOS, les carences en azote et phosphore disponibles limitent l'activité des micro-organismes (Girard et al, 2005).

C'est ainsi, le type des sols influence fortement les stocks organiques des sols (Mathieu et al. 2015). Les stocks de carbone les moins élevés sont observés dans les sols peu profond ou sableux (Gontier, 2010). Dans le même contexte, les travaux de Tsui C., et al. (2013) sur l'évolution des stocks de (C) dans les sols de cendres volcaniques au nord de Taiwan, ont montré que le stock de (C) est plus élevé dans les Inceptisols ($17,3 \pm 7,3 \text{ kg C m}^{-2}$) que dans les Andosols ($15,6 \pm 4,5 \text{ kg C m}^{-2}$).

Un autre type de sol qui a un grand intérêt écologique et agronomique, ce sont les sols alluviaux, de par leur pouvoir à conserver la matière organique en profondeurs et fournir un important réservoir de nutriments, suivant des processus en liaison avec le dépôt de matériel de sol érodé. L'enterrement de type éolien ou alluvial peut transporter de plus grandes masses en carbone organique en profondeur que les teneurs provenant de la litière, de racine ou transportés par le carbone organique dissous et de la matière organique particulaire. L'enfouissement des sols de surface peut entraîner une accumulation nette de COS (Van Oost et al, 2012; Hoffmann et al, 2013). Cependant, le COS enterrés dans les dépôts est identifié comme étant partiellement stabilisée (Doetterl et al., 2012).

Dans les sols à argiles gonflantes, comme les Vertisols, il y a la pédoturbation qui provient de la formation de fissures en saison sèche et de la chute de terre et de carbone organique. De même, la charrue homogénéise parfaitement le profil organique dans la zone travaillée et augmente le taux de carbone en profondeur (Girard, 2010).

5.3 La topographie.

Plusieurs études ont montré l'effet de la topographie sur la variation des stocks en carbone dans les sols. En effet, les travaux de Avilés –Hernandez, V. et al. (2009) sur la détermination de la variation et l'estimation de stock du carbone en profondeur (0-45 cm) d'une toposéquence (sommet, piémont, vallée et plaine) dans une forêt mexicaine, ont montré que le stock de carbone augmente avec le gradient de pente, du

sommet à la plaine. Le stock total de carbone le plus élevé est enregistré dans la plaine (208 t C ha⁻¹) et le plus faible au sommet avec 159 t C ha⁻¹. Cette différence des stocks en carbone est due à la vitesse de décomposition de la matière organique des espèces végétales, dans de telles conditions.

L'impact de la position topographique sur les propriétés du sol a été évalué dans une oliveraie avec labour traditionnel par Lozano-García et Parras-Alcántara (2014), dans trois positions topographiques choisies différemment: sommet, mi de pente et bas de pente. Les échantillons de sol prélevés ont révélé que la quantité de carbone et d'azote augmente tout le long de la toposéquence (5.5, 6.5 et 7.1 g C kg⁻¹ et 0.3, 0.8 et 0.9 g N kg⁻¹) dans la couche de surface (0-25 cm) respectivement dans les trois positions. Cependant, le stock total de SOC (vu à un (01) m en profondeur) ne varie pas par rapport à la position topographique, mais le stock total N (voir 1 m en profondeur) a varié de façon significative. Ces augmentations sont le fait des processus d'érosion qui se produisent tout le long de la toposéquence et conduisant à des transferts de matière organique du sommet au bas de la pente.

Tsui C. et al. (2013) ont montré que l'élévation ou l'altitude est un prédicateur simple et efficace déterminant une régression linéaire statistiquement significative entre la moyenne du stock de COS et la moyenne des élévations dans les sols d'origine volcanique de Taiwan. Les bassins versants se comportent comme des sources de carbone et sont considérés ainsi comme des puits de cet élément dans le sol, en fonction de l'ampleur et le type d'utilisation des terres (Boix-Fayos et al. 2009).

5.4 L'érosion des sols.

L'action de la pluie et du vent peut mener à la destruction des micro-agrégats en raison d'une minéralisation accélérée et à la disparition presque complète de la partie superficielle du sol. Or les sols cultivés, laissés nus entre les cultures (en particulier pendant la mauvaise saison), sont exposés aux pluies, aux dessèchements et aux ré-humectations brutales. L'érosion du sol par l'eau ou le vent représente le processus le plus important de la dégradation du sol affectant plus d'un milliard d'hectares dans le monde.

Les pertes du sol varieraient entre 01 et 10 tonnes par hectare par an et atteindraient 50 tonnes dans certains cas. La matière organique dans l'horizon supérieur du sol est la partie la plus touchée par cette perte. En effet, la perte globale de MOS, au niveau mondial, par cette érosion serait dans l'éventail de 150 à 1 500 Mt par an. (Lal, 1995).

Et, à l'échelle du bassin versant, selon Boix-Fayos et al. (2009), 4% de stock en COS sont mobilisés par l'érosion de l'eau et 77% sont enterrés dans les sédimentations des barrages. Ce versant semble couvert d'une végétation dense depuis 1974 et 1997, il a représenté 36% du stock de COS, d'origine organique, suite à une érosion intense, et un transport verticale de la matière organique, de l'amont vers l'aval, il se produit un puits de (C) organique avec une augmentation de 40 % de C, dans les sédiments, comparativement à l'origine, depuis 23 ans.

5.5 Le mode d'occupation et gestion des sols

L'évolution du stock de carbone organique dans les sols résulte de l'équilibre entre les apports organiques au sol et la vitesse de minéralisation (Chenu, 2014). Le stock de carbone dans les sols, dépend très fortement de la nature de ces sols et son mode d'occupation et gestion : cultures (grandes cultures, arboriculture..), prairies, forêt, tourbière...etc.

En chiffres, le stockage moyen du carbone en zone tempérée (dans les 30 premiers cm du sol) atteint les 40 t ha⁻¹ sous des sols cultivés, 65 t ha⁻¹ sous des prairies, 70 t ha⁻¹ en forêts. En effet, Tsui C., et al. (2013) ont montré que le stock de C des horizons de surface est significativement plus élevé dans les sous bambou ($17,9 \pm 2,5 \text{ kg C m}^{-2}$) par rapport aux forêts secondaires ($14,9 \pm 6,0 \text{ kg C m}^{-2}$). Ces disparités s'expliquent par le mode d'occupation des sols qui influence, de manière positive ou négative, les stocks de COS.

Aussi, le changement d'usage des terres a un fort impact sur les stocks de COS, toutefois, la conversion de forêts en parcelles cultivées entraîne une forte diminution de ces stocks mais peuvent être conservés ou même améliorés quand une prairie est installée (Murty et al. 2002; Fujisaki et al. 2015). A l'inverse, la conversion de terres agricoles en prairies ou en forêts augmente fortement les stocks de carbone mais de manière beaucoup plus lente que leur perte (Conant et al. 2001).

Les prairies ne sont donc des puits de carbone seulement s'il s'agit de prairies longues durées qui n'ont pas toujours été en prairies. Les prairies rentrant dans les rotations perdent en effet rapidement le carbone lors des mises en cultures régulières. Les changements de pratiques agricoles, la conversion des prairies en cultures ont donc entraîné une diminution des stocks de carbone dans les sols (Gontier, 2010).

Les systèmes agroforestiers, associations d'arbres et de cultures sur une même parcelle, permettent aussi, de stocker du carbone dans la biomasse ligneuse aérienne et souterraine des arbres. De tels systèmes pourraient également améliorer les stocks de carbone organique du sol, de part des entrées de carbone plus importantes, comme les litières aériennes des arbres, les résidus de tailles, le renouvellement des racines fines et les exsudations racinaires des arbres et de la strate herbacée des allées d'arbres (Cardinal et al., 2015).

Dans l'ensemble, les secteurs de l'agriculture, de la foresterie et des autres usages des terres sont responsables d'un peu moins du quart des émissions anthropogéniques de gaz à effet de serre (IPCC, 2014). Les changements d'usage des terres de type forêt agro-éco-système provoquent une émission immédiate de (C) vers l'atmosphère à partir de la biomasse végétale aérienne de ces terres. Une biomasse brûlée, le plus souvent, lors de la déforestation.

6. Mécanismes du stockage de carbone dans les sols.

L'évolution du stock de carbone organique dans les sols est le résultat de l'équilibre entre les apports organiques dans le sol et la vitesse de minéralisation. Autrement dit, les stocks de carbone des sols se forment en fonction du bilan entre les entrées organiques (résidus de culture, racines, litières des arbres) et les sorties par la minéralisation des matières organiques du sol. L'augmentation des stocks de carbone dans les sols est tributaire des entrées de carbone dans ces sols. L'accroissement des stocks est en fonction de la production végétale et son retour au sol (litière, racines résidus de culture) et des apports de produits organiques tels que fumier ou compost. L'estimation de ces éléments est relativement facile à concrétiser. Par contre, l'évaluation des sorties de carbone (la minéralisation des matières organiques des sols) s'avère plus difficile à réaliser.

Souvent, la solution préconisée est l'évitement du travail du sol et de ne pas le laisser nu. C'est que le travail du sol casse les agrégats et élimine ainsi une partie de la faune indispensable à l'enfouissement et à l'incorporation des résidus de culture. Il participe ainsi à la minéralisation des matières organiques. Ainsi, de cette manière, il limite le stockage de carbone dans les sols, voire accentue la diminution des teneurs en matière organique des sols cultivés. L'existence de ce mécanisme dépend des conditions climatiques et du type de sol et l'estimation du stockage de carbone, par l'adoption du non-labour ou du semis direct, est de $150 \text{ kg C ha}^{-1} \text{ an}^{-1}$ moyenne mais avec une très large variabilité (de 0 à $300 \text{ kg C ha}^{-1} \text{ an}^{-1}$). Ce large éventail des réserves organiques des sols cultivés s'explique surtout par une absence d'apport organique au sol entre deux cultures, soit sous forme de résidus de culture en quantité suffisante, soit d'amendements organiques ou de cultures intercalaires. Par ailleurs, le stockage de carbone dans les sols cultivés demande de grandes surfaces et reste, toutefois, limité dans le temps lorsque les sols atteignent un nouvel état d'équilibre après quelques décennies. Il est réversible si son mode d'usage change dans le cas d'une pratique non respectueuse du maintien des réserves organiques du sol (Chenu et al., 2015).

Une représentation simplifiée du cycle du carbone dans un agro écosystème montre que les leviers d'action sont (**Fig. 08**):

- Augmenter (1) les entrées de la production primaire (par exemple par l'accroissement des rendements en culture).
- Favoriser (2) le retour au sol de la biomasse végétale produite (en restituant les résidus de récolte plutôt que les exporter et en limitant le pâturage).
- Importer (3) des matières organiques externes à la parcelle (par exemple : des produits résiduels organiques tels que des composts, des effluents d'élevage).
- Réduire (4) la minéralisation des matières organiques (par exemple en limitant les opérations de travail du sol qui stimulent la décomposition) (Chenu et al. 2014).

La prise en compte des critères pédologiques, agronomiques, et environnementaux (Chenu et al. 2014) présente quatre actions capables de stocker le (C) dans le sol et d'atténuer les émissions de gaz à effet de serre, à savoir :

- La réduction du travail du sol.
- L'implantation davantage de couverts végétaux dans les systèmes de culture.
- Le développement de l'agroforesterie et des haies.
- L'optimisation de la gestion des prairies.

En général, les pertes par érosion et par lixiviation de (C) soluble, sont en conditions tempérées beaucoup moins importantes que celles par minéralisation. Dans une prairie pâturée il faudrait ajouter à ces flux la consommation d'herbe par le bétail, la respiration des animaux et la restitution de leurs déjections au sol.

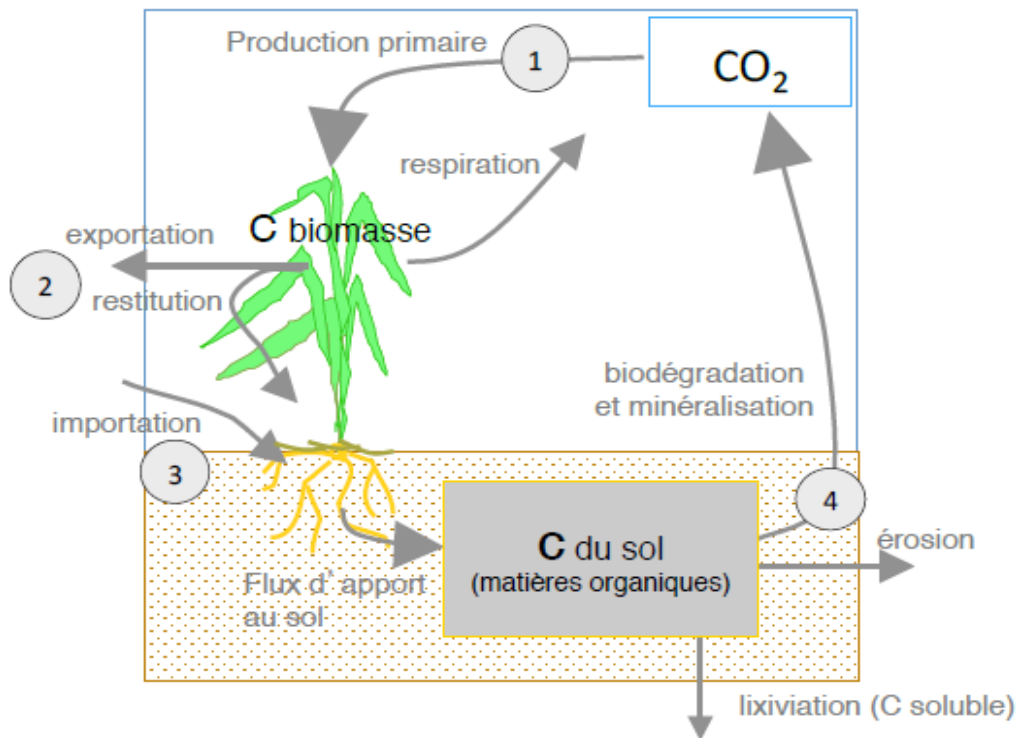


Figure 08 : Le cycle du C dans les sols d'un **agro écosystème cultivé** et les leviers d'action pour augmenter le stock de carbone dans les sols : (Chenu et al., 2014)

1- augmentation de la production primaire, 2- diminution des exportations et augmentation des restitutions, 3- importation de matières organiques exogènes et 4- diminution des pertes par minéralisation. Les pertes par érosion et par lixiviation de C soluble sont en conditions tempérées généralement beaucoup moins importantes que celles par minéralisation. Dans une prairie pâturée il faudrait ajouter à ces flux la consommation d'herbe par le bétail, la respiration des animaux et la restitution de leurs déjections au sol.

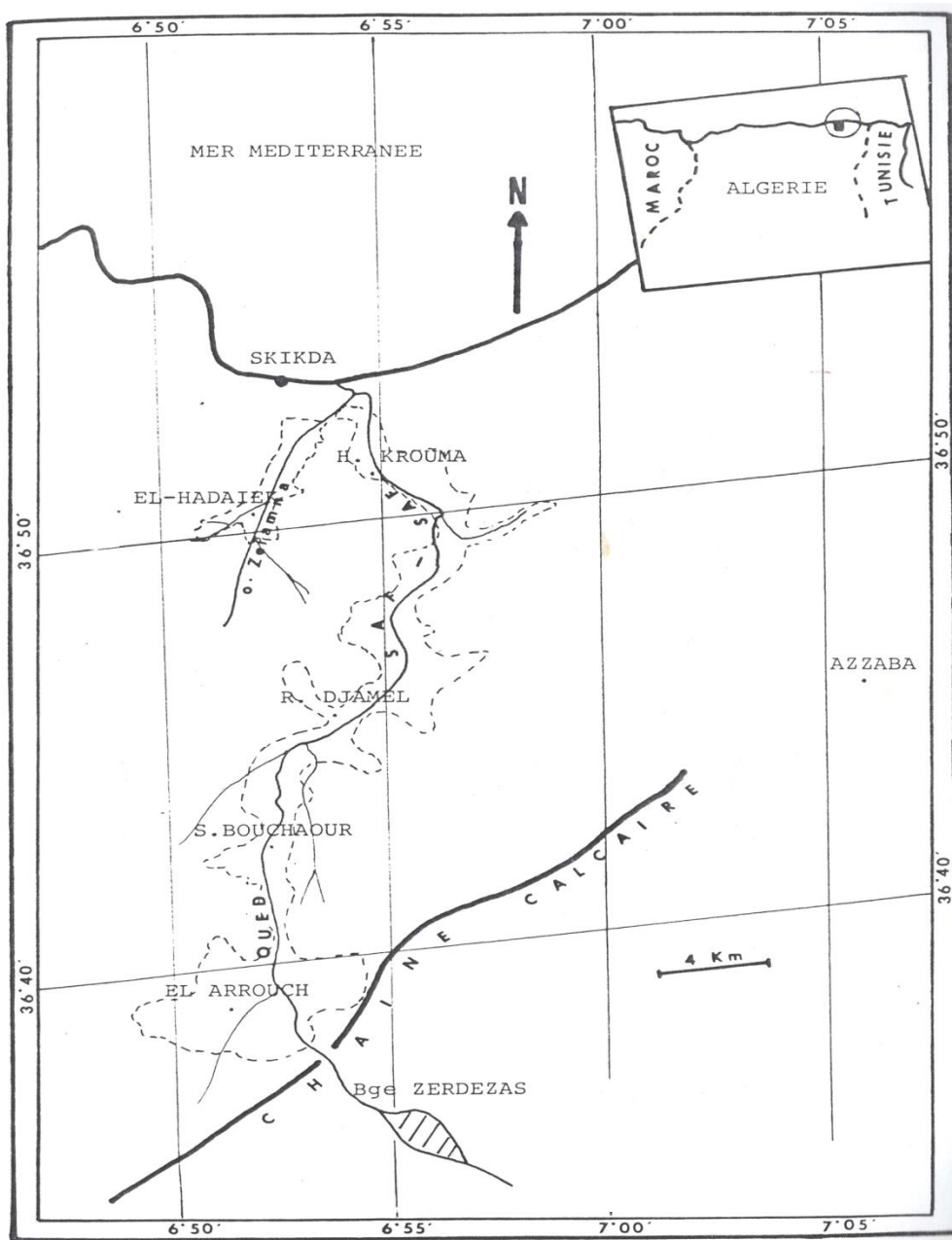


Figure 10 : Situation géographique de la zone d'étude (vallée de Saf Saf et Zeramna)
(Bensaid, 1986)

2. Le milieu physique.

Il s'agit d'étudier, notamment, les caractéristiques du milieu physique à savoir le climat, le relief, la géologie, la géomorphologie, les ressources hydriques conventionnelles (eaux de surface, eaux souterraines) et non conventionnelle) et l'aménagement en cultures agricoles et en végétations naturelles sylvoles et herbacées.

2.1 Le climat.

De manière générale, l'espace de la wilaya jouit d'un climat subhumide à hiver doux et à saison estivale chaude, voire caniculaire parfois à l'intérieur, et des précipitations moyennes annuelles de l'ordre de 743 mm (**Fig. 11**). Cependant, en allant vers Ain Bouziane et vers Zardezas, les prémices de la tendance semi aride apparaissent au travers de la végétation caractéristique de ce climat (« Diss » par exemple) et une répartition plus éparse.

Ce climat fait partie de la tendance du sud de la Méditerranée (Maghreb) qui est bien connue sur le plan des masses d'air. En effet, cette région est sous l'influence de l'anticyclone permanent des Açores et la dépression permanente d'Islande. En saison pluvieuse, le cyclone des Açores (mi-automne, hiver jusqu'à le mi-printemps) se rétracte un peu vers le sud, facilitant la pénétration de la dépression d'Islande.

Durant cette période les masses d'air anticycloniques En saison sèche, l'anticyclone remonte un peu plus au nord, empêchant la dépression de couvrir cette partie de la Méditerranée occidentale. Néanmoins, leur influence respective est biaisée par plusieurs facteurs comme l'éloignement de la mer, l'obstacle du relief, l'exposition des versants aux vents pluvieux ou sous le vent et la couverture végétale. D'ailleurs, la décroissance de la pluviométrie au niveau de cet espace par rapport aux zones littorales est bien réelle (Djellouli, 1990).

2.1.1 Le régime des précipitations.

En saison hivernale les précipitations sont plus ou moins régulières et plus ou moins bien réparties. Les trois quart de leur volume tombent durant cette saison. La qualité de l'année agricole se détermine justement en fonction des quantités tombées et de leur répartition spatio temporelle.

Ces précipitations sont de nature dépressionnaire dans leur majorité. Durant les deux périodes de transition « printemps-été » et « été-automne » le régime des pluies est dominé par les précipitations de convection où la chaleur et l'humidité dégagées par la surface modifient la température et l'humidité de l'air. Toute cette chaleur chargée d'humidité dans son ascension provoque des orages localisés pouvant être catastrophiques en termes d'inondation et d'érosion. D'autant plus, en automne particulièrement, les sols sont à nu et quasiment à sec après la saison sèche estivale (Troin, 1986 et Drain, 2003). Ces températures indiquent dans l'ensemble une certaine

douceur hivernale avec une possibilité de présence rare de gel et de gelée. Les grosses chaleurs sont fréquentes et sont être caniculaires en période estivale. Des chaleurs sont synonymes de « foehn » et de précipitations orageuses en été et en particulier durant la transition « été-automne ». C'est à cette période qu'ils ont lieu et peuvent générer des dégâts importants aux sols par le biais de l'érosion.

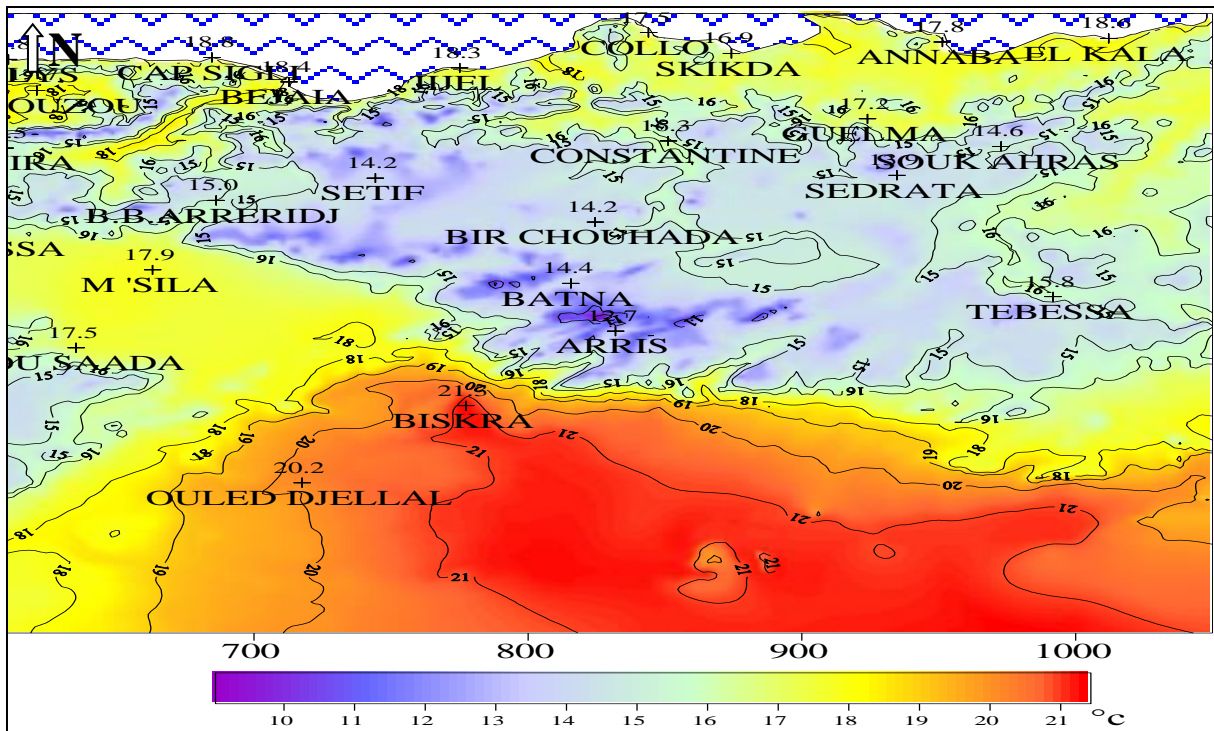
Les données pluviométriques, chronique de 1983 à 2016, de la station de Skikda, évaluent la pluviométrie moyenne annuelle à 743 mm. Le gros des pluies se produit durant la période dite « hivernale », entre le mois de novembre et celui de février. Le mois de décembre étant le plus pluvieux avec 132.82 mm et le mois de juillet le moins pluvieux avec moins de 10 mm (**Fig. 12**).

Les précipitations neigeuses sont rares et ne produisent que sur le relief (Djebel Sidi Driss et Cheraïa). Quant aux précipitations sous forme de grêle, elles peuvent se produire durant les orages de la période « fin d'hiver-début de printemps » ou de la période de « fin d'été-début d'automne ».

2.1.2 Le régime des températures.

La température moyenne annuelle s'élève 18°C (données pluviométriques, chronique de 1983 à 2016), la moyenne mensuelle du mois le plus froid est de 12,73°C au mois février, celle du mois le plus chaud de 26,38 °C au mois août (**Fig. 12**). Ces données caractérisent un climat doux avec absence de gel ou de gelée blanche, la plupart du temps. La température maximum varie entre 15°C et 31°C et la température minimum varie entre 8°C et 23°C. En été la température peut dépasser les 30°C mais demeure relativement modérée, dans l'ensemble. En hiver, les températures minimales toujours positives et inférieures à 10°C.

(a)



(b)

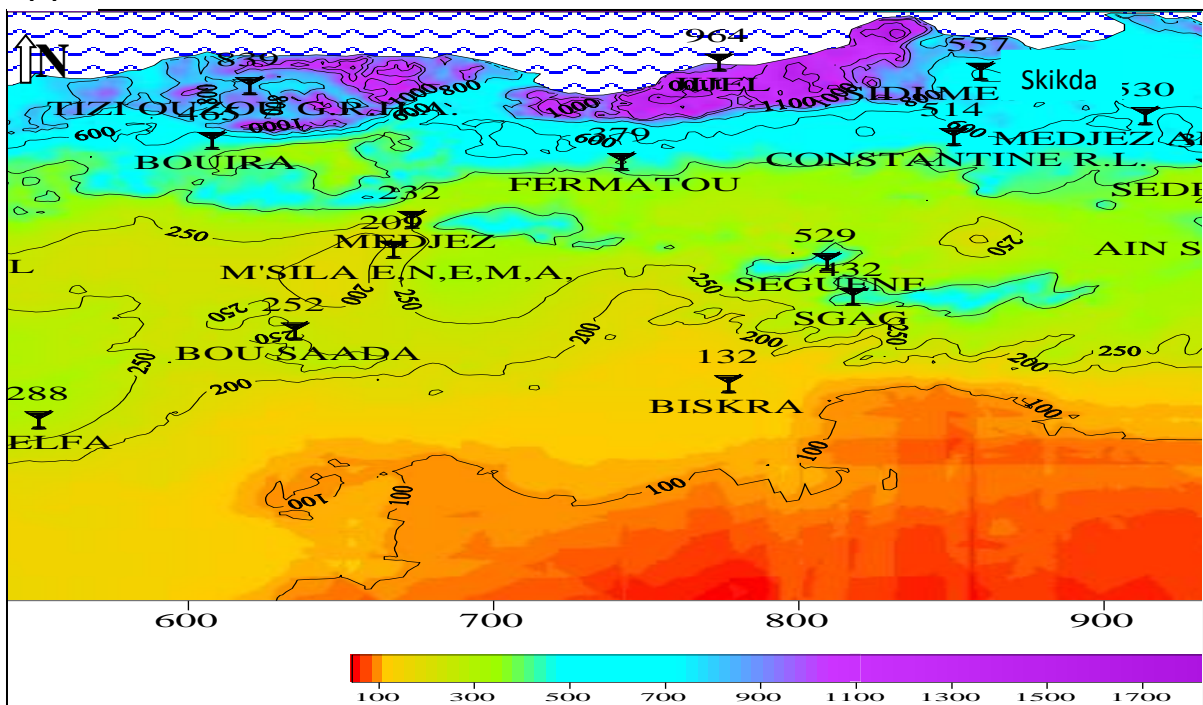


Figure 11 (a) : Températures moyennes annuelles (°C). (b) : Précipitations médianes annuelles (mm) (INSID, 2011)

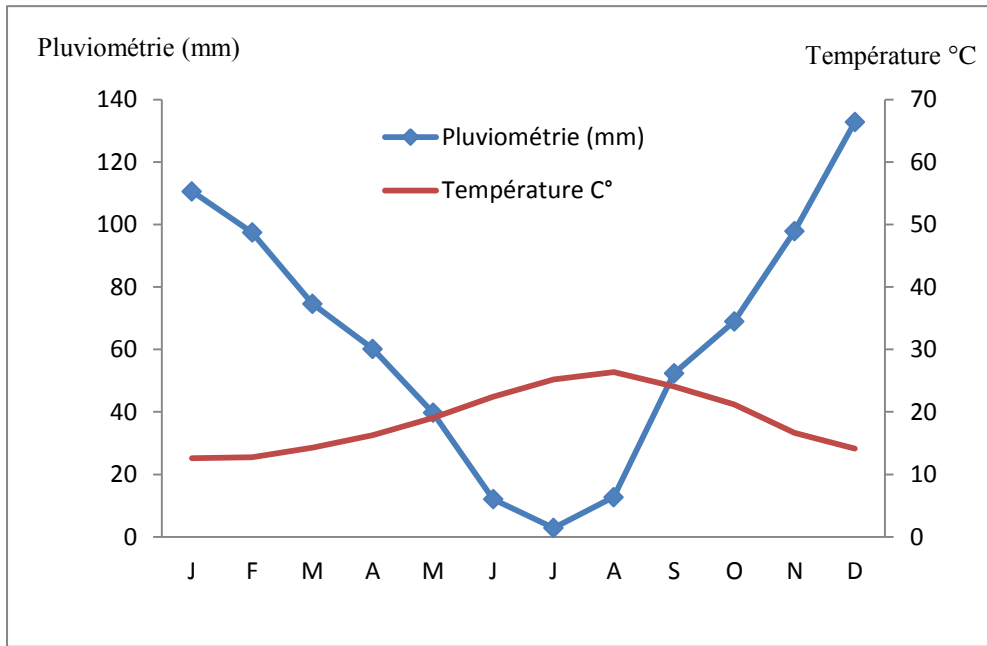


Figure 12 : Diagramme Ombrothermique selon la méthode de Gaussen (Période 1983-2016)

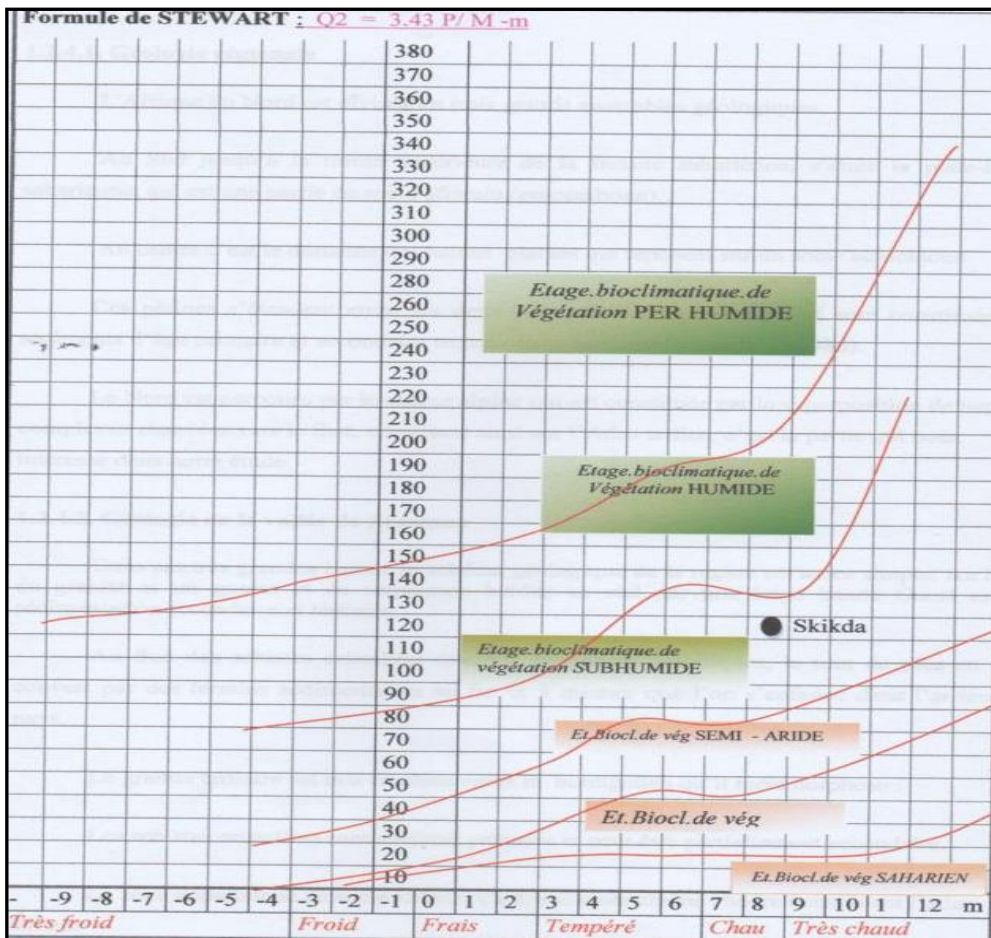


Figure 13 : Climagramme d'EMBERGER

2.1.3 Variation de climat (Pluviométrie et température)

Le climat de la région est de type méditerranéen subhumide (**Fig. 13**) avec une pluviométrie annuelle moyenne de 743.89 mm estimée sur la base des données de la station de Skikda sur la période s'étalant entre l'année 1983 et l'année 2016. Cependant, l'étude de l'évolution de la pluviométrie et de la température durant cette période montre que la pluviosité présente de fortes irrégularités dans la répartition et une grande variabilité quantitative d'une année à l'autre. La plus faible pluviosité est observée au cours de l'année 2000 et la plus élevée en 2009 (**Fig. 14 a**). Concernant la température moyenne annuelle, elle est de 18°C. Mais une variabilité est observée également durant cette période, avec un maximum bien marqué de l'année 2004. Mais, globalement, un accroissement progressif de la température est observé durant cette période (**Fig. 14 b**).

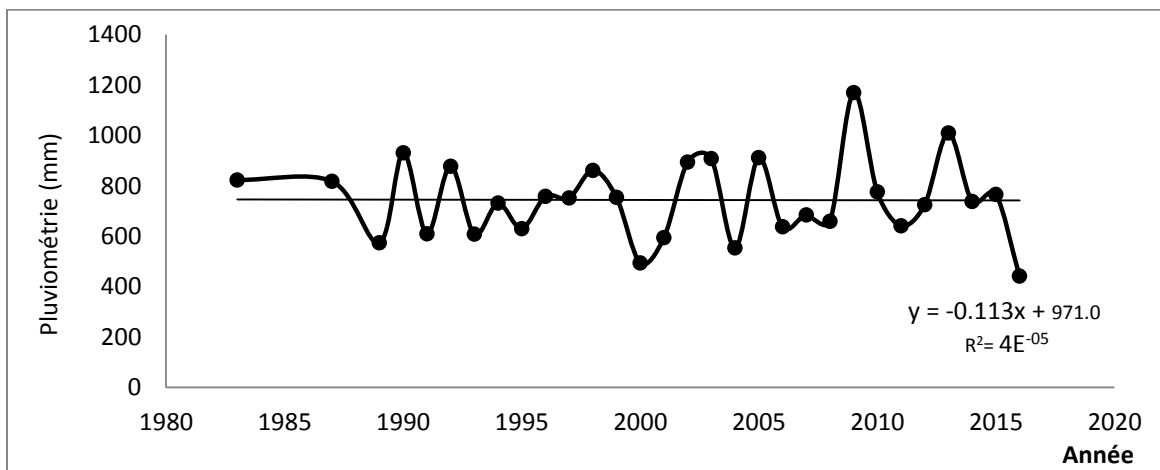


Figure 14a : Variation interannuelle de la pluviométrie (période 1983-2016). Station de Skikda

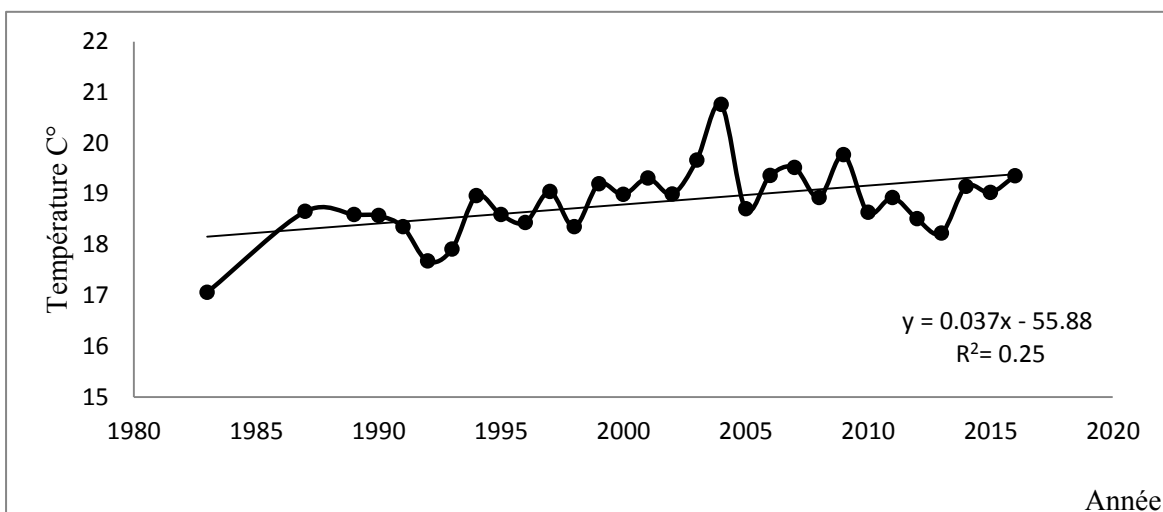


Figure 14b : Variation de la température moyenne annuelle (période 1983-2016). Station de Skikda.

2.1.4 L'humidité relative de l'air : L'humidité relative moyenne maximale est enregistrée durant le mois de décembre où elle atteint 76,05%, la plus faible étant celle du mois de mars avec 69,93%. Toutefois, tout au long de l'année, l'humidité de l'air reste relativement élevée dans les zones proches de la mer et décroît légèrement à l'intérieur. D'ailleurs, elle se chiffre à 72.96% comme moyenne annuelle.

2.1.5 Le vent : Les effets du vent dans la région sont dans l'ensemble cléments en se basant sur la vitesse moyenne annuelle qui est de l'ordre de 3,09m/s tandis que la vitesse moyenne maximale enregistrée durant le mois de décembre, elle s'élève à 3,92 m/s, et la minimale moyenne au mois de mai avec 2,63 m/s. Cependant, même si les vents froids sont rares, le sirocco, vent chaud et violent, en provenance du Sahara peut souffler sur la région du mois de mai à août avec une fréquence de 4 à 6 fois par an. Ce vent engendre une augmentation de l'évaporation surtout mais peut provoquer un échaudage des cultures, particulièrement l'arboriculture (l'olivier, la vigne, le prunier, l'abricotier, etc.).

2.1.6 L'insolation : C'est un facteur primordial pour la croissance et le développement des plantes, particulièrement en ce qui concerne la durée d'insolation. Cette dernière, dans cet espace est variable où en été elle atteint 35,86% de la durée astronomique du jour diminue en hiver avec 15.60% seulement. L'optimum de production durant la saison printemps où les plantes, les cultures et les essences sylvicoles atteignent le maximum de développement, l'insolation est de 25,12%.

2.1.7 L'évaporation : L'évaporation au niveau de la région est importante avec un maximum de 146,80 mm durant le mois d'octobre, un minimum de 56,27 mm durant le mois de février et évaporation moyenne annuelle de l'ordre de 1137,98 mm.

2.1.8 Les orages : Les orages se produisent grâce au mouvement verticaux des masses d'air humides qui se refroidissent jusqu'à atteindre le niveau de condensation puis celui du déclenchement des précipitations dans notre région ils sont fréquent durant le mi-printemps et, parfois, à l'automne ou en plein hiver lorsque les conditions de leur survenue sont réunies.

2.1.9 Le brouillard : Le brouillard est, dans l'ensemble, quasiment absent au niveau de la région sauf lorsque les conditions météorologiques particulières s'y prêtent comme un taux d'humidité et un refroidissement nocturne important. En général, sa fréquence est de 2 jours/ ans et se produit lorsque l'altitude s'élève. Par contre le phénomène de brume ou léger brouillard, peut être fréquent durant la période de transition hiver-printemps durant laquelle les conditions sont réunies comme les sols bien alimentés sur le plan hydrique, l'évaporation importante et une diminution de la température durant la nuit. Ce phénomène a lieu surtout dans les bas fonds et les plaines cultivées.

2.1.10 Le pédoclimat : Le pédoclimat se caractérise par un régime de température de type thermique et un régime hydrique de type xérique.

2.2 L'Hydrographie.

La région est naturellement bien pourvue en cours d'eau avec, pour les plus importants : l'oued El-Kebir à l'est, l'oued Saf-Saf au centre, l'oued Zeramna proche de la mer, l'oued El-Guebli à l'ouest, l'oued Zhour à l'extrême ouest.

Ces cours d'eau sont une véritable manne hydrique pour la région avec un taux de ruissellement important au vu du nombre de barrages existant, au nombre de quatre (04) : Zardezas, Guénitra, Bekkouche Lakhdar et Béni Zid. De même, les ressources hydrogéologiques sont présentes en nombre dans la région (nappes phréatique dans les plaines et sources naturelles dans le relief).

2.3 La géomorphologie.

Dans l'ensemble, la région possède un relief très accidenté sur la frange littorale, les massifs de Collo, dans la zone d'Azzaba et celle d'El Marsa. Sur le plan topographique, ce relief comprend trois (03) types : des zones montagneuses, des plaines et des piémonts (**Fig. 15**).

2.3.1 Les montagnes : Les zones de montagnes sont dispersées à travers l'ensemble du territoire de la région sous forme de massifs dont les plus importants sont :

- Au Sud : le djebel Sidi Driss qui culmine à 1.364 m et le djebel Hadjar Chouat à 1.220 m d'altitude.
- A l'Ouest : le djebel El Goufi à 1.183 m d'altitude.
- Aux abords des vallées du Guebli et du Saf-Saf : le djebel Staiha à 572 m et le djebel Abdelhadi à 564 m d'altitude.
- A la limite de la ligne de séparation des eaux de l'oued Saf-Saf et de l'oued El-Kébir : le djebel Filfila à 586 m d'altitude.
- Face à la mer Méditerranée: le cap Bougarouni et le cap de fer.

2.3.2 Les piémonts : Deux types de piémonts se retrouvent dans la région, les uns font la jonction entre la chaîne calcaire et la plaine alluviale du Saf-Saf au niveau d'El-Harrouch, de longueur comprise entre 500 et 1000 m et une pente qui n'excède pas les 7%. Les autres, de bas versants, sont de dimensions plus réduites mais avec des pentes plus importantes. Ils sont considérés comme liens entre les collines (Koudiats) et la plaine alluviale du Saf-Saf. (Bensaid, 1986).

2.3.3 Les plaines : Elles comprennent les plaines alluviales récentes du quaternaire et les terrasses anciennes et moyennes réparties sur tout le territoire de la wilaya. Elles représentent un capital en sol inestimable sur le plan de la production agricole qu'il est indispensable de préserver et de protéger. En particulier :

- La plaine de vallée du Saf-Saf qui s'étend d'El Harrouch à Skikda et épouse les contours du Saf-Saf.
- La plaine de vallée d'Oued El-Guebli qui débute à Oum-Toub, s'évase au niveau de Tamalous et s'effile jusqu'à Collo ou elle s'élargie à nouveau.
- La plaine à l'est de l'Oued El Kebir composée de 02 parties : la plaine d'Azzaba, arrosée par l'Oued El kebir, qui s'étend d'Es-Sebt à Djendel en

passant par Azzaba avec un étranglement débouchant sur Ain Charchar et Bekkouche Lakhdar et la plaine joignant la plaine et la dépression du Lac Tanga près de l'oued El-Kebir

- La plaine de la vallée de Zeramna, traversée par l'oued du même nom dont le lit est situé sur les anciennes nappes charnières de flysch.
- Les terrasses anciennes et moyennes du Plio-quaternaire ou du Quaternaire ancien et qui sont d'ailleurs, difficile à séparer, et les terrasses récentes du Pléistocène et Holocène sont réparties tout le long de l'oued et s'étendent sur de grandes surfaces de faible pente (0 à 4%) (Bensaid, 1986).

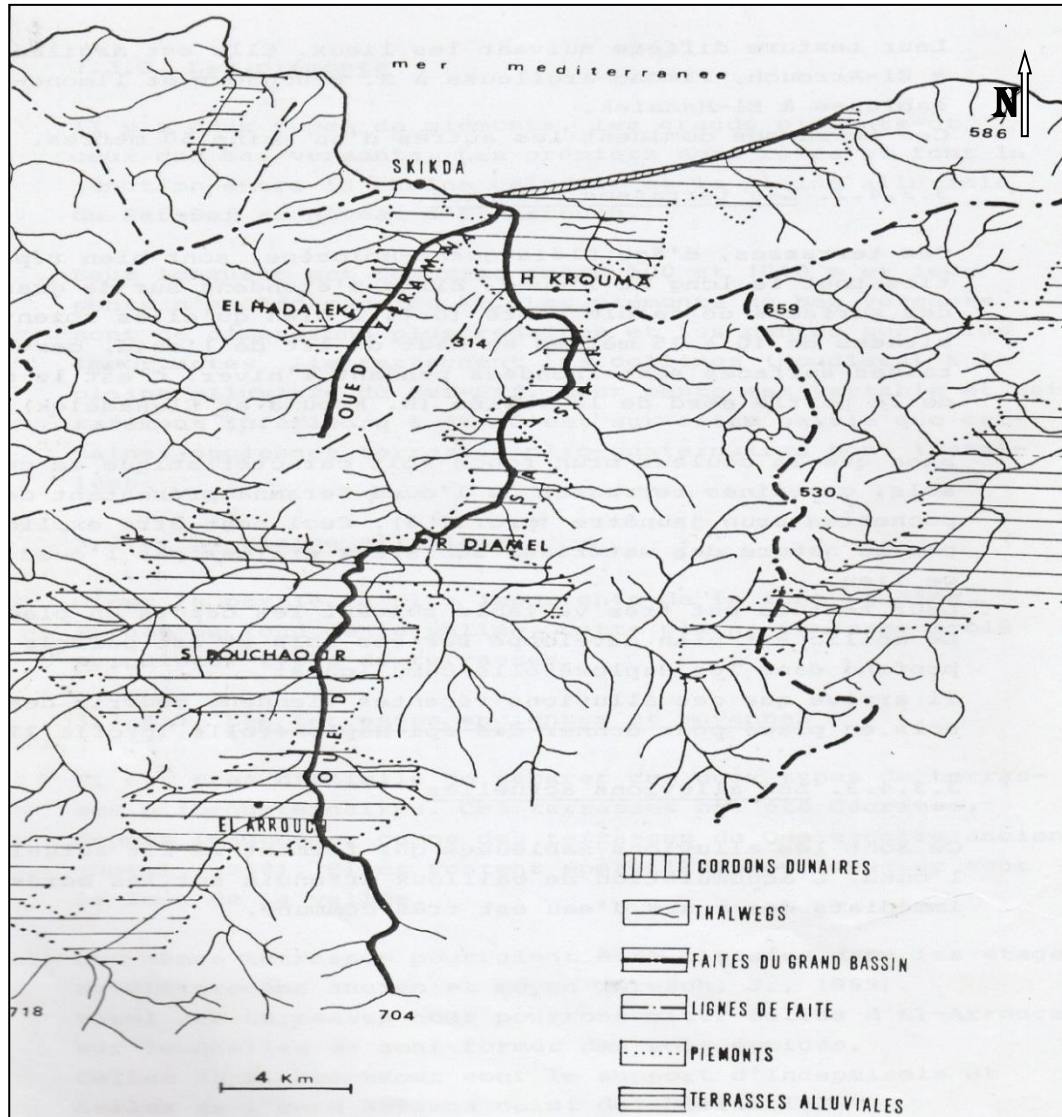


Figure 15: Géomorphologie de la région de Skikda, il figure la vallée de Saf Saf et la vallée de Zeramna (Bensaid, 1986)

2.4 La géologie.

L'aperçu des caractéristiques géologiques de la région et de la zone d'étude est une synthèse des résultats des observations consignées par Savornin (1931). Cet auteur a déterminé deux types de terrains:

- ✓ Les terrains de roches éruptives et cristallophylliennes partiellement recouvertes par des lambeaux transgressifs de Sénonien de nummulitique supérieur et de Néogène (marnes, argiles grés et parfois poudingues).
- ✓ Les terrains sédimentaires des formations récentes, terrasses, alluvions de toutes natures, dunes, épouilles.

Sur le plan des formations géologiques, la pauvreté en fossiles est relevée mais elle est largement compensée par l'abondance et la variété des formations cristallines. La paléogéographie de l'Atlas ne se précise qu'à partir du secondaire.

A partir du Crétacé, l'Algérie devient un géosynclinal favorable à la sédimentation, comprise entre le continent Tyrrhénien au nord et le bouclier saharien au sud. A l'Oligocène, le continent Tyrrhénien s'effondre, le tell devient un domaine des cours d'eau méditerranéen et de l'érosion dont le niveau de base est la mer. C'est une région à caractère géosynclinal, installée avec un cordon et des fosses de sédimentation.

L'Eocène inférieur y est inconnu et le Tertiaire débute par un lutétien transgressif sur un substratum ancien plissé.

Enfin dans la partie Nord de l'Atlas Tellien apparaissent au milieu des plis Tertiaires les massifs primaires kabyles. Ils sont comparables aux massifs cristallins englobant la chaîne Alpine. L'histoire géologique de l'Algérie est l'histoire de l'Atlas, lequel n'est qu'une partie du système Alpin (Greco, 1966).

Géologie de la vallée de Saf-Saf et lithologie des domaines individualisés.

Ces domaines sont formés de terrains métamorphiques (Micaschistes, gneiss, phyllades) et apparaissent au nord de la dorsale kabyle. Le socle kabyle se compose uniquement de schistes et de micaschiste. Ces terrains anciens datent du précambrien et ont subi divers plissements paléozoïques.

La dorsale kabyle ou chaîne calcaire : Elle constitue la couverture permo-triasique d'une série paléozoïque, elle-même collée sur un socle métamorphique à base de phyllades. La stratigraphie est composée de quatre principales formations :

- les couches permo-triasiques constituées de conglomérats, grés et pélites rouges;
- le Lias inférieur composé de dolomies litées, calcaire, sol formé de dolomites et de calcaire massif. Cette dernière formation est déposée sur la couche permo-triasique.
- Au dessus de ces deux formations, vient le domérien.

- Enfin, vient le Lias supérieur composé de calcaire marneux jaunâtre à silex sombre.

La série Massylienne : C'est une série de flysch très variés passe de flysch quartzeux du Crétacé inférieur au flysch Sénoniens.

La série oligo-miocène : Elle recouvre de manière discordante le socle kabyle et comprend un ensemble conglomératique de grés et de mica datant de l'Oligocène terminal.

Géologie de la vallée de Zeramna.

Dans ses grandes lignes, le schéma géologique de la région est assez simple :

- Au nord du granite et un îlot de gneiss et de serpentine bordés.
- au sud par une large bande ouest-est de sédiments secondaires et tertiaires et des schistes cristallins enrobant quelques apophyses granitiques.

Le tout devient de plus en plus couvert par des terrains sédimentaires au fur et à mesure que l'on s'enfonce dans l'arrière pays.

Le granite est tertiaire a été mis en place après le Burdigalien métamorphosé. Les schistes cristallins sont anciens, primaires et pourraient être partiellement secondaires. La zone est une vaste chaîne côtière constituant l'Atlas Tellien et où l'oued Zeramna constitue l'un des affluents les plus importants de l'oued Saf-Saf.

De part et d'autre de l'oued Zeramna, existent également des formations de roches métamorphiques constituées par des micaschistes. Sur les hauteurs, les formations sont constituées de gneiss à de micas. Enfin, sur le lit de l'oued Zeramna, il y a la présence de terrains formés de roches métamorphiques et composés en grande partie de micaschiste.

Description sommaire des terrains sédimentaires.

Les alluvions anciennes comprennent l'ensemble des terrains sédimentaires de la région avec des :

- Terrasses formées de limon et de cailloux roulés de moins de 20 cm se trouvant au niveau du lit de l'oued Zeramna,
- Alluvions récentes avec différents limons et des cailloux roulés au fond des vallées,
- Poudingues et grés. Les premiers comprennent des cailloux de gneiss, de schistes et, en particulier, de quartz. Et, de manière irrégulière s'y intercalent des assises gréseuses ou argileuses. La puissance de l'ensemble varie de 10 à 50 m,
- Argiles et des grés du Numidien inférieur. Les argiles sont noires et renferment de minces lits de grés jaunes.

2.5 Les sols.

Les études pédologiques de Bensaid (1986) montrent les types de sols suivant (**Fig. 17**) :

Les Entisols

Occupent la partie centrale de la vallée, aux abords de l'oued et les terrasses récentes, bénéficiant, de cette manière, d'un perpétuel apport d'alluvions.

- ✓ **Les Xerofluents aquiques** : se situent dans les dépressions engorgées d'eau et prolongent les Entisols jusqu'à des cuvettes relativement lointaines.

Les Mollisols

Occupent une grande partie de la vallée :

- à l'échelle de la vallée de Zeramna et entourent la bande centrale par des Entisols.
 - au niveau de la partie est du Saf-Saf, leur présence est quasi-totale.
 - la même répartition apparaît au centre mais, dans ce cas, les Mollisols sont en présence des Alfisols, des Inceptisols et des Vertisols. Seulement, au sud, ils se présentent en petites surfaces restreintes.
- ✓ **Haploxerolls cumuliques** : associés à d'autres Mollisols présentent les caractéristiques suivante : l'apparition de ces sols commence au centre de la vallée aux côtés des Vertisols. Ils sont souvent associés aux Haploxerolls vertiques et sont affectés par l'hydromorphie. Leur position particulière est au pied des pentes dans les dépressions. Leur importance est moindre et ne comporte que de petites surfaces. Cependant, au nord de la vallée, au sud de Sidi Ali Fadloun, ils sont bien plus représentés.
 - ✓ **Haploxerolls vertiques** : leur dissociation des Haploxerolls cumuliques vertiques est très difficile et leur localisation en petites surfaces les situe dans toute la partie centrale et sud de la vallée.
 - ✓ **Haploxerolls fluventiques** : sont rares dans la partie étudiée sauf sur la rive droite de l'oued Zeramna mais de manière très restreinte. Ils font transition avec les Haploxerolls cumuliques.
 - ✓ **Epi-Haploxerolls** : sont répartis tout le long des bas de pente et font jonction avec les Alfisols, les inceptisols et d'autres Mollisols. Ils sont bien représentés au nord et au centre de la vallée. Leur délimitation est difficile à voir car elle nécessite des sondages nombreux et profonds.

Les Inceptisols

- ✓ **Xerochrepts aquiques** : ces sols sont très limités et ne sont représentés qu'au sud d'El-Hadaiek Ils sont associés à des Entisols présentant, eux-mêmes, des traits d'hydromorphie. Au centre, ils occupent les piémonts avec la présence de transitions latérales progressives avec des Alfisols (moyenne pente), des Vertisols et des Mollisols (faible pente). Au sud, ils sont peu répandus et occupent des microreliefs à l'intérieur des Vertisols.
- ✓ **Xerochrepts fluventiques** se retrouvent au nord et au centre et sont toujours associés aux Mollisols. Ils sont parfois recouverts par des épipédons Molliques. Au sud, leur répartition paraît désordonnée.

Les Vertisols

Sont dans l'ensemble presque tous, situés au sud, à partir de Salah Bouchaour et jusqu'à la ville d'El Harrouch. Aux environs de Salah Bouchaour, les Pelloxererts typiques occupent la partie ouest de la zone étudiée. Ils côtoient le plus souvent des Mollisols.

Les Afisols

Comprenant les Rhodoxeralfs, occupent généralement des positions élevées surplombant la vallée. Ils sont placés sur les collines en bordant les anciennes terrasses. Au nord et au centre de la vallée, ils restent sur les flancs de hautes montagnes. Au sud, ils paraissent noyés au milieu des différents dépôts plio-quaternaires. Dans beaucoup d'endroits, ces sols ont été enfouis principalement par des épipédons Molliques. Ils sont actuellement considérés comme des Epi-Haploxerolls pour la plupart d'entre eux.

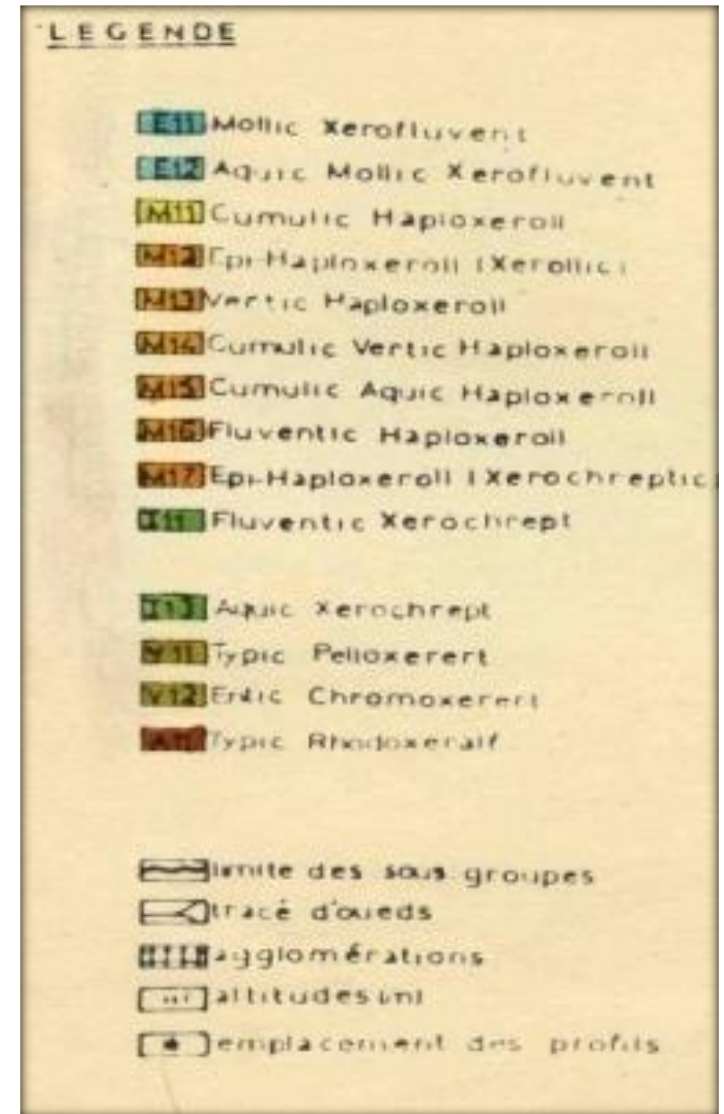
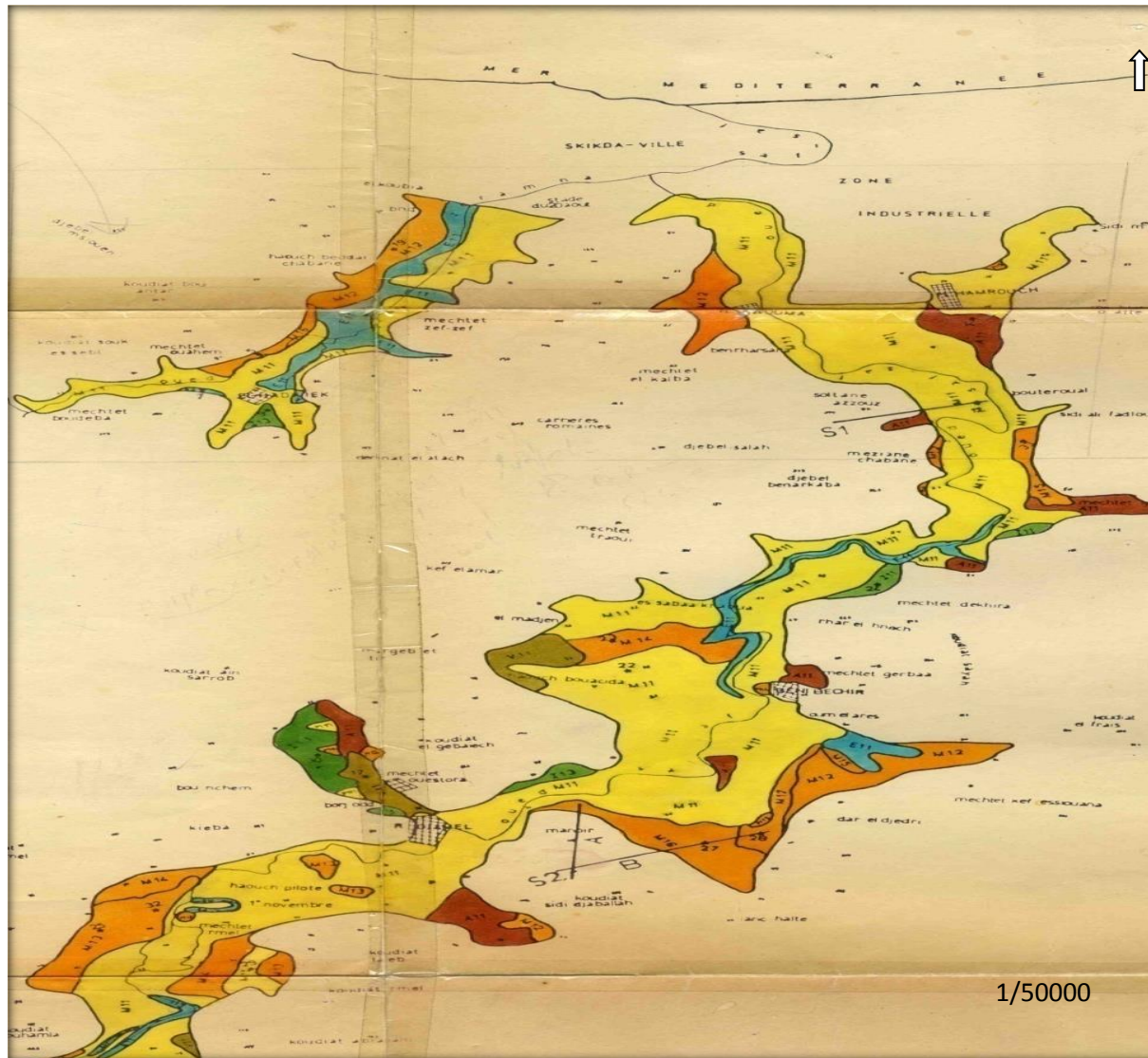


Figure 17 : Carte pédologique de la vallée de Saf-Saf (Skikda)
(Bensaid, 1986)

2.6 La végétation naturelle et les cultures.

Les terres agricoles occupent une grande superficie de cette zone avec, en majorité, des terres labourables et de l'arboriculture. Les agrumes sont bien présentés au nord et au centre (Skikda, El Hadaïek, Ramdane Djamel et Salah Bouchaour). Les cultures maraîchères occupent une très grande partie des terres agricoles.

Sur le plan de l'exploitation des terres, le refoulement massif des paysans vers les montagnes, en période coloniale particulièrement, les a contraint à s'y ces dernières installer et à exploiter les sols des forêts. Il s'ensuivit une dégradation accélérée de ces espaces sylvicoles tendant vers une forme de maquis. Ces maquis recouvrent certains piémonts bordant la vallée et comportent une association dite oléo-lentisque (Bensaid, 1986). D'ailleurs, les statistiques de l'année 2015 des diverses ressources et potentialités agricoles couvrant la région de Skikda donnent la répartition suivante:

- **Les terres agricoles** (DSA, 2015) : la superficie agricole totale de la région Skikda est de 191.106 ha dont 131.879 ha de surface agricole utile (SAU). La superficie en irrigué s'élève à 41.000 ha et représente 31% de la SAU. La répartition de la SAU Par types de cultures, cette dernière se répartie comme suit :
 - Cultures herbacées annuelles maraichères, non maraichère et grandes cultures (71.466 ha).
 - Jachère occupée : (46.170 ha).
 - Prairies naturelles (1.520 ha).
 - Vignoble (1.038 ha).
 - Plantations fruitières (11.685 ha) dont les agrumes sont dominants, dans la plaine littorale lorsque la pluviométrie annuelle est > 600 mm.

- **Les surfaces sylvicoles : maquis, arbres forestiers et arbustes** : La forêt est l'une des plus grandes richesses de la wilaya de Skikda. Son exploitation a permis la création d'une industrie de bois et de liège. Elle couvre, environ, (50%) de la superficie de la wilaya couvrant, surtout, le massif de Collo pour l'essentiel.

L'aire sylvicole de la wilaya s'élève à 194.362 hectares dont 129.162 ha de forêts et 65.200 ha de maquis. Cette superficie est répartie en forêts naturelles (166.090 ha) et forêts artificielles (28.272 ha) (ONTA, 2015).

Les maquis représentent un stade de dégradation du foret, constitué par des arbustes, d'arbrisseaux et des arbres qui ne dépassant par 1 mètre de hauteur. Ces maquis recouvrent les piémonts et les collines. Les espèces végétales rencontrées sont, l'olivier, lentisque et le ciste.

Les espèces végétales qu'on peut rencontrer dans la zone d'étude, suivant les strates, sont :

La strate arborée ou arborescente : Correspondant à quelques sujets éparpillés avec comme principales espèces qui la composent : le chêne-liège (*Quercus suber L.*), le pin maritime (*Pinus pinaster*), l'eucalyptus (reboisement).

La strate arbustive : Composée de nombreux buissons à feuilles épineuses ou persistantes dont la majeure partie comprend : l'olivier sauvage (*Olea oleaster*), répandu dans les maquis de la région, l'olivier cultivé (*Olea europea*), le lentisque (*Pistacia lentiscus*), de ciste et le pistachier lentisque (*Pistacia lentiscus L.*)

Cette zone comprend également de plus petits arbustes ou arbrisseaux tels quelle myrte (*Myrtus Communis*), la bruyère arborescente, la bruyère blanche ou la bruyère en arbre (*Erica arborea*) , le calicotome épineux, (*Calicotome spinosa*), la filaria genre phillyrea, le romarin (*Rosmarinus officinalis*), la lavande, genre lavandula, les cistes genre cistus (*Cystus sp.*), le ronce commune (*Rubus fruticosus*), le bourrage (*Borago officinalis*), *Scolymas maculatus* et *Petris equilina*.

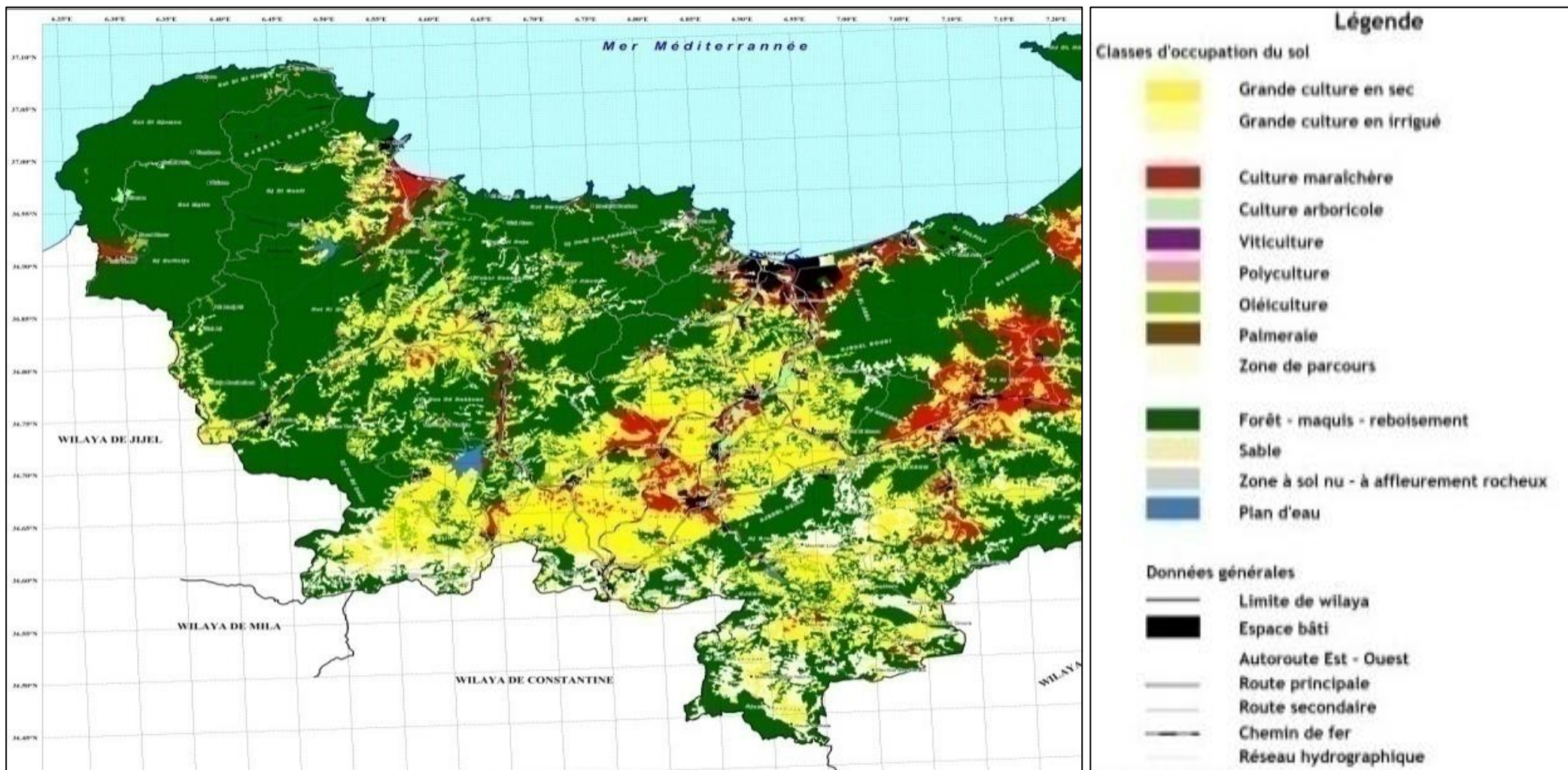


Figure 18 : Carte d'occupation des sols de la région de Skikda

Conclusion.

La région de Skikda, localisée au Nord-Est de l'Algérie, appartient à un climat de type méditerranéen chaud en été, froid et humide en hiver, qui la place à l'étage bioclimatique subhumide. Son pédoclimat se caractérise par un régime de température de type thermique et un régime hydrique de type xérique.

Elle est traversée par le grand oued du Saf-Saf dont la source prend naissance au sud, en amont du barrage de Zardezas avec comme affluent l'oued de Zeramna où leur confluence forme un delta en se jetant dans la mer Méditerranée, au niveau de l'agglomération de Skikda.

La zone a une géomorphologie assez bien différenciée qui la caractérise par un relief très accidenté. Un relief constitué de montagnes jeunes, encore en pleine évolution morphologique. Les terrasses alluviales occupent de grandes étendues avec la formation de dépôts récents de matériaux apportés par les eaux (sols alluviaux). Leur importance est grande sur le plan agricole car ils sont très bien arrosés avec une forte pluviométrie.

Les terres agricoles occupent une grande superficie de la région et où l'arboriculture recouvre une grande partie des terres, spécialement les agrumes. Cependant la végétation naturelle comme les maquis, la végétation herbacée, les arbres comme l'olivier, le chêne liège, l'eucalyptus et les arbustes divers comme le lentisque, recouvrent les piémonts, les collines et les montagnes.

Enfin, de part et d'autre de l'oued Saf-Saf, il y a présence de formations de roches métamorphiques constituées par des micaschistes et, sur les hauteurs, des formations de gneiss et de micas.

Chapitre III : Méthodologie générale

1. Choix de la zone d'étude.

Le choix la région de Skikda est dicté par le caractère méditerranéen sub-humide, un climat favorable à l'évolution des matières organiques et une grande variété sur le plan topographique, pédologique et végétale.

Globalement, La zone à une géomorphologie différenciée, montagnes, piémonts, terrasses alluviales. Ces derniers occupent de grandes étendues avec la formation de dépôts récents des matériaux apportés par les eaux donnant naissance à des sols alluviaux. (Bensaid, 1986 ; Belaïssaoui, 2004).

Par ailleurs, les sols alluviaux, de la plaine de l'oued Saf-Saf et celle de l'oued Zeramna, ont une grande importance sur le plan agricole. Leurs caractéristiques brun foncé à noirâtre et riches en matière organique, présentent un intérêt indéniable pour déterminer leur capacité de stockage de carbone organique.

Les études sur cette région sont rares et limitées dans le cadre de la caractérisation des sols (Bensaid, 1986 ; Belaïssaoui, 2004). De même, les études détaillées sur la matière organique et leurs stocks organiques n'ont pas fait d'objet de travaux de recherche en Algérie.

2. Méthodologie de travail.

Une prospection sur terrain a été effectuée afin de délimiter le périmètre de la zone d'étude et de localiser les profils les plus représentatifs en accumulations de matière organique développés dans cette zone en prenant en compte trois facteurs influents par leur variabilité : la topographie, la couverture végétale et le type de sol.

Ainsi, dans l'optique de bien cerner le maximum d'éléments indispensables dans ce travail, une documentation de base a été collectée puis exploitée, en particulier la carte topographique aux échelles de 1/20.000, 1/25.000 et 1/50.000, la carte géologique de la région, la carte pédologique élaborée par Bensaid (1986), les photographies aériennes, la carte et les images satellitaires de « Google Earth ». Le travail entrepris repose sur l'adoption de deux approches : l'approche toposéquentielle et l'approche chrono spatiale (diachronique et spatiale).

2.1 Approche toposéquentielle des sols et du carbone organique de la vallée de Zeramna (El Hadaïek, Skikda).

2.1.1 Etude de l'organisation des sols et de la variabilité verticale de leur carbone organique au long de la toposéquence.

L'étude de la variation du carbone organique a nécessité le choix d'une topo séquence assez représentative de la vallée de Zeramna en ce qui concerne l'existence de la majorité des types de sols de la région de Skikda.

Pour cela, une étude morphologique et analytique a été faite pour bien caractériser et classer l'ensemble de ces sols. Ce travail a demandé la réalisation de 14 profils avec une description morphologique et analytique de chacun d'eux, selon une coupe d'axe ouest-est de la vallée de Zeramna (**Fig. 19**).

La technique d'échantillonnage utilisée pour cette étude est la méthode classique, basée sur les critères morphologiques des profils pédologiques. L'étude détaillée est développée dans le chapitre IV.

2.1.2 Étude de la matière organique des sols : Dynamique et nature (forme).

Ce deuxième point est consacré à l'étude du statut organique des sols sous différents systèmes de cultures et végétations existant au niveau de la toposéquence. Il permet d'évaluer expérimentalement le potentiel de minéralisation de la matière organique en conditions contrôlées par la méthode respérométrique. L'évaluation concerne les horizons de surface et de profondeur.

Une approche granulométrique est effectuée également en suivant la méthode de (Feller, 1979) et Gavinelli et al., (1995) pour la compréhension de la nature et la contribution relative des diverses fractions de la matière organique dans le turnover. Toutefois une étude microscopique est envisagée. L'étude détaillée de la matière organique est développée dans le chapitre V.



Figure 19 - présentation des profils de l'étude toposéquentielle sur la carte de « Google Earth ».

2.2 Approche chronoséquentielle (diachronique) et spatiale de la variation du stock organique des sols dans la région de Skikda.

L'étude de la variation chronoséquentielle des stocks de (C) dans cette région est effectuée en suivant les modes d'occupation et type des sols de la région, et effectués sur des parcelles par le passé (Bensaid, 1986 ; Belaïssaoui, 2004). Il s'agit d'une approche diachronique, dont le principe étant de revenir à ces mêmes parcelles et reprendre les prélèvements des sols et effectués les analyses de carbone pour suivre la variation des stocks organiques dans le temps. A ce sujet, la technique d'échantillonnage utilisée est la méthode systématique à horizons fixes.

L'étude détaillée de cette variation est fournie dans le chapitre VI.

3. Analyse physique et chimique des sols.

Les analyses ordinaires effectuées sont les analyses physiques à savoir : l'analyse granulométrique, l'humidité à différents pF, les analyses chimiques et physico-chimiques ainsi que le pH eau, la conductivité électrique (CE), le calcaire totale, la capacité d'échange cationique (CEC), les cations échangeables, le carbone organique et l'azote total.

La granulométrie : L'analyse granulométrique a été effectuée par la méthode internationale à la pipette de Robinson (Mathieu et Pieltain, 1998), par la destruction de la matière organique avec du peroxyde d'hydrogène et la dispersion dans l'eau et l'hexametaphosphate de sodium.

Le pH de l'eau : Le pH de l'eau est déterminé par la méthode électrométrique à l'aide d'un pH mètre. Le rapport terre /eau utilisé est de 1/2,5.

Les cations échangeables : Le calcium (Ca), le magnésium (Mg), le sodium (Na) et le potassium (K) ont pu être récupérés dans une solution d'acétate d'ammonium percolés à travers une colonne de sol selon la méthode Metson. Les cations (N) et (K) ont été dosés par le photomètre à flamme. Les cations (Ca) et (Mg) ont été dosés par absorption atomique. Les cations échangeables sont exprimés en cmol kg^{-1} de sol sec (Mathieu et al., 2003).

La capacité d'échange cationique (CEC) : Cette capacité a été déterminée par la méthode Metson, à pH 7. La CEC est exprimée en cmol kg^{-1} de sol sec (Mathieu et al., 2003).

Le point de flétrissement (pF) : Le pF a été mesuré par la méthode de la presse membrane ou méthode de Richard. (Mathieu et Pieltain, 1998).

Le carbone et l'azote : Le carbone organique et l'azote total du sol ont été mesurés par combustion à sec. 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 °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 (O₂) avec comme gaz vecteur l'hélium pur à 870 °C ; l'apport d'O₂ provoque une combustion totale (NF ISO 10694 et NF ISO 13878). Les gaz obtenus (N₂ et CO₂) 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. Les concentrations en carbone et en azote sont exprimées en gC kg⁻¹ sol.

Les teneurs en (C) et (N) du sol ont été exprimés en g kg⁻¹ de sol. Le rapport C/ N a été calculé en divisant la teneur en (C) par la teneur en (N). La présence de carbone inorganique (dont la source principale est en relation avec les carbonates de calcium) a été testée par l'effervescence à l'HCl.

Mesure de la densité apparente

La densité apparente (Bd) du sol est la mesure de terrain de la masse du sol par rapport à son volume apparent. Elle a été calculée pour les échantillons de sol non perturbés prélevés à l'aide d'un cylindre métallique de 130.6 cm³ (h = 5.5 cm, d = 5.5), 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. Le sol 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. Les éléments grossiers sont récupérés et pesés. La densité apparente est exprimée en g cm⁻³. Les éléments grossiers sont exprimés en g 100g⁻¹ ou g g⁻¹ de sol.

4. Mesure des stocks des carbones dans les sols.

Les stocks de (C) pour chaque couche de sol ont été évalués par l'intermédiaire de la relation :

$$\text{Stocks de C en t C. ha}^{-1} \text{ du sol} = 0,1 * C * Bd * t * (1 - CP).$$

Où :

- (C) est la teneur en carbone (g C kg⁻¹ sol).
- Bd est la masse volumique apparente (g cm⁻³).
- t est l'épaisseur de l'horizon du sol (cm).
- CP est la teneur en particules grossières (g g⁻¹ sol).

5. Mesure des stocks totaux de COS des couches 0-30 cm, 0-60 cm et 0-100 cm

Les stocks de COS exprimés en tonne par hectare (tC ha⁻¹) ont été calculés systématiquement par sommation des stocks des horizons, sur différentes profondeurs de sol, méthode volumique conventionnelle : 0-10, 0-20, 0-30 cm ...et 0-100 cm, sauf cas d'affleurement de la roche mère. En cas d'un profil qui dépasse un mètre, on prend

en compte proportionnellement la partie du dernier horizon dont la limite supérieure débute à moins de un mètre de profondeur. L'explication détaillée est fournie dans ce qui suit.

Pour avoir le stock complet jusqu'à une profondeur donnée, il faut alors disposer de tous les stocks relatifs à ces horizons ou ces tranches. Généralement l'estimation du stock de carbone « S » dans un sol entier, est la somme des stocks dans tous les horizons ou couches constituant le sol (Bernoux et al., 2002):

$$\text{Somme (S) total} = (\text{S) couche1} + (\text{S) couche2} + \dots + (\text{S) couches n}$$

Ainsi, à une profondeur fixe (x), la (**Fig. 20**) montre comment il est possible de prendre en considération le prélèvement aussi bien par horizon. Le stock « S » se calcule de la manière suivante :

$$(\text{S}) (0\text{-X}) = (\text{S) couche 1} + (\text{S) couche 2} + (\%) \text{ de } (\text{S) couche 3}.$$

D'après la littérature (Batje, 1996 ; Bernoux et al., 2002) et ce, dans la plupart des études de stocks de carbone organique dans le sol, le calcul se fait pour les tranches de profondeur 0-30 cm ou 0-100 cm. L'estimation du stock exige, en plus, la connaissance de la répartition verticale du carbone organique dans les profils (Bernoux et al.1998).

Les calculs du stock de COS, de manière classique et pour une profondeur donnée, sont déterminés à partir de la somme des stocks de COS estimée pour chaque couche obtenue par le produit de la densité apparente Bd avec la teneur en COS et l'épaisseur de la couche. Pour un profil de *n* couches, nous avons estimé le stock de carbone organique «S » selon l'équation suivante :

$$S_{profil\ fixe} = \sum_{i=1}^n Bdi \times Ci \times ti \times 0.1X(1-CP)$$

Où :

- S : le stock de carbone organique en t ha⁻¹;
- C'est la teneur en carbone (g C kg⁻¹ sol).
- Bd est la masse volumique apparente Mg m⁻³(g cm⁻³).
- t est l'épaisseur de l'horizon du sol (cm).
- CP est la teneur en particules grossières (g g⁻¹sol).

Bernoux et al. (2002) ont utilisé une procédure similaire pour le calcul des stocks de carbone dans les sols du Brésil (Rondonia).

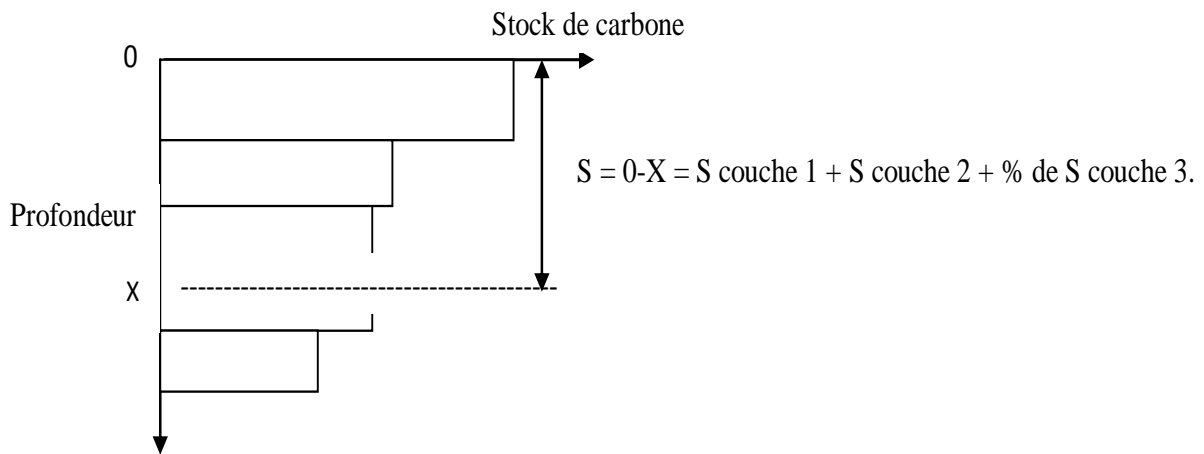
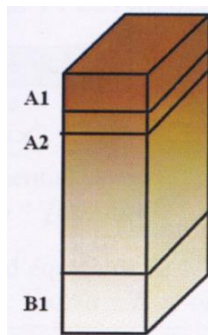


Figure 20 : Estimation du stock de carbone pour une profondeur bien déterminée (x).

La technique d'échantillonnage utilisée pour la plupart des profils de cette étude est la méthode classique, basée sur les critères morphologiques, pour des raisons pédologiques (classification des sols et détermination des processus pédologiques). C'est le cas des profils échantillonnés en 1983, 1992, 2012 (**Fig. 21a**). En effet, dans cette technique, l'horizon pédologique pose une difficulté dans l'estimation du stock pour une profondeur (x), jusqu'à y (%) du dernier horizon dans la mesure où il y a toujours, avec cette partition, une obligation de chercher un pourcentage de stock dans ce dernier horizon. Par contre, dans le cas d'un échantillonnage systématique comme celui qui a été effectué en 2014 (**Fig. 21b**), ce problème ne s'est pas posé, si bien que cette méthode reste recommandée pour l'estimation.

a) Par les horizons pédologiques



b) Systématique ou par tranche

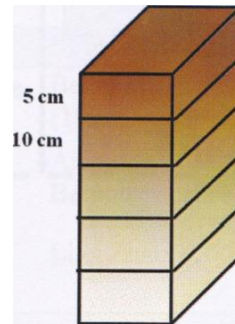


Figure 21 - Les deux techniques d'échantillonnage (a) et (b).

2^{ème} partie - Approche toposéquentielle des sols et du carbone organique de la vallée de Zeramna (El Hadaiek, Skikda).

Chapitre IV : Etude de l'organisation des sols et de la variabilité verticale de leur carbone organique au long de la toposéquence

1. Introduction.

Les sols sont un réservoir de carbone très important (Barua et Haque, 2013) où le carbone organique représente plus de 71% du carbone total terrestre (Lal, 2010). De plus, les sols possèdent la capacité de le stocker pendant une durée allant jusqu'à 5000 ans (Brevik et Homburg, 2004). Par ailleurs, Aussi, une meilleure compréhension des effets des changements climatiques, de l'utilisation des terres et des pratiques agricoles sur ces stocks de carbone du sol et sur les échanges de CO₂ entre les sols et l'atmosphère est nécessaire.

D'autant plus que le carbone organique des horizons de surface revêt un grand intérêt dans les différents écosystèmes, en étant principalement affecté par l'usage du sol et le climat tandis que le carbone des horizons profonds dépendrait surtout du taxon du sol (Mathieu et al. 2015). Les horizons de profondeur jouent, tout autant, un rôle important dans le cycle mondial du carbone, grâce à une grande capacité de stockage de carbone organique sur de grands pas de temps (Gleixner, 2013), bien que les mesures pour améliorer le stockage de carbone organique du sol (COS) se concentrent, en général, sur les horizons de surface (Alcantara et al. 2016). En effet, le plus souvent, le COS profond n'est pas inclus dans les stocks de carbone ou dans les stratégies de gestion du sol (Bounouara et al. 2017), alors que les sols stockent environ 53% de COS dans la couche 0-100 cm et 71% dans la couche 0 et 200 cm (Batjes, 2014).

La variation spatiale des propriétés du sol est fortement influencée par la topographie, le matériau d'origine et la végétation (Brevik, 2013; Ashley et al., 2014; Bakhshandeh et al, 2014; Kirkpatrick et al, 2014). En effet, Asadi et al. (2012) ont constaté, dans ce sens, que l'effet intégré de la topographie et de l'utilisation des terres détermine les propriétés du sol. Par ailleurs, la topographie est un facteur pertinent dans le contrôle des processus d'érosion des sols qui induisent la redistribution des particules et du carbone organique du sol (Cerdà et García Fayos, 1997; Ziadat et Taimeh, 2013). De même, depuis une quinzaine d'années, de nombreuses études ont montré l'influence de l'utilisation des terres sur les propriétés physico-chimiques des sols tels que le COS, le pH, la quantité d'azote (N), la texture et le rapport C:N (Parras Alcantara et al, 2013). En outre, le COS et l'azote (N) sont considérés comme des indicateurs de la qualité du sol (Sharma et al., 2005; Brevik, 2009) et comme une première source de la fertilité des sols (, 2012). Pour cela, il est nécessaire d'expliquer la relation entre les propriétés du sol et la position topographique (Fernández-Romero et al. 2014). L'étude des positions topographiques est reliée à la notion de toposéquence définie comme « un objet géographique qui maintient la connectivité de flux depuis le sommet de versant jusqu'à sa base (hillslope conclusion) » (Gessler et al. 1996). Cependant, dans les

zones naturelles méditerranéennes, peu de données sont disponibles relatives à la topographie et au contrôle qu'elle exerce sur les propriétés du sol (Lozano-García et Parras-Alcántara, 2014). La variation du carbone organique de profondeur, en comparaison avec celle du carbone de surface par rapport à la topographie, au type de sol et à l'utilisation des terres, est encore très peu étudiée en Afrique du Nord. Pourtant, le relief accidenté y est exposé à des pluies fréquentes et où la teneur en COS est le principal facteur qui protège contre l'érosion (Roose et al. 2005).

D'ailleurs, à ce sujet, très peu de littérature compare le COS dans les horizons de surface et de profondeur tant dans les forêts naturelles que dans les maquis et les zones cultivées par rapport à la position topographique, dans des toposéquences liées à une plaine alluviale. En outre, peu de travaux existent sur les sols alluviaux et leur contribution au stockage de COS en Afrique du Nord, notamment en Algérie (Bounouara et al. 2017) et sur l'enfouissement du COS en profondeur comme mécanisme de stabilisation de carbone (Chapricha et Marin-Spiotta, 2014).

Dans ce contexte, les questions qui se posent dans la région de Zeramna (Skikda) sont :

- Quelles sont les teneurs et les stocks en carbone dans les sols au long d'une toposéquence, en profondeur (> 30 cm) et en surface (< 30 cm) ?
- Quelle est l'origine de la matière organique dans ces sols (liée à la végétation in situ ? Est-elle alluviale?)
- L'apport de carbone organique par alluvionnement constitue-t-il un "puits de carbone» ?

C'est dans cette optique qu'une toposéquence représentative a été étudiée dans la vallée de Zeramna à El Hadaiek, Skikda (Algérie) afin de fournir des éléments de base susceptibles de faire ultérieurement l'objet d'analyses complémentaires et mettre en évidence la distribution spatiale de la couverture pédologique et la variation de carbone organique du sol (COS). Cette toposéquence comporte la majorité des sols de la région pour lesquels les caractéristiques morphologiques et analytiques sont bien représentées.

Les objectifs de cette étude se résument à :

- (i) Contribuer à une meilleure connaissance des sols d'une toposéquence dans la vallée de Zeramna, région de Skikda;
- (ii) Quantifier la teneur en COS et sa distribution verticale le long de la toposéquence et savoir l'origine de ce carbone organique;
- (iii) Évaluer, le long de la toposéquence, le stock de COS des horizons de profondeur (>30 cm) en comparaison avec celui des horizons de surface (<30 cm) ;
- (iv) Évaluer l'effet de la topographie, du type de sol et de son occupation sur le stock de COS dans cette zone méditerranéenne.

Il s'agit donc de chercher d'expliquer les variations des stocks de carbone en tenant compte de la position topographique, du type d'utilisation des sols, de la taxonomie du sol et de la dynamique de l'érosion le long de la toposéquence.

2. Matériel et méthodes

2.1 Le site expérimental

La toposéquence d'étude est située dans la vallée de Zeramna à El Hadaiek à 5 km de la ville de Skikda dans le Nord Est de l'Algérie (**cf. Fig. 19**). Ses coordonnées géographiques sont situées entre 6°52'45.82" et 6°54'13,34" Est et entre 36°51'0.26" et 36°50'52.07" Nord. La zone d'étude couvre 800 ha environ, elle est constituée de montagnes composées de collines et de terrasses alluviales traversées par l'oued Zeramena. Les collines sont liées aux plaines par des piémonts à forte pente.

Sur le plan géologique, les hauteurs sont constituées de roches métamorphiques (schistes et gneiss). Tandis que dans le lit de l'oued, ces roches sont constituées quasiment de micaschistes. La région a un climat méditerranéen subhumide, avec une pluviométrie annuelle moyenne de 743 mm et une température moyenne annuelle de 18 ° C.

La toposéquence étudiée s'étend sur une longueur de 2500 m environ, elle est orientée du nord-ouest vers le sud-est. Elle débute par une colline dans la partie montagneuse avec une altitude de 140 m et des pentes > 20% qui s'atténuent dans la partie du piedmont avec une pente située entre 10 et 20%. L'altitude et la pente baissent progressivement jusqu'à la plaine alluviale respectivement à une altitude de 16 à 14 m et une pente < 4%, en passant par la zone la plus basse constituant le collecteur principal d'eau (oued Zeramna). Elle inclut également une partie du piedmont du côté opposé (côté droit) (**cf. Fig. 22**). Les sols de montagne sont, dans l'ensemble, couverts par des maquis méditerranéens d'oliviers, de chêne liège et d'eucalyptus. Dans la plaine, les sols alluviaux constituent des terrasses sont couverts par des vergers d'agrumes.

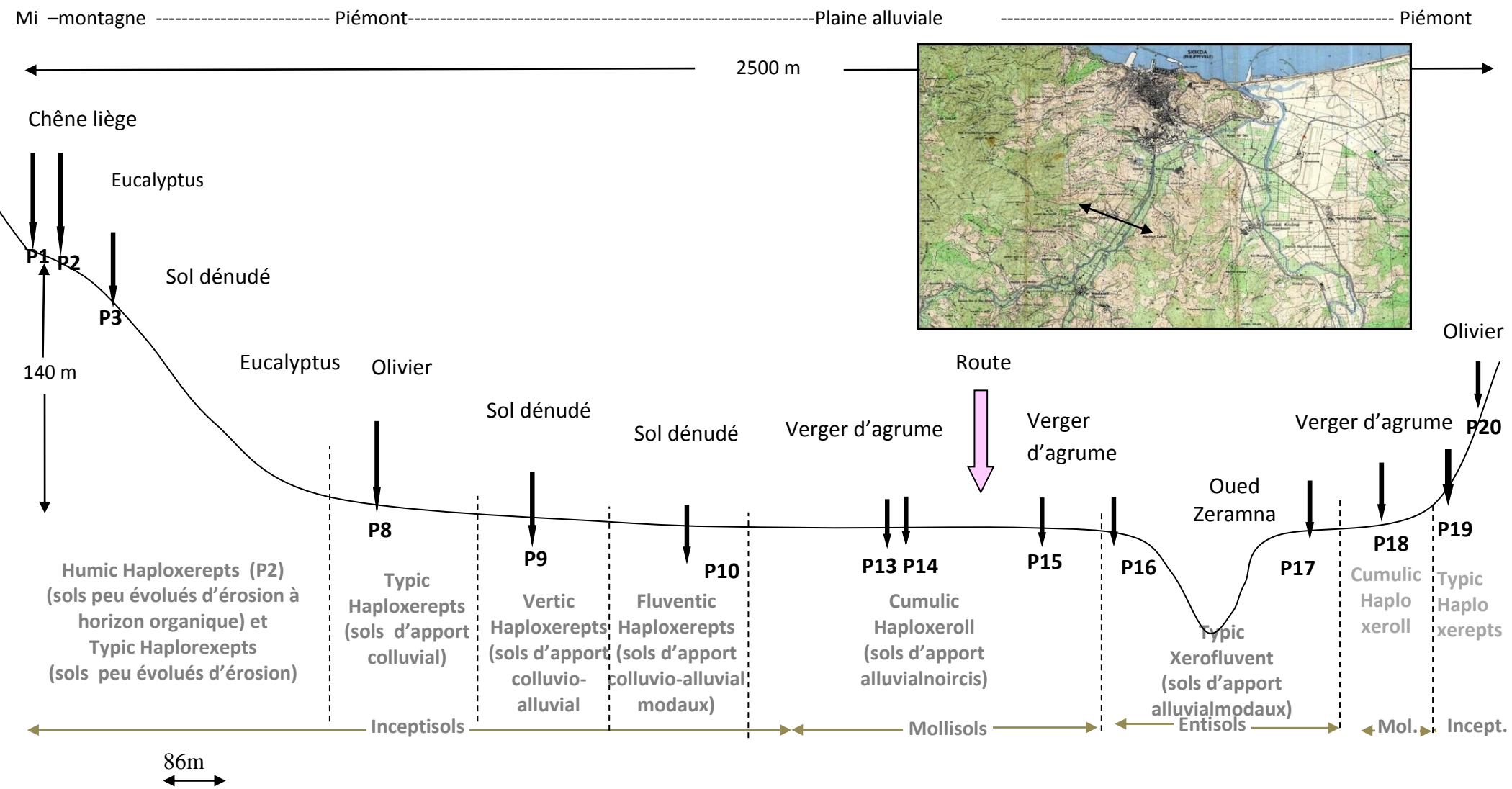


Figure 22: Distribution des profils étudiés au long de la toposéquence (NO-SE)

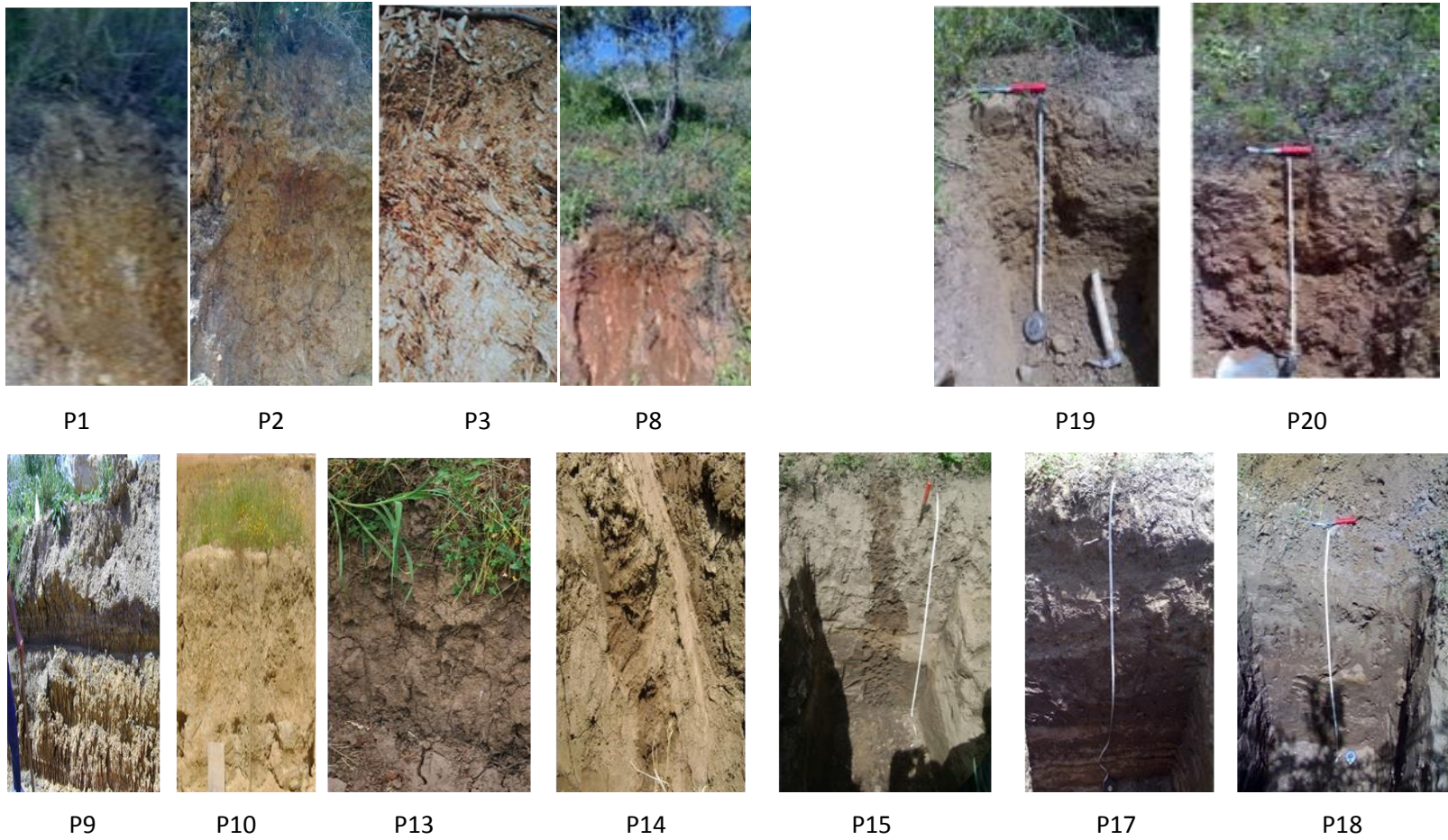


Figure 23: Photos des profils pédologiques étudiés localisés dans la montagne et le piémont (P1, P2, P3, P8, P19 et P20), et dans la plaine alluviale (P9, P10, P14, P15, P16, P17 et P18).

2.2 Description et échantillonnage des sols de la toposéquence.

Quatorze (14) profils de sol ont été étudiés et échantillonnés le long de la toposéquence (cf. **Fig. 22**) et caractérisés selon leurs horizons pédologiques. Le nombre d'horizons par profil a varié entre 2 et 6. Des répétitions ont été complétées par des prélèvements à la tarière. L'ensemble des profils pédologiques a été soumis à une description détaillée de sol in situ et à des analyses physico-chimiques au laboratoire. Au total, 72 échantillons de sol ont été prélevés le long de la toposéquence sur une succession de type de sols. Les échantillons ont été recueillis en 2012-2013 sur des profondeurs dépassant 1 mètre, sauf dans les cas où il y a affleurement de la roche mère. Le dénivelé total est de 140 m. (cf. **tableau Annexe**).

2.3 Occupation du sol selon les profils.

Dans la partie supérieure du versant (zone de colline) caractérisée par une pente raide (> 20%) trois profils (P1, P2 et P3) ont été effectués. Au moment de l'étude de la toposéquence, le sol est couvert par des maquis méditerranéens depuis plus de 50 ans, caractérisés par des arbres de *Quercus suber* (chêne liège), *Pinus pinaster* (pin maritime), et des reboisements d'Eucalyptus. Il existe des arbustes d'*Erica arboria* (La bruyère arborescente), du *Pistacia lentiscus* (Pistachier lentisque). Aussi, dans cette zone la végétation herbacée est assez dense et variée. Notamment, avec du *Myrtus communis* (le myrte), du *Calicotome spinosa* (le calicotome épineux), du *phyllerea angustifolia* (le phyllaire), du *Rosmarinus officinalis* (le romarin), de la *Lavandula stoechias* (la lavande), et du *Cistus monpelienis* (le ciste de Montpellier).

Dans le piémont, où la pente varie de 10 à 20%, trois profils également ont été réalisés (P8 sur un versant, P19 et P20 sur l'autre côté du versant). Les profils P8 et P20 sont couverts par une oliveraie et le P19 par un verger d'agrumes dont l'âge dépasse 60 ans. En plus, dans ces zones existent des arbres Eucalyptus et une végétation herbacée méditerranéenne composée de *Myrtus communis* (Le myrte) et de *Calicot me Spinoza* (le calicot me épineux).

Dans la plaine, où la pente est < 4%, plusieurs profils ont été effectués (P9, P10, P13 P14, P15 P16, P17 et P18). Les profils P9 et P10 au début de la plaine avec des sols dénudés sans plantation (en raison de construction), depuis 4 ans environ au moment de l'étude de la toposéquence. Il s'agit d'anciens champs de céréales et d'arboriculture. Les profils P13 P14 P15 et P18, sont occupés par des vergers d'agrumes. Enfin, les profils P16 et P17, pente < 2%, situés près de la rivière, sont occupés aussi par des vergers d'agrumes. P13 P15 P16 et P18 ont été labourés au moment de l'échantillonnage.

2.4 Analyse physique et chimique des profils de sols

Les analyses physiques et chimiques de routine ont été effectuées sur les échantillons du sol séchés à l'air et tamisés à 2 mm. Le pH du sol est déterminé dans l'eau (rapport 1 : 2,5). La CEC et les bases échangeables sont déterminées par la méthode Metsson. La granulométrie est déterminée par la méthode internationale à la pipette de Robinson. Le carbone organique et l'azote total du sol ont été mesurés par combustion à sec (CHN Fisons EA 1108). Les densités apparentes (Bd, exprimé en g cm⁻³) ont été déterminées sur le terrain lors de l'échantillonnage selon la méthode du cylindre. La pierrosité ou pourcentage massique en éléments grossiers (F > 2mm, exprimé en %) du sol a également été mesurée.

2.5 Calculs des stocks de carbone.

Le stock de C pour chaque horizon de sol a été calculé par la formule suscitée en méthodologie générale:

$$\text{Stock de carbone (tC ha}^{-1}\text{sol)} = 0,1 * C * Bd * t * (1 - CP)$$

Par la suite, les stocks de (C) ont été calculés systématiquement par sommation des stocks des horizons, sur différentes profondeurs de sol: 0-30 et 0-100 cm. Dans le cas de premiers 30 cm, cela correspond toujours aux premiers horizons de chaque profil. Pour les calculs sur le premier mètre, la somme est effectuée sur les horizons dont la profondeur maximale est inférieure ou égale à 1m, ou en prenant en compte proportionnellement la partie du dernier horizon qui est supérieur à 1m (l'explication est fournie dans la 1ere partie, méthodologie de travail).

2.6 Analyse statistique.

Des analyses de variance (Anova) ont été effectuées pour comparer et classer les moyennes et pour analyser la significativité des différences obtenues. Des régressions linéaires ont permis de mettre en relation des variables deux à deux. Enfin, des analyses en composantes principales (ACP) ont permis d'observer simultanément les relations entre plusieurs caractéristiques physicochimiques des profils et la topographie (altitude). Le logiciel R version R 3.2.3 (R Core team, 2015) a été utilisé pour ces analyses statistiques.

3. Résultats.

3.1 Caractéristiques et classification des sols et de leur couvert végétal au long de la toposéquence.

Les différents types de sol de la toposéquence se différencient essentiellement par le type de matériau dans lequel ils se développent, et par le mode de mise en place de ce matériau. Il s'agit surtout d'alluvions (dans la plaine) et de roche métamorphiques et

de colluvions (dans la montagne et le piémont) dont la répartition dans le paysage est en fonction de la géomorphologie. Le long de la toposéquence, trois grandes unités ont été identifiées, en tenant compte des caractéristiques du sol, de la végétation et de la géomorphologie. Selon la taxonomie des sols USDA (2014), les sols observés appartiennent à trois ordres : des Inceptisols qui occupent généralement la zone de reliefs et les piémonts, puis des Mollisols et des Entisols qui se développent dans la plaine (cf. Fig. 22 et Tableau 1).

Les sols sont généralement acides à modérément acides, voire neutres, avec une teneur élevée en Ca et Mg et un taux de saturation en base > 50 %. Les carbonates et la salinité sont absents dans ces sols.

Tableau 1- Sols étudiés selon la classification Soil Taxonomy USDA (2014).

Ordre	Sous-ordre	Groupe	sous-groupe	Numéro de profil	Position topographique	Occupations des sols
Inceptisols (I)	Xerept	Haploxerepts	Typic	P1-P3	Mi-montagne	Maquis
			Humic	P2	Mi-montagne	Maquis
			Typic	P8	Piémont	Maquis
				P19		Arboriculture
			Typic	P20	Piémont	Arboriculture
			Vertic	P9	Plaine	Dénudé
Fluventic	P10	Plaine	Dénudé			
Entisols (II)	Fluvent	Xerofluvents	Typic	P16- P17	Plaine	Arboriculture
Mollisols (III)	Xeroll	Haploxerolls	Cumulic	P13-P14- P15-P18	Plaine	Arboriculture

3.1.1 Les Inceptisols (P1, P2, P3, P8, P9, P10, P19, P20).

Il s'agit d'un ensemble assez diversifié de sols graveleux, développé dans la montagne et le début de la plaine sur des roches tendres schisteuses, des apports colluviaux et des apports colluvio-alluviaux avec des pentes variables allant de plus de 20 % à 4 %. Ce sont des Inceptisols de climat subhumide méditerranéen. De ce fait, ils appartiennent au sous-ordre des Xerepts, dans le groupe des Haploxerepts.

Quatre (04) sous-groupes ont été identifiés : Typic Haploxerepts, Humic Haploxerepts, Vertic Haploxerepts, et Fluventic Haploxerepts (cf. Tableau 1). Les séquences d'horizon A/C/R, A0/A1/B1/B2/C, A/AC/R, A/Bwg/C, A/Bw/C, Ap/C1/C2 et A/C1/C2 ont été trouvées et mises en évidence (cf. Tableau Annexe).

Les Humic Haploxerepts (P02).

Il s'agit de sols peu évolués d'érosion, caillouteux et graveleux, à horizon de surface organique (classification CPCS 1967). Ils sont situés au sommet de la toposéquence dans la zone de pente élevée (> 20%). Ils sont occupés par des maquis de chêne liège (*Quercus Suber*) et de végétation herbacée dense.

Ils sont rares dans la région et occupent des zones forestières instables à cause de l'érosion hydrique élevée. Ce sont des sols profonds (> 1 m de profondeur), avec plusieurs horizons où le taux de gravier est très élevé (de 14 à plus de 30%). Ils sont limoneux en surface et argileux à limono-argileux en profondeur avec 34 à 48% d'argile. Le pH est acide à légèrement acide, le taux de carbone est très élevé en surface (4 à 4.33 gC kg⁻¹) et diminue en profondeur (**cf. Tableau Annexe**). La CEC (Capacité d'Echange Cationique) est de faible à modérée (9 à 19 cmol kg⁻¹).

Le sol présente une accumulation d'argile avec formation d'un horizon B structural à 50 cm (tendance à se rapprocher des Alfisols). Cependant, l'érosion a perturbé cette formation (teneur élevée en gravier dans le profil). Les séquences d'horizon étaient (A0 / A1 / B1 / B2 / C).

Les Typic Haploxerepts (P1, P3, P8, P19, P20).

Ces sols sont des Inceptisols typiques de climat méditerranéen sub-humide. Ils peuvent se trouver dans les zones à forte pente (> 10%), en montagne et en piémont. Ils sont caractérisés par une forte érosion hydrique et sont soumis à des processus de rajeunissement. Il s'agit de sols d'érosion et d'apport colluvial, caillouteux et graveleux avec une teneur élevée en gravier (>20%) et sont peu profonds (<1m).

Au sommet (P1, P3), les sols sont couverts par des maquis méditerranéens de chêne liège, d'eucalyptus, de pins, de lentisque et de différente végétation herbacée. Dans le piémont, les sols sont occupés par des oliviers (P8, P20) et des vergers d'agrumes (P19). Texturalement, ils sont limono-sableux (P1) à limoneux et limoneux argileux (P3, P8, P19, P20) avec une teneur élevée d'argile en profondeur (35% d'argile dans P3 et plus de 60% d'argile en P8) (**cf. Tableau Annexe**). Les séquences d'horizon sont (A/C/R, A/AC/R, Ap/C1/C2 et A/C1/C2). Les sols sont acides à légèrement acides, avec une teneur élevée en C (26,75 à 9 gC kg⁻¹) qui diminue en profondeur. La CEC est faible à modérée (6 à 15 cmol kg⁻¹) (**cf. Tableau Annexe**).

Les Vertic Haploxerepts (P9).

Il s'agit de sols peu évolués d'origine non climatique d'apport alluvial et colluvial à caractère vertique, selon CPCS 1967. Ils sont situés dans la partie supérieure de la plaine, avec une pente qui décroît progressivement jusqu'à 4%, entre la montagne et la plaine. Ces sols sont profonds (plus de 1 m de profondeur), étroitement liés à l'accumulation de matériaux issus des montagnes et pierreux avec environ 20% de graviers en surface, qui diminue en profondeur.

Ce sont des sols dénudés, ex-champ de céréale, battus pour des raisons de construction depuis plus de 4 ans environ (au moment de l'échantillonnage) et sont caractérisés par un horizon d'accumulation (Bwg), hydromorphe et riche en tâches d'oxydoréduction, avec un caractère vertique.

En surface, la texture est limono-argileuse, avec 35% d'argile en surface dont la teneur augmente en profondeur, et s'accumule dans l'horizon Bwg (49% d'argile) (**cf; Tableau Annexe**). Les séquences d'horizon sont A / Bwg / C.

Le pH est légèrement acide et la capacité d'échange cationique (CEC) est modérée (elle variait de 15 à 19 cmol kg⁻¹ pour la terre fine) (**cf; Tableau Annexe**). La teneur en carbone est extrêmement faible (3 gC kg⁻¹) et diminue avec la profondeur.

Les Fluventic Haploxerepts (P10).

Ce sont des sols peu évolués, non climatiques d'apport alluvial et colluvial modal qui se trouvent sur des pentes douces (4%) ayant occupé des poches entre les dépôts colluviaux issus des montagnes et ceux de la plaine alluviale. Sols dénudés, ex : champ d'arboriculture, battus pour des raisons de construction depuis 4 ans environ (au moment de l'échantillonnage), profonds de plus de 1 m de profondeur, avec un taux de gravier de 20%. Les séquences d'horizon sont A/Bw/C. Texturalement, ce sont des sols limoneux en surface à limono-argileux en profondeur. Ils ont un pH légèrement acide, une CEC faible à modérée variant entre 9 et 14 cmol kg⁻¹ et une faible teneur en C (8.2gC kg⁻¹) qui diminue en profondeur.

3.1.2 Les Mollisols (P13, P14, P15 et P18).

Les Mollisols sont situés dans la partie inférieure de la toposéquence de la terrasse alluviale caractérisée par des pentes douces (< 4%). Ils occupent une grande partie de la plaine de la vallée Zeramna. Ils sont formés sur alluvions de texture fine à moyenne et appartiennent au groupe des Haploxerolls, sous-groupe des Cumulic Haploxeroll (P13, P14, P15 et P18). Il s'agit des sols peu évolués, non climatiques, d'apport alluvial noirci selon la CPCS 1967.

Ils sont couverts par les vergers d'agrumes depuis plus de 60 ans. Ils sont caractérisés par un épipédon Mollic, épais, structuré, brun foncé humidifié. Ce sont des sols profonds (> 1 m) avec un taux faible de gravier (<10%). Ces sols sont caractérisés par des horizons superposés et discontinus, avec les séquences d'horizons suivantes: Ap/A/IIC1/IIC2, A/AC/IIC1/IIC2, Ap/A/C1/IIC2/IIIC3/IIIC4 et Ap/AC/C1/IIC2.

Texturalement, ces sols sont limoneux en surface et limoneux-argileux en profondeur, neutres à légèrement acide. La teneur en C est variable et fluctue en profondeur, exprimant le caractère alluvial des sols.

3.1.3 Les Entisols (P16 et P17).

Les Entisols (sols peu évolués non climatiques, d'apport alluvial modaux selon la CPCS, 1967), se sont développés le long du lit de l'oued sur des pentes douces (<2%) et se sont formés sur des alluvions fines et moyennes. Ils appartiennent au groupe des Xerofluents, sous-groupe des Typic Xerofluents (P16, P17). Des vergers d'agrumes couvrent ces sols depuis plus de 60 ans. Leur taux de gravier est <10%, avec une

texture sableuse et une teneur en sable élevée (de 50 à 70%) dans les horizons superficiels, et limono-argileuse dans les derniers horizons. Les séquences d'horizons Ap/A/C1/IIC2/IIC3/IIC4, A/C1/C2/ ont été mis en évidence. Ces sols sont acides à modérément acide avec des teneurs faibles en C (10 gC kg^{-1}). Le taux de carbone baisse dans des cas et fluctue dans d'autres en profondeur et traduisant le caractère alluvial des sols. La CEC est faible, elle varie entre 5 à 8 cmol kg^{-1} (cf. **Tableau Annexe**).

3.2 Variation toposéquentielle des teneurs en carbone organique (COS) et leur relation avec les caractéristiques des sols.

3.2.1 Variation des teneurs en COS dans les profils de sols au long de la toposéquence.

Dans l'ensemble, les sols de la zone d'étude se caractérisent par une teneur en COS faible à moyenne, voire élevée des fois selon les normes citées par Hazelton et Murphy (2007). Ces teneurs varient entre 2.61 et 44.33 gC kg^{-1} de sol en surface et entre 1.12 et 16 gC kg^{-1} en profondeur.

Dans les horizons de surface correspondant à la couche située entre 0 et 30 cm, la teneur en carbone organique du sol (COS) diminue tout au long de la toposéquence, de l'amont à l'aval. En effet, les résultats des régressions linéaires de la teneur moyenne en COS observées, des horizons de surfaces et la moyenne des classes d'altitude, sont statistiquement significatives ($R^2 = 0,45$, $n = 19$, $p < 0.01$ **) (**Fig. 24**).

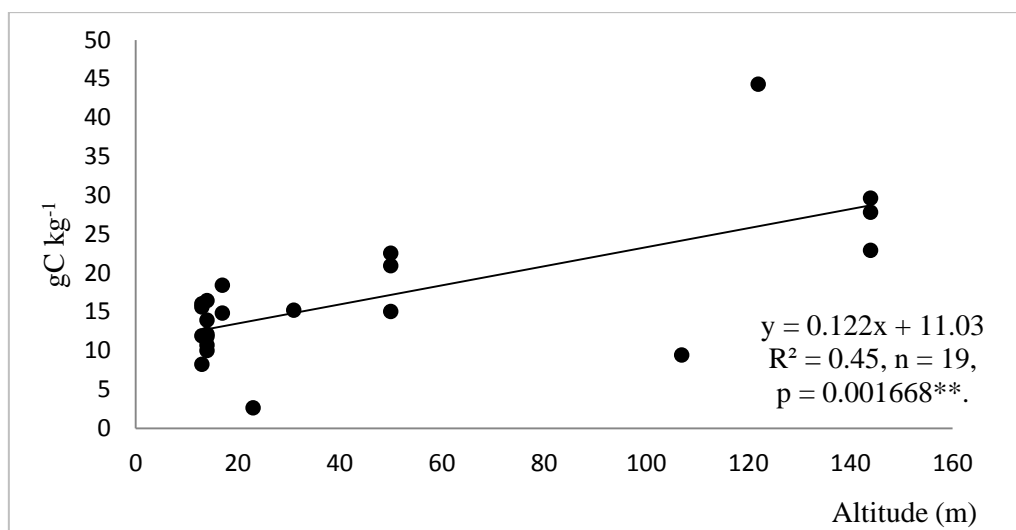


Figure 24. Relation entre l'altitude et les teneurs en COS des horizons de surface (0 à 30 cm)

Dans zone montagneuse et le piémont, les sols étudiés sont caractérisés par l'accumulation de résidus organiques en surface, d'où des teneurs élevées en COS. Ces teneurs diminuent rapidement avec la profondeur. Cependant, dans la plaine alluviale, la teneur en COS diminue lentement et présente de nombreuses fluctuations en profondeur dues à son caractère alluvial (**Fig. 25**).

Au sommet de la toposéquence, les profils P1 et P2 (Inceptisols) sont développés sur des colluvions caillouteuses et graveleuses, occupés par des maquis méditerranéens constitués de chêne liège un peu clairsemés et d'une végétation herbacée dense. Ces sols présentent la teneur la plus élevée en COS dans les horizons de surface avec 45 ± 2 gC kg⁻¹sol pour 0-12 cm dans P2 et $26,7 \pm 2$ gC kg⁻¹ pour 0-30 cm dans P1. Mais, cette teneur en COS diminue rapidement avec la profondeur, dont la valeur la plus faible est enregistrée dans le dernier horizon avec 5 et $5,4 \pm 0,5$ gC kg⁻¹ de sol (à 130-170 cm de profondeur pour P2 et 30-90 cm pour P1, respectivement).

Le profil P3, caillouteux et couvert des reboisements d'eucalyptus, a présenté la plus faible teneur en SOC en montagne, avec 9,35 gC kg⁻¹ de sol. Il est à noter, dans cette zone, l'observation d'horizons tronqués suite au fort processus d'érosion hydrique et accentué par l'effet de pente.

Au niveau du piémont, occupé par les Inceptisols (profils P8, P19 et P20), développés sur des colluvions caillouteux et graveleux, occupés par des oliviers et des agrumes, la teneur en COS varie entre 15,2 et $20 \pm 1,9$ gC kg⁻¹ de sol dans les horizons de surface (horizons 0-10 cm et 0-30 cm des profils P20 et P8, respectivement. Cette teneur diminue en profondeur jusqu'à $11 \pm 6,44$ à 1,1gC kg sol.

Dans la plaine alluviale (profils P13, P14, P15, P16, P18 P17, Mollisols, sur alluvions fines et moyennes, couvert par des vergers d'agrumes), la teneur en COS est comprise entre 10,03 et 16,37 gCkg⁻¹ sol dans les horizons de surface des profils P16 et P15 respectivement. La teneur en COS diminue progressivement avec la profondeur mais peut présenter des fluctuations en profondeur (**Fig. 25**). Ainsi, dans le cas du profil P15 de la plaine dont la teneur en COS est la plus élevée en surface (16.37gC kg⁻¹ sol), le COS diminue progressivement jusqu'à 5,76 gC kg⁻¹ de sol à 70 cm de profondeur. Cette teneur en COS augmente à nouveau dans le même profil jusqu'à 9,98 gC kg⁻¹ de sol à 94 cm de profondeur, Ensuite, le COS diminue à nouveau jusqu'à 7,37 gC kg⁻¹soil à 115 cm de profondeur. En revanche, dans le cas de P13, la teneur en COS des horizons de surface est de $14,5 \pm 1,3$ gC kg⁻¹, et diminue lentement vers la profondeur jusqu'à $9,3$ gC kg⁻¹ $\pm 0,5$ dans le dernier horizon (80 -100 cm).

Les plus faibles teneurs en COS en surface ont été enregistrées dans la partie supérieure de la plaine (P9 et P10) où le sol était nu depuis 4 ans environ au moment de l'analyse, avec respectivement 2,6 et 8,2 gC kg⁻¹ sol dans les horizons de surface (0-40 cm et 0-30 cm)

Le rapport C/N baisse également le long de la toposéquence mais varie peu entre la surface et la profondeur. Dans les horizons de surface il varie de 15 à 25 dans les

profils de montagne et varie de 12 à 15 dans les horizons de surface des profils de la plaine alluviale (cf. **Tableau Annexe**).

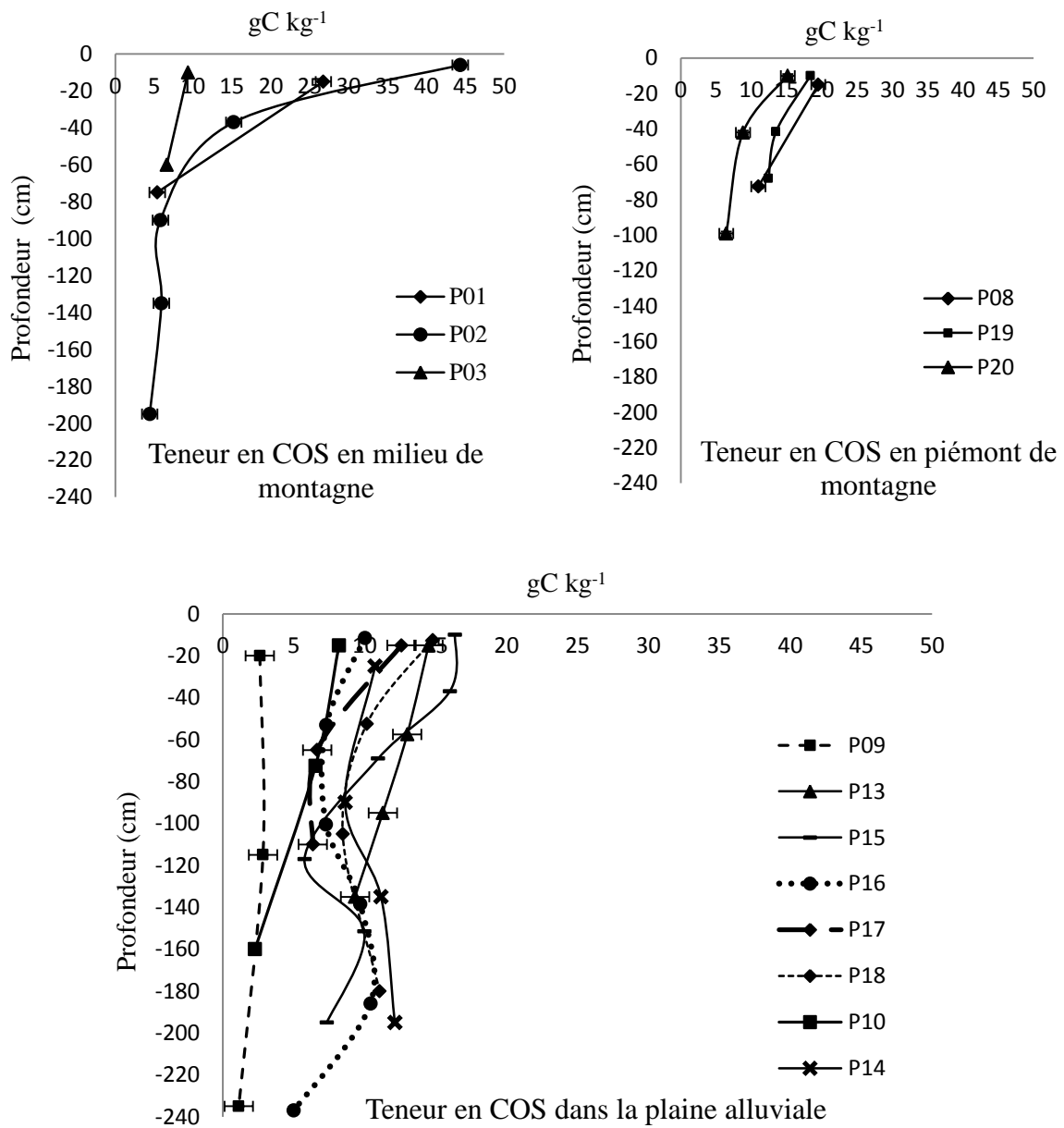


Figure 25. Variation des teneurs en COS des profils pédologiques étudiés localisés dans différents positions topographiques de la toposéquence

3.2.2 Relation entre les teneurs en COS et les caractéristiques des sols

Une relation linéaire significative semble s'observer pour les horizons de surface et de profondeur dans les sols de la plaine alluviale entre la teneur en COS et le taux de limon total ($R^2 = 0,25$, $n = 30$, $p = 0,0049^{**}$), c'est ainsi entre le limon grossier et les teneurs en COS, pour les horizons de surface ($R^2 = 0,9$, $n = 07$) (**Fig. 26 et 27**).

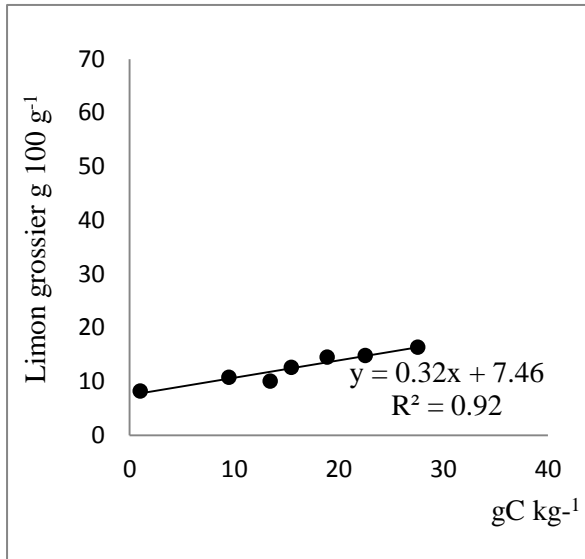


Figure 26. Relation statistique entre les teneurs en COS des horizons de surface et la fraction granulométrique de Limon grossier (à l'exception de P9) des sols de la plaine alluviale

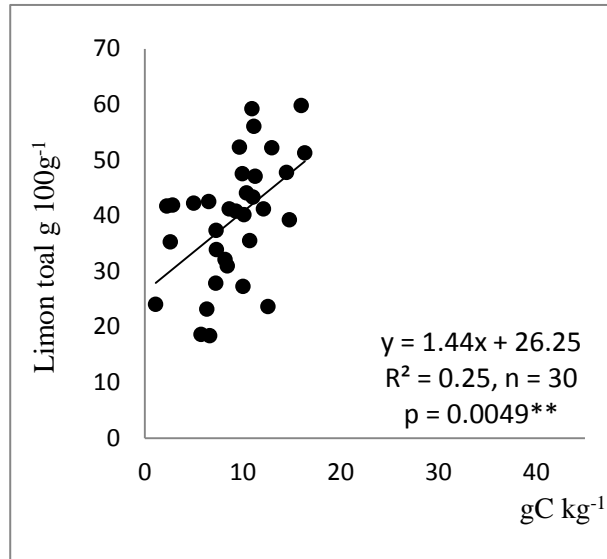


Figure 27. Relation entre les teneurs en COS des horizons de surface et de profondeur et la fraction granulométrique de limon total dans la plaine alluviale

L'analyse en composantes principales (ACP) des données des horizons de surface a montré (cf. **Fig. 28**) la structure des relations entre différentes variables (teneur en carbone, teneur en azote total, rapport C:N, texture, CEC, pH, éléments grossiers et altitude du profil dans la topographie). La première composante de cette ACP (Dim 1) a inclus 42.30% de la variabilité totale, et la deuxième composante (Dim 2) 21.80% de cette variabilité totale. L'altitude, le rapport C: N, les teneurs en sable grossier, en sable fin, et en azote total ont été positivement associés à la teneur en carbone. Le taux d'argile et de limons fins et la CEC (capacité cationique d'échange) ont été positivement corrélés entre eux (ce qui confirme leur interrelation) mais ils ont été négativement associés à la teneur en carbone. Le pH n'a pas été corrélé à la teneur en carbone.

En revanche, par rapport aux horizons de surface, l'ACP des données des horizons de profondeur a montré certaines différences dans les relations entre les variables (cf. **Fig. 29**). Les composantes 1 et 2 de cette ACP ont inclus 35.31% et 28.17% de la variabilité totale. Comme dans les horizons de surface, les taux d'argile et de limons fins et la CEC (capacité cationique d'échange) ont été positivement corrélés entre eux. La teneur en azote total a également été positivement corrélée à la teneur en carbone, de manière similaire aux horizons de surface. Cependant, l'altitude a été négativement corrélée à la teneur en carbone. De plus, dans ces horizons de profondeur, et contrairement aux horizons de surface, les teneurs en limon grossier et limon fin ainsi que le pH ont été corrélés positivement à la teneur en carbone.

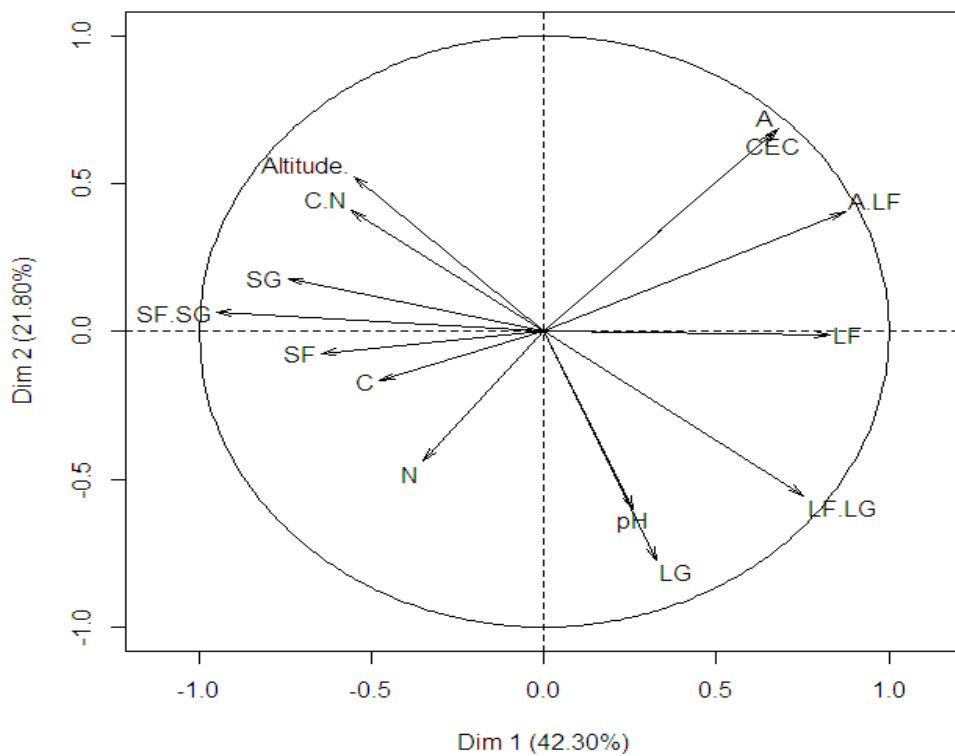


Figure 28. Analyse en composantes principales(ACP) entre les différentes caractéristiques des horizons de surface

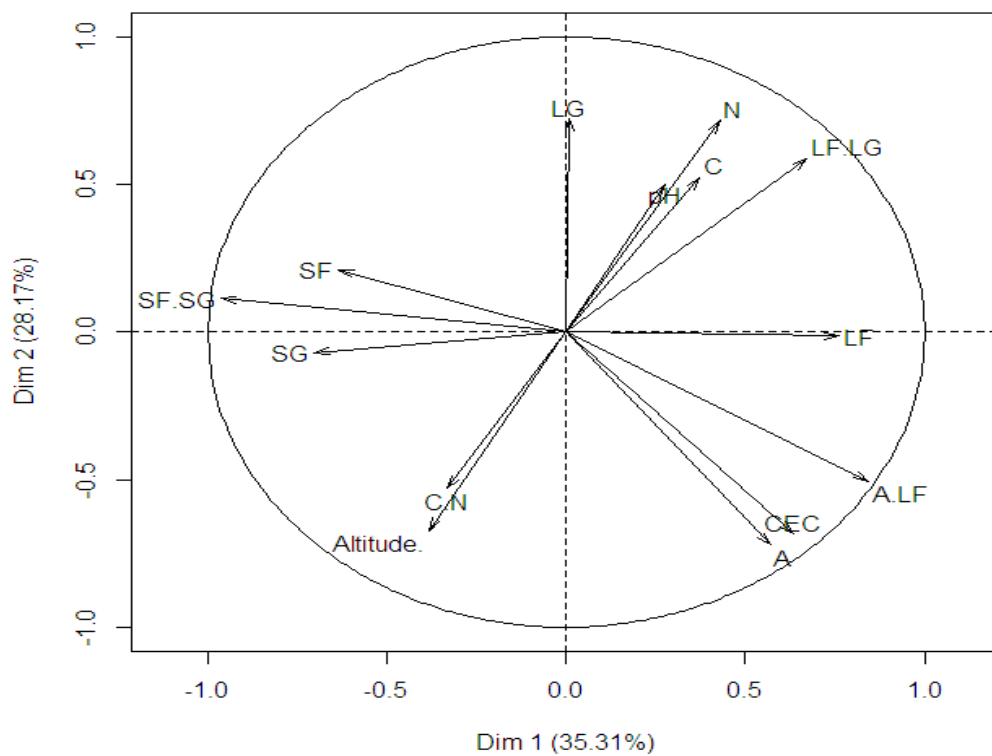


Figure 29. Analyse en composantes principales (ACP) entre les différentes caractéristiques des horizons de profondeur

3.3 Variation des stocks organiques dans les horizons de surface et de profondeur.

Les résultats (cf. **Tableau 2**) indiquent que pour les horizons de surface (couche 0-30 cm), le stock de carbone est le plus important en sommet de toposéquence sous maquis. Pour la couche 0-100 cm de sol, ce sont les Mollisols de la plaine alluviale qui présentent les stocks en COS les plus élevés avec $159 \pm 2.36 \text{ tC ha}^{-1}$.

Globalement, (cf. **Fig. 30**) une corrélation très significative est enregistrée entre le stock en COS des horizons de surface (0-30 cm) et de profondeur > 30 cm avec $R^2 = 0.54, n=22, p = 9.8.10^{-5}***$

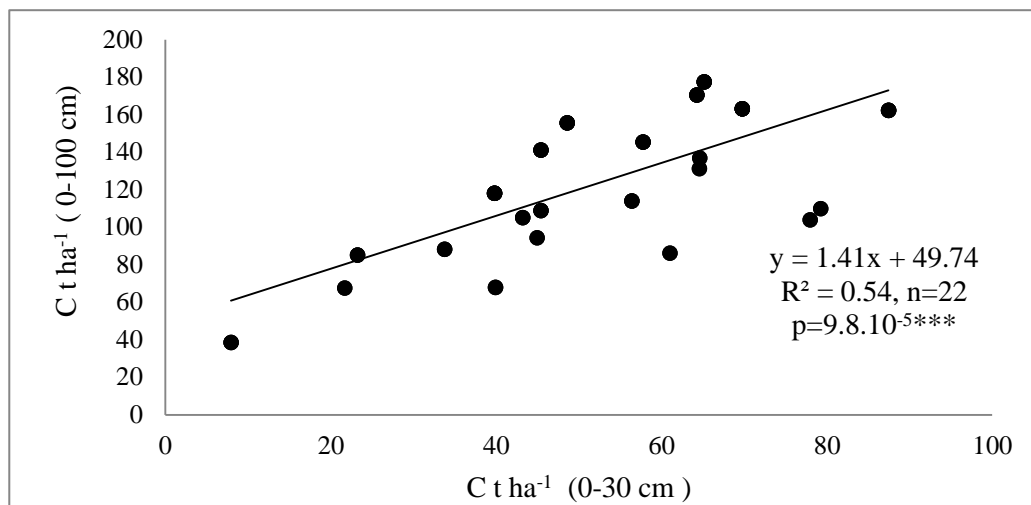


Figure 30. Relation entre les stocks en COS des tous les horizons de surface et les stocks en COS des horizons de profondeur le long de la toposéquence

3.3.1 Variation des stocks organiques dans les horizons de surface et de profondeur en relation avec la position topographique des sols.

Le stock en COS varie d'une façon significative ($p < 0.05$) par rapport à la position topographique (sommets de toposéquence, piémont et plaine). Les stocks de COS dans les horizons de profondeurs (>30cm) augmentent du sommet de toposéquence vers la plaine alluviale. Cependant, dans les horizons de surface < 30 cm, le stock en COS diminue au long de la toposéquence, du sommet vers la plaine (cf. **Fig. 31**).

Dans les 30 premiers centimètres, les stocks de C sont plus élevés au sommet de la toposéquence avec $65,48 \pm 5,26 \text{ t C ha}^{-1}$ de sol, diminuant vers $48,12 \pm 1,40 \text{ tC ha}^{-1}$ dans la plaine (cf. **Tableau 2 et Fig. 31**).

En profondeur, plus de 60% du stock total de carbone (référé à 1m de profondeur) de la plaine alluviale (P13, P14, P15, P16, P17 et P18) est stocké dans les horizons (30-100 cm) et montre la capacité des horizons de profondeur de la plaine alluviale à stocker le carbone. Cependant, dans le piémont (P8, P19 et P20), 54% du stock total de carbone est stocké dans les horizons de profondeur alors qu'au sommet de la

toposéquence (P1, P2 et P3), seulement 38% du stock total du C est stocké en profondeur.

Les résultats indiquent que sur 1 mètre de profondeur, le stock de COS présente un maximum dans les profils de la plaine alluviale ($127 \pm 3,32 \text{ tC ha}^{-1}$, $n = 12$). Cependant, dans les profils de montagne, le stock est de $105,81 \pm 7,11 \text{ tC ha}^{-1}$ et de $103 \pm 5,97 \text{ tC ha}^{-1}$ ($n=5$) respectivement au sommet et au piémont de la toposéquence. (cf. **Tableau 2 et Fig. 31**).

3.3.2 Variation des stocks organiques dans les horizons de surface et de profondeur en relation avec les types des sols.

Le stock de COS des horizons de profondeur (30-100 cm) et des horizons de surface < 30 cm varie significativement avec le type de sol (Mollisols, Entisols et Inceptisols) ($p < 0,05$). Les Mollisols stockent plus de 60 % du stock total de carbone dans les horizons de profondeur (30-100 cm). Les plus faibles stocks sont enregistrés dans les Inceptisols avec 48 % du stock total de carbone stocké.

Les résultats obtenus indiquent que, sur 1 mètre de profondeur, le stock de COS est de $158,7 \pm 2,36 \text{ tC ha}^{-1}$ ($n = 6$) pour les Mollisols, $111,4 \pm 1,42 \text{ tC ha}^{-1}$ ($n = 4$) pour les Entisols et $97,55 \pm 2,97 \text{ tC ha}^{-1}$ ($n = 12$) pour les Inceptisols. Dans les horizons de surface < 30 cm, le stock de COS est également élevé dans les Mollisols ($58,49 \pm 1,62 \text{ tC ha}^{-1}$, $n = 6$). Le stock le plus faible est enregistré dans les Entisols avec $46,21 \pm 1,79 \text{ tC ha}^{-1}$, $n = 4$ (cf. **Tableau 2 et Fig. 31**).

3.3.3 Variation des stocks organiques dans les horizons de surface et de profondeur en relation avec l'occupation des sols.

Les données obtenues (cf. **Tableau 2 et Fig. 31**) montrent que l'utilisation des terres influence le stock de COS en surface et en profondeur ($p < 0,05$). Ainsi, en surface (0-30 cm), le stock de COS est plus élevé sous maquis suivi par l'arboriculture, avec respectivement $68,56 \pm 1,77 \text{ t C ha}^{-1}$ et $49,91 \pm 1,1 \text{ tC ha}^{-1}$. Le plus faible stock est enregistré dans le sol nu sans couverture végétale ($20,85 \pm 9,13 \text{ tC ha}^{-1}$) (**Tableau 2 et Fig. 31**).

En revanche, le stock en COS des horizons de profondeur est significativement plus élevé sous verger d'arboriculture que sous les autres types d'occupation du sol. Sous verger, plus de 61% du stock total de C est enregistré en profondeur (30-100cm).

Sur la couche 0-100 cm, le stock de COS sous arboriculture est de $129,2 \pm 2,90 \text{ tC ha}^{-1}$, $n = 12$, tandis que dans les maquis, le stock de C est de $117,68 \pm 3,36 \text{ t ha}^{-1}$, $n = 7$. La valeur la plus faible est dans le sol nu avec $63,3 \pm 17,59 \text{ tC ha}^{-1}$ ($n = 2$).

Tableau 2: Variation de stock de C selon la position topographique, le type de sol et l'occupation des sols dans la vallée de Zeramna. ANOVA test tukey. Lecture des lettres abc par colonne.

Variation de stock de C		Nombre de sites	Stock C 0-30 cm tC ha ⁻¹	Stock C 30-100 cm tC ha ⁻¹	Stock C 0-100 cm tC ha ⁻¹
Position topographique	Mi-montagne	5	65.48±5.26(a)	40.33(b)	105.81±7.11(b)
	Piémont	5	47.47±3.52(b)	55.51(b)	102.98±5.97(b)
	Plaine	12	48.12±1.40(b)	78.91(a)	127.03±3.32(a)
Type de sol	Inceptisol	12	50.54±2.09 (ab)	47.01(c)	97.55±2.97(b)
	Entisol	4	46.21±1.79 (ab)	65.15(b)	111.36±1.42(b)
	Mollisol	6	58.49±1.62(a)	100.16(a)	158.72±2.36(a)
Occupation des sols	Maquis	7	68.56±1.77(a)	49.12(b)	117.68 ±3.36 (b)
	Arboriculture	12	49.91±1.10(b)	79.31(a)	129.22±2.90(a)
	Sol nu	2	20.85±9.13(c)	42.43(c)	63.28±17.59 (c)

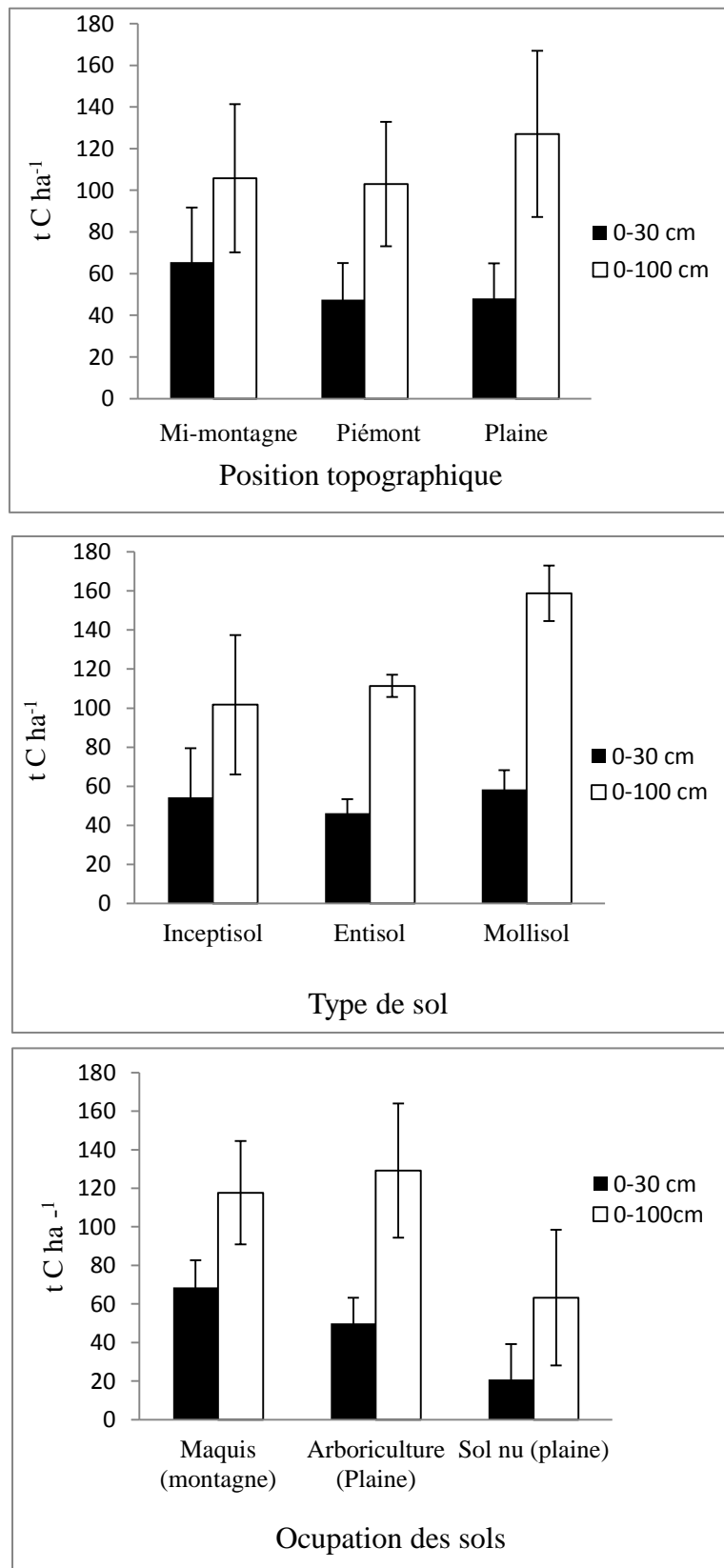


Figure 31: Stocks des sols en COS des horizons de surface (0- 30 cm) et de profondeur (0-100 cm) en relation avec la position topographique, le type de sol et l'occupation des sols. La bare d erreur indique l'ecart type.

4. Discussion.

4.1 Caractéristiques et classification des sols au long de la toposéquence.

Les résultats de cette étude font apparaître que le facteur altitude est un bon indicateur de la répartition géographique des sols dans la vallée de Zeramna. Ces sols sont caractérisés généralement par un pH neutre à modérément acide, voire acide, un taux de saturation en base élevé (> 50 %) et un complexe adsorbant riche en calcium et en magnésium. Enfin, ces sols sont non calcaires et non salés.

Dans les zones de montagne et les piémonts de la toposéquence, les sols sont occupés par des Inceptisols, soumis à un fort effet d'érosion et de ruissellement dans la partie supérieure de la toposéquence. Ces sols sont caractérisés par des taux élevés d'éléments grossiers (> 30 %) en surface et en profondeur (en piémont) et traduisent une tendance au colluvionnement. Quant à la plaine, elle se caractérise principalement par des apports alluviaux d'origine fluviale et est constituée essentiellement de Mollisols et d'Entisols occupant les abords de l'oued.

La composition granulométrique le long de la toposéquence montre des textures très variables. En effet, les sols de la zone montagneuse sont dominés par une texture sableuse à sablo-limoneuse en surface et limono-sablo-argileuse (équilibrée) voire argileuse en profondeur (cas de P2, P3 et P8) avec un taux d'argile qui dépasse 35 % en profondeur. Cette situation pourrait provoquer dans ces sols un mouvement d'argiles vertical aboutissant à leur accumulation en profondeur mais aussi leur déplacement horizontal à partir des sommets suite à l'érosion intense dans la région. Ce mouvement atteindrait les sols de piémont (P8) et où le taux d'argile enregistré en profondeur atteint plus de 60 % d'argile. Cette argile vient des hauteurs du versant, là où nous n'avons pas pu réaliser des profils dans cette étude.

Il est à noter que dans cette montagne, les sols sont caractérisés par une couverture végétale clairsemée, voire l'existence de surfaces dénudées, avec une faible épaisseur des profils (< 1m) expliquant clairement, l'intensité de l'érosion.

Au début de la plaine (P9), la pente devient douce et les conditions d'hydromorphie sont maximales, avec un faible drainage des sols. De telles conditions ont favorisé l'accumulation d'argile en profondeur et les processus d'oxydoréduction. Ces sols s'apparentent à des accumulations d'origine montagneuse.

Dans les zones basses de la plaine, les sols sont plus profonds et se caractérisent par des apports fluviaux. Leur analyse texturale montre la dominance de limon d'origine fluviale avec quelques accumulations d'argile, à partir de 50 cm (cas de P13). Le dépôt successif des matériaux a donné naissance à des profils profonds formés de plusieurs horizons superposés parfois discontinus et avec une texture différenciée. La texture devient plus sableuse dans les profils très proches de l'oued. Ces sols sont plus exposés à l'érosion fluviale et à l'exportation de matériaux fins par le cours d'eau.

4.2 Variation des teneurs en carbone organique au long de la toposéquence.

Les sols de la toposéquence sont caractérisés par des teneurs en COS moyennes à faibles, voire élevée des fois selon les normes citées par Hazelton et Murphy (2007). Ces teneurs varient entre 2.61 et 44.33 Cg kg⁻¹ de sol en surface et entre 1.12 et 16 Cg kg⁻¹ en profondeur. D'après Gallardo et al. (2000), la faible teneur en matière organique pourrait s'expliquer par les conditions de climat méditerranéen.

Dans les horizons de surface <30 cm, la teneur en COS diminue tout au long de la toposéquence, avec les valeurs les plus élevées à son sommet et les plus faibles valeurs dans la plaine alluviale, sous agrumes. Des régressions linéaires significatives ont été trouvées entre les teneurs moyennes en COS de surface et les classes moyennes d'élévation (altitudes). La teneur en COS la plus basse est enregistrée dans la partie supérieure de la plaine (P9), dans des sols dénudés (absence de végétation, sols à bâtir pour construction et ancien champ de céréales).

La teneur en COS élevée en zone de montagne est due à l'accumulation de résidus organiques dans les horizons de surface provenant de la végétation forestière et des espèces herbacées. Ceci est en concordance avec les travaux de Corral-Fernández et al. (2013) dans la région méditerranéenne, en Espagne, qui relèvent que ces sols sont caractérisés par l'accumulation de résidus organiques dans les horizons de surface, partiellement décomposée. En effet, les sols forestiers semblent être un réservoir important pour l'accumulation de carbone (Réunion, 2002). Cependant, la faible teneur en C dans la plaine alluviale peut être expliquée par l'utilisation intensive des terres avec des labours réguliers et une faible restitution de la matière organique dans les sols cultivés. Les zones agricoles cultivées avec des espèces annuelles contribuent relativement peu au stockage du carbone dans les sols, en raison de leur moindre restitution de carbone et du travail du sol (Bernoux et al., 2006).

En profondeur (> 30 cm), les sols sont généralement caractérisés par une faible teneur en COS mais le taux de diminution dépend de la position dans la toposéquence. La teneur en COS a diminué rapidement avec la profondeur dans les positions topographiques élevées (montagne et piémont). Cet état n'est pas observé, généralement, dans les plus faibles positions topographiques (plaine alluviale). En montagne et piémont, caractérisés par des profils peu profonds, la teneur en COS est élevée en surface mais diminue rapidement en profondeur (cas de P1, P8, P19 et P20). Des résultats similaires ont été trouvés par Parras-Alcántara et al. (2014) et Lozano-García et Parras-Alcántara (2013) en Espagne. Par contre, dans les plaines alluviales, caractérisée par des sols plus profonds, le COS diminue généralement lentement avec la profondeur (cas de P13, P10 et P9), et présente de nombreuses fluctuations en profondeur (cas de P14, P15, P16 et P18). La cause étant principalement l'emplacement des profils en plaine, le type de sol profond et le caractère alluvial de ces sols.

L'analyse en composantes principales (ACP) des données des horizons de profondeur suggère l'existence d'une corrélation entre le limon grossier et fin et la teneur en

carbone. De plus, une corrélation statistique et une régression linéaire existent entre la fraction granulométrique limoneuse et la teneur en COS de la plaine alluviale ($R^2 = 0,25$) et entre la fraction granulométrique de limon grossier et la teneur en COS de surface de la plaine alluviale ($R^2 = 0,92$). L'accumulation de matière organique dans la fraction limoneuse d'apport alluvial pourrait expliquer cette liaison et donne une indication sur une origine fluviatile de la MOS de la plaine. Il reste seulement à savoir si la matière organique contenue dans ces alluvions est stockée avant le dépôt de ces alluvions ou après leur dépôt. La réponse à ce questionnement demanderait une datation des alluvions et de leur matière organique.

4.3 Variation des stocks organique des sols au long de la toposéquence.

Si l'on considère le premier mètre de sol, le stock de COS varie tout au long de la toposéquence et présente la valeur la plus élevée dans la plaine (cf. **Tableau 2**). Les résultats obtenus sont d'ailleurs similaires à ceux d'Avilés-Hernandez et al. (2009) qui dont l'étude a touché les horizons de profondeur (0-45 cm) des sols d'une toposéquence de la forêt Mexicana (Sommet de colline, bas de colline, vallée et plaines). Ces auteurs ont pu déterminer un gradient croissant de stock de COS du sommet de colline vers la plaine, avec le plus grand stock dans les plaines (208 t C ha^{-1}) et le plus bas au sommet de la colline (159 t C ha^{-1}). Néanmoins, d'autres auteurs (Lozano-García et Parras-Alcántara, 2014) n'ont pas trouvé de variation du stock de COS total sur 1 m de sol par rapport à la position topographique au long d'une toposéquence méditerranéenne dans un verger traditionnel d'oliviers.

Dans le premier mètre de profondeur, les Mollisols de la plaine, sols très profonds d'apport alluvial, ont présenté des stocks en COS les plus élevés avec $159 \pm 2.36 \text{ tC ha}^{-1}$, si bien qu'il est possible de déduire que le carbone du sol en profondeur est affecté plus par le type de sol, et l'importance des horizons de profondeur à stocker le COS. Les résultats de cette étude, concernant les horizons profonds, confirment l'analyse de Mathieu et al. (2015) qui montrent que le carbone des horizons de profondeur est plus affecté par le taxon du sol (type). Ceci illustre la forte dépendance de la dynamique du carbone du sol aux autres traits pédologiques tels que la teneur en argile et la minéralogie.

En surface < 30 cm, le stock de carbone est influencé, à la fois, par la position topographique et par l'occupation des sols. Selon la position topographique, il a été enregistré $65.48 \pm 5.26 \text{ tC ha}^{-1}$ au sommet de la toposéquence et, selon l'occupation des sols, $68.56 \pm 1.77 \text{ tC ha}^{-1}$ sous maquis. Ainsi Mathieu et al. (2015) ont montré que le carbone de surface est principalement affecté par la culture.

De l'amont vers l'aval, la matière organique peut se déplacer latéralement, la preuve étant la formation d'une zone d'appauvrissement en amont et une zone d'enrichissement en aval. Ce déplacement peut être dû à des processus d'érosion qui se produisent le long de la toposéquence, avec transfert de matière organique du sommet à la plaine. Les sols alluviaux pourraient à la fois bénéficier du C transporté et enterré

suite aux dépôts générés par l'oued et la forte érosion au niveau des collines (Chaopricha et Marin-Spiotta, 2014; Van Oost et al, 2012).

De plus, le système racinaire des arbres fruitiers peut représenter une source importante de C dans le sol (Mokany et al. 2006). Les sols alluviaux sont riches en matières fines en mesure de conserver la matière organique en profondeur et fournir un important réservoir de nutriments. Des processus, dépôt de matériau de sol érodé et enterrement d'alluvions, sont capables d'apporter de plus grandes masses de COS en profondeur que la litière, les racines ou le transport de carbone organique dissous (Van Oost et al, 2012; Hoffmann et al, 2013).

Nos résultats des stocks de C, se rapprochent à ceux mesurés dans des sols tunisiens en surface 15 et 45 tC ha⁻¹ (Brahim et al. 2011) et de 92 à 160 tC ha⁻¹ sur 100 cm de profondeur. Les stocks importants en C profond (0-100 cm) dans les sols de la plaine alluviale confirment le caractère et la richesse des sols alluviaux en matériaux fins qui peuvent retenir de la matière organique sur de grandes épaisseurs, constituant ainsi un réservoir d'élément minéraux (Kuhn et Amiet, 1988 ; Fierz et al., 1995; Bullinger-Weber et al., 2007).

5. Conclusions

Cette étude montre l'existence de variations des stocks de carbone organique des sols (COS) sur une toposéquence en milieu méditerranéen non calcaire. Elle révèle une inversion du gradient « amont-aval » du stock de carbone entre les horizons de surface et les horizons de profondeur. En effet on constate que pour les horizons de surface (0 à 30 cm), le stock en COS a diminué de l'amont vers l'aval de la toposéquence depuis des teneurs élevée en C dans la montagne vers des teneurs faibles en C dans la plaine alluviale. Au contraire, pour les horizons de profondeur (> 30 cm), le COS a augmenté généralement depuis les sols de montagne vers la plaine.

Cette inversion de gradient semble liée aux rôles conjugués de plusieurs facteurs associés aux processus d'érosion et de sédimentation, à l'occupation du sol et à la nature des matériaux constitutifs des sols.

Pour les horizons de surface, les stocks de carbone apparaissent essentiellement régis par l'occupation du sol. En effet, une accumulation de résidus organiques est observée en zone de montagne sous maquis mais avec moins de carbone dans les sols anthropisés (cultivés ou dénudés) de piémont et de plaine.

Cependant, en considérant l'ensemble du premier mètre de sol et en incluant les horizons de profondeurs, les stocks de carbone les plus élevés apparaissent en plaine alluviale, dans des Mollisols, occupés par des vergers d'arboriculture. Plus de 60%, des stocks de COS totaux ont été stockés dans les horizons de profondeur (30-100 cm) de la plaine alluviale alors que les Inceptisols, dans la montagne et le piémont présentent les stocks de COS les plus faibles. Or, les différents types de sol de la

toposéquence se différencient essentiellement par leur épaisseur et le type de matériau sur lequel ils se développent.

Fondamentalement, les processus d'érosion et de colluvionnement ont lieu en montagne et au niveau du piémont et les processus d'alluvionnement en plaine. En montagne les sols, moins profonds et moins développés qu'en plaine, peuvent être sujets à des pertes de COS par érosion. Ce dernier, érodé, peut se retrouver enfoui dans la plaine en-dessous des alluvions. De plus, dans la plaine les dépôts limoneux d'origine fluviatile pourraient stocker du carbone par association. Ceci pourrait expliquer la relation étroite observée entre la teneur en COS et la fraction granulométrique limoneuse trouvée dans les sols de plaine alluviale induisant une origine fluviatile de MOS.

Cependant, il est à noter un plus faible stock de COS dans les sols dénudés de la partie supérieure de la plaine alluviale par rapport aux sols sous arboriculture. Cela suggère un rôle de l'occupation du sol dans les stockages de carbone dans les horizons de profondeur. Ainsi, la végétation arboricole et son système racinaire peuvent permettre de la même manière d'augmenter le stock des matières organiques dans les horizons de profondeur des sols. Par conséquent, il est donc primordial de protéger ces sols et d'augmenter encore ou, du moins, de maintenir leurs stocks de C introduisant les systèmes agricoles et les gestions convenables, par le développement de l'agroforesterie et les cultures associés, en particulier. Cela nécessite des études approfondies dans ces sols qui sont selon certains auteurs (Kuhn et Amiet, 1998) en voie de disparition.

Chapitre V : Variation et dynamique du Carbone organique en profondeur et en surface des sols de la toposéquence (Nature et forme du carbone organique).

1. Introduction

Les matières organiques des sol (MOS) présentent de multiples propriétés qui leur confèrent des fonctions primordiales dans les agroécosystèmes, et en font une composante importante de la fertilité (Baldock and Skjemstad, 2000).

La MOS est un facteur clé du cycle du carbone (C) mondial (Paustian et al., 1997), l'importance de cette MOS dans la région méditerranéenne a été clairement étudiée (Annabi et al., 2009; Ben Hassine et al., 2008; Boix-Fayos et al., 2009; Brahim et al., 2011; Martinez-Mena et al., 2008). Cependant, nos connaissances sont incomplètes quant aux mécanismes qui régissent sa dynamique.

Les différents types d'utilisation des sols et la gestion des sols le long d'une toposéquence affectent les stocks, la dynamique et les formes de MOS dans les sols de surface (Bernoux et al., 2006; Brahim et al., 2009) mais leur effet sur le C profond n'est pas encore clair (Don et al., 2011; Poeplau et al., 2011; Rumpel et Kogel-Knabner, 2011; Shi et al., 2013). Ce «carbone profond» peut contribuer à la fertilité globale des sols et peut être un puits ou une source de CO₂ atmosphérique, selon sa dynamique (Rumpel et Kogel-Knabner, 2011).

En général, une partie importante de la MOS dans les horizons de profondeur provient de la biomasse des racines, de la matière organique dissous et des transferts de bioturbation. La MOS a des temps de résidence moyens plus élevés dans les horizons de profondeur que dans la couche superficielle, où la MOS a été moins biodégradé (Mathieu et al., 2015). Cependant, certaines études dans les régions méditerranéennes ont montré que la MOS pourrait avoir des taux de minéralisation de carbone et d'azote plus élevés dans les horizons de profondeur que dans la couche arable (Rovira et Vallejo, 1997).

Ce résultat surprenant a été attribué à des facteurs de stress pédoclimatique particuliers, comme la sécheresse, plutôt qu'à des quantités et des qualités biochimiques différentes de MOS dans ces horizons de profondeur (Rovira et Vallejo, 1997, 2002). Il existe encore un manque de données sur la caractérisation et la dynamique de la MOS des horizons de profondeur dans un pédoclimat méditerranéen. La répartition de MOS dans le paysage et ses formes doivent être caractérisée pour comprendre sa dynamique.

La matière des sols fut longtemps caractérisée chimiquement par ses constituants humiques : acides fulviques, humiques, humines. Cette approche a permis de mieux comprendre la variation et la dynamique de la matière organique en relation avec les facteurs de la pédogénèse. Cependant, elle apparaît, par contre, a posteriori, d'une utilité réduite pour l'analyse des interactions bio-organo-minérales à court ou moyen terme. En effet des études de plus en plus nombreuses font appel à des fractionnements physiques des sols, et en particulier à des fractionnements granulométriques (Amelung et al., 1998; Balesdent, 1991; Balesdent et al., 1998; Barthès et al., 2008a, 2008b; Gavinelli et al.,

1995; Feller, 1979 ; Feller et Beare, 1997 ; Naman et al., 2002 ; Pallo et al., 2008; Puget et al., 2000). Une synthèse récente semble indiquer que cette approche est pertinente même si les travaux sur les fonctions étudiés paraissent encore trop peu développés (Feller, 1995). Toutefois des travaux pareils n'existent plus en Algérie.

Dans cette étude nous avons étudié plus particulièrement le statut de la matière organique le long de la toposéquence étudiée dans le chapitre V, afin de déterminer la nature (forme) de la MOS et de suivre sa dynamique de minéralisation, en surface et en profondeur.

Sur les 14 profils étudiés, quatre (04) profils ont été choisis pour l'étude détaillée de la MOS, selon les types des sols trouvés (par ordres), type de végétation et culture et la position topographique (emplacement). Il s'agit des profils P1 au sommet de la toposéquence (mi-montagne), P8 (au piémont), P13 (dans la plaine alluviale) et enfin P17 (dans la plaine alluviale, très proche de l'oued Zeramna).

Les objectifs de l'étude sont :

- (i) démontrer l'importance des stocks organiques des horizons profonds des sols.
- (ii) le carbone profond sera caractérisé en comparaison avec le C des horizons de surface, dans sa distribution au sein de différentes fractions granulométriques du sol pour déterminer la nature des stocks organique du sol.
- (iii) suivre la minéralisation de la MOS en profondeur et en surface et voir la sensibilité de carbone organique à la minéralisation.

2. Matériel et Méthodes

2. 1. Site expérimental

L'étude détaillée de la MOS est réalisée sur la même toposéquence étudiée dans le chapitre V. Rappelons que les sols de montagne sont des sols peu évolués d'érosion et d'apport colluvial (CPCS 1967), occupés par des maquis méditerranéens d'oliviers, de chêne liège et d'eucalyptus. Les terrasses sont constituées de sol peu évolués d'apport alluvial occupé par des vergers d'agrumes. Selon la classification de l'USDA (2014), ces sols correspondent à des Inceptisols, Mollisols ou Entisols.

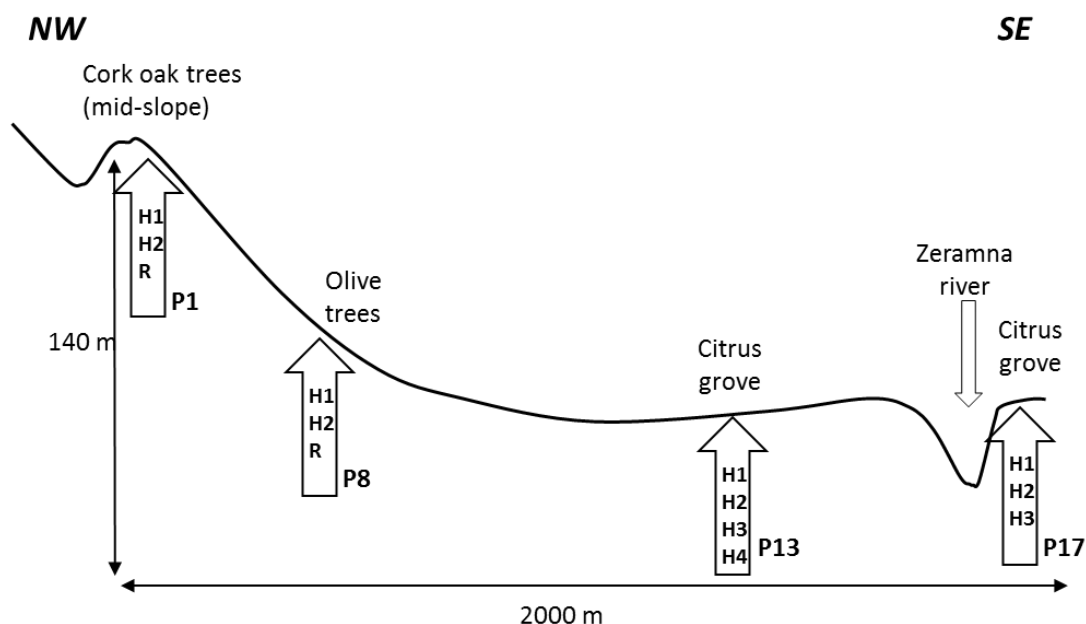


Figure 32. Toposequence of Zeramna valley. P1, P8 Inceptisol, P13 Mollisol, P17 Entisol. H1 is 0-30 cm for all profiles. H2 is 30-90 cm for P1, 30-85 cm for P8, 30-55 cm for P13 and 30-70 cm for P17. H3 is 70-80 cm for P13 and 55-110 cm for P17. H4 is 80-100 cm for P13. R is the bedrock.

2. 2. Caractérisation des sols et échantillonnage

Sur l'ensemble de 14 profils étudiés au long de la toposéquence de la vallée de Zeramna, orientée selon une coupe d'axe Nord Ouest – Sud Est (**Fig. 32**), nous présentons ici quatre profils représentatifs pour l'étude de la matière organique du sol (MOS), choisis suivant différents occupations, emplacements et type de sol. Les quatre profils pédologiques ont été décrits et l'échantillonnage a été complété par des prélèvements à la tarière, dont trois répétitions par profils ont été réalisées sur un segment de 20 mètres. Les profils sont prélevés jusqu'à l'horizon qui se trouve à un mètre de profondeur, sauf lorsque le matériel parental intervient avant. Le dénivelé total est de 140 m. Les profils ont été décrits pédologiquement :

Profil P1 : Localisé dans le milieu d'un long versant (début de la toposéquence), P1 est un Inceptisol- Haploxerept (A/C), un sol peu évolué d'érosion, et occupé par des pieds de chêne liège, des arbustes de bruyère et de végétations herbacées denses. Sa structure est polyédrique, et sa texture est sableuse, avec une dominance de sable grossier en surface et sablo-limoneuse en profondeur. Sol non calcaire à pH légèrement acide, la CEC est faible. Eléments grossiers importants (>30%).

Profil P8 : Localisé au piémont du versant, P8 est un Inceptisol – Haploxerept (A/C), un sol peu évolué d'apport colluvial (beaucoup d'éléments grossiers), et occupé par des oliviers. Sa structure est polyédrique, et sa texture est sablo-limoneuse en surface et argileuse en profondeur. Sol non calcaire à pH légèrement acide, la CEC est moyenne.

Profil P13 : Localisé dans la plaine alluviale, P13 est un Mollisol- Haploxeroll (Ap/C/IIC1/IIC2), un sol peu évolué d'apport alluvial noirci-humifère, labouré et sous agrumes. Sa structure est polyédrique, et sa texture est limono-argileuse en surface a argilo- limoneuse en profondeur. Sol non calcaire à pH neutre à légèrement acide, la CEC est moyenne. Très faible taux d'éléments grossiers (< 1 %).

Profil P17 : Localisé dans la plaine alluviale et plus proche de l'oued, P17 est un Entisol-Xerofluent (A/C1/C2), occupé par des vergers d'agrumes, sans labour du sol, de texture sableuse à sablo-limoneuse. Sol non calcaire à pH neutre à légèrement acide, la CEC est faible. Taux d'éléments grossiers faible (2 à 5 %).

Au total, 33 échantillons (soit 11 horizons x 3 répétitions) ont été collectés selon les horizons pédologiques décrits, dans le profil et les répétitions à l'aide d'une tarière. Une partie de sol est conservée à 4°C sans séchage préalable (< 7 jours) pour les analyses de potentiel de minéralisation de C et une partie est séchée à l'air et tamisés à 2 mm pour les analyses physico-chimiques des sols et le fractionnement granulométrique de la MOS. Le pH du sol est déterminé dans l'eau (rapport 1 : 2,5), la CEC et les bases échangeables sont déterminées par la méthode Metsson. La granulométrie est déterminée par la méthode internationale à la pipette de Robinson après destruction de la MO et dispersion par l'hexamétaphosphate de sodium (50 g l⁻¹). Les densités apparentes (Bd, exprimé en g cm⁻³) ont été déterminées sur le terrain lors de l'échantillonnage selon la méthode du cylindre (5.5 cm de diamètre et d'hauteur) à l'aide de trois répétitions par horizon. La pierrosité ou pourcentage massique en éléments grossiers (F > 2mm, exprimé en %) du sol a également été mesurée.

Les caractéristiques physiques et chimiques des sols de la toposéquence sont présentées dans le tableau 03.

Tableau 03: Caractéristiques physiques et chimiques des sols étudiés

Profile	Depth cm	granulometry %			Bd g cm ⁻³	pH	Exch. cations cmol kg ⁻¹ sol				CEC cmol kg ⁻¹ soil
		Clay	Silt	Sand			Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	K ⁺	Na ⁺	
P1H1	0-30 (A)	169	194	637	1.39	5.9	5.0	1.7	0.4	0.2	7.3
P1H2	30-90 (C)	260	222	517	1.44	5.4	1.9	1.8	0.3	0.2	6.2
P8H1	0-30 (A)	240	252	507	1.18	6.6	7.6	3.0	0.4	0.3	11.3
P8H2	30-85 (C)	628	170	202	1.34	6.3	8.5	5.7	0.5	0.5	15.2
P13H1	0-30 (Ap)	320	478	210	1.36	6.6	8.6	4.0	0.5	0.7	13.8
P13H2	30-55 (AC)	372	522	106	1.37	6.2	8.7	5.5	0.4	1.3	15.9
P13H3	55-80 (IIC1)	440	470	90	1.36	5.8	9.8	5.7	0.5	1.5	17.5
P13H4	80-100 (IIC2)	465	408	128	1.37	6.0	10.0	6.4	0.5	1.5	18.5
P17H1	0-30 (A)	142	236	622	1.29	6.4	4.6	1.7	0.3	0.3	6.9
P17H2	30-70 (C1)	120	184	696	1.33	6.5	3.5	1.4	0.2	0.2	5.3
P17H3	70-110 (C2)	137	232	632	1.38	6.3	3.9	2.6	0.2	0.5	7.2

2. 3. Fractionnement granulométrique de la matière organique du sol

Le fractionnement de la matière organique a été réalisé sur les deux premiers horizons de chaque profil (H1 et H2 décrits dans le tableau 03). 20 g de sol ont été séparés en fractions granulométriques selon la méthode développée par Feller (1979) et Gavinelli et al. (1995). L'échantillon est soumis à une agitation rotative pendant 4h dans 300 ml d'eau contenant 10 ml d'hexamétaphosphate de sodium (50 g l^{-1}), avec 10 billes de 5 mm de diamètre. Des tamisages successifs à l'eau ont permis de séparer la matière organique en classes de tailles suivantes: $> 200 \mu\text{m}$, $50\text{-}200\mu\text{m}$, $20\text{-}50 \mu\text{m}$, $2\text{-}20 \mu\text{m}$, $0\text{-}2 \mu\text{m}$.

Les fractions $< 50 \mu\text{m}$ sont soumises aux ultrasons pendant 10 mn pour disperser les agrégats. Les fractions $0\text{-}20 \mu\text{m}$ et $0\text{-}2 \mu\text{m}$ sont obtenues par sédimentation (méthode de pipette), la fraction $2\text{-}20 \mu\text{m}$ est obtenue par calcul. Toutes les fractions sont ensuite séchées à l'étuve à 40°C ventilée, puis broyées ($<200 \mu\text{m}$) et pesées pour analyses. Après le premier cycle de sédimentation / décantation, le surnageant est recueilli pour une mesure du carbone organique solubilisé au cours de la procédure de fractionnement. Les teneurs de C et N des fractions de sol sont déterminées par combustion sèche sous oxygène comme gaz vecteur l'hélium pur à 870°C (CHN FISOONS EA 1108) et sont exprimées en gC kg^{-1} fraction, g C kg^{-1} sol et $\text{gC } 100\text{g}^{-1}\text{C sol}$ (%).

2. 4. Calcul des stocks de C des sols

Le stock de C pour chaque horizon de sol a été calculé par la formule suscitée en méthodologie générale:

$$\text{Stock de carbone (tC ha}^{-1}\text{sol)} = 0,1 * C * \text{Bd} * t * (1 - \text{CP})$$

Où :

- C'est la teneur en carbone (g C kg^{-1} sol),
- Bd est la masse volumique apparente (g cm^{-3}),
- t est l'épaisseur de l'horizon (en cm).
- CP est la teneur en particules grossières de l'horizon (g g^{-1}).

Le stock de carbone correspondant au carbone organique potentiellement minéralisable est calculé de la même façon.

$$\text{tC-CO}_2 \text{ ha}^{-1} \text{ sol} = 0,1 * \text{C-CO}_2 * 10^{-3} * \text{Bd} * t * (1 - \text{CP})$$

Avec C-CO_2 la quantité de C organique ou MO potentiellement minéralisable exprimée en $\text{mgC-CO}_2 \text{ kg}^{-1}$ sol.

Les stocks ont été calculés pour chaque horizon pédologique, mais également pour les profondeurs fixes de 0-30 cm et 0-100 cm. Dans le premier cas, cela correspond toujours au premier horizon de chaque profil. Pour les calculs sur le premier mètre, la somme est effectuée sur les horizons dont la profondeur maximale est inférieure ou égale à 1m

(Profils P1, P8 et P13), ou en prenant en compte proportionnellement la partie du dernier horizon qui est supérieur à 1m (Profil P17).

2. 5. Carbone organique minéralisable en 28 jours

Pour répondre à l'objectif de l'étude de la dynamique de minéralisation de réserve organique des sols caractérisés, l'échantillon de terre doit posséder une activité biologique potentielle importante, malgré ça, nous sommes intéressés aux horizons de surface et de profondeur des sols pour savoir le comportement du carbone profond dans ces sols. Nous avons utilisé dans cette expérimentation le sol frais, tamisé à 2 mm et homogénéisé en vue d'une grande activité minéralisatrice en incubation.

Des mesures de respiration microbienne en conditions contrôlées (-0.03 MPa, 28°C) ont été effectuées pour estimer la quantité de matières organiques (C organique) potentiellement minéralisable sur 28 jours. Cette détermination a été effectuée sur les horizons de surface et de profondeur de tous les profils.

20 g de sol conservés à 4°C (< 7 jours) sont ajustés à - 0.03 MPa, et placés pendant 28 jours dans des bocaux hermétiques à 28°C en présence de flacons d'eau déminéralisée pour maintenir une atmosphère humide, et de 10 ml de soude à 0,5 N. Le CO₂ dégagé est piégé par la soude sous forme de carbonate de sodium (Na₂CO₃) qui précipite à son tour sous forme de carbonate de baryum (BaCO₃) après ajout en excès du chlorure de baryum (BaCl₂, 20 %). La soude en excès est dosée par une solution d'acide chlorhydrique à 0,5 N jusqu'au point de titration (pH = 8,6) à l'aide d'un titrimètre de type titrino plus 848. Les mesures d'émission de CO₂ ont été faites sur plusieurs points cinétiques pendant 28 jours incubation.

2. 6. Traitement et analyse des données

Les statistiques classiques (moyennes, écart-types,...) ont été réalisées. Des tests d'analyse de variance ont permis de comparer et de classer les moyennes afin d'analyser la significativité des différences obtenues (logiciel SPSS, 20).

3. Résultats

3. 1. Teneurs en carbone total des horizons de profondeur et de surface des sols le long de la toposéquence

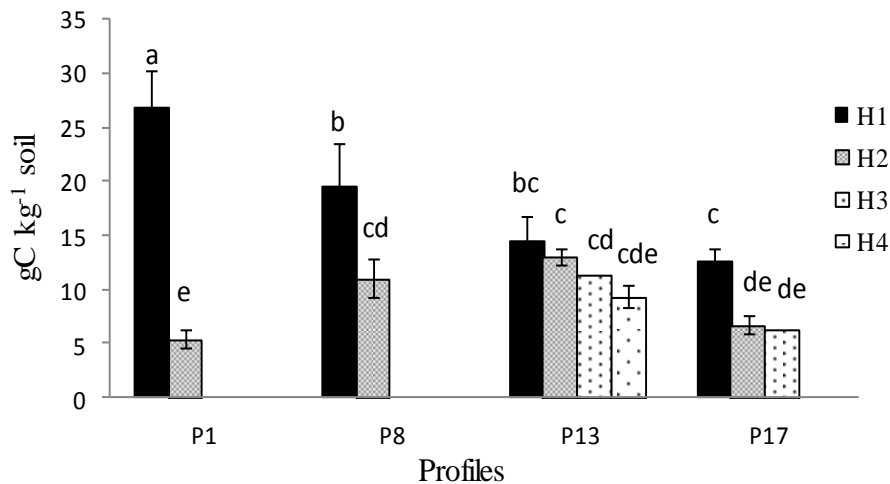


Figure 33. SOC content for the various horizons along the toposéquence. The letters a,b,c and d represent statistically different groups (Turkey test, $p < 0.05$). Error bars indicate the standard deviation. H1 is 0-30 cm for all profiles. H2 is 30-90 cm for P1, 30-85 cm for P8, 30-55 cm for P13 and 30-70 cm for P17. H3 is 70-80 cm for P13 and 55-110 cm for P17. H4 is 80-100 cm for P13.

La teneur en C du sol diminue généralement avec la profondeur ($R^2=0.54$, $n=33$, $***p < 0.001$). En effet, La teneur en C diminue brutalement depuis l'horizon de surface à l'horizon plus profond dans les profils de sol de montagne P1 et P8 (**Fig. 33**). En revanche cette diminution est plus graduelle dans les profils de la plaine alluviale, spécialement le P13. La teneur en C des sols du profil P1 présente la teneur la plus élevée avec $26.7 \pm 1.97 \text{ gC kg}^{-1} \text{ sol}$ en surface, et diminue brutalement en profondeur (30-90 cm), enregistrant ainsi la teneur la plus faible teneur en C avec $5.4 \pm 0.5 \text{ gC kg}^{-1} \text{ sol}$. Dans le profil P13 de la plaine, la teneur en C diminue graduellement avec la profondeur allant de $14.5 \pm 1.29 \text{ gC kg}^{-1}$ en surface à $9.3 \text{ gC kg}^{-1} \pm 0.46$ dans l'horizon le plus profond.

Dans les horizons de surface (0-30 cm), les teneurs diminuent progressivement avec la toposéquence (**Fig. 33**) ; de $26.7 \pm 1.97 \text{ gC kg}^{-1} \text{ sol}$ dans les sols de montagne sous maquis de chêne (P1) à $12.6 \pm 0.68 \text{ gC kg}^{-1} \text{ sol}$ dans les sols de plaine sous agrume (P17).

Le rapport C/N de la MO du sol ne varie pas beaucoup avec la profondeur mais il varie le long de la toposéquence ; de 22-23 dans les profils de montagne à 11-13 dans les profils de la plaine.

3. 2. Stocks de carbone total des horizons de profondeur et de surface des sols le long de la toposéquence

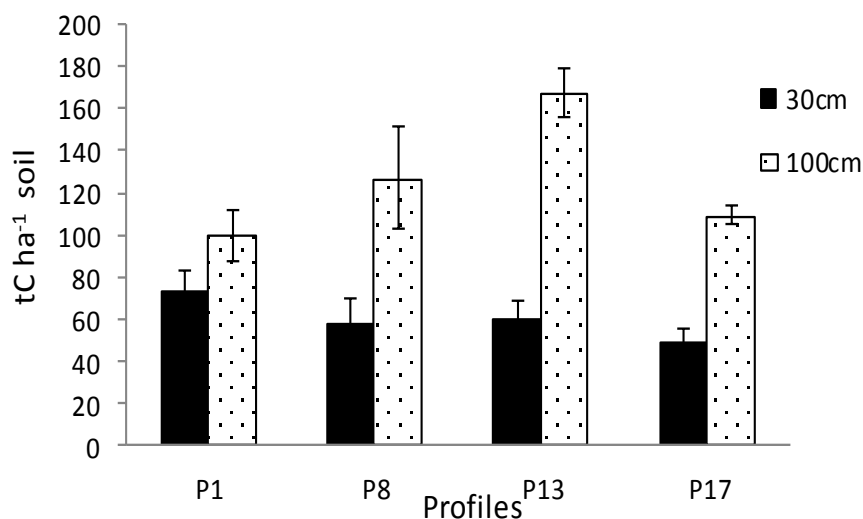


Figure 34. Cumulative C stock (tC ha^{-1}) in the profiles (0-30 cm and 0-100 cm). Error bars indicate the standard deviation ($n = 3$).

Les stocks de carbone sur 100 cm de profondeur sont les plus élevés dans les Mollisols de plaine sous agrume (P13, $168 \pm 11 \text{ tC ha}^{-1}$) et les plus faibles dans les Inceptisols de montagne sous forêt de chêne, P1 avec $99.8 \pm 12 \text{ tC ha}^{-1}$ (**Fig. 34**). Cependant, dans les premiers cm de profondeur (0 - 30 cm), le stock de C enregistre son maximum dans le profil P1 de montagne avec $73 \pm 10 \text{ tC ha}^{-1}$ sol diminue le long de la toposéquence et enregistre sa plus faible valeur dans la plaine alluviale proche de l'oued dans le P17 avec $48 \pm 7 \text{ tC ha}^{-1}$ (**Fig. 34**).

Les pourcentages des stocks de carbone des horizons de profondeur 30-100 cm par rapport au stock total des 100 premiers cm de sol soulignent l'importance des horizons de profondeur comme lieu de stockage de la totalité du C dans les profils de la plaine alluviale et le profil de piémont. Ces horizons de profondeur stockent plus de 50% du stock total de C du profil. Cependant dans le profil le milieu de montagne P1, ils ne stockent que 27 % de stock total de C du profil. Inversement les horizons de surface 0-30 cm, P1 stocke 73 % du stock total de C du profil.

3. 3. Répartition du carbone dans les fractions granulométriques des sols des horizons de profondeur H2 et de surface H1

Le fractionnement granulométrique a bien séparé le stock de matière organique des sols en différents pools organiques de différentes natures. Il a permis de séparer le sol en 5 fractions proche de l'analyse texturale. Les bilans de masse des fractions organiques et de carbone sont corrects (**cf. Tableau Annexe**) Les différentes fractions granulométriques

ont un rapport C/N qui diminue avec la taille des fractions (26 à 45) pour les matières organiques grossières ($F > 200 \mu\text{m}$) de la taille des débris végétaux jusqu'à 8 à 10 pour les matières organiques les plus fines ($F 0-2 \mu\text{m}$) associées aux argiles.

Le carbone des sols est différemment réparti dans les fractions granulométriques selon les horizons de surface ou de profondeur. Alors que le carbone est principalement sous forme de débris végétaux $> 50 \mu\text{m}$ dans les horizons de surface, il est essentiellement associé aux argiles et limons fins ($< 20 \mu\text{m}$) dans les horizons profonds (cf. Fig. 35). Les stocks de C des sols de surface et de profondeur ne semblent pas être constitués d'une matière organique de même nature.

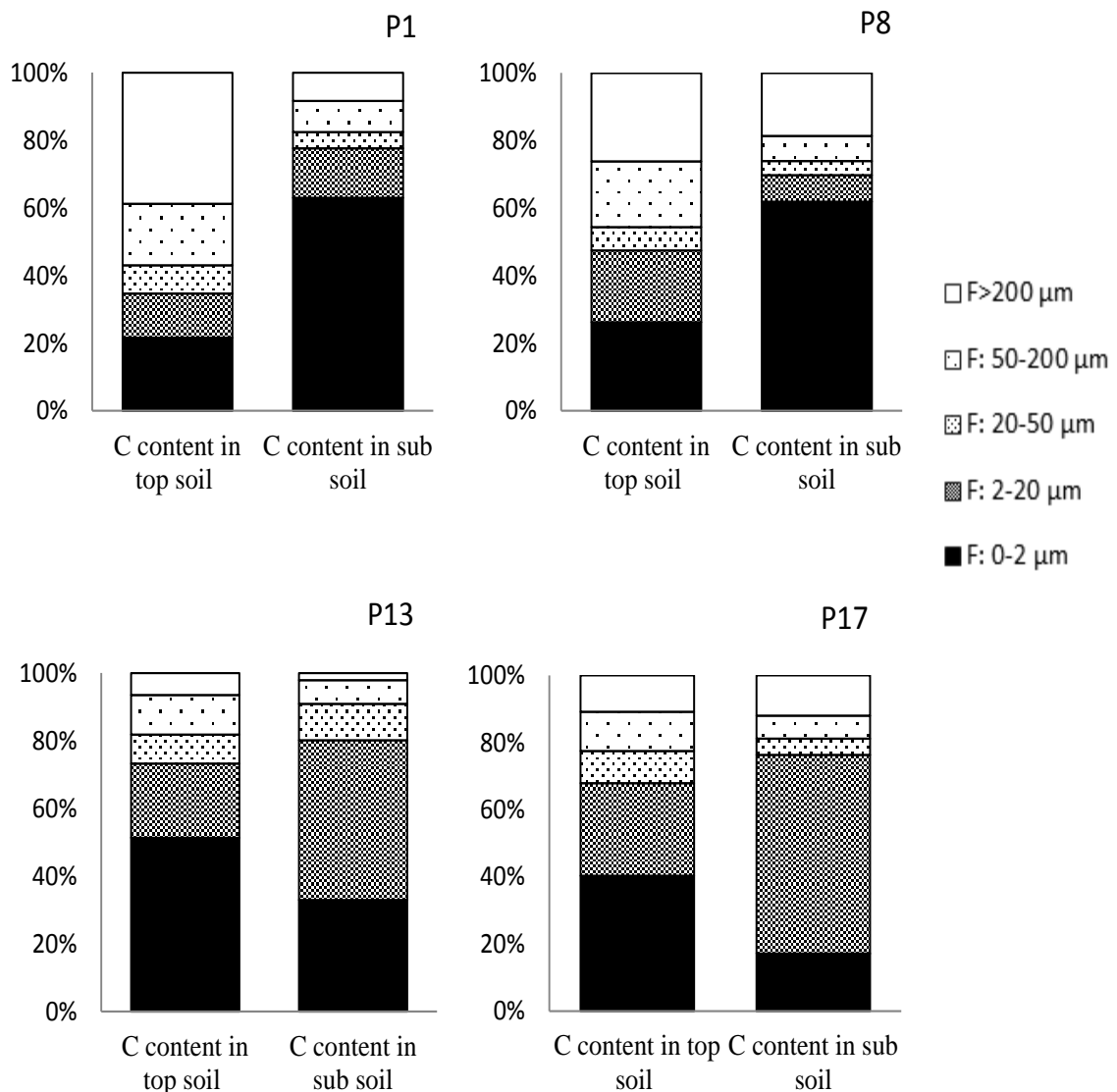


Figure 35. Distribution of SOC content ($\text{gC } 100\text{g}^{-1} \text{C total}$) between the particle-size fractions in topsoils and subsoils

3. 3.1. Répartition du carbone dans les fractions granulométriques des sols des horizons de profondeur H2

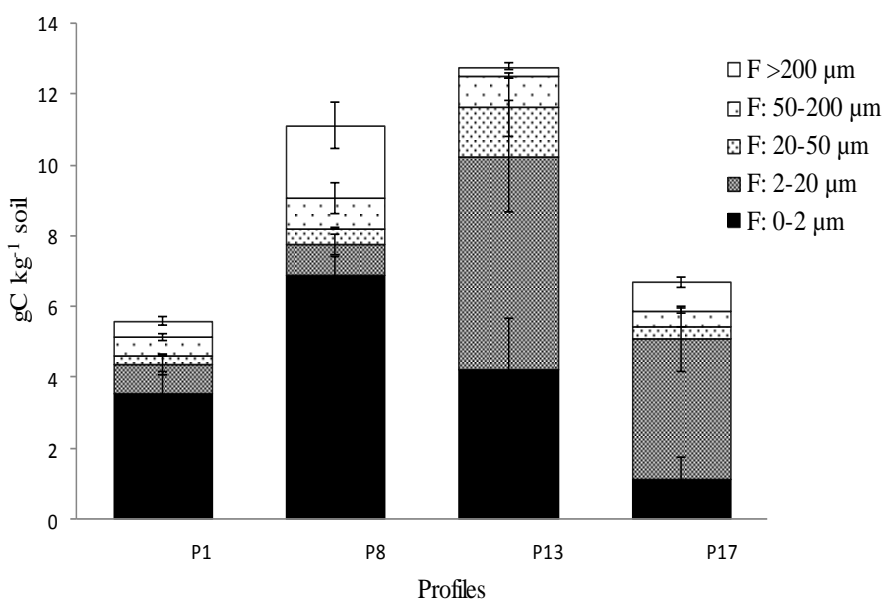


Figure 36. Distribution of SOC content between particle-size fractions of subsoil H2 (H2 is 30-90 cm for P1, 30-85 cm for P8, 30-55 cm for P13 and 30-70 cm for P17).

Dans les horizons de profondeur H2, le C s'accumule essentiellement dans les fractions < 20 μm dont le rapport C/N est faible. La contribution des fractions < 20 μm au carbone total est plus de 70 gC 100g⁻¹ C total de sol contre seulement 9 à gC 100g⁻¹ C total de sol dans les fractions > 50 μm.

Le C est surtout associé aux limons fins dans les sols de plaine (P13, P17) (**cf. Tableau Annexe**). Il est davantage associé aux argiles (0-2 μm) dans les sols de montagne (P1 et P8). Les quantités de C associées à la fraction 2-20 μm, c'est-à-dire les matières organiques associées aux limons fins sont ainsi plus élevées ($P < 0.01$) dans les horizons profonds des sols de plaine P13 et P17 (4-6 g C kg⁻¹ sol) que dans les horizons profonds des sols de montagne P1 et P8 (0.8-0.9 gC kg⁻¹ sol). La quantité de C associé à la fraction 0-2 μm est plus élevée dans les sols de piémont P8 avec 6.89 gC kg⁻¹ sol suivi par le P1 de montagne et P13 de la plaine, et enfin le P17 avec la plus faible teneur (**cf. Fig. 36**).

Dans les horizons profonds, l'accumulation de C dans les fractions 20-50 μm est faible et demeure stable dans les quatre profils, à l'exception de P8 qui a enregistré une petite élévation. Une augmentation de la quantité du C de la fraction F > 50 μm dans les sols du piémont du versant P8 est cependant notable. La quantité de C associé aux fractions > 50 μm, c'est-à-dire les matières organiques de la taille des sables, des débris végétaux, est faible avec des valeurs entre 1 et 3 gC kg⁻¹ sol. Les fractions 20-50 μm ont quantités encore plus faibles entre 0.3 et 0.5 gC kg⁻¹ sol (**cf. Fig. 36**).

3. 3.2. Répartition du carbone dans les fractions granulométriques des horizons de surface H1

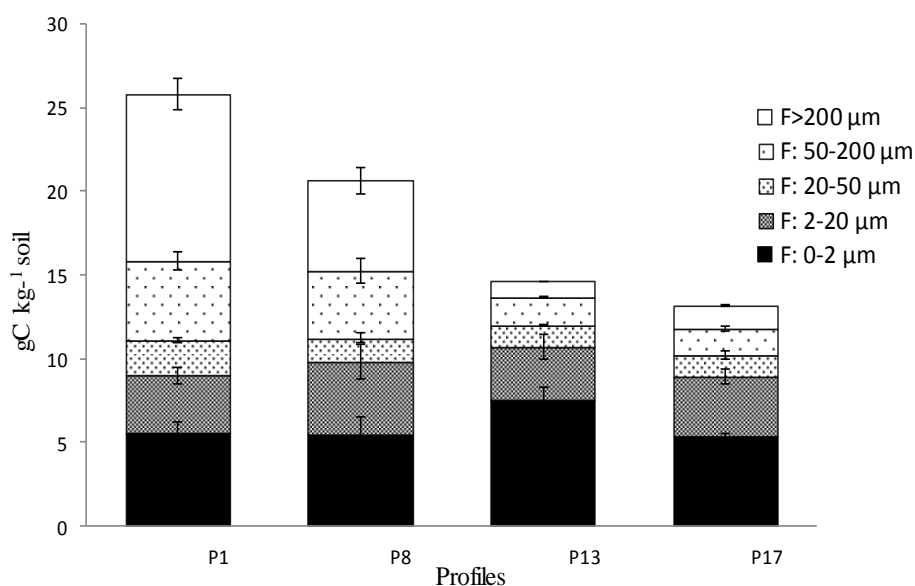


Figure 37. Distribution of SOC content in particle-size fractions of topsoil H1 (0-30 cm depth).

Dans l'horizon de surface (0-30 cm), spécialement P1 et P8 de montagne, les teneurs en C s'accumulent principalement dans la fraction $> 50 \mu\text{m}$ sous forme de débris végétaux (cf. Fig. 38). Les quantités du C du sol contenu dans les fractions granulométriques de MO grossière $F > 50\mu\text{m}$ montre une différence significative entre les profils de montagne (P1, P8) et les profils de la plaine alluviale (P13, P17) *** ($P < 0.001$). Il a été noté des quantités importantes de C dans la $F > 200\mu\text{m}$ dans les sols de surface des profils P1 avec $10 \text{ gC kg}^{-1} \text{ sol}$ et P8 avec $5.40 \text{ gC kg}^{-1} \text{ sol}$, contre seulement $1 \text{ gC kg}^{-1} \text{ sol}$ dans les sols de surface des profils P13 et P17. De même pour la fraction $50-200 \mu\text{m}$ des sols de surface de P1 et P8 contiennent environ $4 \text{ gC kg}^{-1} \text{ sol}$ contre 1.7 et $1.5 \text{ gC kg}^{-1} \text{ sol}$ dans les sols de surface de P13 et P17 (cf. Fig. 37). Les quantités de C contenu dans les fractions $20-50 \mu\text{m}$ demeurent stables le long de la toposéquence.

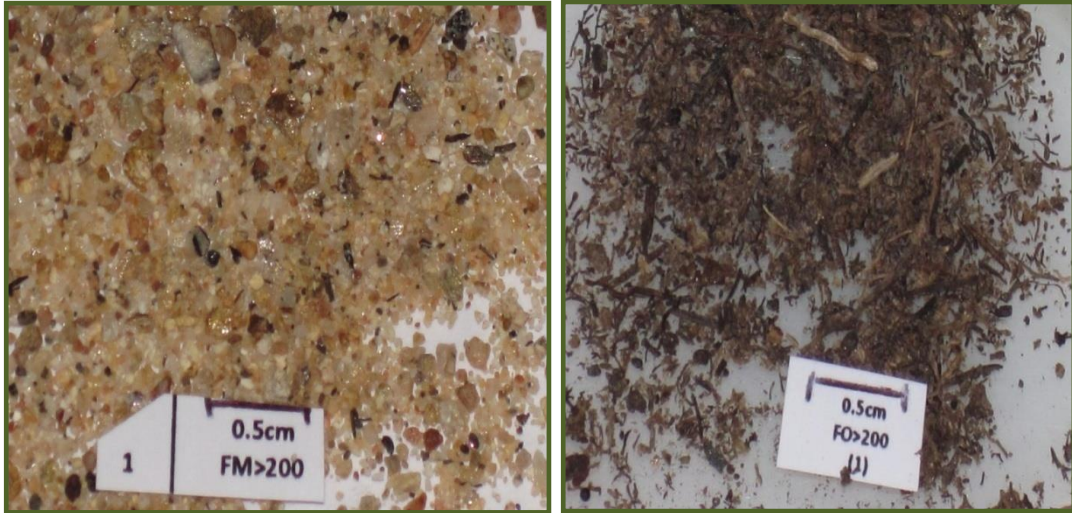


Figure 38 (a) : Fraction minérale et organique des sols de la montagne P1



Figure 38 (b) : Fraction minérale et organique des sols de la montagne (piémont P8)

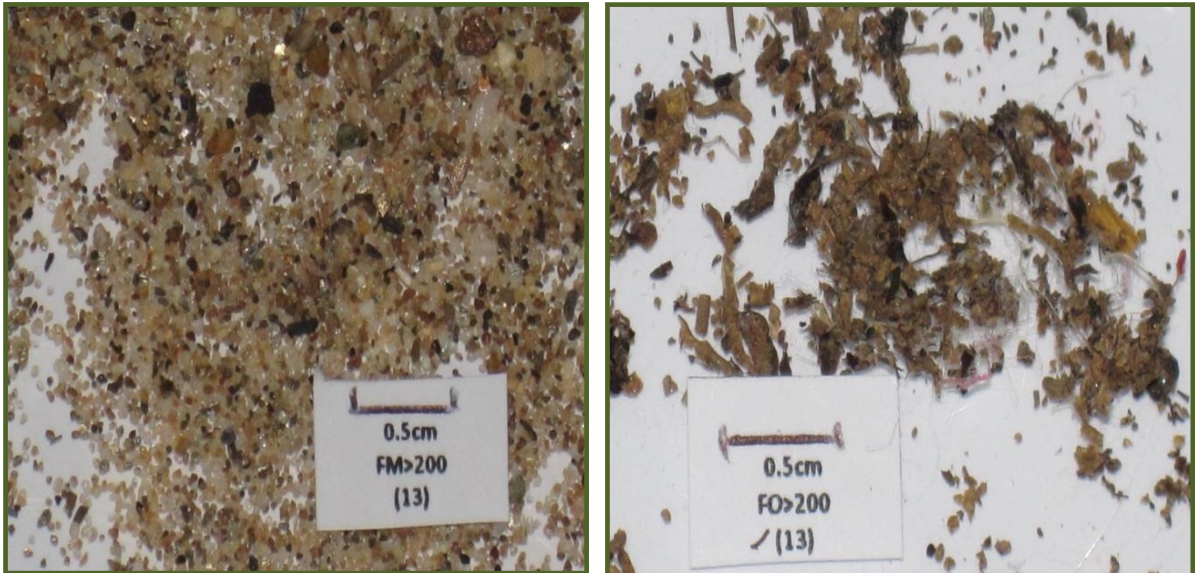


Figure 38 (c): Fraction minérale et organique des sols de la plaine P13



Figure 38 (d) : Fraction minérale et organique des sols de la plaine P17

3. 4. Carbone des sols minéralisable en 28 jours

3. 4. 1. Minéralisation potentielle du C des horizons de profondeur et de surface

Les quantités de CO₂ émises sur 28 jours d'incubation sont plus faibles pour les échantillons de sol profond que pour les échantillons de sol de surface. Une corrélation négative a été observé entre la profondeur et la quantité de C minéralisé ($R^2 = 0.43$, ** $p < 0.05$). Les cinétiques des minéralisations ont présenté le même comportement régulier pour tous les horizons qu'ils soient de surface ou de profondeur. La minéralisation potentielle du C des sols est significativement plus élevée, notamment pour P8 et P13, dans les horizons de surface (H1) que dans les horizons de profondeur (H2, H3, H4).

En surface, l'occupation des sols impacte significativement la minéralisation potentielle de carbone. Les sols de surface des profils P8 (situé au piémont sous olivier) et P13 de la plaine alluviale (labouré sous agrume), ont enregistré une minéralisation importante avec plus de 500 mgC-CO₂ kg⁻¹ de sol minéralisé. Les horizons de surface des profils P1 sous chêne et P17 très proche de l'oued présentent de faible minéralisation potentielle de C. En profondeur, on observe les mêmes tendances avec des minéralisations potentielles de la MO plus élevées dans les sols P8 avec 277 mg C-CO₂ kg⁻¹ sol, puis P13 avec 237 mgC-CO₂ kg⁻¹ sol. Les sols des horizons profonds de P1 et P17 enregistrent de faibles quantités de C minéralisable avec respectivement 149 et 157 mgC-CO₂ kg⁻¹sol (**Fig. 39**).

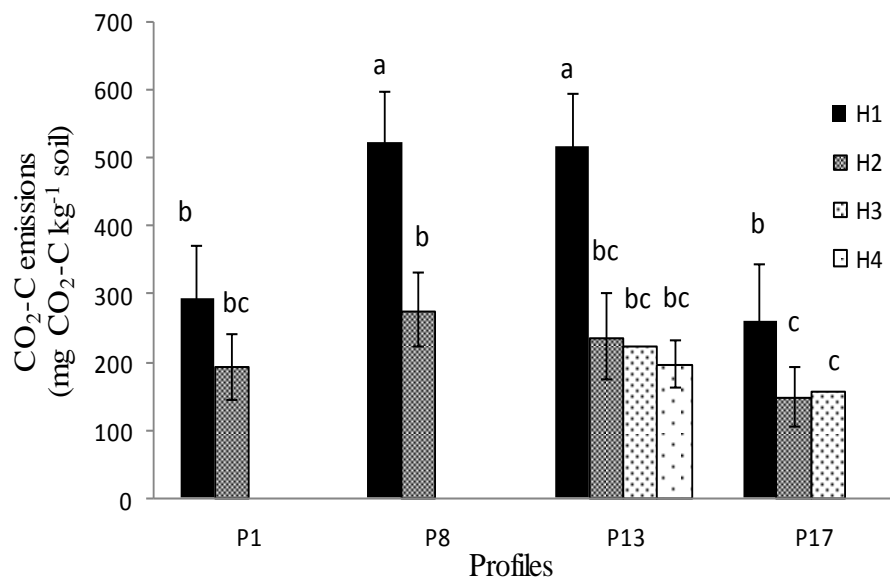


Figure 39: CO₂-C emitted over 28 days depending on depth and profile. Topsoil H1 is 0-30 cm for all profiles. Subsoil H2 is 30-90 cm for P1, 30-85 cm for P8, 30-55 cm for P13 and 30-70 cm for P17. Subsoil H3 is 70-80 cm for P13 and 55-110 cm for P17. Subsoil H4 is 80-100 cm for P13.

3.4.2. Stock de C potentiellement minéralisable en 28 jours pour les profils complets

Le C minéralisable en 28 jours représente entre 1,1 et 3,5 % du C des horizons de surface. C'est pour ces horizons qu'il y a la plus grande variation. Pour les horizons de profondeurs (> 30 cm) ce pourcentage varie de 1.8 à 3,7%, c'est-à-dire du même ordre de grandeur mais avec une amplitude restreinte. Au sein d'un même profil les variations peuvent être d'un facteur 2 à 3 (respectivement pour P13 et P1), mais au final sur l'ensemble de chaque profil la contribution de l'horizon de profondeur est relativement stable entre 50 et 58%. La partie du C minéralisable en 28 jours sur les 100 premiers cm de sol représente de 1,8 à 2,6% du stock (**Tableau 04**).

Tableau 04 : For each horizon SOC stocks (tC ha⁻¹) and potentials of mineralization of SOC stocks expressed in cumulated CO₂ emissions in controlled conditions over 28 days (tCO₂-C ha⁻¹). The sensibility of SOC to mineralization was expressed in percentage of total SOC stocks and the contribution of each horizon to the mineralization potential of SOC stocks was expressed in percentage of the mineralization potential of the whole soil profile. Values following "±" were standard deviation (n=3).

Profile	Depth (cm)	Stock tC ha ⁻¹	C mineralization tCO ₂ -C ha ⁻¹	Mineralized C / total OC (%)	Horizon mineralization/ total profile mineralization (%)
P1H1	0-30	72.8 ± 10.19	0.79 ± 0.18	1.08 ± 0.29	44
P1H2	30-90	27.04 ± 2.93	0.99 ± 0.32	3.66 ± 1.50	
	30-100	27.04	0.99	3.66	56
P1	0-100	99.84	1.78	1.78	100
P8H1	0-30	58.1 ± 11.34	1.55 ± 0.17	2.66 ± 0.53	47
P8H2	30-85	68.90 ± 13.07	1.73 ± 0.40	2.51 ± 0.40	
	30-100	68.86	1.73	2.51	53
P8	0-100	126.96	3.29	2.59	100
P13H1	0-30	59.33 ± 9.32	2.11 ± 0.33	3.55 ± 0.04	50
P13H2	30-55	44.53 ± 3.22	0.81 ± 0.21	1.81 ± 0.39	
P13H3	55-80	38.37 ± 0.44	0.76 ± 0.12	1.98 ± 0.33	
P13H4	80-100	25.51 ± 2.86	0.54 ± 0.10	2.11 ± 0.67	
	30-100	108.4	2.11	1.94	50
P13	0-100	167.73	4.23	2.52	100
P17H1	0-30	47.93 ± 6.34	1.00 ± 0.33	2.61 ± 0.64	42
P17H2	30-70	34.36 ± 2.23	0.77 ± 0.20	2.24 ± 0.47	
P17H3	70-110	34.72 ± 2.46	0.86 ± 0.30	2.47 ± 1.02	
	30-100	60.4	1.41	2.33	58
P17	0-100	108.33	2.41	2.22	100

4. Discussion

4. 1. Teneur et stock de carbone dans les horizons de profondeur et de surface

Les teneurs en C des sols diminuent avec la profondeur d'une façon différente selon l'emplacement dans la toposéquence. Les quantités de C sont importantes dans les horizons de surface des sols de montagne puis diminuent rapidement en profondeur suite à l'affleurement de la roche mère et un sol peu profond (Profil de type A/C/R). Dans les sols alluviaux de la plaine, les sols sont riches en C. Le C se distribue de façon plus homogène avec la profondeur spécialement dans le P13, la diminution des teneurs en C

avec la profondeur est graduelle. Ceci est due principalement au caractère alluvial de ces sols et la nature des dépôts alluviaux (Banerjee et al., 2006; Fierz et al., 1995; Bullinger-Weber et al., 2007).

En surface, la teneur élevée en C des profils P1 et P8 de la montagne sous maquis est due à une grande quantité de matière végétale accumulée provenant du maquis. La teneur en C de la surface des sols de la plaine alluviale sous agrume est généralement moins élevée que dans les sols de montagne. Ceci est dû principalement à l'utilisation intense des terres (labour, agriculture, ..) (Barthès et al., 2008b). De plus, la plus faible teneur en C de l'horizon de surface P17 est dû probablement à une exportation de carbone par l'effet érosif de l'oued. (Boix-Fayos et al., 2009; Roose et al., 2005).

Le stock important en carbone organique dans les sols de la plaine alluviale confirment le caractère et la richesse des sols alluviaux suite à un apport de matériaux organique d'origine fluviatile sur différent profondeur de sol (Fierz et al., 1995; Bullinger-Weber et al., 2007). Cependant le faible stock en C profond dans le profil de milieu de montagne est dû au type de sol peu profond. Ce dernier présente par contre un stock de C très important en surface 0-30 cm de profondeur par rapport aux autres profils, à cause d'une accumulation de végétation herbacées, un recyclage et une minéralisation faible de MO.

4. 2. Formes et nature du C organique du sol en profondeur et en surface

Dans les horizons profonds, le C organique du sol s'accumule essentiellement dans les fractions $< 20 \mu\text{m}$ quel que soit le mode d'usage des sols ou l'emplacement des profils. Ainsi, la teneur en C du sol et la quantité de C dans les fractions $< 20 \mu\text{m}$ sont corrélés significativement ($R^2 = 0.9$, $n = 12$, $**P < 0.01$, cf. **Fig. 40b**). Cela confirme l'effet de la texture fine dans l'accumulation de C (Feller et al., 1996). La fraction fine est supposée être composée de plus de matière organique humifiée, liée généralement à la matrice minérale, avec une concentration plus faible de C, un rapport C/N réduit et un temps de renouvellement très lent. Cette fraction dense fait également partie de la MO adsorbée sur des surfaces minérales ou contenue dans des micro-agrégats (Chenu, 1993; Chenu et Plante, 2006).

Plusieurs travaux ont en effet enregistré une corrélation positive entre le C total du sol et la quantité de C dans la fraction fine ($< 20 \mu\text{m}$) (Amelung et al., 1998 ; Bernard et al., 2008b). Cependant, ces travaux étudient seulement les horizons de surface. Notre étude souligne l'importance de la fraction de l'argile et le limon fin dans l'accumulation de C dans les horizons de profondeurs. En effet, dans les horizons de profondeur des profils de montagne, le C s'accumule dans la fraction $< 2 \mu\text{m}$ spécialement dans P8, due à l'accumulation d'argile au piémont, zone de dépôt de matériaux favorisé par un lessivage oblique d'argile de l'amont à l'aval (Bensaid, 1986). Dans la plaine, le C s'accumule spécialement dans la fraction limon fin, qui n'arrive pas encore à la saturation selon l'hypothèse de Hassink 1997(cf. **Fig. 41**). Ceci suggère que la teneur en C associée avec la fraction d'argile et de limon, n'atteint pas encore un maximum dans les sols (Hassink, 1997).

Dans les horizons de surface jusqu'à 30 cm, le carbone organique s'accumule principalement dans la fraction $> 50 \mu\text{m}$, un indicateur des apports récents de C végétal et des quantités venant des débris ligno-cellulosiques des matières décomposables (Balesdent et al., 2000). Ainsi, jusqu'à 30 cm la teneur en C total du sol et la quantité de C dans les fractions $> 50 \mu\text{m}$ sont corrélées significativement avec $R^2 = 0.9$, $n = 12$, $**P < 0.01$ (cf. **Fig. 40a**).

Les teneurs élevées en C dans les horizons de surface des sols de montagne s'expliquent essentiellement par une forte quantité de C sous forme de débris végétaux ($F > 50 \mu\text{m}$). Les plus faibles quantités de C sous formes de débris végétaux des sols alluviaux sous agrume sont dues à la fois à des niveaux de restitution plus faibles et à une dynamique rapide de ces fractions, accélérée avec la mise en culture des terres et le travail du sol (Feller et Beare, 1997; Kouakoua et al., 1999; Barthès et al., 2008b). Les teneurs des fractions $20-50 \mu\text{m}$ sont généralement stable et les plus faibles dans les sols de surface, ce qui veut dire que ces fractions contribuent peu aux stocks de carbone (Hien et al., 2004).

La quantité de C associé aux argiles et limons fins est corrélée à la quantité d'argile et limons fins ($F < 20 \mu\text{m}$) contenus dans le sol, en surface comme en profondeur. Cependant les pentes des corrélations observées sont faibles et très éloignées de celle de la droite de saturation en C des particules fines proposées par (Hassink, 1997) Cela signifie que les particules fines n'arrivent pas encore à la saturation en C (cf. **Fig. 41**).

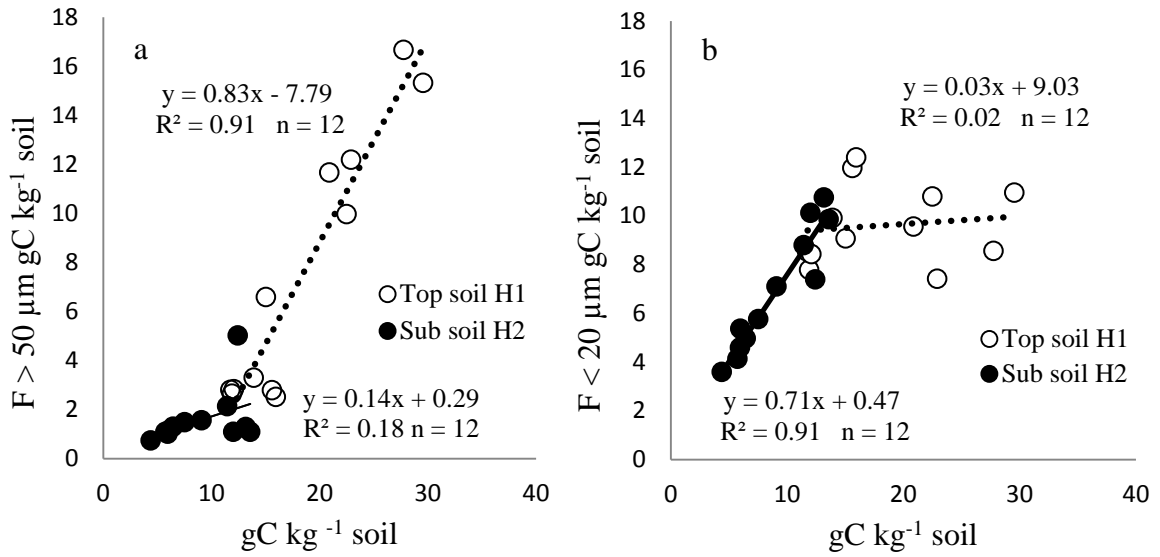


Figure 40: SOC associated with the particle size fraction > 50μm (a) and associated with the particle size fraction < 20 μm (b) as a function of total SOC

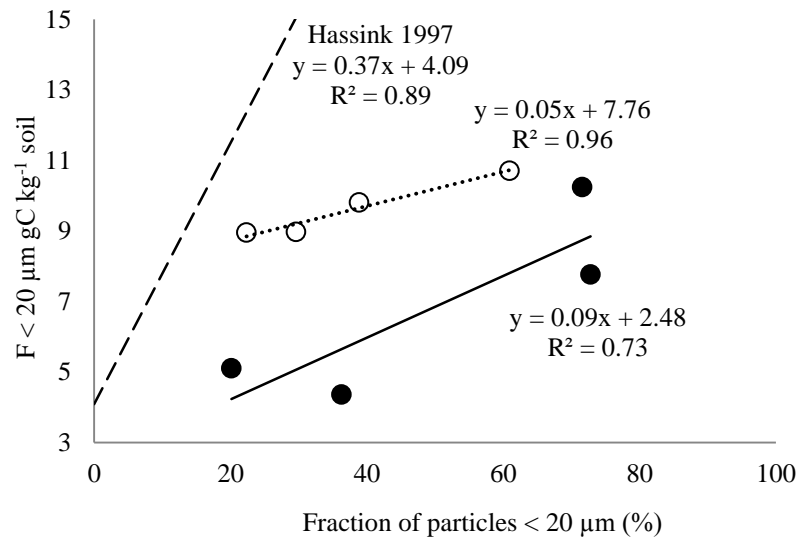


Figure 41: SOC associated with particle size fraction < 20 μm in topsoils (open circles) and in subsoils > 30 cm (black circles) as a function of the fraction of particles < 20 μm

4.3. Carbone minéralisable des sols en 28 jours

La minéralisation potentielle des stocks de carbone des sols est de l'ordre de 2gC 100 gC sol (2%). Ces résultats confirment des taux de minéralisation mesurés sur des sols tunisiens (Hamdi et al. 2012). L'analyse de la minéralisation du carbone organique dans des conditions contrôlées a montré une diminution rapide de la sensibilité du C du sol à la minéralisation exprimée en $\text{mgCO}_2\text{-C kg}^{-1}$ sol avec la profondeur (Fang et Moncrieff, 2005, Michalzik et al., 2001; Wu et al., 2014). En revanche les stocks de C potentiellement minéralisable en 28 jours, en tC ha^{-1} , sont du même ordre de grandeur en surface (0-30 cm) et en profondeur (30-100 cm).

Cela signifie que les stocks en C des horizons profonds ne sont pas stables. Ils sont potentiellement minéralisables si les conditions de température et d'humidité sont favorables. Leur contribution aux émissions de CO_2 du profil de sol sont potentiellement de même ordre de grandeur que les horizons de surface. Il est cependant probable que les quantités de carbone minéralisable mesurées en profondeur soient surestimées car les conditions de température utilisée au laboratoire sont très différentes de celles rencontrées dans les horizons profonds de sol (30-100 cm). Ceci est peut être due aussi au « priming effect », dont la matière organique fraîche (racines, exsudats, etc.) entraîne une minéralisation du carbone stabilisé (Fontaine et al. 2004; Fontaine et al. 2007).

L'analyse statistique effectuée sur l'ensemble des horizons de surface et de profondeur (à l'exception de P1H1) révèle une corrélation positive entre le C du sol et le C- CO_2 dégagé, $R^2 = 0.7$, $n = 30$, $p < 0.05$ (**Fig. 42**). Les deux fractions grossières ($> 50 \mu\text{m}$) comme fines ($< 20 \mu\text{m}$) jouent un rôle dans la minéralisation potentielle de la MO. Une corrélation positive a été observée entre le C- CO_2 dégagé et la quantité de carbone des fractions $> 50 \mu\text{m}$ (surface et profondeur à l'exception de P1H1), $R^2 = 0.42$, $n = 21$, $p < 0.05$ (**cf. Fig. 43a**). Une corrélation positive aussi a été observée entre le C- CO_2 dégagé et la quantité de carbone des fractions $< 20 \mu\text{m}$ (surface et profondeur), $R^2 = 0.50$, $n = 24$, $p < 0.05$ (**cf. Fig. 43b**).

L'usage de sols a aussi un impact sur le potentiel de minéralisation du C organique des sols. Les sols cultivés de la plaine alluviale P13 sont les plus sensibles à la minéralisation en profondeur et en surface. Par contre les sols de montagne P1 sont les moins sensibles. Cette faible minéralisation est due au type de sol peu profond et à la nature de litière difficilement décomposable des sols - C/N élevé de 23- de montagne.

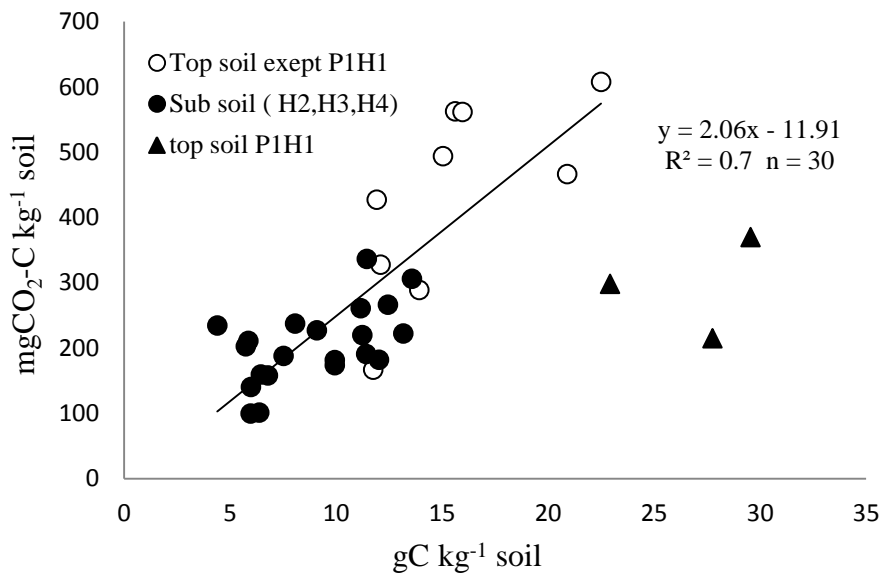


Figure 42: Cumulative CO₂-C emissions over 28 days in topsoil (white circles) and subsoil (black circles) as a function of total SOC. The topsoil for P1 (black triangles) has been excluded from the regression.

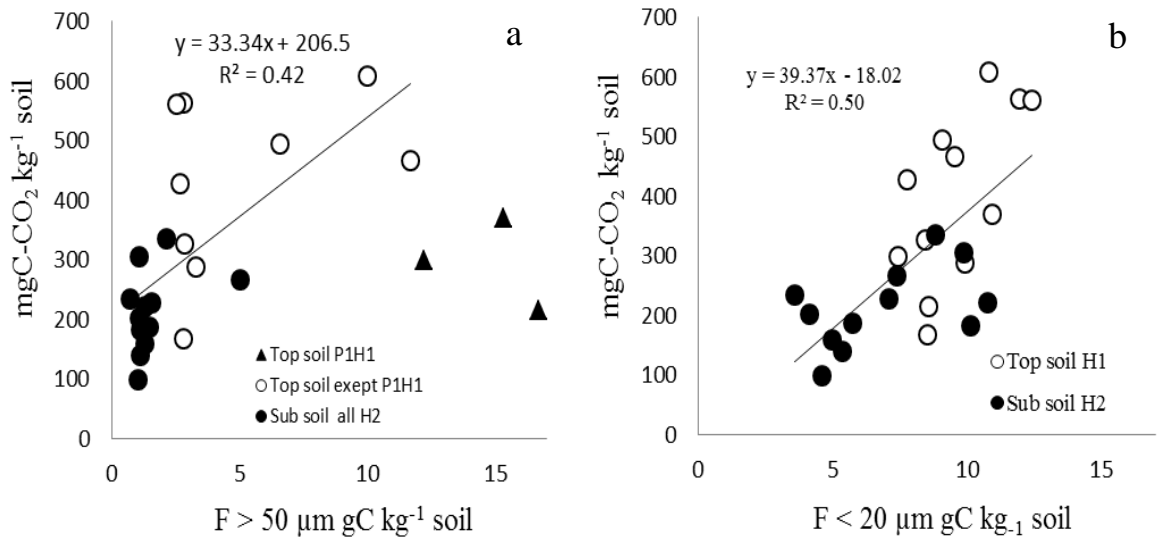


Figure 43: Cumulative CO₂-C emissions over 28 days for a) $> 50 \mu\text{m}$ fraction b) $< 20 \mu\text{m}$.

5. Conclusion

Les sols alluviaux de la plaine jusqu'aux piémonts de la montagne présente des stocks en C important sur 1 mètre de profondeur. Le C profond représente ainsi plus de 50 % C par rapport au stock total d'un mètre de sol. Ce carbone profond s'accumule principalement dans la fraction $< 20 \mu\text{m}$ qui n'atteint pas encore la saturation en carbone. Cependant, sur les premier 0- 30 cm de profondeur, le stock de C de surface est important dans les profils de montagnes P1 de milieu du versant suite à l'accumulation de la matière végétale (litière) sur le sol. Le C de surface s'accumule principalement dans la fraction $> 50 \mu\text{m}$, matière organique particulière facilement minéralisable. L'analyse de la minéralisation du carbone organique de surface en profondeur a montré une diminution rapide de la minéralisation du C vers la profondeur pour tous les profils. Sur 1 mètre de profondeur, le stock de C potentiellement minéralisable est important dans le profil P13 de la plaine alluviale. Cependant Le plus faible stock minéralisable est dans le profil P1 du milieu de montagne. Ce faible taux de minéralisation est dû au type de sol peu profond et à la nature de litière difficilement décomposable.

Les sols alluviaux, spécialement les Mollisols de la plaine présentent donc puits de C potentiellement minéralisable.

3^{ème} partie - Approche chronoséquentielle et spatiale du stock de carbone organique dans la région de Skikda.

Chapitre VI - Variation diachronique et spatiale du stock de COS dans la région de Skikda.

1. Introduction.

Le sol, important réservoir de carbone, joue de ce fait un grand rôle dans la compensation des pertes dues aux émissions de gaz à effet de serre. Le carbone organique du sol (COS) est étroitement lié à la matière organique du sol (MOS) qui lui confère des propriétés physico-chimiques favorables au fonctionnement durable des écosystèmes. En particulier, en raison de ses propriétés de rétention d'eau, de réservoir de nutriments et en tant que substrat énergétique de la microflore et des invertébrés (Chenu et al. 2014).

Ce réservoir se caractérise par une forte variabilité temporelle et spatiale des stocks de carbone organique de sol (COS). Plusieurs facteurs sont susceptibles d'affecter ces stocks et leurs interactions sont très complexes.

Ce carbone organique des sols (COS) est sensible aux perturbations anthropiques dont les changements d'usage ou de gestion des terres (Fujisaki et al., 2015). En effet, le type de sol et son mode d'occupation apparaissent comme étant les facteurs déterminants majeurs. Si bien que la dispersion des valeurs des stocks reste importante dans une même classe de sol.

Un stock de COS mesuré au temps (t) sous une occupation donnée ne correspond pas, le plus souvent, au stock à l'équilibre et reflète, en partie, les usages antérieurs du lieu (Arrouays et al. 2002). Le stockage de carbone ou, son déstockage, est toujours déterminé par rapport à un système de référence et à un temps donné. L'année utilisée au temps (t_0) correspond à l'année de mise en place de la pratique stockant ou déstockant.

Deux approches sont couramment utilisées pour appréhender cette variabilité spatio temporelle des stocks de COS : l'approche diachronique et l'approche synchronique (Bernoux et al. 2004 ; Olson et al. 2014).

L'approche diachronique consiste à mesurer au cours du temps, sur une même parcelle, l'évolution des stocks de (C) dans le sol à partir d'un temps (t_0) qui correspond à la mise en place du nouveau système. Cette approche est considérée comme la plus fiable car elle limite les hétérogénéités liées à l'utilisation de parcelles différentes comme la structure, la texture, l'historique ou autres (Costa Junior et al. 2013). Mais, en pratique, elle reste peu utilisée dans la mesure où il faut attendre de nombreuses années avant de pouvoir observer des différences de stocks de (C) (Smith 2004).

Quant à l'approche synchronique, elle consiste à comparer, à un instant donné, le stock de (C) d'une parcelle correspondant à la pratique stockant menée depuis plusieurs années

à celui d'une parcelle de référence ayant une gestion conventionnelle. Cependant, il est nécessaire de s'assurer que la parcelle de référence n'a pas subi des modifications majeures, apportées par l'érosion. Ces deux approches permettent d'expliquer que si le stock de carbone organique d'un sol dépend du bilan entre les entrées et les sorties de MO, la quantité de(C) stockée et la durée de ce stockage dépendent aussi de processus de stabilisation du carbone complexes (Cardinal, 2015).

Dans cette étude, un suivi de l'évolution de stock organique au cours du temps a été établi, en adoptant une approche diachronique. Cette dernière est effectuée en suivant les modes d'occupation et type des sols de la région, et effectués sur des parcelles par le passé (Bensaid, 1986 ; Belaïssaoui, 2004).

Ce choix se justifie par le fait que la région de Skikda a connu beaucoup de changements d'usage des sols ces dernières années, tournés plus vers des activités agricoles et sylvicoles. Des usages qui peuvent avoir différentes conséquences sur l'évolution des stocks de carbone du sol. La zone a connu aussi des arrachages d'arbres fruitiers et une tendance à la déforestation qui peuvent influencés certainement le stockage de (C) dans le sol. De ce fait deux types de parcelles détectées, l'une a subi un changement d'utilisation et d'occupation des sols et l'autre n'a subi aucun changement.

Le principe donc, étant de revenir à ces mêmes parcelles et reprendre les prélèvements et les analyses du carbone, pour suivre la variation temporelle et spatiale des stocks organiques dans la région, afin d'étudier les principales causes de cette variation. En effet, les anciens travaux suscités ont été effectués dans le but d'une classification pédologique des sols de la vallée de Saf-Saf et la vallée de Zeramna.

Cette étude a été menée dans ce contexte avec pour objectifs :

- (i) l'évaluation des teneurs et des stocks de carbone organique de différents périodes.
- (ii) Suivre la variation diachronique des stocks organiques des sols de la région, en particulier la vallée de Zeramna et Saf Saf. Et savoir l'effet de changement d'usage des terres sur les stocks de COS.
- (iii) Connaitre, à l'échelle régionale, les principales causes d'évolution des stocks du COS à savoir, la topographie, le type de sol et son usage.

2. Matériel et méthodes.

2.1 Le site.

Dans cette étude, le site, englobe la vallée de Zeramna à El Hadaïek, a été élargi à d'autres points dans la grande vallée de Saf Saf de la région de Skikda (passant par les villes de Ramdan Djamel, Sallah Bouchaour et El Harrouch). Il est situé entre la longitude 6°50' et 7° à l'est et la latitude 36°35' et 36°53' au nord, dont la surface est de 10000 ha environ (revoir 1^{ère} partie).

2.2 Echantillonnage et collecte des données.

2.2.1 Etude de la variation diachronique des stocks organiques dans la région de Skikda

L'étude de la variation diachronique des stocks en COS dans cette région est effectuée selon les types des sols et leurs modes d'occupation, suite aux travaux de recherches de Bensaid (1986) et Belaïssaoui (2004).

Ces travaux avaient pour finalité la classification pédologique des sols, dont les prélèvements des échantillons ont été effectués en 1983 et 1992 successivement.

Le principe de notre contribution a été de revenir à quelques parcelles déjà étudiées et de reprendre les prélèvements des sols et effectué les analyses de carbone pour suivre la variation des stocks organiques dans le temps.

Dans ce contexte, deux types de parcelle ont été choisies, l'un a subi un changement d'utilisation et d'occupation des sols et l'autre n'a subi aucun changement.

A ce sujet, la technique d'échantillonnage utilisée est la méthode systématique à horizons fixes, dont les échantillons ont été prélevés en Mai 2014. Des prélèvements de sol au niveau des horizons 0-30 cm et 30-60 cm ont été effectués dans 15 sites qui correspondent aux mêmes lieux que ceux réalisés par les deux auteurs cités ci-dessus, à raison de trois répétitions dans chaque site.

Nous n'avons pas pu aller loin en profondeur à cause des difficultés sur terrain. La distance entre les anciens points et les nouveaux se situe dans la fourchette de 50 à 200 m, approximativement. (cf. **Tableau 05, Fig. 44**).

Les échantillons de sol ont été par la suite séchés, broyés et tamisés à 200 μm , puis analysés au laboratoire pour déterminer la teneur en carbone du sol. Pour la densité apparente (Bd), l'échantillonnage des sols a été fait sur terrain dans des cylindres de 5,5 cm diamètre et 5.5 cm de hauteur.

Cette technique a été appliquée sur les prélèvements de 2012, 2013 et 2014. Les éléments grossiers ont été récupérés et pesés. Le carbone organique est mesuré par combustion à sec (CHN FISO NS EA 1108). La densité apparente est exprimée en g cm^{-3} et les éléments grossiers en g g^{-1} de sol. Les teneurs en (C) est exprimée en g kg^{-1} sol et leurs stocks en t.ha^{-1} .

Sur ce point, les travaux de Bensaid (1986) et Belaïssaoui (2005) ont été faits en recourant à la méthode d'Anne pour caractériser le carbone organique du sol. Cependant, les données des densités apparentes de ces travaux sont toujours manquantes, pour cela, il a été recommandé aux différentes équations de pédo transfert. En effet dans le même

contexte, (Ndiaye et al., 2014) ont suivi l'évolution de COS sur deux périodes en comparant deux différentes méthodes.

2.2.2 Etude de la variation spatiale des stocks organiques dans la région de Skikda

L'étude de la variation spatiale du stock de COS est réalisée par la suite, en prenant en considération tous les sites étudiés actuellement durant les années 2012-2013 et 2014.

Pour compléter cette base de données des années suscitées, d'autres sites ont été rajoutés et étudié dans la région, échantillonnés systématiquement en Mai 2014. **(cf. Tableau 05, Fig. 44 a-b-c).**

L'objectif de cette étude est de suivre la variation spatiale des stocks de carbone pour savoir les principales causes qui influent les stocks de carbone organique dans toute la région de Skikda, et savoir sur une échelle régionale l'effet de la topographie, de type de sol et son occupation sur la variation des stocks de carbone dans ce contexte climatique.

La base de données est formée donc des profils de différentes périodes, il s'agit des profils des années 2012, 2013 et 2014. Globalement nous avons 60 profils (y compris les répétitions et les points rajoutés).

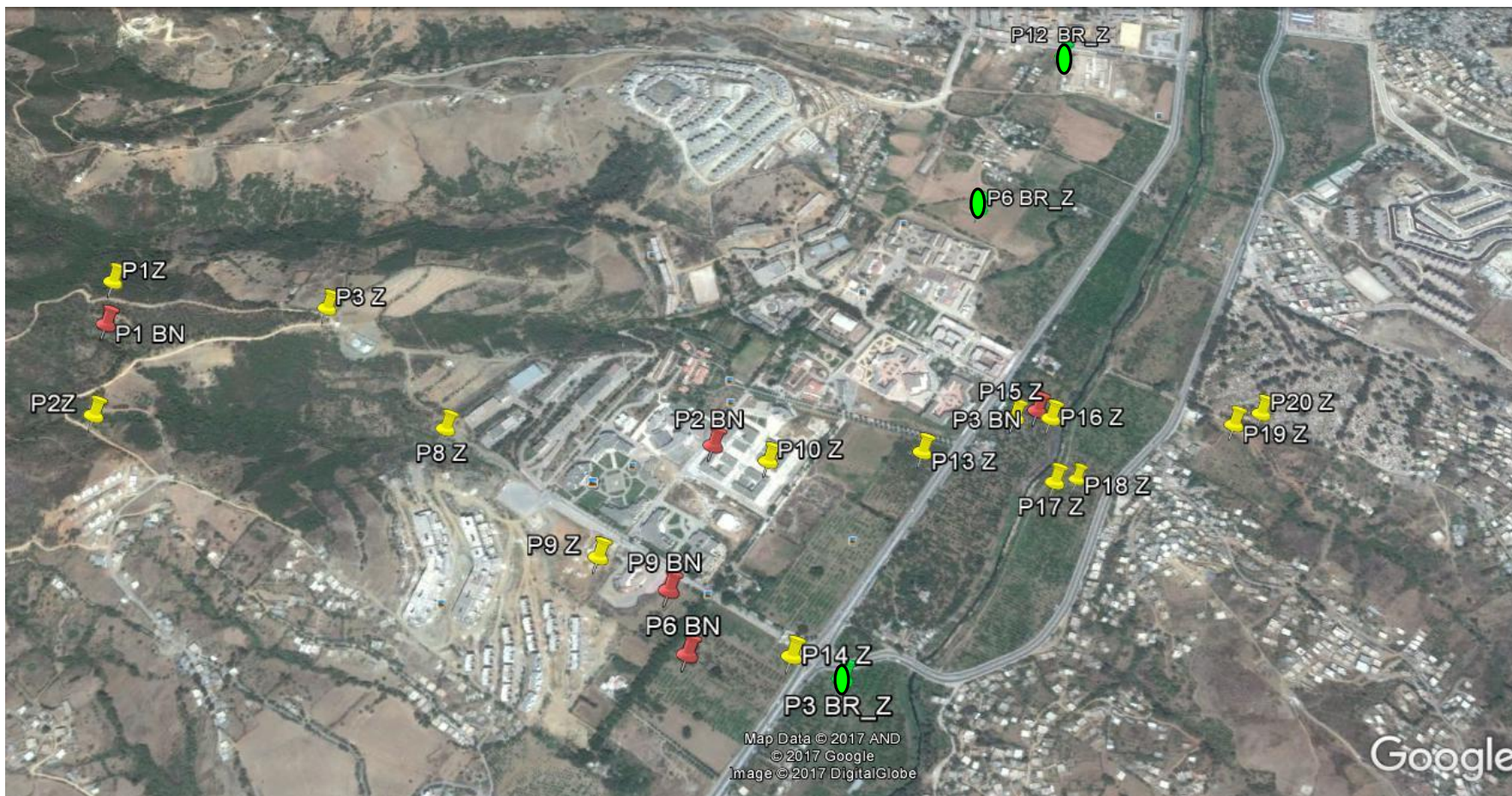


Figure 44 (a). Présentation des profils de l'étude chrono-spatiale (diachronique et spatiale) des stocks de C dans la région de Skikda, commune d'El Hadaïek. Les points verts représentent les sites d'échantillonnage des années 1983 et 2014. Les points jaunes représentent les sites d'échantillonnage des années 2012 et 2013, et les points rouges représentent les sites d'échantillonnage des années 1992. Les codes BN, BR et Z représentent la première lettre des noms des auteurs (cf. tableau 05).



Figure 44 (b). Présentation des profils de l'étude chrono-spatiale (diachronique et spatiale) des stocks de C dans la région de Skikda, commune d'El Hadaïk. Les points verts représentent les sites d'échantillonnage des années 1983 et 2014, avec distance. Les codes BN, BR et Z représentent la première lettre des noms des auteurs (cf. tableau 05).

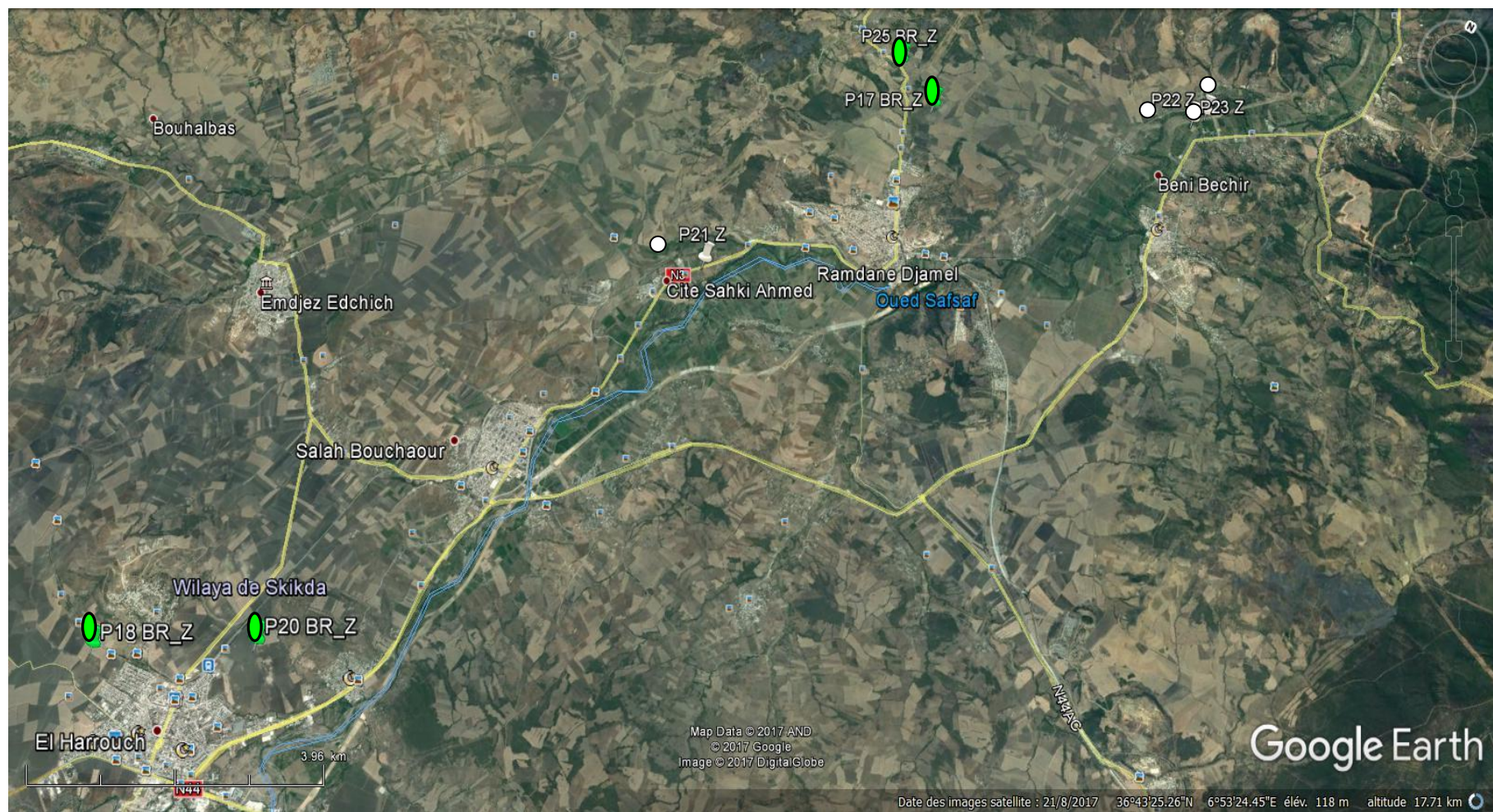


Figure44 (c). Présentation des profils de l'étude chrono-spatiale (diachronique et spatiale) des stocks de C dans la région de Skikda, communes de Ramdane Djamel, Salah Bouchaour et d'El Harrouch. Les points verts représentent les sites d'échantillonnage des années 1983 et 2014. Les points blancs sont les sites rajoutés pour compléter l'étude de la variation spatiale des stocks organiques. Les codes BN, BR et Z représentent la première lettre des noms des auteurs (cf. tableau 05).

Tableau 05. Données des profils de l'étude chrono-spatiale (Diachronique et spatiale) dans la région de Skikda (les codes BN, BR et Z représentent la première lettre des noms des auteurs qui ont travaillé dans la zone : Bensaid R., Belaissaoui N. et Z. Bounouara)

Type d'étude	Code Chrono séquence	Code profil	année	Type de sol et texture	Végétation ou culture	Distances entre les profils(m)	Commentaires
Diachronique	chrono_composé_01	P01 BN	1992	Inceptisol- limoneux argileux sableux	Chêne liège	199	Densité faible d'arbres de chêne, installés depuis plus de 70 ans avec présence d'autres espèces arbustives d' <i>Erica arborea</i> et du <i>Pistacia lentiscus</i>
Diachro. Et Spatiale	chrono_composé_01	P02 Z	2012	Inceptisol- Limoneux argileux sableux	Chêne liège	199	
Diachro. Et Spatiale	chrono_composé_01	P01 Z	2013	Inceptisol- Limoneux sableux	Chêne liège	199	
Diachronique	chrono_simple_01	P09 BN	1992	Inceptisol-Limoneux argileux	Céréale	145	Céréales et par le passé vergers de pêcher et de néflier avec des cultures intercalaire. Actuellement Terrain dénudé depuis 2008-2009 pour des raisons de construction.
Diachro. Et Spatiale	chrono_simple_01	P09 Z	2012	Inceptisol- Limoneux argileux	Dénudé	145	
Diachronique	Chrono_Simple_02	P02 BN	1992	Inceptisol-Limoneux argileux	Abricotier	196	Abricotier.sol battu depuis 2008-2009 pour des raisons de construction.
Diachro. Et Spatiale	chrono_simple_02	P10 Z	2012	Inceptisol-Limoneux argileux	sol à bâtir	196	
Diachronique	chrono_simple_03	P03 BN	1992	Mollisol- Limoneux argileux	Agrume	70	Verger d'agrumes installé depuis plus de 60 ans environ.
Diachro. Et Spatiale	chrono_simple_03	P15 Z	2012	Mollisol- Limoneux argileux	Agrume	70	
Diachronique	chrono_simple_04	P06 BN	1992	Mollisol- Limoneux argileux	Agrume	184	Verger d'agrumes installé en 1955.
Diachro. Et Spatiale	chrono_simple_04	P14 Z	2012	Mollisol- Limoneux argileux	Agrume	184	
Diachronique	chrono_simple_05	P03 BR	1983	Entisol- Limoneux sableux	Agrume	50	Verger d'agrumes installé depuis plus de 60 ans environ.
Diachro. Et Spatiale	chrono_simple_05	P03 BR_Z	2014	Entisol- Limoneux Sableux	Agrume	50	
Diachronique	chrono_simple_06	P06 BR	1983	Mollisol- Limoneux argileux	Agrume	50	Verger d'agrumes installé depuis plus de 60 ans environ avec dépérissement de quelques arbres substitués par de nouveaux plants.
Diachro. Et Spatiale	chrono_simple_06	P06 BR_Z	2014	Mollisol- Limoneux argileux	Jeune Agrume	50	
Diachronique	chrono_simple_07	P07 BR	1983	Entisol- Limoneux sableux	Agrume	50	Verger d'agrumes installé depuis plus de 60 ans environ.
Diachro. Et Spatiale	chrono_simple_07	P07 BR_Z	2014	Entisol- Limoneux sableux	Agrume	50	

Diachronique	chrono_simple_08	P12 BR	1983	Mollisol-Limoneux	Vignoble	50	Ancien vignoble arraché et remplacé par de l'arboriculture. Actuellement, en cours de construction.
Diachro. Et Spatiale	chrono_simple_08	P12 BR_Z	2014	Mollisol-Limoneux	dénudé	50	
Diachronique	chrono_simple_09	P17 BR	1983	Inceptisol- Limoneux argileux	Néflier	50	Ancien verger remplacé par des céréales. Laisse en friche de temps en temps au repos.
Diachro. Et Spatiale	chrono_simple_09	P17 BR_Z	2014	Inceptisol- Limoneux argileux	Avoine	50	
Diachronique	chrono_simple_10	P18 BR	1983	Vertisol-argileux, calcaire	Avoine	50	Terrains destinés exclusivement à la céréaliculture par le passé. Reconvertis depuis 2005 en cultures maraîchères : oignon, pomme de terre. Terres très argileuses appelées couramment les Tirs
Diachro. Et Spatiale	chrono_simple_10	P18 BR_Z	2014	Vertisol-argileux, calcaire	Maraîchage	50	
Diachronique	chrono_simple_11	P19 BR	1983	Mollisol-Limoneux	Agrume	50	Verger d'agrumes installé depuis plus de 60 ans environ.
Diachro. Et Spatiale	chrono_simple_11	P19 BR_Z	2014	Mollisol-Limoneux	Agrume	50	
Diachronique	chrono_simple_12	P20 BR	1983	Vertisol - argileux,	Avoine	50	Terrains destinés exclusivement à la céréaliculture par le passé. Reconvertis depuis 2005 en cultures maraîchères : oignon, pomme de terre. Terres très argileuses appelées couramment les Tirs
Diachro. Et Spatiale	chrono_simple_12	P20 BR_Z	2014	Vertisol - argileux,	Maraîchage	50	
Diachronique	chrono_simple_13	P25 BR	1983	Mollisol- Limoneux argileux	Légume ND	50	Anciennement oliveraies avec des cultures intercalaires, cultures maraîchage et céréales en rotation. Actuellement, pas de culture.
Diachro. Et Spatiale	chrono_simple_13	P25 BR_Z	2014	Mollisol- Limoneux argileux	Olivier	50	
Diachronique	chrono_simple_14	P29 BR	1983	Mollisol- Limoneux	Pois chiche	50	Jachère depuis 1998 mais délaissé en réalité. Par le passé, verger d'agrumes battus par les pluies. Exploité après en cultures maraîchères de façon irrégulière. Actuellement, parcelle est délaissée et envahie par des espèces herbeuses sauvages.
Diachro. Et Spatiale	chrono_simple_14	P29 BR_Z	2014	Mollisol- Limoneux	jachère	50	
Spatiale		P 21 Z	2014	Mollisol-Limoneux argileux	Céréale		Points qui n'appartiennent pas à l'étude chrono séquentielle, mais rajoutés afin de compléter la base de données pour l'étude spatiale
Spatiale		P22 Z	2014	Mollisol-Limoneux argileux	Agrume		
Spatiale		P 23 Z	2014	Mollisol-Limoneux argileux	Agrume		

2.3 Mesure des stocks des carbones dans les sols.

Les stocks de (C) pour chaque couche de sol ont été évalués par l'intermédiaire de la relation suscitée en méthodologie générale :

$$\text{Stocks de C en t C. ha}^{-1} \text{ du sol} = 0,1 * C * \text{Bd} * t * (1 - \text{CP}).$$

2.3.1 Mesure des stocks totaux de COS des couches 0-30 cm et 0- 60 cm

Les stocks de COS exprimés en tonne par hectare (tC ha⁻¹) ont été calculés systématiquement par sommation des stocks des horizons, sur différentes profondeurs de sol: 0-10 cm, 0-30 cm et 0- 60 cm. L'explication détaillée est fournie dans la première partie-méthodologie de travail.

2.3.2 Estimation des données manquantes de la densité apparente (années 1983 et 1992).

Dans cette situation, il a fallu avoir recours alors aux fonctions de pédotransfert pour pallier aux valeurs manquantes. Ces fonctions sont des équations statistiques basées sur l'explication d'une variable manquante par les autres variables existantes (Batjes, 1996).

Différentes études ont établi l'influence du carbone organique sur la densité apparente (Bd) dans divers types de sols (Kaur et al. 2002). Il a été historiquement démontré que la densité apparente (Bd) peut être estimée avec fiabilité en fonction de la teneur en COS, le pH, la teneur en argile et le sable (Arrouays et Péliissier 1994 ; Bernoux et al. 2002). Ainsi, Kaur et al. (2002) ont montré que le taux de carbone combiné à la granulométrie pourrait être utilisé pour prédire la (Bd) des sols naturels et des sols non perturbés.

La limite d'applicabilité de ces équations dans des contextes différents pousse à établir pour d'autres sols et dans d'autres contextes pédo-climatiques (cas de la région de Skikda), une procédure statistique permettant de palier et de prédire les valeurs manquantes de la densité apparente (Bd).

C'est, d'ailleurs, sur la base des données récoltées dans toute la région (années 1983, 1992, 2012, 2013 et 2014) que les paramètres et les variables sont représentés dans le tableau ci-dessous.

Tableau 06. Nombre des informations disponibles par variable présente dans toute la base de données de la région de Skikda (source : Bensaïd R., Belaïssaoui N. et Bounouara Z.)

Année	Nombre de :						
	Profils	Densités	Horizons	Carbone	Azotes	Argiles	Carbonates
1983	29	120	-	117	100	97	77
1992	5	15	-	15	15	15	-
2012-2013	22	72	34	72	72	50	-
2014	30	60	20	59	59		-
Total	86	267	54	263	246	162	77

Pour chaque propriété, des analyses statistiques classiques ont été effectuées : n, min, max, moyenne, médiane, quartiles, écart-type etc. La forme des distributions étant celle de Skewness et kurtosis, affinée par type de sol, année de collecte, type de végétation. Des corrélations entre variables ont été établies et la variable manquant a été, souvent, la densité pour le calcul du stock de (C) dans la mesure où seulement 54 mesures de densité sur 267 horizons ont été étudiées (**Tableau 06**).

2.3.3 Méthode d'estimation des données manquantes de la densité apparente.

Des estimations de densités apparentes moyennes ont été réalisés par type de sol, lieu, végétation, en utilisant des fonctions de pédotransfert existantes (Manrique et Jones, 1991 ; Brahim et al. 2012), caractéristiques des sols étudiés.

Différentes équations ont été testées (Brahim et al. 2012) en raison de leur travaux sur les sols méditerranéen, dans la région de Tunis. Et, une similitude ressort entre ces sols et ceux du Nord de l'Algérie.

Les équations testés, à l'aide du logiciel Statistica, sont celles de Manrique et Jones ; Brahim et al.. En particulier :

- L'équation générale de la densité apparente (Bd) de Brahim et al. :

$$Bd = 1.65 - 0.117 \text{ COS} - 0.0042 \text{ Argile} - 0.0036 \text{ Sable grossier} + 0.031 \text{ pH}$$
Avec une erreur moyenne EM = 0.81.
- L'équation selon les horizons de surface et profondeur toujours de Brahim et al. :
Horizons de surface : $Bd = 0.9 - 0.08 \text{ SOC} + 0.007 \text{ Sable fin} + 0.007 \text{ limon fin} + 0.05 \text{ pH}$
Horizon de profondeur : $Bd = 1.9 - 0.08 \text{ COS} + 0.0031 \text{ Argile} - 0.0023 \text{ CaCO}_3$. EM=0.2
- Équation Manrique et Jones testée selon le modèle suivant :
 $Bd = 1.660 - 0.318 (\text{OC})^{1/2}$. Avec une erreur moyenne EM =0.02

Nous avons également testé une équation de régression multiple avec les teneurs en argile et en carbone organique. $Bd = 1.569 (\pm 0.059) - 0.0042 (\pm 0.0016) \text{ Argile} - 0.092 (\pm 0.024) \text{ carbone}$. Pour cette équation nous avons obtenu une erreur moyenne EM = 0.09.

Ces tests nous ont indiqué qu'un modèle simple qui ne dépend que de la teneur en Carbone organique peut fournir une erreur moyenne faible. Par suite nous avons élaboré un modèle de régression linéaire simple de type $Bd = A+Bx C\%$

Le modele retenu.

Le modèle retenu a été basé uniquement sur les données de carbone (regression simple avec un nombre de valeurs $n = 54$ de densités apparentes mesurées et de teneurs en carbone mesurées. Le modèle retenu est le suivant:

$$\text{Densité apparente } Bd = 1.407 (\pm 0.032) - 0.041 (\pm 0.021) \text{ carbone } (R^2 = 0.27)$$

$$(\text{Plevels} = \text{intercept} = <10^{-6} ; n = 54 \text{ carbone} = 0.05074)$$

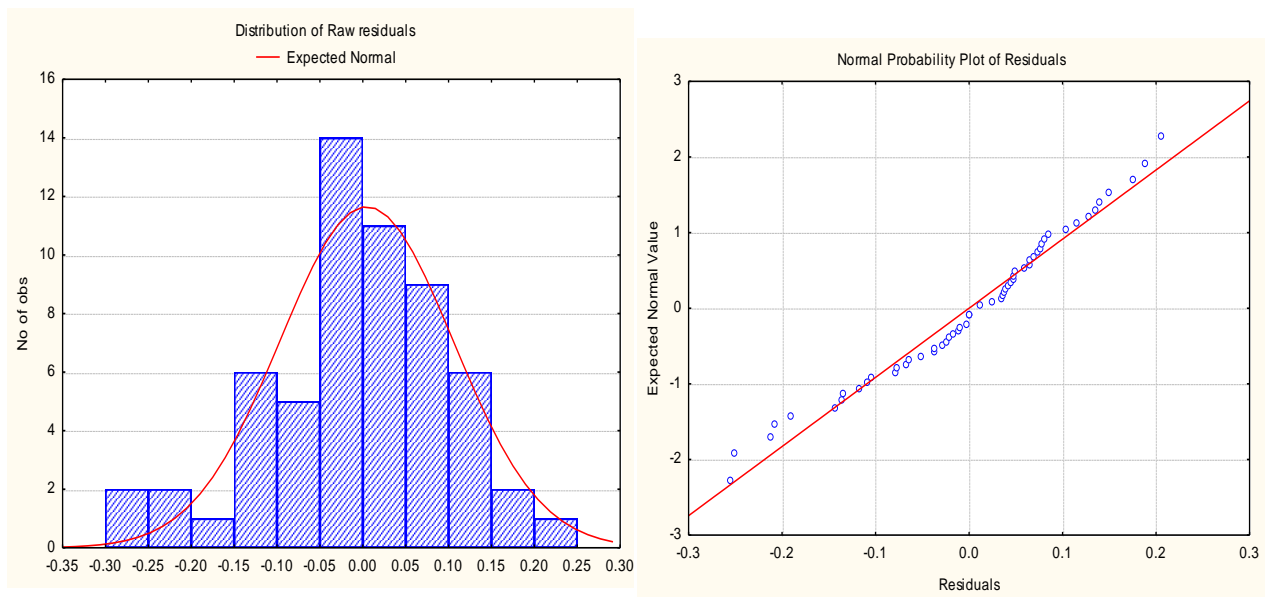


Figure 45a. Histogramme des résultats par le biais de « normal probability plot » et nuage de points.

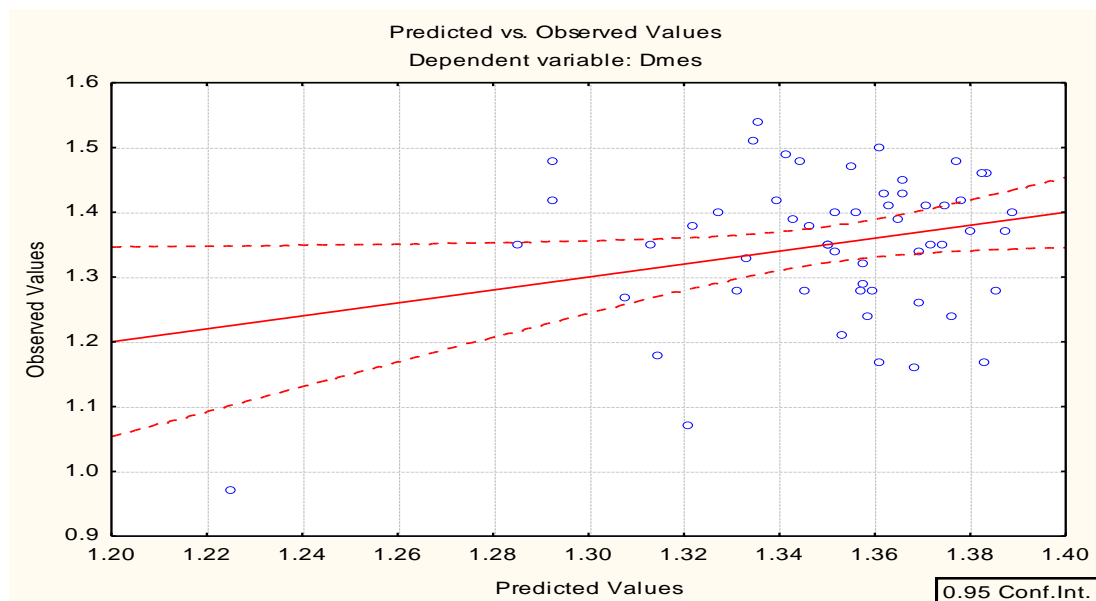


Figure 45b- La corrélation entre les valeurs mesurées et prédites de la densité apparente

3. Résultats.

L'analyse des résultats montre que le stock de carbone varie dans le temps, et ce dans parcelles ayant subi des changements d'occupation ou non. Ces variations sont remarquables aux niveaux des horizons (0-30 cm) et (0-60 cm).

3.1 Variation diachronique de stock de carbone dans les parcelles qui n'ont pas subi un changement d'usage des terres.

Une augmentation des stocks est observée dans la grande majorité des parcelles, qui n'ont pas subi des changements d'occupation des sols. Il s'agit des vergers d'agrumes de la plaine alluviale d'El Hadaïek (cf. Fig. 46). Le Δ stock (C) (Ct ha^{-1}) varie de 12 à 39.57 dans les horizons de surface (0-30 cm). Dans les horizons (0 – 60 cm), le Δ stock (C) (Ct ha^{-1}) varie de 26 à 63. Cependant une diminution de stock de (C) est observée en zone montagneuse couverte par les maquis de chêne et dans un verger d'agrumes (P19BR_Z). Cette diminution reste faible par rapport aux autres sites. Ainsi un Δ stock (C) de 5 (Ct ha^{-1}) en surface et 0.9 à 3.5 (Ct ha^{-1}) en profondeur (Tableau 07).

Tableau 07. Δ Stock carbone des parcelles qui n'ont pas subi des changements d'utilisation des terres.

Profils	Position topographique	Utilisation ancienne des terres (1983-1992)	Utilisation actuelle des terres (2012-2014)	Δ Stock carbone (Ct ha^{-1})	
				0-30 cm	0-60 cm
P07BR-P07BR_Z	Plaine	Agrumes	Agrumes	+ 39.57	+ 67.22
P03BR-P03BR_Z	Plaine	Agrumes	Agrumes	+ 13.24	+ 25.46
P03BN-P15_Z	Plaine	Agrumes	Agrumes	+ 24.38	+ 42.86
P06BN-P14_Z	Plaine	Agrumes	Agrumes	+ 12.22	+ 32.04
P19BR-P19BR_Z	Plaine	Agrumes	Agrumes	- 4.94	- 3.46
P01BN-P02_Z_P01_Z	Milieu montagneux	Chêne liège	Chêne liège	- 5.03	- 0.85

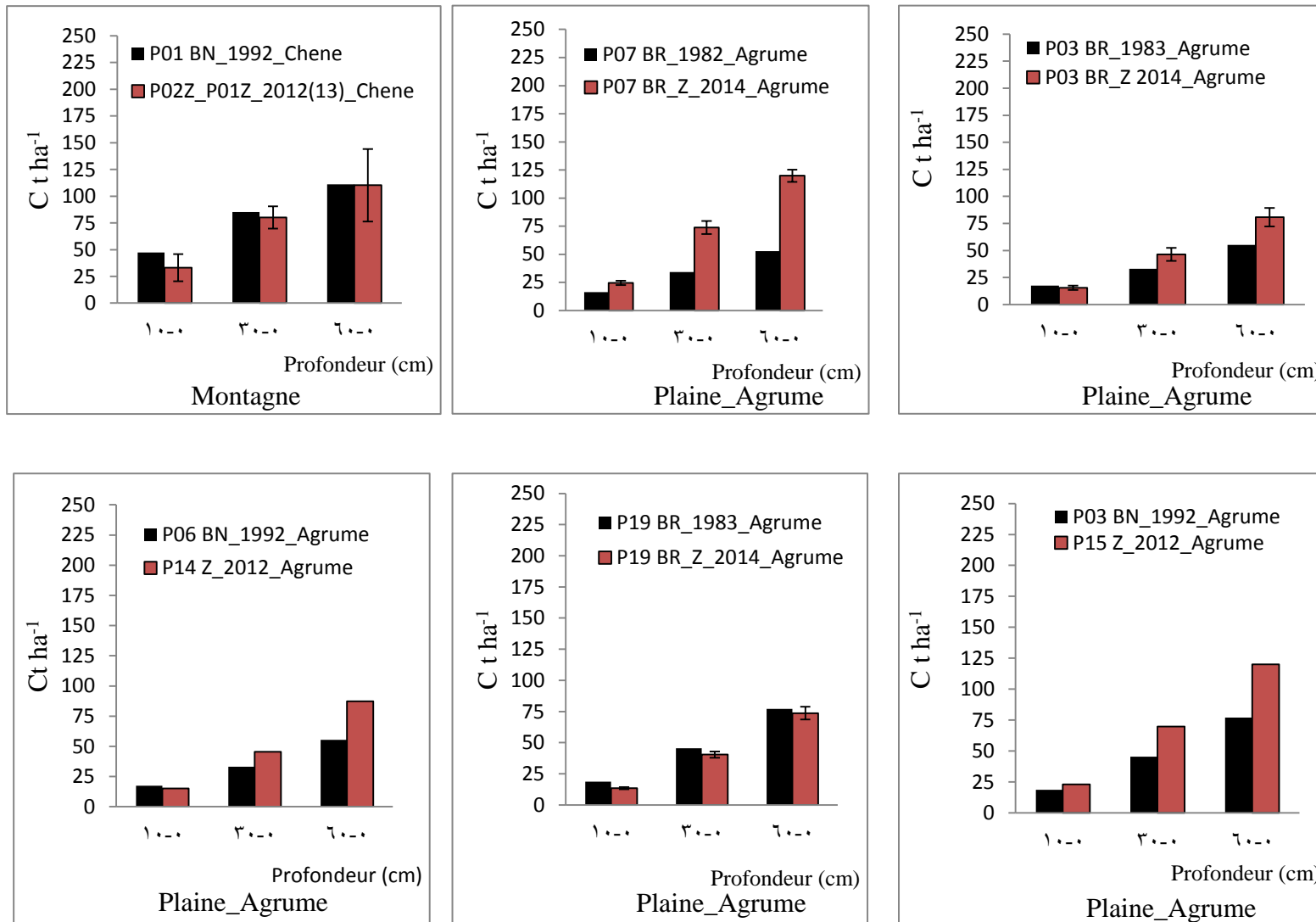


Figure 46. Variation diachronique du stock de carbone dans les parcelles qui n'ont pas changé l'utilisation des terres.

3.2 Variation diachronique de stock de C dans les parcelles qui ont subi un changement d'usage des terres.

Le changement d'usage des terres a montré soit une augmentation soit une diminution de stock en C dans la région. En effet, une diminution de stock de C est enregistrée dans les horizons (0-30 cm), avec une variation entre 2 à 30 tC ha⁻¹, et dans les horizons (0-60 cm), la variation est de 1 à 63 tC ha⁻¹ (**Tableau 08**). Cette diminution touche en particulier les sites dénudés, battus pour des raisons de construction et un verger d'agrumes en voie de renouvellement (P06BR_Z) (**cf. Fig. 47**).

Dans les autres situations, le changement d'occupation des terres a montré aussi une augmentation de stock en (C) qui varie selon les espèces végétales. La plus grande variation de stock (C) est enregistrée dans les parcelles de céréaliculture (avoine), les cultures maraichères (oignon, et pomme de terre), dont le Δ stock (C) varie de 46 à 51 Ct ha⁻¹ en surface et 81 et 96 Ct ha⁻¹ en 0- 60 cm de profondeur. Ces terres sont argileuses en rotation ces dernières années. Suivi par le P29 BR_Z occupé par des céréales, du pois chiche et de la jachère, avec un Δ stock (C) de 33 Ct ha⁻¹ en surface, à 40 Ct ha⁻¹, en 0-60 cm de profondeur. Une faible augmentation de stock de (C) est constatée dans la parcelle P17 avec 12 tC ha⁻¹. Cette dernière était occupée par un verger de néflier, battu et délaissé un moment puis exploité en cultures fourragères (**Tableau 08**).

Tableau 08. Δ stock de carbone des parcelles avec changements d'utilisation des terres.

Code profils	Position topographique	Utilisation ancienne des terres (1983-1992)	Utilisation actuelle des terres (2012-2014)	Δ Stock de carbone (Ct ha ⁻¹)	
				0-30 cm	0-60 cm
P09BN-P09_Z	Plaine	Avoine	Dénudé	- 29.73	- 62.57
P06BR-P06BR_Z	Plaine	Agrume	Agrume jeune	- 24.07	- 39.62
P12BR-P012BR_Z	Plaine	Vigne	Dénudé	- 1.92	- 28.61
P02BN-P10_Z	Plaine	Abricotier	Dénudé	- 9.43	- 12.93
P25BR-P25BR_Z	Plaine	Legumes	Olivier	- 5.9	+ 1.02
P20BR-P20BR_Z	Colline	Avoine	Oignon - P. de terre	+ 46.27	+ 81.11
P18BR-P18BR_Z	Colline	Avoine	Oignon - P. de terre	+ 51.46	+ 96.30
P29BR-P29BR_Z	Plaine	Pois chiche	Jachère	+ 33.46	+ 40.09
P17 BR-P17BR_Z	Colline	Néflier	Avoine	+ 12. 34	+ 21.04

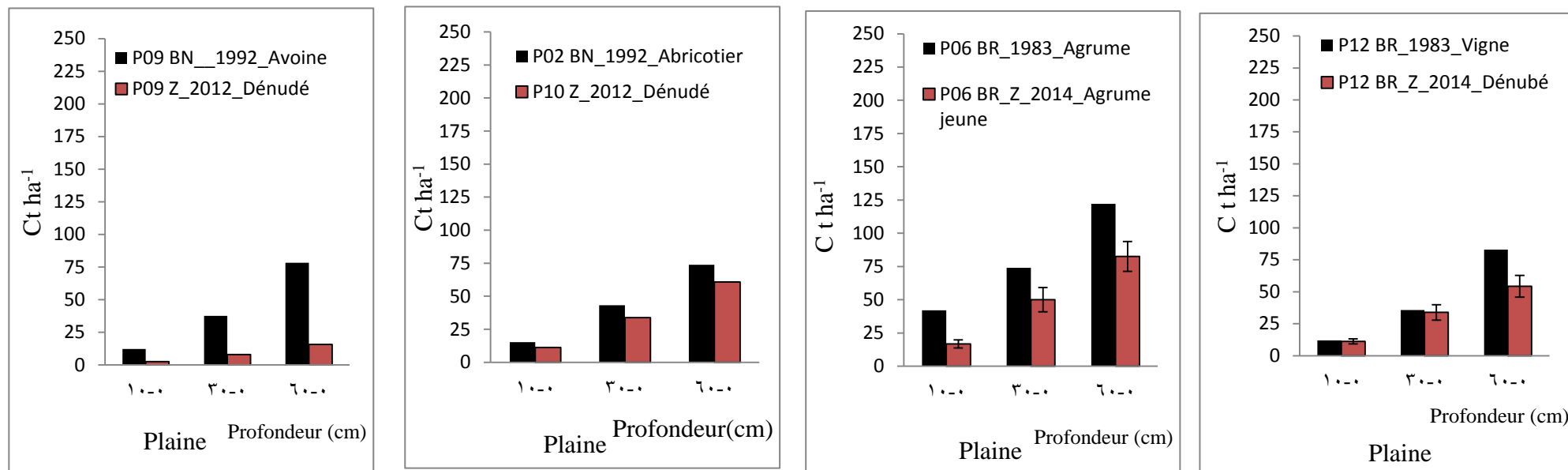


Figure 47 a - Variation diachronique du stock de carbone dans les parcelles ayant changé l'utilisation des terres.

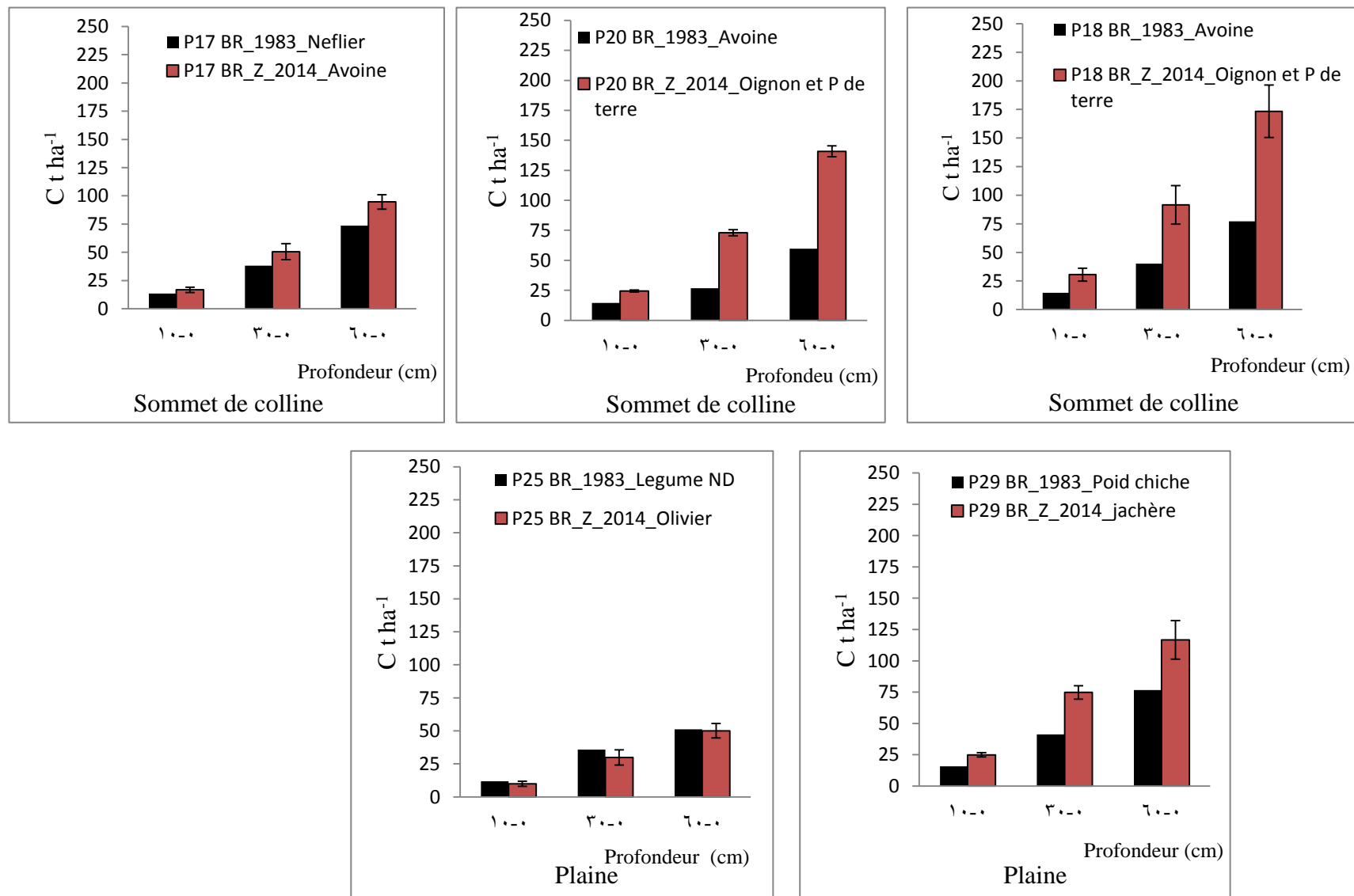


Figure 47 b -Variation diachronique du stock de carbone dans les parcelles qui ont changé l'utilisation des terres.

3.3 Variation spatiale des stocks organiques dans la région de Skikda

A l'échelle régionale, l'étude de l'évolution spatiale des stocks de COS selon la topographie, les types des sols et leur mode d'occupation a montré une grande variabilité. Toutefois, le type de sol apparait comme étant le facteur le plus influençant, en surface et en profondeur, 0-30 cm et 0- 60 cm (cf. **Tableaux 9, 10, 11 et 12**).

Selon le type de sol, les Vertisols enregistrent les stocks les plus élevés sur 0- 30 cm et 0-60 cm de profondeur avec 82.27 et 157.09 tC ha⁻¹ successivement suivi par les Mollisol (65 et 113 t C ha⁻¹). Les plus faibles stocks sont observés dans les Inceptisols (**Tableau 09**).

Selon la topographie, une variation remarquable des stocks de COS sur 0- 60 cm de profondeur. Les sols situés sur les collines et la plaine enregistrent les stocks les plus élevés, notant successivement 123 et 106 t C ha⁻¹. En surface (0-30 cm) la topographie n'a pas beaucoup d'effet. (**Tableau 10**).

Selon l'occupation des sols, les cultures maraichères et la jachère herbacée enregistrent les stocks les plus élevée avec 82 et 73 t C ha⁻¹ sur 0- 30 cm et 157 et 119 t C ha⁻¹ sur 0- 60 cm. Le sol dénudé et sous reboisement d'Eucalyptus enregistre les stocks ce carbone les plus faibles. (**Tableau 11**).

Tableau 09: Variation du stock de COS (t C ha⁻¹) selon le type des sols dans la région de Skikda. ANOVA test tukey. Lecture des lettres abcd par colonne.

Type de sol (ordre)	Nombre	Stock C 0-30 cm	Stock C 0-60 cm
Vertisol	6	82.27 (a)	157.09 (a)
Mollisol	29	64.70 (b)	113.37 (b)
Entisol	7	57.21 (c)	96.26 (c)
Inceptisol	18	50.17 (c)	79.80 (d)

Tableau 10: Variation du stock de COS (t C ha⁻¹) selon la topographie dans la région de Skikda. ANOVA test tukey. Lecture des lettres abcd par colonne.

Topographique	Nombre	Stock C0-30 cm	Stock C 0-60 cm
Colline	11	66.80 (a)	123.46 (a)
Plaine	39	60.87 (a)	106.05 (a)
Milieu de montagne	5	65.48 (a)	88.44 (c)
Piemont-bas de montagne	5	47.47 (b)	80.84 (c)

Tableau 11: Variation du stock de COS (t C ha⁻¹) l'occupation des sols dans la région de Skikda. ANOVA test tukey. Lecture des lettres abcd par colonne.

Occupation des sols	Nombre	Stock C 0-30 cm	Stock C 0-60 cm
Culture annuelle avec maraichage	6	82.27 (a)	157.09 (a)
Jachère herbacée	6	72.97 (a)	119.86 (b)
Arboriculture	32	60.80 (ab)	106.86 (b)
Maquis méditerranéen	7	68.56 (ab)	97.14 (b)
Reboisement	1	21.68 (c)	49.11 (c)
Sol à bâtir pour construction	5	28.66 (c)	49.26 (c)

Tableau 12: Variation du stock de COS (t C ha⁻¹) selon l'espèce végétale et culture qui occupe les sols dans la région de Skikda. ANOVA test tukey. Lecture des lettres abcd par colonne

Espèce végétale et culture	Nombre	Stock C 0-30 cm	Stock C 0-60 cm
Oignon, Pomme de terre	6	82.27 (a)	157.09 (a)
Espèces herbeuses	6	72.97 (a)	119.86 (b)
Agrume	29	63.20 (ab)	111.67 (b)
Chêne liège	4	76.43 (ab)	98.27 (b)
Avoine	3	50.53 (c)	94.63 (b)
Olivier	6	47.85 (c)	78.01 (c)
Sol à bâtir pour construction	5	28.66 (d)	49.26 (d)
Eucalyptus	1	21.68 (d)	49.11 (d)

4. Discussion.

Il existe une forte variabilité temporelle et spatiale des stocks de COS dans la région de Skikda. Plusieurs facteurs susceptibles d'affecter ce stock et leurs interactions semblent très complexes. Cette variabilité résiduelle traduit le poids d'autres paramètres non pris en compte. En effet, le type de sol apparaît comme étant le déterminant majeur et le facteur le plus influençant en surface et en profondeur.

4. 1 Variation diachronique de stock de C dans les parcelles qui ont subi un changement d'usage des terres.

L'étude diachronique de la variation des stocks du COS montre des accroissements et des diminutions remarquables dans l'ensemble des parcelles qu'elles aient subies ou non une modification du mode d'usage de leurs sols.

L'augmentation des stocks organique dans la plupart des vergers d'agrumes de la plaine alluviale, en surface et en profondeur, peut s'expliquer par les pratiques suivant les enquêtes effectuées auprès de quelques agriculteurs et qui se résument à l'argumentaire suivant :

- Les vergers étaient laissés sans travail de temps en temps depuis 1997, en raison de problèmes sociaux et politiques, et envahis par des espèces herbeuses sources d'accumulation de carbone dans le sol.
- Une pratique agronomique appliquée par les agriculteurs qui consiste à effectuer la taille des arbres fruitiers en brûlant les branches sur place pour en faire du charbon de bois et l'enfouir dans le sol. Une telle pratique peut être une source de carbone aussi.
- Tous les 3 ans environ les agriculteurs font un labour profond jusqu'à 60 cm et plus pour aérer les vergers et permet ainsi l'enfouissement et la redistribution du carbone en profondeur.
- L'érosion hydrique intense qui caractérise la région peut, également, transporter les matériaux des versants vers les plaines et enrichir de ce fait leurs sols en carbone.

De ce fait les sols de montagne ont subi des diminutions de stock de carbone, dues à des processus d'érosion et de ruissellement. La perte de matière organique dans les montagnes peut enrichir les sols de la plaine occupés par les vergers d'agrumes.

Ce processus érosif a été expliqué par Boix-Fayos et al. (2009) au niveau d'un bassin versant, d'où 4% du stock en COS sont mobilisés par l'érosion de l'eau et 77% sont enterrés dans les sédiments des barrages. Ce bassin versant couvert d'une végétation dense depuis 1974 et 1997 et représentait 36% du stock de COS d'origine organique. Mais ; suite à une érosion intense et à un transport vertical de la matière organique de l'amont vers l'aval, un puits de carbone organique s'y est constitué avec une augmentation de 40 %, dans les sédiments, comparativement à l'origine.

Nos résultats sur les sols alluviaux semblent similaires à ceux étudiés par Fierz et al. (1995) qui ont remarqué une augmentation du stock de (C) au cours du temps dans les Fluvisols des certaines zones alluviales de Suisse, dont l'augmentation a été estimée entre 8 à 64.3 tC ha⁻¹. Ces auteurs parlent d'une maturation des sols alluviaux au cours du temps, dont l'augmentation pourrait provenir d'apports alluviaux et aussi d'une maturation des matériaux en profondeur avec néoformation d'argile pouvant stocker plus de carbone. En fin d'après Girard (2010), l'entraînement gravitaire de matière sous forme dissoute ou particulaire fait aussi descendre le carbone dans certains sols comme les Luvisols par sédimentation. Le carbone pourrait être trouvé d'autant plus long, profondément que son temps de résidence (cinétique de biodégradation du carbone), par rapport à la vitesse de déplacement ou de brassage du sol.

L'augmentation élevée des stocks de COS dans les sols ayant subi des changements d'usage de terres à El Harrouch est due à une texture argileuse capable de stocker ce carbone (Feller et al., 1996). Les terres ayant bénéficié de la jachère par le passé, ont

eu une augmentation de COS. A noter que la jachère dans ces sols est responsable d'un développement des espèces herbeuses favorables à l'accroissement du COS.

Les terres battues, en raison de l'extension des constructions, ont été appauvries de façon remarquable, avec une perte de 10 à 62 tC ha⁻¹ sur 60 cm de profondeur, diminuant, de ce fait la valeur agronomique de ces sols.

4.2 Variation spatiale des stocks organiques dans la région de Skikda

L'étude de l'évolution spatiale des stocks de COS, dans la région de Skikda, selon la topographie, le type des sols et leur mode d'occupation, a montré que le type de sol apparaît comme étant le facteur le plus influençant. En effet sur 0-30 cm et 0-60 cm de profondeur, les résultats montrent que le stock de carbone est le plus élevé dans Vertisols des collines, occupés par des cultures maraichères.

Les Vertisols sont bien développés au sud de la région, Ces sols ont leur capacité de stocker le carbone par leur texture argileuse à avec des stocks les plus (157.09 t C ha⁻¹ à 60 cm de profondeur. Il s'agit des sites P BR_Z 18 et P BR_Z 20 situé à El harrouche au sud de Skikda. Ces terres, appelées couramment « Tirs », sont riches en matière organique et en argile, à des profondeurs élevés. En effet, dans les Vertisols à argile gonflante, se développe des processus de pédo-turbation qui provient de la formation de fissures en saisons sèches, incorporant ainsi la matière organique en profondeur. (Girared, 2010). De même les Mollisol de la plaine alluviale enregistrent des stocks importants plus ou moins inférieur aux Vertisols.

Les plus faibles stocks enregistrés dans les sols Inceptisols sous reboisement d'eucalyptus peuvent être expliqué par un effet déstockant de cette espèce végétale.

5. Conclusion.

Cette étude qui a pour objectif de suivre l'évolution du stock de COS dans toute la région de Skikda (Vallée de Zeramna et saf Saf) au biais d'une approche diachronique et spatiale a fait montrer l'existence d'une forte variabilité temporelle et spatiale des stocks de COS dans la région. Plusieurs facteurs susceptibles d'affecter ce stock et leurs interactions semblent très complexes. Cette variabilité résiduelle traduit le poids d'autres paramètres non pris en compte. En effet, le type de sol apparaît comme étant le déterminant majeur et le facteur le plus influençant en surface et en profondeur.

L'étude diachronique de la variation des stocks du COS montre des accroissements et des diminutions remarquables dans l'ensemble des parcelles qu'elles aient subies ou non une modification du mode d'usage de leurs sols. En effet, une augmentation des stocks remarquable dans la plus part des vergers d'agrumes situés dans la plaine alluviale, ceci pourrait être due au délaissement des terres, envahies ensuite par des espèces herbeuses ou qui ont bénéficiés d'un apport en charbon de bois provenant de la taille des arbres fruitiers ou par érosion des versants apportant de ce fait plus de

carbone. Enfin, l'augmentation pourrait provenir d'apports alluviaux et aussi d'une maturation des matériaux en profondeur avec néoformation d'argile pouvant stocker plus de carbone.

Les terres battues et destinées pour la construction sont appauvries en carbone, diminuant ainsi leurs valeurs agricoles.

L'étude de l'évolution spatiale des stocks de COS, à l'échelle régionale, les Vertisols, situé au sud de la région de Skikda, ont présenté une grande capacité de stockage de COS surface et en profondeur, par leur texture fine. Ces terres sont dénommées couramment les Tirs, riche en argile et en matière organique, destinées généralement aux cultures maraîchères et céréalières.

Des études approfondies sont nécessaires sur ces Vertisols (Tirs) de sud de Skikda (El Harrouche), riche en argile, et matière organique, pour confirmer leur capacité de stockage de COS dans des horizons plus profond et savoir de plus leurs mécanismes de stockage du COS.

Discussion générale

Cette thèse a permis une quantification des teneurs et des stocks de carbone dans un contexte climatique méditerranéen, cas de la région de Skikda, en s'appuyant sur deux approches, toposéquentielle et chrono-spatiale (diachronique et spatiale). Des approches comprenant l'ensemble des différents espaces géomorphologiques, pédologiques et végétale de cette région. L'étude a permis de déterminer la nature (forme) de la MOS et de suivre sa dynamique dans ces sols. Elle a permis aussi de suivre l'évolution du COS et de mettre en évidence les effets de la topographie, combinés avec le type de sol, son occupation et les pratiques agronomiques, sur la variation des stocks organiques des sols. Cette variation a été suivie sur les horizons de surface < 30 cm et les horizons de profondeur > 30 cm.

1. Teneurs et stock et de carbone dans la région de Skikda

Selon l'approche toposéquentielle, au long de la toposéquence de la vallée de Zeramna (El Hadaiek), la variation des stocks organique dans cet espace montre que le facteur altitude est un bon indicateur de la répartition géographique des sols et de leur capital organique. Ainsi, la zone montagneuse, caractérisée par des Inceptisols, est occupée par des maquis de chêne, de lentisque, des reboisements d'eucalyptus et par l'olivier. Par contre, la plaine alluviale, caractérisée par des Mollisols et des Entisols, est occupée par des vergers d'agrumes.

Une inversion du gradient « amont-aval » des stocks de carbone, entre les horizons de surface (< 30 cm) et les horizons de profondeur (> 30 cm) est à noter. En surface, le stock de COS diminue de l'amont vers l'aval de la toposéquence avec des teneurs élevées en COS dans la montagne qui deviennent plus faibles dans la plaine alluviale. Cependant, pour les horizons de profondeur, la teneur du stock de COS croît de la montagne vers la plaine.

En surface (< 30 cm), le stock de carbone est influencé, à la fois, par la position topographique et par l'occupation des sols. Selon la position topographique, il a été enregistré 65.48 ± 5.26 tC ha⁻¹ au sommet de la toposéquence. Les teneurs élevées en COS dans les horizons de surface des sols montagneux peuvent s'expliquer, en grande partie, par une forte quantité de COS sous forme de débris végétaux.

Cependant, sur le premier mètre de sol, le stock de COS varie tout au long de la toposéquence, et accroit de l'amont vers l'aval de la toposéquence, avec une valeur plus élevée, 159 ± 2.36 tC ha⁻¹, dans la plaine alluviale (des Mollisols occupés par des vergers d'arboriculture). Cette inversion de gradient peut être expliquée par la conjugaison de plusieurs facteurs en relation avec les processus d'érosion, de sédimentation, à l'occupation du sol et à la nature des matériaux constitutifs des sols.

En montagne les sols, moins profonds et moins développés qu'en plaine, peuvent être sujets à des pertes de COS par érosion. Les particules et autres éléments du sol

décapés suite à cet effet peuvent se retrouver enfouis au niveau des alluvions, en plaine.

A l'échelle régionale et spatiale, en allant vers le sud de Skikda et l'amont de l'oued Saf-Saf, les Vertisols sont bien développés, appelés couramment les "Tirs". Ces sols ont la capacité de stocker plus de carbone par leur texture argileuse avec un maximum de stock du COS allant vers $157.09 \text{ tC ha}^{-1}$, et ce seulement à 60 cm de profondeur.

Les Mollisols de la plaine alluviale et les Vertisols donc, constituent donc un véritable puits de carbone. Nos résultats des stocks de C, se rapprochent à ceux mesurés dans des sols méditerranéens de Tunisiens en surface 15 et 45 tC ha^{-1} et de 92 à 160 tC ha^{-1} sur 100 cm de profondeur (Brahim et al. 2011).

2. Nature, origine et dynamique de la matière organique des sols.

Au long de la toposéquence de la vallée de Zeramna, l'étude de fractionnement granulométrique de la matière organique montre que le COS est réparti différemment dans les fractions granulométriques, et ceux dans les horizons de surface ($< 30 \text{ cm}$) ou de profondeur ($> 30 \text{ cm}$). Alors que le carbone est principalement sous forme de débris végétaux $> 50 \mu\text{m}$ dans les horizons de surface. Cependant, il est essentiellement associé aux argiles et limons fins ($< 20 \mu\text{m}$) dans les horizons profonds. Les stocks de C des sols de surface et de profondeur ne semblent pas être constitués d'une matière organique de même nature.

En surface ($< 30 \text{ cm}$), le COS s'accumule principalement dans la fraction $> 50 \mu\text{m}$, un indicateur des apports récents de C d'origine végétal et des quantités venant des débris ligno-cellulosiques des matières décomposables des litières. Cette forme de carbone a un temps de résidence de l'année à une vingtaine d'années (Balesdent, 1996).

Dans les horizons profonds ($> 30 \text{ cm}$), le C organique du sol s'accumule essentiellement dans les fractions $< 20 \mu\text{m}$ quel que soit le mode d'usage des sols ou l'emplacement des profils. Ainsi, la teneur en C du sol et la quantité de C dans les fractions $< 20 \mu\text{m}$ sont corrélés significativement. Cela confirme l'effet de la texture fine dans l'accumulation de C. La fraction fine est supposée être composée de plus de matière organique humifiée, liée généralement à la matrice minérale, avec une concentration plus faible de C, un rapport C/N réduit et un temps de résidence très lent, supérieur à 50 ans (Balesdent, 1996). Cette fraction dense fait également partie de la MO adsorbée sur des surfaces minérales ou contenue dans des micro-agrégats (Chenu et plant, 2006).

De plus, les dépôts limoneux d'origine fluviatile dans la plaine seraient en mesure de stocker du carbone par liaison avec les limons d'origine fluviatile. Cette liaison pourrait expliquer l'étroite relation observée entre la teneur en COS et la fraction granulométrique limoneuse trouvée dans les sols de la plaine alluviale.

Ce COS qui s'accumule spécialement dans la fraction limoneuse, n'arrive pas encore à la saturation selon l'hypothèse de Hassink 1997. Ceci suggère que la teneur en C associée avec la fraction d'argile et de limon, n'atteint pas encore un maximum dans les sols (Hassink, 1997).

La minéralisation potentielle des stocks de carbone des sols est de l'ordre de 2gC 100 gC sol (2%). L'analyse de la minéralisation du carbone organique de surface en profondeur a montré une diminution rapide de la minéralisation du C vers la profondeur pour tous les profils. Sur 1 mètre de profondeur, le stock de C potentiellement minéralisable est important dans la plaine alluviale. Cependant, le plus faible stock minéralisable est au milieu de montagne. Ce faible taux de minéralisation est dû au type de sol peu profond et à la nature de litière difficilement décomposable.

L'usage de sols a aussi un impact sur le potentiel de minéralisation du C organique des sols. Les sols cultivés de la plaine alluviale sont les plus sensibles à la minéralisation en profondeur et en surface. Par contre les sols de montagne sont les moins sensibles. Cette faible minéralisation est due au type de sol peu profond et à la nature de litière difficilement décomposable des sols - C/N élevé de 23- de montagne. Cela est due à la nature des débris ligno-cellulosiques des matières décomposables.

Les sols alluviaux donc, spécialement les Mollisols de la plaine présentent un puits de C potentiellement minéralisable.

3. Variation chronoséquentielle (diachronique) et spatiale du stock de COS dans la région de Skikda.

A l'échelle régionale, l'étude de l'évolution des stocks de carbone, au moyen d'une approche diachronique et spatiale, a montré l'existence d'une forte variabilité spatio-temporelle des stocks de COS dans toute la région de Skikda. Plusieurs facteurs très complexes sont susceptibles d'affecter le stock de COS et leurs interactions à savoir, la topographie, le type de sol et son mode d'usage ou changement d'usage et le type de sol apparaît comme étant le déterminant majeur et le facteur le plus influençant en surface et en profondeur. En effet, des variations de COS, depuis la période 1983-1992 aux années 2012-2014, sont été observés dans les parcelles ayant subi des changements ou pas d'occupation des sols, au niveau des horizons (0-30 cm) en surface, et (0- 60 cm) en profondeur.

Un accroissement des stocks de COS est noté spécialement dans les Mollisols de la plaine alluviale, occupés par des vergers d'agrumes, et les Vertisols des collines d'El Harrouch au sud de Skikda, occupés par des cultures maraichères. Ce pendant ces derniers présentent les stocks les plus élevés. en raison de leur texture fine (Feller et al., 1996).

Une augmentation, peut-être, due aux processus d'érosion dans les parties pentues et phénomènes d'alluvionnement en plaine, suite au transport et dépôt des matériaux organiques et minéraux au niveau de la plaine. Néanmoins, la pratique agricole de

brûlure des branches des arbres pour produire du charbon de bois, en cours dans cette région arboricole, fait que les restes de ce charbon sont enfouis automatiquement lors des labours profonds. D'un autre côté, les vergers ont été délaissés sur depuis une longue période ont été ainsi envahis par des espèces herbeuses, sources importantes de carbone organique aux sols. Cette augmentation peut être endossée, également, à une maturation des sols alluviaux, d'après Fierz et al. (1995).

Les sols de montagne ont subi des diminutions de stock de carbone dues, probablement, à des processus d'érosion et de ruissellement responsables du transport de la MOS des versants vers la plaine alluviale.

Sur un autre plan, les terres battues, en raison des nombreuses constructions, ont été appauvries de façon remarquable, ce qui fait diminuer leur valeur agronomique.

Conclusion générale et perspectives.

Les objectifs principaux de cette étude étaient de pouvoir quantifier les teneurs et les stocks organiques de la région et évaluer la capacité de stockage du C organique des horizons de surface (< 30 cm) en comparaison avec les horizons de profondeur (>30 cm) dans la région de Skikda; de connaître l'origine, la nature (forme) de la MOS et suivre sa dynamique dans ces sols, en surface et en profondeur ; et enfin, de suivre l'évolution des stocks organique, et déterminer les principales causes et facteurs influençant, à savoir la topographie, type de sol et son usage dans ce contexte climatique.

L'étude s'est appuyée sur l'exploitation d'une approche toposéquentielle et une approche chrono-spatiale (diachronique et spatiale). Le stockage en COS et la matière organique du sol (MOS) ont été caractérisés par la teneur en COS, les stocks de carbone, la distribution granulométrique et le potentiel de minéralisation.

Les deux approches ont montré qu'il existe une forte variabilité des stocks de COS dans la région. Elles ont mis en évidence que plusieurs facteurs sont en mesure d'affecter le stock du COS : la topographie, le type de sol et son mode d'usage. Cependant, le type de sol apparait comme étant le déterminant majeur et le facteur le plus influençant en surface et en profondeur.

Concernant la première approche topodéquentielle, et au long de la toposéquence de Zeramna (El Hadaiek), une inversion du gradient « amont-aval » des stocks de carbone, entre les horizons de surface (< 30 cm) et les horizons de profondeur (> 30 cm) est à noter.

En surface, le stock de COS diminue de l'amont vers l'aval de la toposéquence avec des teneurs élevées en COS dans la montagne qui deviennent plus faibles dans la plaine alluviale. Cependant, pour les horizons de profondeur, et sur le premier mètre de profondeur du sol, le stock de COS varie tout au long de la toposéquence, et accroit de l'amont vers l'aval de la toposéquence, en enregistrant ainsi les stocks les plus élevée dans la plaine alluviale (des Mollisols occupés par des vergers d'arboriculture). Soit plus de 60 % C dans 30- 100 cm de profondeur par rapport au stock total d'un mètre de sol.

Cette matière organique s'accumule principalement dans la fraction > 50 μm pour les sols de surface, un indicateur des apports récents de C d'origine végétal et des quantités venant des débris ligno-cellulosiques des matières décomposables des litières. Cette forme de carbone a un temps de résidence de l'année à une vingtaine d'années. Cependant la matière organique s'accumule principalement dans la fraction fine < 20 μm (fraction minérale), pour les horizons de profondeur, quel que soit la position topographique, le type de sol et son occupation. La fraction fine < 20 μm est supposée être composée de plus de matière organique humifiée, liée généralement à la

matrice minérale, avec une concentration plus faible de C, un rapport C/N réduit et un temps de résidence très lent, supérieur à 50 ans.

L'analyse de la minéralisation du carbone organique sur tout le profil montre que, sur un (01) mètre de profondeur, le stock de COS potentiellement minéralisable est important dans les sols cultivés de la plaine alluviale occupés par des vergers d'arboriculture. Ces sols alluviaux représentent donc un véritable puits de carbone potentiellement minéralisable.

A l'échelle régionale, l'étude de l'évolution des stocks de carbone à Skikda, au moyen d'une approche diachronique et spatiale a fait montrer un accroissement des stocks du COS dans le temps et un enrichissement en MO des sols de la plaine alluviale, occupée généralement par des vergers d'agrumes depuis plus de 60 ans. Cela est dû aux phénomènes d'alluvionnements et aux processus d'érosion et de ruissellement des sols de montagne, qui ont subi des diminutions de stock de carbone, responsables du transport de la MOS des versants vers la plaine alluviale. Cette augmentation est due aussi, probablement, aux pratiques agricoles de brûlure des branches des arbres pour produire du charbon de bois, le délaissement des terres envahies par des espèces herbeuses et le labour profond peuvent être une source importante de carbone organique aux sols en surface et en profondeur. L'augmentation des stocks en C peut être endossée, également, à une maturation des sols alluviaux.

Sur un autre plan, les terres battues, en raison des nombreuses constructions, ont été appauvries de façon remarquable, ce qui fait diminuer leur valeur agronomique.

En allant vers le sud de Skikda et l'amont de l'oued Saf-Saf, les Vertisols sont bien développés. Ces sols ont la capacité de stocker plus de carbone par leur texture argileuse avec un maximum de 157.09 tC ha⁻¹ sur 0-60 cm de profondeur. Ces terres sont dénommées couramment les "Tirs", riche en argile et en matière organique, destinées généralement aux cultures maraîchères et céréalières.

Perspectives.

Sur le plan des perspectives, les sols alluviaux, en général, et ceux de Skikda (Zeramna et Saf-Saf), en particulier, sont d'un grand intérêt agronomique et écologique. Leur capacité de stockage du COS est apparemment considérable, quoique peu d'études aient été effectuées sur ces sols. Par conséquent, il semble impératif de les protéger afin d'augmenter leurs capacités de stockage du carbone organique ou, du moins, de le préserver en faisant recours aux pratiques agricoles capables de stimuler et de garder ce carbone en diminuant sa minéralisation.

Dans cette optique, les solutions à préconiser ont trait à :

- Encourager et développer l'agroforesterie en important des espèces forestières capables de stocker le (C) dans les sols agricoles.
- Diminuer au maximum, dans la mesure du possible, le travail du sol.
- Appliquer le semis direct.

Des études plus approfondies et plus détaillées sont nécessaires sur les sols alluviaux de la plaine afin de déterminer l'origine exacte du carbone (C) par datation et, ainsi, pouvoir savoir exactement si ce carbone s'est bien déposé avant ou après les phénomènes d'alluvionnement.

De même, il est autant nécessaire d'approfondir les études sur les Vertisols (Tirs) de sud de Skikda (El Harrouche), riche en argile, et matière organique, pour confirmer leur capacité de stockage de COS plus long en profondeur et savoir de plus leurs mécanismes de stockage du COS.

Elargir les études pour toucher d'autres sites dans la région, et orienter les travaux vers la modélisation pour bien cerner les facteurs influençant les stocks de COS dans ce contexte bioclimatique.

Références bibliographiques

- Abiven, S., Menasseri, S., Chenu, C., (2009).**The effects of organic inputs over time on soil aggregate stability – A literature analysis. *Soil Biol. Biochem.* 41, 1–12. doi:10.1016/j.soilbio.2008.09.015.
- Adoum A. (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. Thèse doctorat. Institut des Sciences et Industries du Vivant et de l'Environnement (AgroParisTech).
- Alcantara V., Don, A., Well Rr. and Nieder R.(2016).** Deep ploughing increases agricultural soil organic matter stocks. *Global Change Biology.*doi: 10.1111/gcb.13289.
- Amelung, W., Zech, W., Zhang, X., Follett, R.F., Tiessen, H., Knox, E., Flach, K.-W., (1998).**Carbon, nitrogen, and sulfur pools in particle-size fractions as influenced by climate.*Soil Sci. Soc. Am. J.* 62, 172–181.
- Angers DA, Arrouays D, Saby NPA, Walter C (2011).** Estimating and mapping the carbon saturation deficit of French agricultural topsoils. *Soil Use Manag* 27:448–452. doi: 10.1111/j.1475-2743.2011.00366.x
- Annabi, M., Bahri, H., Latiri, K., (2009).** Statut organique et respiration microbienne des sols du nord de la Tunisie. *Biotechnol. Agron. Soc. Environ.* 13, 401-408.
- Arrouays D, Balesdent J, Jayet PA., Soussana JF, Stengel P (2002).** Contribution à la lutte contre l'effet de serre. Stocker du carbone dans les sols agricoles de France? Expertise Scientifique Collective, Synthèse du rapport. INRA, Paris.
- Arrouays D, Balesdent J, Jayet PA., Soussana JF, Stengel P (2002).** Contribution à la lutte contre l'effet de serre. Stocker du carbone dans les sols agricoles de France? Expertise Scientifique Collective, Synthèse du rapport. INRA, Paris.
- Arrouays D., Kicin J.L., Pélissier P., Vion I. (1994).** Évolution des stocks de carbone des sols
- Arrouays, D., Balesdent, J., Mariotti, A., Girardin, C., (1995).**Modelling organic carbon turnover in cleared temperate forest soils converted to maize cropping by using ¹³C natural abundance measurements.*Plant Soil* 173, 191–196. doi:10.1007/BF00011455.
- Arrouays, D., Saby, N., Walter, C., Lemerrier, B., Schvartz, C., (2006).** Relationships between particle-size distribution and organic carbon in French arable topsoils.*Soil Use Manag.* 22, 48–51.
- Asadi, H., Raeisvandi, A., Rabiei, B., and Ghadiri, H. (2012).**Effect of land use and topography on soil properties and agronomic productivity on calcareous soils of a semiarid region, Iran, *Land Degrad.Develop.*, 23, 496–504.
- Ashley, G. M., Beverly, E. J., Sikes, N. E., and Driese, S. G., (2014).** Paleosol diversity in the Olduvai Basin, Tanzania: Effects of geomorphology, parent material, depositional environment, and groundwater on soil development, *Quat. Internat.*, 322/323, 66–77,
- Avilés-Hernández, V.; Velázquez-Martínez, A.; Angeles-Pérez, G.; Etchevers-Barra, J.; Santos-Posadas, H. de los; Llanderal, T.(2009).** Variation in soil carbon stocks in a toposequence. *Agrociencia (Montecillo)* Vol. 43 No. 5 pp. 457-464.
- Bakhshandeh, S., Norouzi, M., Heidari, S., and Bakhshandeh, S., (2014).**The role of parent material on soil properties in sloping areas under tea plantation in Lahijan, Iran, *Carpathian, J. Earth Environ. Sci.*, 9, 159–170,
- Baldock, J.A., Skjemstad, J.O., (2000).**Role of the soil matrix and minerals in protecting natural organic materials against biological attack.*Org. Geochem.* 31, 697–710.
- Balesdent (1991).** Utilisation des résines sodiques et des ultrasons dans le fractionnement granulométrique de la matière organique des sols. Intérêt et limites. *Sci. Sol* 29, 77–93.
- Balesdent, J., (1995).** Estimation du renouvellement du carbone des sols par mesure isotopique ¹³C. Precision, risque de biais. *Colloq.-INRA* 133–133.
- Balesdent, J., (1996).** The significance of organic separates to carbon dynamics and its modelling in some cultivated soils. *Eur. J. Soil Sci.* 47, 485–493. doi:10.1111/j.1365-2389.1996.tb01848.x
- Balesdent, J., Besnard, E., Arrouays, D., Chenu, C., (1998).**The dynamics of carbon in particle-size fractions of soil in a forest-cultivation sequence. *Plant Soil* 201, 49–57.

- Balesdent, J., Chenu, C., Balabane, M., (2000).** Relationship of soil organic matter dynamics to physical protection and tillage. *Soil Tillage Res.* 53, 215–230.
- Balesdents, J., (1996).** Un point sur l'évolution des réserves organiques des sols en France. INRA. Paris. P 247-248.
- Banerjee, B., Aggarwal, P.K., Pathak, H., Singh, A.K., Chaudhary, A., (2006).** Dynamics of Organic Carbon and Microbial Biomass in Alluvial Soil With Tillage and Amendments in Rice-wheat Systems. *Environ. Monit. Assess.* 119, 173–189. doi:10.1007/s10661-005-9021-8.
- Barthès, B.G., Brunet, D., Hien, E., Enjalric, F., Conche, S., Freschet, G.T., d'Annunzio, R., Toucet-Louri, J., (2008a).** 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. doi:10.1016/j.soilbio.2007.12.023.
- Barthès, B.G., Kouakoua, E., Larré-Larrouy, M.-C., Razafimbelo, T.M., de Luca, E.F., Azontonde, A., Neves, C.S.V.J., de Freitas, P.L., Feller, C.L., (2008b).** Texture and sesquioxide effects on water-stable aggregates and organic matter in some tropical soils. *Geoderma* 143, 14–25. doi:10.1016/j.geoderma.2007.10.003.
- Barua, A. K. and Haque, S. M. S. (2013).** Soil characteristics and carbon sequestration potentials of vegetation in degraded hills of Chittagong, Bangladesh, *Land Degrad. Develop.*, 24, 63–71.
- Batjes N.H., (1996).** Total carbon and nitrogen in the soils of the world. *Eur. J. Soil Sci.*, 47 :
- Bayer, C., Martín-Neto, L., Mielniczuk, J., Pavinato, A., Dieckow, J., (2006).** Carbon sequestration in two Brazilian Cerrado soils under no-till. *Soil Tillage Res.* 86, 237–245. doi:10.1016/j.still.2005.02.023.
- Belaïssaoui, N., (2004).** Genèse des sols sous climat sub-humide : cas des sols d'El Hadaiek (nord-est de l'Algérie). *Batna University*, p. 116.
- Ben Hassine, H., Aloui, T., Gallali, T., Bouzid, T., El amri, S., Ben Hassen, R., (2008).** Evaluation quantitative et rôles de la matière organique dans les sols cultivés en zones subhumides et semi-arides méditerranéennes de la Tunisie. *Agrosolutions* 19, 4-14.
- Bensaid, R., (1986).** Contribution à la connaissance des sols de la vallée du saf-Saf (Skikda, Algérie). *Faculteit Wetenschappen*, p. 204.
- Bensid, Z., Halilat, T., Sbih, M., Messadia, H., (2015).** Research Journal of Forestry. Status of soil organic matter of Cedar stands in forest mountains of Belezma (Aures, Algeria). 9, 6-21.
- Bernoux M. ;Carvalho, M.C.S., V; Volkoff, B., Cerri, C.C (2002).** Brazilia soil carbon stocks. *Soil. Soc. Am. J* 66, 888-896.
- Bernoux M, Chenu C, Blanchart E, Eglin T, Bispo A, Bardy M, King D (2011).** Le programme GESSOL 2: Impact des pratiques agricoles sur les matières organiques et les fonctions des sols. *Étude Gest des Sols* 18:137–145.
- Bernoux M, Feller C, Eschenbrenner V, Cerri CC, Cerri CEP (2005)** Soil carbon sequestration. In: Roose EJ, Lal R, Feller C, et al. (eds) *Soil Eros. Carbon Dyn.* CRC Press, pp 29–42
- Bernoux M, Feller C, Eschenbrenner V, Cerri CC, Cerri CEP (2005).** Soil carbon sequestration. In: Roose EJ, Lal R, Feller C, et al. (eds) *Soil Eros. Carbon Dyn.* CRC Press, pp 29–42
- Bernoux M. et Chevalier T. (2013). Le carbone dans les sols des zones sèches. Des fonctions multiples indispensables. CSFD (Comité Scientifique français de la désertification). AGRO-POLIS International
- Bernoux, M., Arrouyas, D., Cerri, C., Volkoff, B., Jolivet, C., (1998).** Bulk densities of Brizilian Amazon soils related to other soil properties. *Soil. Soc. Am. J* 62, 743-749.
- Bernoux, M., Cerri, C.C., Cerri, C.E.P., SiqueiraNeto, M., Metay, A., Perrin, A.S., Scopel, E., Razafimbelo, T., Blavet, D., Piccolo, M.C., Pavei, M., Milne, E., (2006).** Cropping systems, carbon sequestration and erosion in Brazil, a review. *Agronomy for Sustainable Development* 26, 1-8.
- 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.
- biodegradability and extractability. *Environmental Science and Technology*, 29(2), 537-545.
- Boix-Fayos, C., de Vente, J., Albaladejo, J., Martínez-Mena, M., (2009).** Soil carbon erosion and stock as affected by land use changes at the catchment scale in Mediterranean ecosystems. *Agric. Ecosyst. Environ.* 133, 75–85. doi:10.1016/j.agee.2009.05.013.
- Bounouara et al., (2017).** Variation in soil carbon stocks with depth along a toposequence in a sub-humid climate in North Africa. *Journal of Arid Environments* 141. 25-33

- Brahim, N., Gallali, T., Bernoux, M., (2009).** Effects of agronomic practices on the soil carbon storage potential in Northern Tunisia. *Asian J. Agric. Res.* 3, 55-66.
- Brahim, N., Gallali, T., Bernoux, M., (2011).** Carbon stock by soils and departments in Tunisia. *Journal of Applied Sciences* 11, 46-55.
- Brevik, E. C. and Homburg, J., (2004).** A 5000 year record of carbon sequestration from a coastal lagoon and wetland complex, Southern California, USA, *Catena*, 57, 221–232.
- Brevik, E. C. (2013).** Forty years of soil formation in a South Georgia, USA borrow pit, *Soil Horiz.*, 54, 20–29.
- Brevik, E.C., (2009).** Soil health and productivity in soils, plant growth and crop production. In: Verheye, W. (Ed.), *Encyclopedia of Life Support Systems (EOLSS)*, Developed Under the Auspices of the UNESCO. EOLSS Publishers, Oxford, UK <http://www.eolss.net>.
- Bullinger-Weber, G., Le Bayon, R.-C., Guenat, C., Gobat, J.-M., (2007).** Influence of some physicochemical and biological parameters on soil structure formation in alluvial soils. *Eur. J. Soil Biol.* 43, 57–70. doi:10.1016/j.ejsobi.2006.05.003.
- Calvet R., (2003).** Le sol propriétés et fonctions. Tome 2, phénomène physique et chimique, application agronomique et environnemental. Ed. France. P 511.
- Cardinael R, Chevallier T, Barthès BG, Saby NPA, Parent T, Dupraz C, Bernoux M, Chenu C. (2015).** Impact of alley cropping agroforestry on stocks, forms and spatial distribution of soil organic carbon - A case study in a Mediterranean context. *Geoderma*
- Cardinal, (2015).** Stockage de carbone et dynamique des matières organiques des sols en agroforesterie sous climat méditerranéen et tempéré. These doctorat de l'université Paris – Sclay, préparée à AgroPaisThech.
- Cerdà, A. and García-Fayos, P., (1997).** The influence of slope angle on sediment, water and seed losses on badland landscapes, *Geomorphology*, 18, 77–90.
- Cerri C.C., Bernoux M., Cerri C.E.P., Feller C. (2004).** Carbon cycling and sequestration opportunities in South America: the case of Brazil, *Soil Use and Management* 20, 248-254.
- Cerri C.C., Maia S.M.F., Galdos M.V., Cerri C.E.P., Feigl B.J., Bernoux M. (2009).** Brazilian Greenhouse Gas Emissions: The Importance of Agriculture and Livestock, *Scientia Agricola* 66, 831-843.
- Chamayou A, Legros J, (1989).** Les bases physiques et chimiques de la science du sol. Ed. Agence de coopération culturelle et technique. P 214-218.
- Chaopricha NT, Marin-Spiotta E (2014).** Soil burial contributes to deep soil organic carbon storage. *Soil Biology and Biochemistry*, 69, 251–264.
- Chen, R., Senbayram, M., Blagodatsky, S., Myachina, O., Dittert, K., Lin, X., Blagodatskaya, E., Kuzyakov, Y., (2014).** Soil C and N availability determine the priming effect: microbial N mining and stoichiometric decomposition theories. *Glob. Change Biol.* 20, 2356–2367. doi:10.1111/gcb.12475.
- Chenu C, Camille B, Bernoux M, (2015) :** l'agroforesterie permet-elle de concilier production agricole et atténuation du changement climatique. N° :225.
- Chenu, C., (1993).** Clay- or sand-polysaccharide associations as models for the interface between micro-organisms and soil: water related properties and microstructure. *Geoderma* 56, 143–156. doi:10.1016/0016-7061(93)90106-U.
- Chenu, C., Balabane, M. (2001).** Une approche des matières organiques par leurs fonctions. *Perspectives agricoles* 272, 42-45.
- 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.
- Chenu, C., Plante, A.F., (2006).** Clay-sized organo-mineral complexes in a cultivation chronosequence: revisiting the concept of the “primary organo-mineral complex.” *Eur. J. Soil Sci.* 57, 596–607. doi:10.1111/j.1365-2389.2006.00834.x.
- Chevallier T, (2015).** Mécanismes de stockage et de déstockage de C organique des sols perturbations climatiques et stock organique du sol. HDR IRD Montpellier. 70p.
- Chun-Chih Tsui, Chen-Chi Tsai and Zueng-Sang Chen (2013).** Soil organic carbon stocks in relation to elevation gradients in volcanic ash soils of Taiwan. *Geoderma*. Volumes 209–210, Pages 119–127.
- Cole, V., Cerri, C., Minami, K., Mosier, A., Rosenberg, N., and Sauerbeck, D., (1996).** Agricultural options for mitigations of greenhouse gas emissions. In: Watson RT, Zinyowera MC

& Moss RH (Eds) *Impacts, Adaptations and Mitigation of Climate Change: Scientific-Technical Analyses. Contribution of working group II to the second assessment report of the intergovernmental panel on climate change* (pp 745-771). Cambridge University Press, New York.

Conant RT, Paustian K, Elliott ET (2001). Grassland management and conversion into grassland: effects on soil carbon. *Ecol Appl* 11:343–355.

Corral-Fernández, R., Parras-Alcántara, L., and Lozano-García, B. (2013). Stratification ratio of soil organic C, N and C:N in Mediterranean evergreen oak woodland with conventional and organic tillage, *Agric. Ecosyst. Environ.*, 164, 252–259.

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

Dellal, A., Halitim, A., (1992). Activités microbiologiques en conditions salines : cas de quelques sols salés de la région de Relizane (Algerie). *Cahiers Agriculture* 1, 335-340. Département Fédéral de l'Intérieur, Office fédéral des forêts et de la protection du paysage, 41pp.

Dignac, M.-F., Bahri, H., Rumpel, C., Rasse, D.P., Bardoux, G., Balesdent, J., Girardin, C., Chenu, C., Mariotti, A., (2005). Carbon-13 natural abundance as a tool to study the dynamics of lignin monomers in soil: an appraisal at the Closeaux experimental field (France). *Geoderma* 128, 3–17. doi:10.1016/j.geoderma.2004.12.022.

Djellouli Y., (1990). Flores et climats en Algérie septentrionale. Déterminisme climatique de la répartition des plantes. Thèse de Doctorat en Sciences. Université des Sciences et de la Technologie Houari Boumediene (USTHB), Alger.

Doetterl S, Cornelis J-T, Six J et al. (2015). Soil redistribution and weathering controlling the fate of geochemical and physical carbon stabilization mechanisms in soils of an eroding landscape. *Biogeosciences*, 12, 1357–1371.

Doetterl S, Six J, Van Wesemael B et al. (2012). Carbon cycling in eroding landscapes: geomorphic controls on soil organic C pool composition and C stabilization. *Global Change Biology*, 18, 2218–2232.

Don, A., Schumacher, J., Freibauer, A., (2011). Impact of tropical land-use change on soil organic carbon stocks e a meta-analysis. *Glob. Change Biol.* 17, 1658-1670.

Drain M, (2003). L'eau en Méditerranée. Editions du CEMAGREF, Paris, France.

DSA (2015). Direction de service agricole. Skikda

Duprarque A., Rigalle P, (2011). Composition des MO et turn over ; Rôles et fonctions des MO, actes du colloque « Gestion de l'état organique des sols », 27 janvier 2011, Agrotransfert.

Enell, A., Reichenberg, F., Ewald, G., Warfvinge, P. (2005). Desorption kinetics. *Étude et Gestion des Sols*, 1-2, 7-15.

Fang et Moncrieff, (2005). The variation of soil microbial respiration with depth in relation to soil carbon composition *Plant and Soil* (2005) 268: 243–253. DOI 10.1007/s11104-004-0278-4.

Feller, C. (1995). La MO dans les sols tropicaux à argile 1 : 1. Recherche de compartiments fonctionnels. Une approche granulométrique. Thèse de doctorat ès sciences naturelles, U.E.R. des sciences de la vie et de la terre, Institut de géologie, Stasbourg. ORSTOM. n° 144.

Feller, C., (1979). Une méthode de fractionnement granulométrique de la matière organique des sols. *Cah ORSTOM Sér Pédol* 17, 339–346.

Feller, C., Albrecht, A., Tessier, D., (1996). Aggregation and organic matter storage in kaolinitic and smectitic tropical soils. In: Carter, M.R., Stewart, B.A. (Eds.), *Structure and Organic Matter Storage in Agricultural Soils. Advances in Soil Science.* Lewis Publishers, Boca Raton, FL, pp. 309–359.

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

Fernández-Romero M.L., Lozano-García, B. Parras-Alcántara L. (2014). Topography and land use change effects on the soil organic carbon stock of forest soils in Mediterranean natural areas. *Agriculture, Ecosystems and Environment* 195.1–9.

Fierz M., Gobat JM., et Guenat C (1995). Quantification et caractérisation de la matière organique de sols alluviaux au cours de l'évolution de la végétation. *Ann Sci For.* 52. 547-559

Fontaine S, Bardoux G, Abbadie L, Mariotti A (2004). Carbon input to soil may decrease soil carbon content. *Ecol Lett* 7:314–320. doi: 10.1111/j.1461-0248.2004.00579.x

Fontaine S, Barot S, Barré P, Bdioui N, Mary B, Rumpel C (2007). Stability of organic carbon in deep soil layers controlled by fresh carbon supply. *Nature* 450:277–281.

Fujisaki K, Perrin A-S, Desjardins T, Bernoux M, Balbino LC, Brossard M (2015). From forest to cropland and pasture systems: a critical review of soil organic carbon stocks changes in Amazonia. *Glob Chang Biol* 21:2773–2786. doi: 10.1111/gcb.12906

Gallardo, A., Rodríguez-Saucedo, J., Covelo, F., Fernández-Ales, R., (2000). Soil nitrogen heterogeneity in dehesa ecosystem. *Plant Soil* 222, 71–82.

Gavinelli, E., Feller, C., Larré-Larrouy, M.-C., Bacye, B., Djegui, N., Nzila, J. de D., (1995). A routine method to study soil organic matter by particle-size fractionation: Examples for tropical soils. *Commun. Soil Sci. Plant Anal.* 26, 1749–1760.

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.

Girard MC et al., (2005) : sols et environnement 2ème édition. Ed : Dunod

Girared, (2010). Stockage et recyclage du carbone: p106-114

Gleixner G (2013) Soil organic matter dynamics: a biological perspective derived from the use of compound-specific isotopes studies. *Ecological Research*, 28, 683–695.

Gobat J, Aragno M, Matthey W, (2003). Le sol vivant base de pédologie, biologie des sols. P 154-160.

Gontier T. (2010). Agriculture et stockage du carbone, chambre d’Agriculture du Rhône

Greco J. (1966). L’érosion, la défense et la restauration. Mara (Alger). 393p.

Group I to the fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change.

Hamdi, S., Chevallier, T., Bernoux, M., (2012). Testing the application of an agronomic concept to microbiology: A degree-day model to express cumulative CO₂ emission from soils. *Eur. J. Agron.* 43, 18–23. doi:10.1016/j.eja.2012.05.003.

Hassink, J., (1997). The capacity of soils to preserve organic C and N by their association with clay and silt particles. *Plant Soil* 191, 77–87.

Hatzinger, P.B., Alexander, M., (1995). Effect of aging of chemicals in soil on their

Hazelton P. et Murphy B. (2007). Interpreting soil test results : what do all the numbers mean. CSIRO Publishing.

Hiederer, R., Köchy, M., (2011). Global soil organic carbon estimates and the harmonized world soil database. *EUR* 79, 25225.

Hien E., (2004). Dynamique du carbone dans un Acrisol ferrique du Centre Ouest Burkina: Influence des pratiques culturales sur le stock et la qualité de la matière organique. Thèse Doctorat en Sciences du Sol, Ecole Nationale Supérieure Agronomique de Montpellier. France.

Hoffmann T, Schlummer M, Notebaert B et al. (2013). Carbon burial in soil sediments from Holocene agricultural erosion, Central Europe. *Global Biogeochemical Cycles*, 27, 828–835.

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. (2007). Climate Change 2007: The Physical Scientific Basis. Contribution of Working

Jaubert P. (1971). Pédologie de la vallée de Saf Saf. DMRH Alger.

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.

Kaur, R.; Kumar, S; Gurung,H.P. (2002). A pedotransfer function (PTF) for estimating soil bulk density from basic soil data and its comparaison with existing PTFs. *Aust. J. Soil Res.* 40, 847-857.

Kay, B., VandenBygaart, A., (2002). Conservation tillage and depth stratification of porosity and soil organic matter. *Soil Tillage Res.* 66, 107–118. doi:10.1016/S0167-1987(02)00019-3.

Kirkpatrick, J. B., Green, K., Bridle, K. L., and Venn, S. E., 2014. Patterns of variation in Australian alpine soils and their relationships to parent material, vegetation formation, climate and topography, *Catena*, 121, 186–194.

Kögel-Knaber, I., Amelung, W. (2014). Dynamics, Chemistry, and Preservation of Organic Matter in Soils. pp. 157-215 In H.D. Holland and K.K. Turekian (eds), *Treatise on Geochemistry*, Second Edition, vol. 12, Oxford: Elsevier; ISBN 9780080959757.

- Kouakoua, E., Larré-Larrouy, M.C., Barthès, B., de Freitas, P.L., Neves, C., Sala, G.H., Feller, C., (1999).** Relations entre stabilité de l'agrégation et matière organique totale et soluble à l'eau chaude dans des sols ferrallitiques argileux (Congo, Brésil). *Can J. Soil Sci.* 79, 561–569.
- Kramer, S., Marhan, S., Haslwimmer, H., Ruess, L., Kandeler, E., (2013).** Temporal variation in surface and subsoil abundance and function of the soil microbial community in an arable soil. *61*, 76–85. doi:10.1016/j.soilbio.2013.02.006.
- Kuhn N. et Amiet R., (1998).** Inventaire des zones alluviales d'importance nationale. Berne.
- Lal R. Kimble J., Levine E., Whitman C. (1995).** World soils and greenhouse effect: An overview. p.1-7. In: R. Lal, J. Kimble, E. Levine and B.A. Stewart (ed.), *Soils and global change*. CRC Press, Inc. Boca Raton, Florida, MI.
- Lal, R., (2002).** Carbon sequestration in dry land ecosystems of West Asia and North Africa. *Land degrad. Dev.* 13, 45–59. doi:10.1002/ldr.477.
- Lal, R., (2010).** Managing soils and ecosystems for mitigating anthropogenic carbon emissions and advancing global food security. *Bioscience*, 60, 708–721.
- Le Quéré C, Peters GP, Andres RJ, Peter GP, Ciais P, Friedlingstein P, Jones SD, Sitch S, Tans P, Arneeth A, Boden TA, Bopp L, Bozec Y, Canadell JG, Chevallier F, Cosca CE, Harris I, Hoppema M, Houghton RA, House JI, Jain A, Johannessen T, Kato E, Keeling RF, Kitidis V, Klein Goldwijk K, Koven C, Landa CS, Landschützer P, Lenton A, Lima ID, Marland G, Mathis JT, Metzl N, Nojiri Y, Olsen A, Ono T, Peters W, Pfeil B, Poulter B, Raupach MR, Regnier P, Rödenbeck C, Saito S, Salisbury JE, Schuster U, Schwinger J, Séféraïn R, Segschneider J, Steinhoff T, Stocker BD, Sutton AJ, Takahashi T, Tilbrook B, van der Werf GR, Viovy N, Wang Y-P, Wanninkhof R, Wiltshire A, Zeng N (2014).** Global carbon budget 2014. *Earth Syst Sci Data Discuss* 7:521–610. doi: 10.5194/essdd-6-689-2013.
- Lozano-García, B., Parras-Alcántara, L., (2013).** Short-term effects of olive mill by-products on soil organic carbon, total N, C:N ratio and stratification ratios in a Mediterranean olive grove. *Agriculture, Ecosystems and Environment* 165, 68–73.
- Lützw, M.V., Kögel-Knabner, I., Ekschmitt, K., Flessa, H., Guggenberger, G., Matzner, E., Marschner, B. (2007).** SOM fractionation methods: Relevance to functional pools and to stabilization
- 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
- Manrique L. A. and Jones C. A. (1991).** Bulk Density of Soils in Relation to Soil Physical and Chemical Properties.
- 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.
- 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.
- Mathieu, J.A., Hatté, C., Balesdent, J., Parent, É., (2015).** Deep soil carbon dynamics are driven more by soil type than by climate: a worldwide meta-analysis of radiocarbon profiles. *Glob. Change Biol.* n/a–n/a. doi:10.1111/gcb.13012.
- Michalzik, B., Kalbitz, K., Park, J.-H., Solinger, S., Matzner, E., (2001).** Fluxes and concentrations of dissolved organic carbon and nitrogen—a synthesis for temperate forests. *Biogeochemistry* 52, 173–205.
- Ndiaye O. ; Tamsir Diop A. ; Elie Akpo L. ; Diène M. (2014).** Dynamique de la teneur en carbone et en azote des sols dans les systèmes d'exploitation du Ferlo : cas du CRZ de Dahra. *Journal of Applied Biosciences* 83:7554–7569. ISSN 1997–5902
- Olson KR, Al-Kaisi M, Lal R, Lowery B (2014a).** Examining the paired comparison method approach for determining soil organic carbon sequestration rates. *J Soil Water Conserv* 69:193A–197A. doi: 10.2489/jswc.69.6.193A
- ONTA (2015).** Office National de Terre Agricole. Algérie.

- Parras-Alcántara, L., Martín-Carrillo, M., Lozano-García, B., (2013).** Impacts of land use change in soil carbon and nitrogen in a Mediterranean agricultural area (Southern Spain). *Solid Earth* 4, 167–177.
- Paustian, K., Andren, O., Janzen, H., Lal, R., Smith, P., Tian, G., Tiessen, H., Van Noordwijk, M., Woomer, P.L., (1997).** Agricultural soils as a sink to mitigate CO₂ emissions. *Soil use. Manage* 13, 230-244.
- Poepplau, C., Don, A., Versterdal, L., Leifeld, J., Van Wesemael, B., Schumacher, J., Gensior, A., (2011).** Temporal dynamics of soil organic carbon after land-use change in the temperate zone e carbon response functions as a model approach. *Glob. Change Biol.* 17, 2415-2427.
- Poirier, N., Derenne, S., Rouzaud, J.-N., Largeau, C., Mariotti, A., Balesdent, J., Maquet, J., (2000).** Chemical structure and sources of the macromolecular, resistant, organic fraction isolated from a forest soil (Lacadée, south-west France). *Org. Geochem.* 31, 813–827. doi:10.1016/S0146-6380(00)00067-X.
- Puget, P., Chenu, C., Balesdent, J., (2000).** Dynamics of soil organic matter associated with particle-size fractions of water-stable aggregates. *Eur. J. Soil Sci.* 51, 595–605. doi:10.1111/j.1365-2389.2000.00353.x.
- Rasse DP, Dignac M-F, Bahri H, Rumpel C, Mariotti A, Chenu C (2006).** Lignin turnover in an agricultural field: from plant residues to soil-protected fractions. *Eur J Soil Sci* 57:530–538.
- Rivière E. (1999).** Les bilans des sources et des puits de gaz à effet de serre : la part de l’agriculture de la forêt en France. *C.R. Acad. Agric. Fr.*, 85, 64-67.
- Rodrigo, A., Recous, S., Neel, C., Mary, B. (1997).** Modelling temperature and moisture effects on C-N transformations in soils: comparison of nine models. *Ecol Model* 102, 325-339.
- Roose, E., Lal, R., Feller, C., Barthès, B.G., Stewart, B.A., (2005).** Advances in soil science: Soil erosion and carbon dynamics. CRC Press, Boca Raton.
- Rovira, P., Vallejo, V.R., (1997).** Organic carbon and nitrogen mineralization under Mediterranean climatic conditions: the effects on incubation depth. *Soil Biol. Biochem.* 29, 1509-1520.
- Rovira, P., Vallejo, V.R., (2002).** Labile and recalcitrant pools of carbon and nitrogen in organic matter decomposing at different depths in soil: an acid hydrolysis approach. *Geoderma* 107, 109–141.
- Rumpel C, Baumann K, Remusat L, Dignac M-F, Barré P, Deldicque D, Glasser G, Lieberwirth I, Chabbi A (2015).** Nanoscale evidence of contrasted processes for root-derived organic matter stabilization by mineral interactions depending on soil depth. *Soil Biol Biochem* 1–8. doi: 10.1016/j.soilbio.
- Salducci X., (2011).** Diagnostic de la fertilité biologique des sols et gestion de la MO: Concepts – méthodes applications. Une nouvelle génération d’analyse, présentation Celesta-Lab au groupe technique MO des chambres d’agriculture du LR, 22 juillet 2010, Celesta-Lab.
- Salomé C, Nunan N, Pouteau V, Lerch TZ, Chenu C (2010).** Carbon dynamics in topsoil and in subsoil may be controlled by different regulatory mechanisms. *Glob Chang Biol* 16:416–426.
- Schrumpf M, Kaiser K, Guggenberger G, Persson T, Kögel-Knabner I, Schulze ED (2013).** Storage and stability of organic carbon in soils as related to depth, occlusion within aggregates, and attachment to minerals. *Biogeosciences* 10:1675–1691. doi: 10.5194/bg-10-1675-2013.
- Sharma, K.L., Mandal, U.K., Srinivas, K., Vittal, K.P.R., Madal, B., Grace, J.K., Ramesh, V., (2005).** Long-term soil B.C.management effects on crop yields and soil quality in a dryland Alfisol. *Soil Till. Res.* 83, 246–259.
- Shi, S., Zhang, W., Zhang, P., Yu, Y., Ding, F., (2013).** A synthesis of change in deep soil organic carbon stores with afforestation of agricultural soils. *For. Ecol. Manag.* 296, 53-63.
- Smith P (2004).** How long before a change in soil organic carbon can be detected? *Glob Chang Biol* 10:1878–1883. doi: 10.1111/j.1365-2486.2004.00854.x
- Stevenson FJ (1994)** Humus Chemistry: Genesis, Composition, Reactions, 2nd Edition. Wiley studies on PAH-contaminated soil under varying temperatures. *Chemosphere*, 61, 1529-1538.
- Tiessen H, Cuevas E, Chacon P (1994).** The Role of Soil Organic-Matter in Sustaining Soil Fertility. *Nature* 371:783–785. doi: 10.1038/371783a0.
- Troin J.F., (1986).** Le Maghreb : hommes et espaces. Armand Colin, 2^o édition, Paris, France.
- Van Oost, K., Verstraeten, G., Doetterl, S., Notebaert, B., Wiaux, F., Broothaerts, N., Six, J., (2012).** Legacy of human-induced C erosion and burial on soil-atmosphere C exchange. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 109, 19492-19497.

- Vigot M, (2012).** Le carbone organique des sols cultivés de Poitou-Charentes quantification et évolution des stocks. Ed : chambre Régionale d'Agriculture de Poitou-Charentes :20P
- Virto I, Moni C, Swanston C, Chenu C (2010).** Turnover of intra- and extra-aggregate organic matter at the silt-size scale. *Geoderma* 156:1–10. doi: 10.1016/j.geoderma.2009.12.02.
- Virto, I., Barré, P., Burlot, A., Chenu, C., (2012).** Carbon input differences as the main factor explaining the variability in soil organic C storage in no-tilled compared to inversion tilled agrosystems. *Biogeochemistry* 108, 17–26. doi:10.1007/s10533-011-9600-4.
- Von Lutzow, M., Kogel-Knabner, I., Ekschmitt, K., Matzner, E., Guggenberger, G., Marschner, B., Flessa, H. (2006).** Stabilization of organic matter in temperate soils: mechanisms and their relevance under different soil conditions - a review. *European Journal*
- Wiesmeier M, Hübner R, Spörlein P, Geuß U, Hangen E, Reischl A, Schilling B, von Lützow M, Kögel-Knabner I(2014).** Carbon sequestration potential of soils in southeast Germany derived from stable soil organic carbon saturation. *Glob Chang Biol* 20:653–665. doi: 10.1111/gcb.12384.
- Wu, X., Ge, T., Yuan, H., Li, B., Zhu, H., Zhou, P., Sui, F., O'Donnell, A.G., Wu, J., (2014).** Changes in bacterial CO₂ fixation with depth in agricultural soils. *Appl. Microbiol. Biotechnol.* 98, 2309–2319. doi:10.1007/s00253-013-5179-0.
- Ziadat, F. M. and Taimah, A. Y., (2013).** Effect of rainfall intensity, slope and land use and antecedent soil moisture on soil erosion in an arid environment, *Land Degrad. Develop.*, 24, 582–590.

Annexes

Tableau S1: Propriétés physiques et chimiques des sols de la toposéquence de Zeramna, El Hadaiek Skikda

Profile	horizon	Altitude (m)		Clay %	F_Silt %	C_Silt %	F_Sand %	C_sand %	Bd g cm ⁻³	pH_w	C gkg	N g kg	C:N	CEC cmol ⁻¹ kg	
		Top	Bottom												
P01	A	140	0	30	16.93	12.67	6.73	28.95	34.72	1.39	5.91	26.75	1.16	23.09	7.25
P01	C	140	30	90	26.03	10.23	12.00	22.28	29.47	1.44	5.38	5.38	0.25	21.61	6.20
P02	A0	122	0	12	21.27	19.16	13.17	26.78	19.62	1.23	6.16	44.33	2.42	18.36	9.02
P02	A1	122	12	50	21.44	17.04	10.06	24.28	27.18	1.34	5.92	15.22	0.61	24.80	9.09
P02	B1	122	50	80	47.68	11.24	6.56	19.62	14.90	1.17	5.23	5.80	0.32	18.26	19.03
P02	B2	122	80	110	33.91	13.76	12.32	21.41	18.61	1.38	5.53	5.93	0.28	20.99	13.81
P02	C	122	110	170	25.10	13.59	13.08	18.76	29.47	1.39	5.16	4.42	0.22	20.40	10.47
P03	A	107	0	20	36.90	15.86	10.23	20.40	16.60	1.16	4.94	9.35	0.58	16.24	14.95
P03	A/C	107	20	80	35.17	17.54	9.42	17.38	20.49	1.38	5.33	6.63	0.39	16.86	14.29
P08	A	50	0	30	24.03	14.84	10.45	31.81	18.86	1.18	6.57	19.48	1.17	16.64	11.30
P08	A/C	50	30	85	62.81	10.01	6.97	12.14	8.08	1.34	6.25	11.00	0.78	14.12	15.20
P09	A	23	0	40	35.11	21.98	13.24	21.11	8.55	1.40	6.34	2.61	0.24	10.75	14.27
P09	Bwg	23	40	150	48.59	30.92	10.93	8.02	1.54	1.40	6.12	2.83	0.23	12.24	19.38
P09	BC	23	150	170	36.00	22.50	1.50	34.00	6.00	1.40	6.33	1.12	0.09	12.47	14.61
P10	A	13	0	30	28.00	31.10	1.00	22.00	16.00	1.37	5.98	8.20	0.58	14.15	11.57
P10	Bw	13	30	85	34.42	28.71	13.76	17.09	6.03	1.38	6.52	6.54	0.51	12.90	14.00
P10	C	13	85	150	21.00	40.20	1.50	17.20	20.00	1.40	6.53	2.27	0.23	9.93	8.92
P13	Ap	13	0	30	32.05	28.88	18.88	17.27	2.92	1.36	6.64	14.51	1.00	14.56	13.75
P13	A	13	30	55	37.21	34.37	17.78	9.31	1.33	1.37	6.17	13.00	0.92	11.06	15.90
P13	IIC1	13	55	80	43.98	34.97	12.07	8.22	0.76	1.36	5.79	11.28	0.82	13.83	17.45
P13	IIC2	13	80	100	46.48	30.45	10.31	11.79	0.98	1.37	5.95	9.32	0.69	13.43	18.52
P14	A	14	0	50	23.00	26.00	9.50	23.00	18.50	1.41	6.53	10.74	0.74	14.48	9.68
P14	AC	14	50	80	24.81	24.20	16.97	32.61	1.42	1.35	6.98	8.62	0.56	15.44	10.36
P14	IIC1	14	80	110	20.00	52.00	4.00	23.00	2.20	1.36	6.69	11.15	0.71	15.61	8.54

P14	IIC2	14	110	170	13.30	35.00	6.20	39.20	2.00	1.36	6.63	12.13	0.76	15.90	6.00
P15	Ap	14	0	20	22.86	23.70	27.54	19.76	6.14	1.42	6.47	16.37	1.36	12.04	9.62
P15	A	14	20	34	15.20	20.66	39.11	19.29	5.74	1.49	6.53	16.00	1.36	11.78	6.72
P15	C1	14	34	70	18.33	24.74	34.45	17.87	6.61	1.43	6.60	10.95	0.94	11.71	7.91
P15	IIC2	14	70	94	13.18	10.01	8.58	46.14	22.09	1.38	6.86	5.76	0.52	10.99	5.96
P15	IIIC3	14	94	115	27.63	30.85	16.63	19.60	5.29	1.37	6.89	9.98	0.78	12.86	11.43
P15	IIIC4	14	115	160	28.34	24.13	9.71	21.24	16.57	1.38	6.90	7.34	0.70	10.46	11.70
P16	Ap	14	0	23	14.71	13.80	13.44	46.89	11.16	1.43	6.16	10.03	0.84	12.00	6.54
P16	A	14	23	60	15.69	10.08	27.21	32.69	16.83	1.48	5.63	7.29	0.63	11.49	6.91
P16	C1	14	60	81	16.29	10.61	17.20	33.57	22.33	1.38	5.27	7.28	0.58	12.56	7.13
P16	IIC2	14	81	115	20.32	22.20	30.06	21.47	5.95	1.37	5.50	9.69	0.83	11.73	8.66
P16	IIC3	14	115	142	33.64	27.97	16.11	19.92	2.36	1.36	5.70	10.41	0.83	12.54	13.71
P16	IIIC4	14	142	190	12.51	10.09	32.13	38.95	6.32	1.39	5.91	5.00	0.40	12.46	5.70
P17	A	14	0	30	14.21	8.14	15.45	41.99	20.21	1.29	6.35	12.59	0.90	13.97	6.85
P17	C1	14	30	70	12.02	8.12	10.27	40.46	29.13	1.33	6.47	6.65	0.46	14.44	5.30
P17	C2	14	55	110	13.66	13.54	9.62	47.42	15.75	1.38	6.30	6.35	0.44	14.35	7.20
P18	Ap	17	0	25	13.82	16.65	22.54	30.52	16.47	1.38	5.76	14.79	1.16	12.77	6.20
P18	AC	17	25	55	12.79	13.13	27.00	33.86	13.23	1.39	5.70	10.15	0.88	11.56	5.81
P18	C1	17	55	100	16.88	13.48	17.47	48.85	3.33	1.37	6.31	8.45	0.70	12.12	7.36
P18	IIC2	17	100	160	34.97	29.03	14.25	17.96	3.80	1.36	6.44	11.05	1.05	10.52	14.21
P19	Ap	17	0	20	22.49	29.85	27.95	15.86	3.85	1.28	6.47	18.38	1.24	14.87	9.49
P19	C1	17	20	43	19.18	14.48	38.34	8.40	19.60	1.34	6.82	13.50	1.08	12.46	8.23
P19	C2	17	43	50	15.92	10.56	34.32	8.86	30.34	1.36	6.32	12.45	0.96	12.95	6.99
P20	A	31	0	20	18.63	17.96	24.30	7.21	31.90	1.48	6.42	15.16	1.28	11.87	8.02
P20	C1	31	20	44	26.89	25.30	12.83	12.76	22.21	1.41	6.29	8.81	0.97	9.09	11.15
P20	C2	31	44	110	24.98	8.40	19.51	5.68	41.43	1.38	6.52	6.44	0.89	7.21	10.43

Table S2: Repartition of SOC in the particle-size fractions of subsoil (>30 cm) (\pm standard deviation, n=3)

Profile	Fractions	sample granulometry primaty (mineral particles) (g kg-1 de sol)	Mass of OM particle-size (g kg-1 de sol)	C concentration (g C kg-1 fraction)	C amount (g C kg-1 sol)	% of sample C (g C 100 g-1C sol)	C/N
P1H2	F >200	294.68	276.68 \pm 17.4	1.67 \pm 0.4	0.46 \pm 0.1	8 \pm 2.2	45
	F 50-200	222.75	193.47 \pm 19.9	2.86 \pm 0.9	0.52 \pm 0.1	9 \pm 0.9	9
	F: 20-50	120.01	104.05 \pm 12.7	2.73 \pm 0.5	0.27 \pm 0	5 \pm 0.7	5
	F: 2-20	102.3	118.9 \pm 4.4	6.71 \pm 2.3	0.82 \pm 0.3	15 \pm 5.7	
	F: 0-2	260.27	303.42 \pm 54.9	11.67 \pm 0.4	3.54 \pm 0.6	63 \pm 6.6	8
	Sum of fractions	1000	996.52 \pm 4.0		5.61 \pm 0.6	100	
	Bulk soil				5.38 \pm 0.5		22
	Balance sheet				104.26 \pm 5.4		
P8H2	F >200	80.81	102.57 \pm 1.3	20.31 \pm 6.4	2.07 \pm 0.6	18 \pm 4.0	32
	F 50-200	121.35	123.16 \pm 17.6	6.12 \pm 2.4	0.83 \pm 0.4	7 \pm 3.1	27
	F: 20-50	69.67	87.39 \pm 7.5	5.31 \pm 0.2	0.46 \pm 0.0	4 \pm 0.6	11
	F: 2-20	100.11	153.05 \pm 10.8	5.58 \pm 1.6	0.87 \pm 0.3	7 \pm 1.9	
	F: 0-2	628.06	528.34 \pm 33.8	13.03 \pm 0.4	6.89 \pm 0.5	63 \pm 1.10	9
	Sum of fractions	1000	994.51 \pm 1.7		11.13 \pm 1.1	100	
	Bulk soil				11 \pm 1		14
	Balance sheet				101.18 \pm 1.3		
P13H2	F >200	13.32	13.03 \pm 1.6	18.5 \pm 6.0	0.26 \pm 0.1	2 \pm 0.8	26
	F 50-200	93.08	111.57 \pm 15.2	8.53 \pm 1.9	0.9 \pm 0.1	7 \pm 0.1	18
	F: 20-50	177.82	165.81 \pm 5.9	8.08 \pm 4.5	1.39 \pm 0.8	10 \pm 5.6	10
	F:2-20	343.73	340.77 \pm 16.8	17.94 \pm 5.2	6.03 \pm 1.6	47 \pm 12.0	
	F: 0-2	372.05	337.2 \pm 4.6	12.62 \pm 4.5	4.22 \pm 1.5	34 \pm 13.0	10
	Sum of fractions	1000	968.38 \pm 9.9		12.78 \pm 0.6	100	
	Bulk soil				13 \pm 0.5		11
	Balance sheet				98.34 \pm 2.5		
P17H2	F >200	291.32	354.27 \pm 40.7	2.37 \pm 0.6	0.8 \pm 0.1	12 \pm 1.2	26
	F 50-200	404.63	353.76 \pm 27.6	1.29 \pm 0.1	0.46 \pm 0.1	7 \pm 0.9	16
	F: 20-50	102.68	92.88 \pm 9.3	3.57 \pm 0.2	0.33 \pm 0.0	5 \pm 0.2	6
	F: 2-20	81.17	86.47 \pm 4.6	44.84 \pm 8.5	3.95 \pm 0.9	58 \pm 10.2	
	F: 0-2	120.2	105.84 \pm 6.1	11.61 \pm 6.8	1.15 \pm 0.6	19 \pm 10.9	8
	Sum of fractions	1000	993.22 \pm 4.4		6.69 \pm 0.5	100	
	Bulk soil				6.65 \pm 0.5		14
	Balance sheet				100.52 \pm 1.0		

Table S3: Repartition of SOC in the particle-size fractions of topsoil (< 30 cm) (\pm standard deviation, n=3)

Profile	Fractions	sample granulometry primaty (mineral particles) (g kg-1 de sol)	Mass of OM particle-size (g kg-1 de sol)	C concentration (g C kg-1 fraction)	C amount (g C kg-1 sol)	% of sample C (g C 100 g-1C sol)	C/N
P1H1	F >200	347,17	365,57 \pm 14.13	27,44 \pm 2.54	10,01 \pm 0.94	39 \pm 2.68	30
	F 50-200	289,50	201,66 \pm 14.39	23,73 \pm 3.72	4,70 \pm 0.59	18 \pm 0.81	17
	F: 20-50	67,34	116,28 \pm 9.83	18,92 \pm 2.21	2,16 \pm 0.14	8 \pm 0.34	19
	F: 2-20	126,67	144,64 \pm 10.98	23,77 \pm 4.28	3,38 \pm 0.47	13 \pm 1.00	
	F: 0-2	169,33	157,05 \pm 19.49	35,94 \pm 2.04	5,59 \pm 0.57	22 \pm 1.02	10
	Sum of fractions	1000	985.20 \pm 1.82		25,84 \pm 2.2	100	
	Bulk soil				26,73 \pm 1.97		23
	Balance sheet			96,53 \pm 1.39			
P8H1	F >200	198,37	211,01 \pm 4.67	25,64 \pm 3.8	5,40 \pm 0.78	27 \pm 1.82	30
	F 50-200	335.2	267,83 \pm 10.15	14,87 \pm 2.44	4,01 \pm 0.71	21 \pm 1.72	21
	F: 20-50	110.12	127,72 \pm 6.11	11,01 \pm 1.92	1,43 \pm 0.32	7 \pm 1.23	14
	F: 2-20	135.98	165,67 \pm 7.66	25,99 \pm 4.80	4,38 \pm 1.01	21 \pm 3.69	
	F: 0-2	219.98	215,98 \pm 17.81	25,22 \pm 5.35	5,42 \pm 1.10	27 \pm 6.58	9
	Sum of fractions	1000	988.21 \pm 2.48		20,63 \pm 1.91	100	
	Bulk soil				19,78 \pm 1.97		17
	Balance sheet			104,45 \pm 1.58			
P13H	F >200	31.55	20,90 \pm 2.36	46,09 \pm 5.10	0,94 \pm 0.03	7 \pm 0.48	42
	F 50-200	186.7	143,82 \pm 18.04	12,09 \pm 1.02	1,70 \pm 0.08	12 \pm 1.63	20
	F: 20-50	204.15	175,61 \pm 2.01	7,20 \pm 0.23	1,26 \pm 0.03	9 \pm 1.09	10
	F: 2-20	273.9	346,67 \pm 11.11	9,30 \pm 2.16	3,20 \pm 0.73	21 \pm 3.17	
	F: 0-2	303.7	294,73 \pm 7.56	25,44 \pm 2.42	7,50 \pm 0.75	51 \pm 0.29	12
	Sum of fractions	1000	981.73 \pm 5.54		14,61 \pm 1.45	100	
	Bulk soil				14,51 \pm 1.29		15
	Balance sheet			100,54 \pm 1.19			
P17H	F >200	202.06	290,85 \pm 24.45	4,99 \pm 0.37	1,43 \pm 0.02	11 \pm 0.6	28
	F 50-200	419.94	346,63 \pm 34.81	4,62 \pm 0.98	1,53 \pm 0.15	12 \pm 0.32	22
	F: 20-50	154.51	111,04 \pm 5.43	11,27 \pm 1.91	1,26 \pm 0.25	9 \pm 1.2	11
	F: 2-20	81.42	120,07 \pm 7.98	30,20 \pm 2.72	3,64 \pm 0.45	27 \pm 2.12	
	F: 0-2	142.06	115,06 \pm 7.39	46,39 \pm 1.48	5,32 \pm 0.22	41 \pm 2.5	11
	Sum of fractions	1000	983.64 \pm 2.86		13,18 \pm 0.89	100	
	Bulk soil				12,59 \pm 0.68		14
	Balance sheet			104,53 \pm 1.65			

Annexe : Description morphologique des profils de la toposéquence de la vallée de Zeramna (Etude toposéquentielle)

Profil 01

Horizon A (0-30 cm) : Brun claire 10YR^{3/2}, frais, sableux, grumeleux à polyédrique, friable, peu collant, poreux, beaucoup de racine, beaucoup d'éléments grossiers (> 30 %, fragments de schiste), pas d'effervescences à l'HCl, transition distincte.

Horizon C (30-90 cm) : Jaunâtre 10YR^{6/6}, frais, sableux limoneux, polyédrique, friable, peu collant, peu poreux, taches d'oxydoréduction, peu de racine, beaucoup d'éléments grossiers (> 30 %, fragments de schiste), pas d'effervescences à l'HCl.

Horizon R : Roche mère micaschiste

Profil 02

Horizon A0 (0-12 cm) : Brun foncé 10YR^{3/2}, frais, limoneux sableux, grumeleux à polyédrique, friable, peu collant, poreux, beaucoup de racine, beaucoup d'éléments grossiers, pas d'effervescences à l'HCl, transition graduelle.

Horizon A1 (12-50 cm) : Jaunâtre 10YR^{6/6}, frais, limoneux sableux, polyédrique fine, friable, peu collant, peu poreux, beaucoup de racine, présence d'éléments grossiers, pas d'effervescences à l'HCl, transition distincte.

Horizon B1 (50-80 cm) : Brun rougeâtre, 7.5YR^{7/8}, frais, argileux-limoneux, polyédrique, compact, collant, peu poreux, nombreuses taches d'oxydoréduction, quelques racines, beaucoup d'éléments grossiers, pas d'effervescences à l'HCl, transition graduelle.

Horizon B2 (80-110 cm) : Brun 10YR^{3/}, frais, argileux limoneux, massive, compact, collant, peu poreux, peu de racine, présence d'éléments grossier, pas d'effervescences à l'HCl, transition graduelle.

Horizon C (110-170 cm) : Jaune foncé 10YR^{3/4}, frais, limoneux sableux argileux, massive, compact, peu collant, peu poreux, pas de racine, pas d'effervescences à l'HCl.

Horizon R : Roche mère micaschiste

Profil 03

Horizon A (0-20 cm) : Marron claire 7.5YR^{4/3}, frais, limoneux argileux, polyédrique fine, friable, peu collant, poreux, des racines nombreuses moyennes et grossières, beaucoup d'éléments grossiers (cailloux et gravier), pas d'effervescences à l'HCl, transition diffuse.

Horizon A/C (20-80 cm) : Gris verdâtre 5YR^{4/3}, frais, argileux limoneux, polyédrique grossière, friable, collant, poreux, peu de racines, beaucoup d'éléments grossiers (cailloux et gravier), pas d'effervescences à l'HCl.

Horizon R : Roche mère micaschiste

Profil 08

Horizon A (0 – 30 cm) : Brun 5 YR^{7/3}, sec, sableux limoneux, polyédrique grossière, friable, peu collant, poreux, présence de grosses racines d'arbre, beaucoup d'éléments grossier (cailloux et gravier), pas d'effervescences à l'HCl, transition distincte.

Horizon C₁ (30 – 85 cm) : Brun rougeâtre claire 5 YR^{6/5}, sec, argileux, polyédrique, friable, collant, poreux, beaucoup de racines grosses et fines, beaucoup d'éléments grossiers (cailloux et gravier), nombreuse racines, pas d'effervescences à l'HCl.

Horizon R : Roche mère micaschiste

Profil 09

Horizon A (0 – 40 cm) : Brun jaune foncé (10 YR^{4/6}), sec, argileux limoneux, polyédrique moyenne, friable, collant, présence des traces d'hydromorphie, peu de racine, beaucoup d'éléments grossiers (chargé en cailloux), pas d'effervescences à l'HCl, transition

graduelle. **Horizon Bwg (40 – 150 cm)**: Brun jaune (10 YR^{5/6}), sec, argileux, polyédrique moyenne, compact, collant, trace hydromorphie, pas de racine, moyen taux en éléments grossiers, pas d'effervescences à l'HCl, transition diffuse.

Horizon BC (150-170 cm) : Brun jaune 10 YR^{6/6}, sec, argileux limoneux, massive, compact, collant, pas de racine, peu de cailloux, pas d'effervescences à l'HCl.

Profil 10

Horizon A (0 – 30cm) : Brun claire 10 YR^{5/3}, sec, limoneux argileux sableux, polyédrique moyenne, friable, collant, présence de quelques racines, beaucoup d'éléments grossiers (chargé en cailloux, présence graviers de schiste), pas d'effervescences à l'HCl, transition diffuse.

Horizon Bw(30 – 85 cm) : Brun claire 10 YR^{5/4}, sec, limoneux argileux sableux, polyédrique grossière, compact, collant, peu de racine, peu d'éléments grossiers, pas d'effervescences à l'HCl, transition diffuse.

Horizon C (85- 150 cm) : Brun jaune 10 YR^{5/6}, sec, limoneux sableux argileux, massive, compact, peu collant, pas de racine, peu d'éléments grossiers, pas d'effervescences à l'HCl.

Profil 13

Horizon Ap (0 – 30cm) : Brun foncé 10 YR^{3/4}, frais, limoneux argileux, polyédrique fine, friable, peu collant, présence de grosses racines d'arbre et des racines fines, peu d'éléments grossiers, pas d'effervescences à l'HCl, transition diffuse.

Horizon AC (30 – 55 cm) : Brun foncé 10 YR^{3/6}, frais, limoneux argileux, polyédrique moyenne, peu compact, peu collant, enracinement moyennement dense, peu d'éléments grossiers, pas d'effervescences à l'HCl, transition diffuse.

Horizon IIC1 (55 - 80cm) : Brun foncé 10 YR^{2/2}, frais, argileux limoneux, polyédrique grossière, compact, collant, peu de racine, peu d'éléments grossiers, pas d'effervescences à l'HCl, transition diffuse.

Horizon IIC2 (80-100 cm) : Brun foncé 10 YR^{2/2}, frais, argileux limoneux, polyédrique grossière, compact, collant, peu de racine, peu d'éléments grossiers, pas d'effervescences à l'HCl.

Profil 14

Horizon Ap (0 – 50cm) : Brun foncé 10 YR^{3/3}, sec, limoneux argileux, polyédrique fine, friable, collant, présence de racines grosses et fines, peu d'éléments grossiers, pas d'effervescences à l'HCl, transition diffuse.

Horizon AC (50 – 80 cm) : Brun foncé 10 YR^{4/4}, sec, limoneux argileux, polyédrique moyenne, friable, collant, peu de racine, peu d'éléments grossiers, pas d'effervescences à l'HCl, transition diffuse.

Horizon IIC1(80 - 110cm) : Brun 10 YR^{5/4}, sec, limoneux argileux, polyédrique grossière, compact, collant, présences de certaines taches, pas de racine, peu d'éléments grossiers, pas d'effervescences à l'HCl, transition diffuse.

Horizon IIC2 (>110cm) : Brun foncé 10 YR^{3/6}, sec, limoneux sableux, polyédrique grossière, friable, peu collant, pas de racine, présence de taches rouges, peu d'éléments grossiers, pas d'effervescences à l'HCl, transition diffuse.

Profil N° 15

Horizon Ap (0-20 cm) : Marron foncé 7,5Y/R^{3/3}, frais, limoneux argileux, grumeleux, friable, collant, beaucoup de racines fines, grossières et moyennes, reste du charbon, peu d'éléments grossiers, pas d'effervescences à l'HCl, transition diffuse.

Horizon A (20-34 cm) : Marron foncé 7,5Y/R ^{3/3}, frais, limoneux sableux, polyédrique, friable, peu collant, reste du charbon, beaucoup de racines fines, grossières et moyennes, peu d'éléments grossiers, pas d'effervescences à l'HCl, transition droite.

Horizon C (34-70cm) : Marron foncé 7,5 YR ^{2,5/2}, frais, limoneux sableux, polyédrique, friable, peu collant, reste du charbon, présence de racines fines et grossières, peu d'éléments grossiers, pas d'effervescences à l'HCl, transition abrupte.

Horizon IIC1 (70-94 cm) : Marron foncé 7,5YR ^{3/4}, frais, sableux limoneux, massive, compact, peu collant, reste du charbon, quelque racines fines, peu d'éléments grossiers, pas d'effervescences à l'HCl, transition ondulée et abrupte.

Horizon III C2 (94-115 Cm) : Noirâtre 7,5 YR ^{2,5/2}, frais, limoneux argileux, massive, compact, collant, des traces du charbon, pas de racine, peu d'éléments grossiers, pas d'effervescences à l'HCl, transition diffuse.

Horizon III C3 (115-160 Cm) : Noirâtre 7,5 YR ^{2,5/2}, frais, limoneux sableux argileux, massif, compact, collant, pas de racine, peu d'éléments grossiers, pas d'effervescences à l'HCl.

Profil N° 16

Horizon Ap (0-23 cm) : Marron foncé 7,5 YR ^{3/3}, frais, sableux limoneux, polyédrique moyenne, friable, peu collant, présence du charbon, beaucoup de racines, peu d'éléments grossiers, pas d'effervescences à l'HCl, transition diffuse.

Horizon AC (23- 60 cm) : Marron claire 10 YR ^{4/3}, frais, sableux limoneux, polyédrique moyenne à grossière, friable, peu collant, reste du charbon, grosses racines d'arbre, peu d'éléments grossiers, pas d'effervescences à l'HCl, transition diffuse.

Horizon C (60-81 cm) : Marron rougeâtre 7,5 YR ^{2,5/3}, frais, sableux limoneux, massive, compact, peu collant, présence du charbon et des fragments de tuile, très peu de racine et quelque galerie, peu d'éléments grossiers, pas d'effervescences à l'HCl, transition diffuse.

Horizon II C₁ (81-115 cm) : Marron rougeâtre 7,5 YR ^{2,5/3}, frais, limoneux argileuse, massive, compact, présence du charbon, et fragment de tuile, quelques racines, peu d'éléments grossiers, pas d'effervescences à l'HCl, transition diffuse.

Horizon II C₂ (115-142 cm) : Brun foncé 10 YR ^{3/3}, frais, limoneux argileux, massive, compact, collant, présence du charbon et des fragments de tuiles, quelques racines, peu d'éléments grossiers, pas d'effervescences à l'HCl, transition diffuse.

Horizon III C₃ (142-190 cm) : Marron foncé 7,5 YR ^{3/3}, frais, limoneux sableux, massive, compact, non collant, quelques racines, peu d'éléments grossiers, transition diffuse, pas d'effervescences à l'HCl.

Profil N° 17

Horizon Ap (0-30 cm) : Brun jaune foncé 10 YR ^{3/4}, frais, sableux-limoneux, polyédrique, friable, non collant, nombreuses racines moyennes, peu d'éléments grossiers, pas d'effervescences à l'HCl, transition diffuse.

Horizon C1 (30-70 cm) : Marron foncé 10 YR ^{3/3}, frais, sableux limoneux, massive, compact, non collant, reste du charbon, nombreuses racines moyennes, peu d'éléments grossiers, pas d'effervescences à l'HCl, transition diffuse.

Horizon C2 (70-110 cm) : Marron foncé 7,5 YR ^{3/2}, frais, Sableux limoneux, massive, compact, non collant, peu de racine moyenne, peu d'éléments grossiers, pas d'effervescence à l'HCl, pas d'effervescences à l'HCl.

Profil N°18

Horizon Ap (0-25 cm) : Marron foncé 7,5 YR ^{3/3}, frais, sableux limoneux, grumeleux, friable, non collant, nombreuses racines moyennes, peu d'éléments grossiers, pas d'effervescences à l'HCl, transition diffuse.

Horizon AC (25-55 cm) : Brun rougeâtre 7,5 YR ^{2,5/3}, frais, sableux limoneux, polyédrique grossière, friable, non collant, nombreuses racines moyennes, peu d'éléments grossiers, pas d'effervescences à l'HCl, transition diffuse.

Horizon C₁ (55-110 cm) : Brun très foncé 10 YR ^{2/2}, frais, sableux limoneux, polyédrique grossière, compact, non collant, peu de racine, peu d'éléments grossiers, pas d'effervescences à l'HCl, transition abrupte.

Horizon II C₂(100-160 cm) : Marron foncé 10 YR ^{3/2}, frais, limoneux argileux, massive, compact, collant, pas de racine, peu d'éléments grossiers, pas d'effervescences à l'HCl.

Profil N° 19

Horizon A (0-20 cm) : Jaunâtre 10 YR ^{6/6}, frais, limoneux argileux, polyédrique, collant, friable, nombreuses racines fines, beaucoup d'éléments grossiers (cailloux > 10 %), pas d'effervescences à l'HCl, transition diffuse.

Horizon C₁ (20-43 cm) : Brun 10Y R ^{5/4}, frais, limoneux sableux, polyédrique, peu compact, non collant, peu de racine, beaucoup d'éléments grossiers, pas d'effervescences à l'HCl, transition diffuse.

Horizon C₂ (43 à 50 cm) : Rouge grisâtre 10 YR ^{4/4}, frais, limono sableux, polyédrique grossière, compact, non collant, pas de racine, beaucoup d'éléments grossiers, compacte, pas d'effervescences à l'HCl.

Horizon R: Roche mère micaschiste

Profil 20

Horizon A (0-20 cm) : Brun 5 YR ^{7/3}, sec, limoneux sableux, polyédrique moyenne, friable, peu collant, nombreuse racine fine, cailloux beaucoup d'éléments grossiers (caillouteux, fragment de schiste 15 à 20 %), pas d'effervescences à l'HCl, transition triangulaire.

Horizon C₁ (20-44 cm) : Brun rougeâtre claire 5 Y/R ^{6/5}, sec, limoneux argileux sableux, polyédrique moyenne à grossière, peu compact, collant, beaucoup de racines moyennes et grossières, beaucoup d'éléments grossiers (caillouteux, fragment de schiste 15 à 20%), pas d'effervescences à l'HCl, transition diffuse.

Horizon C₂ (44-110 cm) : Rouge claire 5 Y/R ^{5/6}, sec, sableux limoneux argileux, massive, compact, peu collant, peu de racine, beaucoup d'éléments grossiers (caillouteux, fragment de schiste > 30 %), pas d'effervescences à l'HCl.

Horizon R: Roche mère micaschiste

