

N° d'ordre...

الجمهورية الجزائرية الديمقراطية الشعبية

RÉPUBLIQUE ALGÉRIENNE DÉMOCRATIQUE ET POPULAIRE

MINISTÈRE DE L'ENSEIGNEMENT SUPERIEUR ET DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE



UNIVERSITÉ DJILLALI LIABES DE SIDI BEL ABBES
FACULTÉ DES SCIENCES DE LA NATURE ET DE LA VIE
Département Des Sciences de L'Environnement

THESE DE DOCTORAT

Présentée par :

Mr. MERABTENE MOHAMMED DJEMEL ELDDINE

Filière : ECOLOGIE ET ENVIRONNEMENT

Spécialité : BIODIVERSITE ET ECOLOGIE VEGETALES

Intitulé

**Etude de la variation du stock de carbone organique (SCO)
des sols forestiers en fonction de la couverture végétale :
Cas de la région de Sidi Bel Abbes (Algérie occidentale)**

Soutenue le : 12/07/2022

Devant l'honorable jury composé de :

Président de jury : LATRECHE Ali(Professeur, UDL/SBA)

Examineurs : BENYAHIA Mohamed.....(Professeur, UDL/SBA)

: HASNAOUI Okkacha (Professeur, Université Tahar Moulay-Saida)

:MERZOUK Abdesamad ...(Professeur, Université Abou Bekr Belkaid Tlemcen)

Directeur de thèse : FARAOUN Fatiha (MCA, UDL/SBA)

Année universitaire 2021 - 2022

Remerciements

Avant tout je remercie Allah de m'avoir donné la force de mener à terme cette étude.

C'est à notre aimable encadreur et ma deuxième Maman, **Mme FARAOUN Fatiha**, que j'adresse mes remerciements pour avoir bien voulu assurer mon encadrement, je lui dois respect et gratitude pour m'avoir guidé et orienté dans les meilleures conditions en faisant tout ce qui était possible afin de mener à bien cette étude. Que dieu lui exauce ses rêves. Merci beaucoup, tous les mots ne suffisent pas pour remercier ma chère directrice de thèse.

Nous remercions sincèrement les membres du jury ayant accepté de consacrer leur temps à l'évaluation de cette thèse et ce malgré leur charge académique et professionnelle. Nos sincères remerciements s'adressent donc, au président de jury et responsable de notre formation doctorale, le professeur **LATRECHE Ali**, à Monsieur le doyen, le Professeur **BENYAHIA Mohamed**, Nous les remercions vivement de nous avoir honoré par leur présence. Sont grandement remercié le professeur **HASNAOUI Okkacha** de l'université Tahar Moulay de Saïda, ainsi que le professeur **MERZOUK Abdesamad** de l'université Abou Bekr Belkaid de Tlemcen d'avoir accepté notre invitation en tant qu'examineurs, puissent-ils trouver l'expression de notre profonde reconnaissance et respect.

Nous remercions également le Pr. **Roland BOL** et Dr. **Rawan MLIH** de l'institut des Bio et Géosciences du centre de recherche Agrosphère de Juelich en Allemagne, pour l'intérêt qu'ils ont porté à notre travail, notre collaboration fut une expérience humaine et scientifique extrêmement enrichissante.

Nos sincères remerciements vont également à tous ceux qui de près ou de loin, nous ont soutenus et aidés dans l'élaboration et l'accomplissement de cette étude et dont les noms n'ont pas été cités.

Dédicaces

*Je dédie ce modeste travail à ma **chère maman** qui a été toujours présente pour moi et qui m'a accompagné pendant toutes mes années d'études, que Dieu la protège. À la mémoire de **mon père**, qu'il repose en paix dans sa tombe, c'était son rêve de me voir réussir mes études.*

A mon frère Djawed Sadaq et mes sœurs.

A tous mes amis.

A tous les professeurs qui m'ont enseigné.

Nous exprimons notamment nos très humbles respects à tous ceux qui vont faire la lecture de cette thèse.

الملخص

تلعب المادة العضوية في التربة دورًا مهمًا للغاية في استقرار واستدامة النظم البيئية، فضلاً عن حماية البيئة والحفاظ عليها. في الجزائر، وتحديدًا في الشمال الغربي، لا يوجد حالياً جرد لمخزون الكربون العضوي في التربة. تتأثر غابات الجزائر الجبلية بشدة بتغير المناخ. يتفاقم التدهور بسبب الرعي الجائر وإزالة الغابات وسوء إدارة الأراضي المرتبطة بالظروف الطبوغرافية الصعبة للنظام الزراعي الجبلي. أثرت هذه الظروف على دوران المادة العضوية في التربة وبالتالي تخزين الكربون العضوي في التربة.

يهدف هذا العمل إلى دراسة متوسط الكربون العضوي المخزن في تربة غابات جبل تسالا في الجزائر في طبقة من 0 إلى 30 سم ودراسة تأثير التنوع النباتي وكذلك الخصائص الجغرافية والخصائص الفيزيائية والكيميائية للتربة. من الكربون المخزن في طبقة من 0 إلى 30 سم من التربة. كما قمنا بحساب العتبة الحرجة ونقطة التشبع وعامل الكربون العضوي للتربة. تم تحديد الارتباط بين السمات الجغرافية والخصائص الفيزيائية والكيميائية لمخزون الكربون العضوي للتربة باستخدام تحليل المكون الرئيسي والأدوات الإحصائية الأخرى.

أظهرت نتائج الدراسة أن مخزون الكربون العضوي في تربة منطقة جبل تسالا يبلغ متوسط قيمته 139 طن في الهكتار. ويتفاوت هذا المحتوى المقاس من الكربون العضوي المخزن في تربة غابات جبل تسالا بين الحد الأدنى 17 طن في هكتار وبحد أقصى 298 طن في الهكتار في طبقة التربة العلوية (0-30 سم) تحت تكوينات نباتية مختلفة. تمثل الخصائص الجغرافية والفيزيائية والكيميائية للمحطات المدروسة أهم العوامل التي تؤثر على تخزين الكربون العضوي؛ حيث إن الارتفاع ونسبة مهمة من الكربون العضوي والطيني مع درجة الحموضة القلوية المعتدلة في التربة يعتبر إيجابياً في زيادة مخزون الكربون العضوي في الطبقات السطحية للتربة في جبل تسالا حيث إن المناطق المنخفضة المرتبطة بمستويات منخفضة من الكربون العضوي وكذلك المستويات العالية من كربونات الكالسيوم والرمل ودرجة الحموضة شديدة الحمضية ستكون ظروفًا غير مواتية لتخزين الكربون العضوي.

الكلمات المفتاحية: التربة، الحفظ، مخزون الكربون العضوي، تغير المناخ، التكوينات النباتية، جبل تسالا

Résumé

La matière organique des sols joue un rôle très important dans la stabilité et la durabilité des écosystèmes, ainsi que la protection et la conservation de l'environnement. En Algérie, et plus précisément au Nord-Ouest, il n'existe actuellement aucun inventaire du stock de carbone organique des sols. Les forêts montagneuses d'Algérie sont gravement affectées par le changement climatique. La dégradation est accentuée par le surpâturage, la déforestation et une mauvaise gestion des terres liée aux conditions topographiques difficiles de l'agro système de montagne. Ces conditions ont influencé la rotation de la matière organique du sol et donc le stockage de carbone organique.

Ce travail consiste à estimer la moyenne du carbone organique stocké dans les sols forestiers du mont Tessala en Algérie dans la couche 0 à 30 cm et à examiner l'influence des différentes formations végétales ainsi que des caractéristiques géographiques et des propriétés physico-chimiques du sol sur la quantité de carbone stockée dans les couches superficielles du sol. Nous avons estimé le seuil critique, le point de saturation et le déficit en carbone organique des sols. La corrélation entre les caractéristiques géographiques, les propriétés physico-chimiques du sol et le stock de carbone organique du sol a été déterminée à l'aide de l'analyse en composantes principales et d'autres outils statistiques.

Les résultats de l'étude montrent que le stock de carbone organique dans les sols de la région du mont Tessala a une valeur moyenne de $139 \text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}$, cette teneur varie sous différentes formations végétales entre un minimum de $17 \text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}$ et un maximum de $298 \text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}$.

Les caractéristiques géographiques et physico-chimiques des stations étudiées représentées par ; une haute altitude ainsi que des teneurs élevées en carbone organique et en limon, en plus d'un pH moyennement alcalin auraient dans l'ensemble contribué favorablement à l'augmentation du stock de carbone organique dans les couches superficielles des sols du mont Tessala tandis que des altitudes basses associées à de faibles taux de carbone organique ainsi que de forts taux de carbonate de calcium, des pourcentages élevés en sable et un pH fortement acide seraient au contraire des conditions défavorables au stockage du carbone organique.

Mots clés : sols, conservation, stock de carbone organique, changement climatique, formations végétales, mont Tessala.

Abstract

Soil organic matter plays a very important role in the stability and sustainability of ecosystems, as well as in the protection and conservation of the environment. In Algeria, and more specifically in the northwest, there is currently no inventory of soil organic carbon stock. Algeria's mountain forests are severely affected by climate change. Degradation is accentuated by overgrazing, deforestation and poor land management linked to the difficult topographical conditions of the mountain agro-system. These conditions have influenced the turnover of soil organic matter and thus the storage of organic carbon.

This work consists of estimating the average organic carbon stored in the forest soils of Tessala Mount in the 0 to 30 cm layer and examining the influence of the different plant formations as well as the geographical characteristics and physico-chemical soil properties on the quantity of carbon stored in the topsoil. We estimated the critical threshold, saturation point and organic carbon deficit of soils. The correlation between geographical characteristics, soil physicochemical properties and soil organic carbon stock was determined using principal component analysis and other statistical tools.

The results of the study show that the organic carbon stock in the soils of Tessala Mount region has an average value of 139 t.ha⁻¹, this content varies under different vegetation formations between a minimum of 17 t.ha⁻¹ and a maximum of 298 t.ha⁻¹.

The geographical and physico-chemical characteristics of the studied stations represented by a high altitude as well as high organic carbon and silt contents, in addition to a moderately alkaline pH would have on the whole contributed favourably to the increase of the organic carbon stock in the superficial soils layers of Tessala Mount, whereas low altitudes associated with low organic carbon rates as well as high calcium carbonate rates, high sand percentages and a strongly acid pH would be, on the contrary, unfavourable conditions for the organic carbon storage.

Key words: soils, conservation, organic carbon stock, climate change, vegetation formations, Mount Tessala.

Liste des abréviations

CO : Carbone organique

MOS : Matière Organique du Sol.

COS : Carbone Organique du Sol.

SCO : Stock de Carbone Organique.

SCI : Stock de Carbone inorganique.

Gt : Giga tonne.

tC : Tonne de carbone.

Tg : Téragramme (10^{12} g ou 10^9 kg).

COT : Carbone Organique Total.

MO : Matière Organique.

GIEC : Groupe d'Experts Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat.

ONS : Office National des Statistiques.

DPAT : Direction de Planification.

ONM : Office National de Météorologie.

SBA : Sidi Bel Abbes.

BNEDER : Bureau National d'Études pour le Développement Rural.

ANAT : Agence Nationale pour l'Aménagement du Territoire.

INSID : Institut National des Sols, de l'Irrigation et Drainage.

N°	Liste des figures	Page
1	Présentation de la wilaya de Sidi Bel Abbès	28
2	Localisation du mont de Tessala	29
3	Localisation de la zone d'étude	30
4	Répartition saisonnière des pluies	32
5	Répartition saisonnière des pluies de la période (2000-2018) (Wilaya de Sidi Bel Abbès)	32
6	Variations des températures moyennes mensuelles minimales et maximales durant la période (1980-2013)	33
7	Variations des températures moyennes mensuelles minimales et maximales durant la période (2000-2018)	34
8	Diagramme ombrothermique de la station de Sidi Bel Abbès	34
9	Diagramme ombrothermique de la station de Sidi Bel Abbès (2000-2018)	35
10	Climagramme pluviothermique du quotient d'Emberger (Q2) des monts de Tessala et de BeniChougrane	36
11	Carte hypsométrique de la zone d'étude (Carte établie par le logiciel Map-Info Professional Version 6.5)	40
12	Carte des pentes de la commune de Tessala.	41
13	Carte géologique de la wilaya de Sidi Bel Abbès	42
14	Carte des principales unités lithologique de la commune de Tessala	43
15	Carte des principales unités lithologique de la commune de Tessala	45
16	Schéma conceptuel de la démarche méthodologique générale.	52
17	Représentation des transects suivis pour l'échantillonnage du sol.	54
18	Géolocalisation des stations d'étude	55
19	Densité apparente selon la classe texturale	59
20	Histogramme représentant les moyennes du stock de carbone organique de sols en fonction des formations végétales.	71
21	Courbe représentant les moyennes du stock de carbone organique des sols en fonction des formations végétales	75
22	Carte factoriel des variables étudiées.	77
23	Dendrogramme représentatif de l'analyse des clusters hiérarchiques des variables étudiées	78
24	Dendrogramme représentatif de l'analyse de cluster hiérarchique des observations étudiées.	80
25	Plan factoriel représentant la dispersion des points de la variable SCO.	81
26	Variation du SCO moyen en fonction de l'altitude.	84
27	Corrélation entre le SCO et l'altitude	84
28	Corrélation entre carbonates de calcium (% CT) du sol et le SCO (t.ha ⁻¹).	87
29	Histogramme représentant la variation du pH moyenne fonction des différents types de formations végétales.	88
30	Variation des taux de SCO moyens en fonction du pH.	90
31	Corrélation entre le SCO et le pH du sol	91
32	Corrélation entre le carbone organique et la teneur en limon.	93
33	Comparaison des moyennes de SCO en fonction des pourcentages de limon.	93

34	Variation du SCI moyen sous les différentes formations végétales	95
35	Moyennes des taux de, Carbone actuel, Saturation en carbone, Seuil critique et déficit en carbone.	98
36	Moyennes des stocks de carbone organique et inorganique des sols du mont de Tessala dans la couche (0-30 cm).	99

N°	Liste des Tableaux	Page
1	Synthèse des données bibliographique indiquant la variation du SCO en fonction de la profondeur du sol, du climat et de la végétation	23
2	Classes pluviométriques et importance en hectare	31
3	Précipitations mensuelle moyennes de la période (2000-2018)	32
4	Répartition des climats selon l'indice d'aridité de MARTONE	37
5	Classes altimétriques et importance en hectare	39
6	Classe des pentes et importance en hectare	40
7	Proportions des types biologiques	49
8	La faune du mont Tessala.	50
9	Description et caractérisation globale des sites étudiés.	69
10	Caractéristiques physicochimiques des stations étudiées	70
11	Résultat de la comparaison des moyennes du SCO sous différentes formations végétales.	72
12	Résultat de la comparaison des moyennes du CO sous différentes formations végétales.	73
13	Groupe 1 d'échantillons corrélé avec les limons et le carbone organique.	82
14	Groupe 2 d'échantillons corrélé avec le sable et les carbonates de calcium.	83
15	SCO moyen et calcaire total.	86
16	Etude du SCO en fonction du pH de sol.	89
17	Variation du SCO en fonction de la texture	92
18	Taux de saturation, seuil critique et déficit en carbone organique des sols.	96

Table des matières

Remerciements

Résumé

Abstract

Table des matières

Introduction.....1

Partie bibliographique

Chapitre I : Synthèse bibliographique sur les réserves organiques des sols.....3

1. Sol, Matière organique et carbone organique des sols.....	4
1.1 Définitions et concepts généraux.....	4
1.2 Origine de la matière organique de sol	5
1.3 Les composants de la matière organique	6
1.4 Le rôle de la Matière organique du sol	6
2 le carbone du sol	7
2.1 Le carbone organique du sol	7
2.2 Le carbone inorganique.....	7
2.3 Les formes de carbone	8
3 Facteurs affectant le stock organique et son temps de résidence dans les sols	8
3.1 La végétation.....	10
3.2 Le mode d'occupation et de gestion des sols	11
3.3 La topographie	12
3.3.1 L'altitude	13
3.3.2 La profondeur	14
3.4 La texture et la structure de sol	15
3.5 Le climat.....	16
4 Estimation mondiale du stock de carbone organique des sols.....	17
5 Mesures du carbone organique des sols	18

Chapitre 2 : Description de la zone d'étude.....	26
1 Situation géographique	27
2 Localisation de la zone d'étude	28
3 Le milieu physique	30
3.1 Le Climat	30
3.1.1 Le régime des précipitations	30
3.1.2 Le régime des températures	33
4 Hydrologie et hydrogéologie	37
5 La géomorphologie	38
5.1 Altitude	39
5.2 Les pentes	40
5.3 Exposition	41
6 La géologie	42
7 Caractéristiques pédologiques	43
7.1 Les sols à sesquioxydes de Fer.....	43
7.2 Les sols bruns calcaires	44
7.3 Les Vertisols	44
7.4 Les lithosols et les régosols	44
8 Etagement des sols	45
8.1 Les hauts versants	45
8.2 Les versants médians.....	45
8.3 Les bas versants et les collines.....	45
9 La végétation	45
9.1 richesse floristique de l'Algérie.....	45
9.2 Formations végétales des monts Tessala.....	46
9.2.1 Les cultures annuelles.....	46
9.2.2 Les cultures pérennes....	46
9.2.3 Les terres incultes et en jachères.....	47
9.2.4 Les formations forestières.....	47
10 La diversité faunistique	49

Partie Expérimentale

Chapitre 3 : Matériel et Méthodes.....	51
1. Choix de la zone d'étude.....	53
2. Description des sites étudiés	53
3. Stratégie d'échantillonnage.....	54
4. Analyses physico-chimiques des sols.....	55
5. Estimation des Stocks de Carbone Organique des sols	57
6. Estimation des taux de saturation des déficits et des seuils critiques en carbone des sols.....	57
7. Traitement statistique	58
8. Etude pédologique	58
8.1. Dosage du carbone organique	58
8.2. Mesure de la densité apparente du sol.....	58
8.3. Dosage du calcaire total	59
8.4. Dosage du calcaire actif	59
8.5. Mesure du pH	60
8.6. Mesure de la conductivité électrique (CE).....	60
8.7. Analyse granulométrique.....	61
Chapitre 4 : Résultats et Discussion	66
1. Caractéristiques physicochimiques des stations étudiées	67
2. Etude de la variation du stock de carbone organique dans les sols	71
3. Corrélation entre les caractéristiques géographiques, les propriétés physicochimiques du sol et les SCO	76
4. Effet de l'altitude sur le stock de carbone organique (SCO) des sols du mont Tessala sous différentes formations végétales	83
5. Effet du carbonate de calcium sur le stock du carbone organique du sol.....	86
6. Effet du pH du sol sur le stock du carbone organique	88
7. Variation du stock de carbone organique en fonction du pH du sol.....	89
8. Variation du stock de carbone organique en fonction de la texture	91
9. Stocks de carbone inorganique des sols (SCI).....	95
10. Taux de saturation, seuil critique et déficit en carbone organique du sol	96
11. Mesure du carbone total stocké dan les sols du mont Tessala	98

12. Estimation du dioxyde de carbone (CO₂) atmosphérique du mont de Tessala	99
Conclusion générale	101
Publication	102
Références bibliographiques	112
Annexes.....	130

Introduction

Les activités humaines constituent l'une des causes du changement climatique à travers les émissions de gaz à effet de serre (Seguin et Lefèvre, 2015). Depuis la prise de conscience des impacts présents et potentiels du changement climatique, les réponses se sont davantage focalisées sur la réduction des gaz à effet de serre (GES) dans l'atmosphère (Locatelli, 2010) car le climat est le principal facteur déterminant la répartition des espèces d'arbres à l'échelle régionale d'une zone (Morin et al., 2007). Les conditions climatiques locales ont également une influence déterminante sur la composition et le fonctionnement de la forêt de montagne, traduite par l'étagement de la végétation avec l'altitude (Courbaud, B et al 2010). En Algérie, les zones montagneuses couvrent actuellement environ 10 millions d'hectares, dont 4 millions d'hectares de forêts et 1,5 million d'hectares de zones agricoles, et abritent 25 % de la population du pays (Tatar, 2011). En 1962, Quézel et Santa ont estimé la flore algérienne à 3139 espèces dont 700 sont endémiques. Médail et Quézel (1997) ont recensé environ 3800 espèces au Maroc méditerranéen, 3150 en Algérie méditerranéenne et 1600 en Tunisie méditerranéenne. Le nombre approximatif des endémiques étant respectivement de 900, 320 et 39. Les forêts jouent un rôle clé dans le contrôle de l'accumulation des gaz à effet de serre dans l'atmosphère, en agissant comme des puits de carbone, elles absorbent l'équivalent de quelque 2 milliards de tonnes de dioxyde de carbone chaque année (Canadell et Raupach, 2008; Jackson et al., 2008; Newell et Stavins, 2000). La région méditerranéenne est fortement touchée par le changement climatique, elle connaît des changements de températures, une intensification de l'été et des périodes de sécheresse ainsi que des taux de précipitations faibles et irréguliers (Gao et Giorgi, 2008 ; Mariotti et al., 2015 ; Moriondo et al., 2006 ; Nicault et al., 2008). Les sols font aujourd'hui l'objet d'un intérêt grandissant, ils sont au centre de grands enjeux planétaire, tel que la sécurité alimentaire, l'approvisionnement en eau, le changement climatique ou la protection de la biodiversité (Baize., 2018). L'initiative internationale "4 pour 1000", lancée par la France le 1er décembre 2015 à l'occasion de la Conférence de Paris sur le climat (COP 21) se base sur la capacité des sols à stocker le carbone organique, il semblerait que le fait d'augmenter annuellement ce stock de 0.4% ou bien 4 pour 1000 par an, contribuerait à diminuer considérablement la concentration des gaz à effet de serre induits par l'activité humaine (Pellerin, et al 2020). La matière organique du sol est un composant clé de la fertilité et de la qualité du sol, elle joue un rôle important dans la rétention d'eau, l'aération du sol, l'activité biologique et l'apport de nutriments (Ayuke et al., 2011 ; Johnston, 1991 ; Troeh et Thompson, 2005). Ainsi, la dégradation progressive des sols

montagneux et la perte continue de la matière organique de sol signifient le déséquilibre et la perturbation de toutes les fonctions d'un écosystème. Il est donc important d'évaluer la dynamique de la matière organique des sols dans les zones montagneuses afin d'estimer leur résilience et leur durabilité.

Le mont Tessala, est un massif forestier doté d'une diversité phytocénotique remarquable, son rôle écologique de protection des versants contre le phénomène de l'érosion et la valorisation des terres agricoles situées en aval est déterminante. Ce massif est soumis continuellement à des pressions humaines croissantes et incontrôlées, qui constituent une menace directe pour le renouvellement des ressources biologiques et pour l'équilibre écologique de la zone (Merabtene, et al., 2021). Le Mont Tessala a fait l'objet de multiples études et travaux de recherche portant essentiellement sur la végétation (Benyahia et al.2001 ;Bouklikha,2001 ;Ferka zazou, 2006 ; Baraka, 2008 ; Cherifi et al., 2009 ; Bouzidi et al., 2009, Bachir bouiadjra et al. ; 2011, Saidi,2017) mais du point de vue édaphique très peu d'études détaillées sont disponible, il y a donc un manque de connaissances en termes de quantité, de qualité et de dynamique de la matière organique dans les sols forestiers. Pour cela, une meilleure compréhension de la distribution de la matière organique, de même qu'une meilleure connaissance de son aspect quantitatif et qualitatif est nécessaire pour établir le point sur l'état de la réserve organique des sols du mont Tessala et pour évaluer par conséquent la fertilité des sols.

Les principaux objectifs de cette étude sont de :

- 1) Quantifier le carbone organique moyen stocké dans les sols forestiers du mont Tessala.
- 2) Examiner l'influence des différentes formations végétales, des caractéristiques géographiques et des propriétés physico-chimiques du sol sur la quantité de carbone organique stocké dans les sols.
- 3) Analyser le bilan global du carbone organique des sols forestiers du mont Tessala par le biais d'indicateurs tel que ; le seuil critique, le taux de saturation et le déficit en carbone organique.

1. Sols, Matière organique et carbone organique des sols

1.1 Définitions et concepts généraux

Les sols sont des écosystèmes complexes qui sont fortement liés aux autres compartiments de l'environnement (eau et air). Ils jouent un rôle important de médiateur écologique, le sol est le produit de l'altération, de remaniement et de l'organisation des couches supérieures de la couche terrestre sous l'action de la vie, de l'atmosphère et des échanges d'énergie qui s'y manifestent (Lozet et al., 2002)

Le sol est constitué de quatre composantes principales : les particules minérales, la matière organique, l'eau et l'air. La matière organique du sol (MOS) correspond à l'ensemble des matériaux organiques, vivants et morts, présents dans le sol ; ce qui comprend à la fois les racines des plantes, les microorganismes, la microfaune du sol et les résidus de végétaux décomposés ou non. La MOS est ainsi composée d'éléments principaux qui sont tous essentiels à la nutrition des plantes : le carbone (C), l'hydrogène (H), l'oxygène (O) et l'azote (N). Elle inclut également des éléments secondaires comme le soufre (S), le phosphore (P), le potassium (K), le calcium (Ca) et le magnésium (Mg), ainsi que des oligoéléments. (Bernoux et al., 2013).

À l'échelle planétaire, les trois compartiments majeurs impliqués dans le cycle du C sont les océans, l'atmosphère et les systèmes terrestres (Batjes, 2014). L'océan contient près de 40 000 Gt C surtout sous la forme de C inorganique dissous (38 000 Gt C), mais également sous la forme de carbonate de calcium (CaCO_3 , 1600 Gt C), de C organique dissous (700 Gt C) et de sédiments organiques (150 Gt C). L'atmosphère a une concentration de plus de 410 ppm de dioxyde de C (CO_2 ; Global Monitoring Laboratory, 2020), soit l'équivalent de plus de 870 Gt C en utilisant un facteur de conversion de 2,123 Gt C ppm⁻¹ (Enting et al., 1994). Elle renferme également du méthane (CH_4 , 3,7 Gt C) et du monoxyde de C (CO , 0,2 Gt C) (Ciais et al., 2014 ; Le Quéré et al., 2018). Enfin, les systèmes terrestres comportent de 450 à 650 Gt C dans la biosphère et 2200 Gt C dans les 100 premiers cm de sol, dont 1500 Gt C sont sous forme organique, sans compter les milieux humides qui contiennent entre 300 et 700 Gt C et les 1700 Gt C sous le pergélisol (Ciais et al., 2014 ; Le Quéré et al., 2018). Ainsi, les sols figurent parmi les plus grands réservoirs de C organique.

Synthèse Bibliographique sur les réserves organiques des sols

1.2 Origine de la matière organique du sol

Le C est le constituant élémentaire majeur de la MOS, il est courant d'utiliser les teneurs en COS comme indicateur de MOS. Bien qu'il existe une grande variabilité dans les coefficients de conversion proposés, il est généralement admis que la MOS est constituée en moyenne de 58 % de C organique (McConkey et al., 2005 ; Calvet et al., 2015)

La principale source primaire de matière organique est la photosynthèse qui permet aux plantes de la synthétiser en exploitant la lumière du soleil. L'essentiel des apports organiques est, en effet, d'origine végétale dans la plupart des agroécosystèmes, et se fait à la surface du sol (chute de feuilles, résidus de culture, apports exogènes dans les sols agricoles) et dans les horizons superficiels où la densité racinaire et l'activité biologique sont les plus importantes. Les débris végétaux sont ensuite décomposés sous l'action des microorganismes (bactéries, champignons) et de la microfaune. On parle alors de :

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. (Calvet, 2003).

Humification : l'humus est la première couche de sol très riche en matière organique, en débris végétaux plus ou moins décomposés et en divers organismes vivants (bactéries, champignons, faune du sol). Cette matière organique persiste plus ou moins longtemps, selon les conditions physico-chimiques du sol (pH, humidité, température, texture, taux d'argile et de limon). Dans les régions sèches, il y a peu d'humus principalement du fait des faibles apports végétaux.

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).

Minéralisation : ce processus produit des composés minéraux sous forme gazeuse (CO₂, N₂O...) ou sous forme dissoute (nutriments azotés et phosphatés) assimilables par les plantes. La minéralisation de la MOS est ainsi la source d'éléments nutritifs pour les végétaux. Dans les régions sèches et chaudes, celle-ci est très lente, mais s'accélère fortement lors des pluies. (Bernoux et al, 2013)

Synthèse Bibliographique sur les réserves organiques des sols

1.3 Les composants de la matière organique

Les matières organiques du sol (MOS) composées à 50% de carbone, sont un mélange de composés issus d'organismes vivants. Ces matières plus ou moins complexes et incorporées ou non aux particules minérales du sol sont en perpétuel renouvellement. Le stock de MOS est alimenté en permanence à la fois par les organismes végétaux et animaux morts et par des matières organiques variées issues du métabolisme d'êtres vivants, comme les exsudats racinaires, les métabolites microbiens ou le mucus de vers de terre. Dans la plupart des agroécosystèmes, l'essentiel des apports organiques est d'origine végétale (chute de feuilles, résidus de culture, amendements organiques, racines). Ces débris végétaux sont ensuite décomposés et mélangés au sol sous l'action de la faune du sol et des microorganismes (bactéries, champignons). Les MOS mélangées au sol sont ainsi soit des fragments de débris végétaux reconnaissables à l'œil nu ou à la loupe, soit une matière amorphe, colloïdale, liée aux particules minérales du sol comme les argiles. (Chevallier, 2015)

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) 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).

1.4 Le rôle de la Matière organique du sol

La matière organique augmente généralement la qualité du sol et améliore la capacité de régulation de l'eau et de l'atmosphère du sol, en influençant sa structure, sa capacité de rétention en eau, ses réserves en éléments nutritifs, sa biodiversité ainsi que la profondeur d'enracinement des végétaux qui y croissent (Lal et al., 1998).

Chevallier (2015) a souligné que les MOS déterminent de nombreuses propriétés édaphiques : elles sont sources de nutriments pour les plantes, elles influencent la structure du sol, la

Synthèse Bibliographique sur les réserves organiques des sols

sensibilité du sol à l'érosion et sa capacité à retenir l'eau. D'un point de vue environnemental, elles sont un puits ou une source de gaz à effet de serre selon les conditions (climat, mode d'occupation et gestion des terres). Elles sont aussi la base énergétique et trophique de la biodiversité du sol. La compréhension des mécanismes de stockage et de déstockage des MOS est donc une question cruciale tant pour des objectifs de durabilité des systèmes de culture, dont la fertilité des sols, que pour des objectifs environnementaux, dont la réduction des gaz à effet de serre.

Selon (Tiessen et al. , 1994) Les matières organiques sont, d'une part, un élément essentiel de la fertilité des sols 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.

Les matières organiques du sol 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 et van der Putten 2014).

2. Le carbone du sol

2.1 Le carbone organique du sol

Le carbone organique stocké dans les sols représente en effet une source importante de dioxyde de carbone et participe au cycle du carbone. De par son importance, ce réservoir, à la faveur des changements climatiques, pourrait influencer la concentration en CO₂ dans l'atmosphère et entraîner des changements environnementaux (Kirschbaum, 1995).

2.2 Le carbone inorganique

Le carbone du sol peut être organique, c'est-à-dire un élément constitutif de la MOS, mais il peut aussi exister sous forme minérale « carbone inorganique ». À l'échelle de la planète, les réservoirs de carbone inorganique sont l'atmosphère (sous forme de CO₂), les océans (HCO₃⁻) et sous forme solide (sédiments et roches carbonatées).

Dans les roches et les sols carbonatés, le carbone inorganique est principalement sous forme de calcite (CaCO₃) ou, dans une moindre mesure, associé à du magnésium (les dolomies, CaMg(CO₃)₂). Plus rarement, il peut prendre d'autres formes telles que le carbonate

Synthèse Bibliographique sur les réserves organiques des sols

de sodium (Na_2CO_3) ou le carbonate de sidérite (FeCO_3) ainsi que d'autres encore plus marginales. (Bernoux et al 2013).

Le C inorganique du sol se présente principalement sous la forme de CaCO_3 et ou de dolomites (MgCO_3), communs dans les sols calcaires ou dans les zones arides (Batjes, 2014)

2.3 Les formes de carbone

Il peut s'agir de matériaux primaires, les carbonates sont alors issus directement de la fragmentation de la roche-mère carbonatée (carbonates lithogéniques). Ça peut être aussi des matériaux secondaires, c'est à dire provenant de la formation et de l'évolution du sol (carbonates pédogéniques). Les carbonates pédogéniques peuvent avoir des formes très variées. Ils sont précipités dans la porosité du sol, autour des racines, ou encore sous forme de nodules ou de minéraux secondaires en lamelles, en cristaux, etc. (Bernoux et al., 2013)

Les carbonates ont une distribution dans le profil de sol qui diffère de celle de la matière organique. En effet, cette dernière est concentrée dans les premiers centimètres de sol alors que les carbonates sont, en général, distribués plus en profondeur. Le carbone pourrait être trouvé d'autant plus profondément que son temps de résidence est long par rapport à la vitesse de déplacement ou de brassage du sol (Girard., 2010).

Le stock de carbone inorganique au niveau mondial est approximativement 35 % du stock total de carbone terrestre (organique et inorganique). En effet, le carbone organique stocké dans les sols mondiaux est estimé à 2 000 - 2 500 Gt (dont 27 à 36 % dans les zones sèches selon les estimations) alors que le carbone inorganique s'élève à 950 Gt (dont 97 % dans les zones sèches). 1 gigatonne (Gt) équivaut à 1 milliard de tonnes. (Bernoux et al., 2013).

3. Facteurs affectant le stock organique et son temps de résidence dans les sols

L'attention portée au réchauffement global et à l'augmentation des concentrations en gaz à effet de serre (GES) dans l'atmosphère (principalement CO_2 , CH_4 , et N_2O) a conduit à s'interroger sur le rôle des sols en tant que source ou puits de carbone (C). Si l'on exclut les roches carbonatées, les sols constituent le plus grand compartiment superficiel de C, approximativement 1500 Gt C, l'équivalent d'environ trois fois les stocks de la biomasse continentale et deux fois ceux de l'atmosphère. Le stock de C du sol étant fortement

Synthèse Bibliographique sur les réserves organiques des sols

dépendant du mode d'usage des terres ou des pratiques culturales, une modification de ceux-ci peut conduire à des changements importants des stocks dans le sens d'une diminution ou d'une augmentation (Arrouays et al., 2002).

L'évaluation des stocks de C des sols et leur caractérisation temporelle s'avère essentielle car le carbone organique (CO) 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 (Bayer et al., 2006; Cerri et al., 2004).

La distribution spatiale des paramètres du sol, comme la teneur en carbone organique, n'est pas strictement aléatoire à travers une zone, mais les paramètres du sol sont influencés par distribution et interaction des cinq facteurs de Jenny : climat, organismes, topographie, matériel parent et temps (Jenny., 1941).

Naturellement, les sols des régions sèches sont pauvres en carbone organique du fait de la faible productivité des agroécosystèmes qu'ils supportent. Néanmoins, l'importance des surfaces concernées fait que le stock de carbone organique des régions arides et semi-arides est loin d'être négligeable avec près 750 Gt de carbone. Les régions sèches représentent, en fonction des critères de classification, 40 % des surfaces terrestres mais moins de 30 % des stocks globaux de carbone organique du sol.

Ces variations, qui concernent essentiellement les horizons de surface (entre 0 et 30 cm de profondeur), sont dues, à l'échelle de la parcelle, à divers processus comme :

- Les modifications du niveau et de la qualité des restitutions organiques (Jenkinson., 1992)
- Le transfert (dépôt, érosion, ruissellement, lixiviation) de matières organiques (MO) sous formes solide et soluble (Chan., 2001)
- Les pertes par minéralisation (CO_2 , CH_4) de la MO du sol (Schimel., 1995)

Pour les sols tropicaux, l'ensemble de ces variations peut représenter parfois jusqu'à 50 % du stock initial des 20 premiers centimètres du sol (Feller., 1997). Ainsi, par son mode de gestion des sols, l'homme peut espérer agir sur les flux de C entre les écosystèmes continentaux et l'atmosphère pour un meilleur contrôle des flux de GES.

Synthèse Bibliographique sur les réserves organiques des sols

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.

3.1 La végétation

La végétation est la seule source de carbone dans les sols des écosystèmes terrestres. Donc, l'utilisation de la terre joue un rôle majeur dans le stock de COS accumulé par l'apport de matière organique (Pandey et al 2010). Selon le protocole de Kyoto, les ménages nationaux doivent faire attention aux impacts des modifications de l'utilisation des terres sur le stockage du CO dans les sols et la végétation. Tous les systèmes nationaux de surveillance du C dans les sols doivent incorporer les changements dans l'utilisation des sols en tant que facteur clé contrôlant les variations dans le C du sol (Scott et al.,2002). Des recherches ont indiqué que le COS diminue suite à la conversion des écosystèmes natifs « forêts, broussailles, prairies» à l'agriculture (Guo, Gifford, 2002) et (Murty et al., 2002) et (Eswaran et al., 1993) et (Falloon et al., 2006). Par exemple, la conversion des prairies à l'agriculture ont entraîné une perte de COS estimée entre 24 et 89% en Amérique du nord (Knops, Tilman ,2000) et (Kucharik et al .,2001). Selon Lal (2004) l'ampleur et la vitesse de perte du SOC due aux activités agricoles sont plus élevés pour les sols dont le capital C est élevé que pour ceux dont la réserve est faible, exemple des tropiques par rapport aux régions tempérées, les terres cultivées par rapport aux pâturages et autre végétation pérenne. La let al (1992) ont souligné que dans les sols agricoles, la diversification des cultures, le travail du sol et la fertilisation modifient les intrants et les extrants et par conséquent toute la dynamique du carbone. Le stockage potentiel du carbone des sols aux États-Unis a été associé à des changements dans la gestion des sols agricoles. À Java, en Indonésie, la teneur en COS a diminué de 2% à 0,75% en 1960 en raison de la conversion rapide de la végétation naturelle en fermes agricoles dans les années 1930, mais les pratiques agricoles ont un impact plus important sur le SCO que les facteurs environnementaux (Minasnyet al, 2001). Aux États-Unis, la conversion de l'agriculture en terres sèches, en agriculture irriguée a augmenté la teneur en COS dans le profil du sol avec un taux moyen de $1\ 000\ \text{kg}\ \text{ha}^{-1}\ \text{an}^{-1}$ (Lal et al ,1992). Des expériences à long terme aux Philippines de Pampolino et al(2008) ont montré que la culture continue de riz irrigué avec une fertilisation équilibrée sur des sols submergés maintenait ou augmentait légèrement le COS. Saïdou et al (2012) ont souligné que les pratiques agricoles à Madagascar avec usage des feux pour le nettoyage des parcelles pouvaient contribuer également à une destruction de la matière organique par une intensification de la minéralisation. Boulmane M. et al.

Synthèse Bibliographique sur les réserves organiques des sols

(2010) constatent que la densité du peuplement végétal n'a pas d'effet significatif sur le potentiel de séquestration du carbone dans la biomasse, en revanche, elle aurait un effet très marquant sur la séquestration du carbone dans les sols et plus précisément sur la couche 0-15 cm.

Le changement d'usage des terres à un fort impact sur les stocks de CO₂, toutefois, la conversion des 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). 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 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). 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). Le système racinaire des arbres fruitiers peut représenter une source importante de C dans le sol (Mokany et al. 2006).

3.2 Le mode d'occupation et de gestion des sols

Le suivi des tendances à long terme du COS sur une vaste zone géographique est rare, de plus la lenteur des changements et la grande variation spatiale du COS nécessitent des densités d'échantillonnage élevées avec suffisamment de temps pour observer les changements (Minasny et al., 2001). (Jonathan, 2010) déclare que le potentiel de stockage du carbone organique dans le sol et son temps de résidence dépend de l'utilisation de la matière organique (par exemple une exportation signifie une perte potentielle de carbone dans le sol), la gestion du sol (le travail simplifié réduit les pertes en carbone) et de facteurs non contrôlables (climat, texture du sol, etc.). Scott et al (2002) indiquent qu'à une échelle allant de plusieurs décennies à plusieurs siècles, les changements dans l'utilisation des sols peuvent exercer une influence majeure sur le stockage du C dans le sol. Bernoux et al (2005) indique que L'exploitation de ces sols, notamment par la mise en culture ou l'installation de

Synthèse Bibliographique sur les réserves organiques des sols

pâturages, a provoqué une diminution du stock il a été estimé 34 400 millions de tonnes de carbone en 1995. D'autres travaux de Bernoux et al (2005) indique qu'il a remarqué que les changements d'affectation des terres et de leur gestion sont responsables d'une émission annuelle moyenne de CO₂ par les sols de 46,4 millions de tonnes de CO₂ (12,6 millions de tonnes de C) pour la période 1975-1995. L'étude de Paustian et al (1998) indiquait que les sols présentant des teneurs en matière organique faibles à intermédiaires présentent souvent une relation linéaire entre les niveaux de C dans le sol et les apports de C résultant de l'ajout de résidus de culture. L'étude de Jiménez et al (2008) a trouvé une teneur en COS plus élevée dans la couche arable de 0 à 10 cm dans les champs de canne à sucre que celle de la savane de Curatella. Ces résultats incohérents peuvent s'expliquer en partie par la complexité du COS, qui consiste en plusieurs pools qui présentent une grande variété de propriétés chimiques et de temps de rotation, et qui, par conséquent, réagissent différemment l'évolution de l'utilisation des terres (Paul et al., 2008).

L'île de Taiwan était autrefois appelée Formosa, ce qui signifie « île magnifique ». Les terres forestières couvrent environ les deux tiers de la superficie totale de Taiwan. Depuis l'arrivée des premiers Han à Taiwan en provenance de la Chine continentale sous la dynastie Qing, la plupart des forêts de plaine ont été exploitées sur des terres agricoles. À l'heure actuelle, une conversion substantielle des terres arables en terres urbaines et d'autres utilisations à Taiwan a eu lieu au cours des dernières décennies. Par conséquent, ces conversions ont un impact considérable sur le stock de CO. Une étude de Tsai et al (2010) indiqué que dans les sols forestiers de Taïwan, le stock moyen de CO estimé à partir de 63 profils de sol excluant les histosols et les spodosols, était de 18,15 kg m⁻² à une profondeur supérieure à 1m. Pendant ce temps dans les terres arables, en utilisant 140 profils de sol pour estimer le stock de COS, il a été indiqué que 5, 97, 8,06 et 11,0 kg.m⁻² de C stocker dans les couches respectivement 0-30, 0-50 et 0-100 cm (Jien et al, 2010) Par conséquent, la conversion des terres forestières en sols ruraux a entraîné une perte de COS à Taïwan.

3.3 La topographie

Bounouara et al. (2017) caractérise la matière organique du sol par la teneur en COS, les stocks de carbone, la distribution granulométrique et le potentiel de minéralisation. La quantité et la dynamique du SCO profond dépendaient d'après ses résultats de la position topographique. 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;

Synthèse Bibliographique sur les réserves organiques des sols

Bakhshandeh et al., 2014) Bounouara et al., (2017) déclare que pour les sols de montagne, la majeure partie du stock de COS ($100 \text{ t C}\cdot\text{ha}^{-1}$) était dans la couche arable (0-30 cm) et associé à la Fractions > 50 mm (matières végétales) alors que dans les sols de piémont et de plaine alluviale, la majeure partie du SOC stock ($168 \text{ t C}\cdot\text{ha}^{-1}$) a été accumulé dans le sous-sol (30-100 cm) et associé aux fractions <20 mm (fractions minérales). Mcbratney (2003) a souligné que Les sols sont également spatialement corrélés et se comportent sous la loi de voisinage qui signifie que le sol dépend des coordonnées géographiques

Bounouara et al., (2017) conclus dans son étude que le COS dans le sous-sol a contribué au potentiel de COS de la minéralisation et ne devrait pas être sous-estimé, en particulier dans les plaines alluviales cultivées. Ce carbone doit être considéré comme une composante importante de l'agriculture agro-écologique mais aussi source potentielle d'énergie. Plusieurs études ont montré l'effet de la topographie sur la variation des stocks de 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 - 45cm) 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 ($208 \text{ t C}\cdot\text{ha}^{-1}$) et le plus faible au sommet avec $159 \text{ t C}\cdot\text{ha}^{-1}$. Cette différence des stocks en carbone est due à la vitesse de décomposition de la matière organique des espèces végétales, dans de telles conditions.

3.3.1 L'altitude

Tsui C. et al. (2013) ont montré que l'altitude est un prédicteur simple et efficace déterminant une régression linéaire statistiquement significative entre la moyenne du stock de CO et la moyenne des altitude 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'altitude et du type d'utilisation des terres (Boix-Fayos et al. 2009).

La teneur élevée en COS 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

Synthèse Bibliographique sur les réserves organiques des sols

décomposée. En effet, les sols forestiers semblent être un réservoir important pour l'accumulation de carbone (Terrier, A et al 2012)

3.3.2 La profondeur

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).

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 (Fontaine et al. 2004 ; Fontaine et al. 2007).

Les stocks de carbone les moins élevés sont observés dans les sols peu profonds ou sableux (Gontier, 2010).

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 sols érodés. L'enterrement de type éolien ou alluvial peut transporter de plus grandes masses de carbone organique en profondeur que les teneurs provenant de la litière, des racines 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).

Les sols à argiles gonflantes, comme les Vertisols, il y a la pédoperturbation qui provient de la formation de fissures en saison sèche et de la dégradation des sols et de carbone organique. De même, le travail du sol homogénéise parfaitement le profil organique dans la zone travaillée et augmente le taux de carbone en profondeur (Bounouara et al.,2017)

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 profondeurs dépendrait surtout du texture du sol (Mathieu et al. 2015).

Synthèse Bibliographique sur les réserves organiques des sols

Les horizons de profondeur jouent un rôle important dans le cycle mondial du carbone, grâce à une grande capacité de stockage de carbone organique en fonction de temps (Gleixner, 2013).

3.4 La texture et la structure du sol

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).

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 de carbone organique serait positivement corrélé avec la proportion de particules fines des sols (Arrouays et al., 2006 ; Feller et Beare, 1997).

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).

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. Les agrégats limitent l'accès à la MO pour les microorganismes et limitent la diffusion de l'oxygène essentiel à la décomposition aérobie. (Schrumpf et al. 2013).

Le rôle prépondérant des particules fines (argiles et limons fins $< 20 \mu\text{m}$) dans la stabilisation du carbone des sols a été étudié essentiellement et dans un premier lieu par Hassink (1997) qui 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

Synthèse Bibliographique sur les réserves organiques des sols

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; Wiesmeier et al., 2014).

Les principaux questionnements des travaux de recherche réalisés ont pour but de déterminer si les argiles du sol étaient capables de fixer du carbone organique nouvellement apporté, 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).

Les processus physico-chimiques ont un rôle dans la protection de la matière organique. Ces processus consistent 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 Lützwow et al., 2006).

Selon (Arrouays et al., 2006; Feller et Beare, 1997) 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.

La teneur en calcaire actif assure une protection physique des MOS, les carences en azote et phosphore disponibles limitent l'activité des micro-organismes (Girard et al., 2005).

Le type de sol influence fortement les stocks organiques des sols (Mathieu et al., 2015).

3.5 Le climat

Le stock de carbone dans les sols est influencé par les conditions climatiques, les propriétés du sol, la végétation, l'utilisation des terres et gestion des sols (Jobbágy, Jackson, 2000) et Gamboa, Galicia, 2012).

La vitesse de dégradation des MOS est déterminée aussi par la température et l'humidité du sol (Rodrigo et al., 1997).

Synthèse Bibliographique sur les réserves organiques des sols

Amelung et al. (1998) ont pu déterminer les quantités de CO dans plusieurs fractions granulométriques des sols sous prairie naturelle provenant de deux régions climatiques [Saskatoon au Canada et Texas méridional aux USA], dont l'analyse statistique par composantes principales 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.

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 équivalente à 10 °C (Davidson et Janssens, 2006).

Le temps de résidence du carbone dans le sol dépend de la composition de la matière organique et des conditions locales, essentiellement la température, l'humidité et l'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 la 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 et al., 2014).

(Giardina et al., 2001) ont démontré que la température et les précipitations pouvaient occulter l'effet de la texture 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 (Mazari, 2017).

4. Estimation mondiale du stock de carbone organique des sols

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).

Selon Batjes (1996) et Jansson (2010) les préoccupations récentes concernant le réchauffement climatique ont permis de déployer de nombreux efforts pour développer des méthodes permettant de quantifier à la fois le carbone actuel et futur stock dans différents

Synthèse Bibliographique sur les réserves organiques des sols

écosystèmes. Dans l'évaluation globale, le stock actuel de C contenu dans la biomasse végétale et microbienne est estimé respectivement à 560 Gt et 110 Gt, alors que le pool de C est de 2500 Gt, il comprend 1550 Gt de carbone organique du sol et 950 Gt de sol carbone inorganique.

Lal (2004) souligne que le réservoir de C du sol équivaut à 3.3 fois de réservoir du C atmosphérique de 760Gt et 4.5 fois celui de la biomasse terrestre.

Les sols sont particulièrement importants car ils sont le plus grand réservoir de C dans la biosphère terrestre (Schlesinger, 1997). Les sols possèdent la capacité de le stocker pendant une durée allant jusqu'à 5000 ans (Brevik et Homburg, 2004).

Jenny (1941) et Schlesinger(1997) indiquent que le pool du SOC représente une dynamique équilibrée entre des gains en carbone provenant de la production végétale et des pertes dues à la décomposition.

Les stocks de carbone organique du sol représentent dans le premier mètre de profondeur, environ de 1500-2000 Gt contre 650 Gt (C) pour la végétation et 760 Gt (C) pour l'atmosphère (Batjes, 1996 ; IPCC, 2007).

5. Mesures du carbone organique des sols

Le carbone organique du sol 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).

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 (Vigot, 2012).

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)

Stolbovoyetal., (2007) indique que la liste des paramètres comprend : la teneur en carbone dans le sol, la densité apparente, l'épaisseur d'une couche de sol, la teneur en fragments grossiers et la superficie d'une parcelle

Synthèse Bibliographique sur les réserves organiques des sols

Estimation de la densité apparente du sol : L'espace total des pores et la distribution de la taille des pores dans le sol sont contrôlés par les propriétés physiques du sol, telles que la texture, la structure et la teneur en matière organique. (Saxton et al., 1986)

Stock dans la matière organique du sol pour les forêts tempérées et plantations (jusqu'à un mètre de profondeur) de 122,7 t. ha⁻¹ (Amthor, 1998)

Selon Bernoux et al., (2005) Les sols brésiliens stockaient 36 400 ± 3 400 millions de tonnes de carbone dans les 30 premiers centimètres. L'Amazonie stocke 22 700 millions de tonnes de carbone, soit environ 62 % du total.

Letens et al., (2008) ont obtenu pour une profondeur de sol équivalente à 1m, et sous des conditions climatiques tempérées en Belgique des valeurs légèrement supérieures à 148 t.ha⁻¹ pour les forêts à feuillus, 155 t.ha⁻¹ pour celles à conifères et 152 t.ha⁻¹ pour les forêts mixtes.

Estimation du COS pour les types d'utilisation du sol en Espagne jusqu'à 75 cm de profondeur. Montre des valeurs nettement inférieures à celles obtenues dans l'étude (Rojasm et al., (2012)). 52,2 t. ha⁻¹ pour les cultures permanentes, 47,8 t.ha⁻¹ pour les forêts et 58,3 t.ha⁻¹ pour les terres arables, ce qui pourrait être expliquée par la rareté des sols méditerranéens dans cette région (Rojasm et al., 2012).

Selon Tsui et al., (2013) le stock de CO moyen à la profondeur de 0-50 cm dans les terres arables. Les sols sont classés par ordre décroissant Comté de Tainan (12.4 ± 5.49 kg.m⁻²) > Comté de Changhua (9.49 ± 5.12 kg m⁻²) > Comté de Taoyuan (8.17 ± 4.99 kg m⁻²). Plus de 30% à 80% du total Le stock de CO de sol dans le haut 150 cm est stocké dans la surface 30 cm, en fonction du type de sol et gestion des sols.

Dans les sols de montagne, la majeure partie du stock de CO (100 t C ha⁻¹) était dans la couche arable (0-30 cm) et associé à la Fractions > 50 mm (matières végétales) alors que dans les sols de piémont et de plaine alluviale, la majeure partie du CO stocké (168 t C ha⁻¹) a été accumulé dans le sous-sol (30-100 cm) et associé aux fractions <20 mm (fractions minérales). (Bounouara et al. 2017)

Saïdou et al., (2012) a souligné dans l'étude qui permet de faire une estimation des stocks de carbone dans les diverses composantes dans un système agro-forestier à karité et néré de la zone soudanienne du Bénin au cours de la saison pluvieuse de l'année 2009.

Synthèse Bibliographique sur les réserves organiques des sols

Le stock total de carbone évalué dans le parc à karité et néré a été de $32,62 \pm 5,91 \text{ t.ha}^{-1}$ soient $20,17 \text{ t.ha}^{-1}$ pour la biomasse aérienne vivante, $4,25 \text{ t.ha}^{-1}$ pour la biomasse souterraine, $2,35 \text{ t.ha}^{-1}$ pour la matière organique morte et $5,85 \text{ t.ha}^{-1}$ dans le sol. La biomasse aérienne a contribué pour environ 62 % du stock total de carbone évalué. Ces résultats montrent la contribution considérable des parcs à karité et néré dans la séquestration du carbone en zone soudanienne.

Les principaux résultats montrent que ces systèmes agro-forestiers emmagasinent une quantité importante de carbone soit $32,62 \pm 5,91 \text{ t.ha}^{-1}$ dont 62% se trouve accumulé dans la biomasse aérienne, 18% dans le sol, 13% dans la biomasse souterraine et 7% dans la litière. (Saïdou et al., ,2012).

Selon Albrecht et Kandji (2003), la capacité de stockage du carbone d'un système agro-forestier varie entre 12 et 228 t.ha^{-1} avec une valeur moyenne de 95 t.ha^{-1} . Et la quantité de carbone séquestrée par le système agro-forestier dépend largement du système de culture mise en place, de la structure et de la fonction de ce dernier. Cela dépend aussi des espèces incluses dans le système agro-forestier et le système de gestion de ce dernier.

Selon Jones et al. (2004) Les différences déterminées de carbone organique de sol entre les études régionales peuvent être expliquées par des différences de propriétés climatiques qui influencent le stock de carbone du sol. En passant d'un climat plus chaud à un climat plus frais, le SCO tend à augmenter car la tendance générale à la décomposition de la matière organique s'accélère dans les climats chauds et secs, un taux de décomposition inférieur est le cas pour les régions froides et humides.

En Croatie Pila et al. (2013) ont estimé le stock total de carbone organique des sols dans tout type de couverture végétale confondue à 618,77 millions de tonnes. Les forêts ainsi que les zones de végétation naturelle contribuent avec 348,11 Mt. Les plus importantes de toutes les catégories sont les forêts gérées (feuillus, conifères et mixtes), ces dernières contiennent près de 241,93 Mt et les autres classes de végétation naturelle 106,18 Mt. Dans les terres agricoles le stock de carbone du sol est estimé à 270,46 Mt, dont 166,99 Mt pour les classes d'agriculture intensive (terres arables, cultures permanentes et modèles de culture complexes).

Au Maroc Boulmane et al. (2010) ont souligné que l'exploitation d'un hectare de chêne vert entraînerait une libération d'environ 477 tonnes de CO_2 dans l'atmosphère. En

Synthèse Bibliographique sur les réserves organiques des sols

plus, la déforestation a pour conséquence l'élévation de la température du sol, ce qui accélère la dégradation de la MO et la libération du dioxyde de carbone.

La quantité de CO dans un sol forestier est le résultat de l'équilibre entre la production primaire nette de la végétation et la décomposition de la matière organique (Liski&Westman, 1997). Ces deux processus dépendent à leur tour des conditions climatiques, principalement la température et l'humidité. Toutefois, les sols forestiers peuvent devenir une source importante de CO₂ suite à un réchauffement climatique, car ce dernier pourrait entraîner une minéralisation de la matière organique supérieure à la production primaire nette de la végétation (Liski, 1999 ; Bernoux et al. 2005). Même de petits changements du réservoir du carbone organique dans le sol peuvent affecter significativement la concentration de CO₂ dans l'atmosphère, puisque le sol contient deux fois plus de C que celle-ci (Schlesinger, 1977 ; Post et al. 1982 ; Watson et al. 1990).

Dans les régions arides et semi-arides, les études du SCOT (Stock de Carbone Organique Total) des sols en fonction de l'usage des sols sont peu nombreuses. Hernanz et al. (2002) ont étudié l'effet à long terme des systèmes de culture sur les variations du SCOT dans le contexte climatique semi-aride méditerranéen de l'Espagne centrale. Ils ont enregistré un stock moyen de CO total de 40 Mg. ha⁻¹ pour les 40 premiers centimètres.

Reeder et al. (2004) et Mills et al. (2005) ont analysé l'influence du bétail en pâturages sur le carbone organique du sol des steppes du Colorado aux Etats Unis, et les fourrés semi arides du Cap Est en Afrique du Sud. Ils ont estimé des valeurs autour de 64 Mg. ha⁻¹ de 0 à 90 cm de profondeur pour le Colorado, et 133 Mg.ha⁻¹ pour le Cap Est.

Shrestha et Stahl (2008) ont analysé les variations de stock de CO total dans les steppes du Wyoming et ont enregistré des valeurs comprises entre 5,8 et 15,7 Mg.ha⁻¹ de COT en fonction du système de culture pour les 15 premiers centimètres de sol.

Feng et al. (2002) ont estimé le stock de carbone organique total des zones arides de long gradient croissant de désertification. Pour le bassin du Junggar localisé en Chine, les valeurs ont varié entre 1,7 et 14,8 Mg. ha⁻¹, et dans le bassin du Tarim, entre 0,6 et 20,1 Mg.ha⁻¹.

Singh et al. (2007) ont estimé le carbone organique de la région aride à semi-aride du Rajasthan en Inde à 2,3 Pg pour les 100 premiers centimètres de sol.

Synthèse Bibliographique sur les réserves organiques des sols

Brahim et al. (2010 ; 2011) ont analysé la distribution spatiale du stock de COT pour les sols tunisiens. Ils ont enregistré des valeurs moyennes de 405,44 Tg de COT de 0 à 30 cm, et de 1 006,71 Tg de COT de 0 à 100 cm de profondeur. Les estimations par type de sol montrent que pour les Luvisols tunisiens les valeurs varient entre 71,6 Mg. ha⁻¹ (0-30 cm) et 159,2 Mg.ha⁻¹ (0-100 cm). De plus, pour les Lithosols, les valeurs vont de 18,4 Mg. ha⁻¹ (0-30 cm) à 40,4 Mg.ha⁻¹ (0-100 cm).

Au Chili, Perez-Quesada et al. (2011) ont analysé les variations du stock de carbone dans les sols d'un écosystème aride de la région de Coquimbo en fonction du type de végétation. Ils ont enregistré des stocks de CO variant de 21,1 Mg. ha⁻¹ sous plantation d'Acacia saligna à 36,5 Mg.ha⁻¹ sous végétation naturelle.

Selon Arrouays et al., (2002) les stocks de carbone dans les sols métropolitains étant évalués à environ 3 milliards de tonnes, les émissions françaises brutes (C et CO₂), estimées à plus de 148 millions de tonnes par an, sont équivalentes à environ 4,9% des stocks dans les sols. Une augmentation de ces stocks de 0,2% par an (6 Mt) permettrait de compenser 4% des émissions brutes annuelles de GES, ou un quart environ des émissions des secteurs agricole et forestier. Ces ordres de grandeur justifient que l'on cherche à quantifier les effets des changements d'usage des sols ou de pratiques agricoles sur ce stockage de carbone.

D'après Arrouays et al. (2002) les stocks moyens par occupation du sol en France varient de 30 à 90 t.ha⁻¹, ils se répartissent en 03 groupes :

- Les sols sous cultures annuelles et cultures pérennes avec sol nu, dont les stocks sont inférieurs à 45 tC. ha⁻¹.
- Les sols sous prairies permanentes et forêts (litière exclue), avec des stocks de près de 70 tC. ha⁻¹.
- Les sols des pelouses d'altitude et des zones humides, dont les stocks sont supérieurs à 90 tC. ha⁻¹.

L'effet majeur en termes de stockage additionnel sera obtenu par passage du premier au second groupe. Prairies et forêts présentent des potentiels de stockage de C dans les sols très voisins.

Synthèse Bibliographique sur les réserves organiques des sols

Les stocks moyens de C par types de sol en France varient de 40 tC.ha⁻¹ (sols sableux ou squelettiques) à 100 tC.ha⁻¹ (sols argileux ou hydromorphes). Une forte teneur en argile est le principal facteur corrélé à des stocks importants ; toutefois, des taux élevés de calcaire (rendzines) ou d'aluminium échangeable (podzols) permettent d'atteindre des stocks moyens dans des sols pauvres en argile.

A Madagascar, Grinand et al.,(2009) ont souligné que la moyenne de Stock CO sur les 30 cm est de 51.8 Mg C.ha⁻¹ avec des valeurs allant de 1.2 à 198.8 Mg C.ha⁻¹, l'analyse de ces valeur par type de sol montre que les andosols et les sols hydromorphes disposent des stocks les plus élevés, ils affichent respectivement de 90 ± 31.6 et 75.9± 36.9 Mg C.ha⁻¹.

Tableau 1 : stock de carbone organique de sol

Ce tableau représente une synthèse des informations recueillies sur la valeur du SCO des sols essentiellement en fonction de la profondeur du sol, du type de végétation, de la région et du climat.

Tableau 1 : Synthèse des données bibliographiques indiquant la variation du SCO en fonction de la profondeur du sol, du climat et de la végétation.

L'auteur	Année	Lieu et Végétation	Climat	Profondeur	SCO
Tsai et al.	2010	Sols forestiers (Taïwan).	Subtropical	>1m	18,15 kg m ⁻²
Tsui et al.	2013	Terres arables (Taïwan).	Subtropical	0-50 cm	(12.4 ± 5.49 kg m ⁻²) (9.49 ± 5.12 kg m ⁻²) (8.17 ± 4.99 kg m ⁻²)
Bounouara et al.	2017	Les sols de montagne (Skikda, Algérie).	Subhumide	0-30 cm 30-100 cm	100 t ha ⁻¹ 168 t ha ⁻¹
Saïdou et al.	2012	Sols des systèmes agro-forestiers à karité et néré (Zone soudanienne du Bénin).	Équatorial	0-30 cm	5,85 t ha ⁻¹
Bernoux et al.	2005	Les sols du Brésil.	Tempéré	0-30 cm	36 400 ± 3 400 Mt

Synthèse Bibliographique sur les réserves organiques des sols

Amthor	1998	Sols des forêts tempérées (USA).	Tempéré	0-1m	122,7 t.ha ⁻¹
Lettens et al.	2008	(Belgique) Forêts de feuillus Forêts de conifères Forêts mixtes	Tempéré	0-1m	148 t.ha ⁻¹ 155 t.ha ⁻¹ 152 t.ha ⁻¹
Rojasm et al.	2012	(Espagne) Cultures permanentes Forêts Terres arables	Méditerranéen	0-75 cm	52,2 t.ha ⁻¹ 47,8 t.ha ⁻¹ 58,3 t.ha ⁻¹
Albrecht et Kandji	2003	(Kenya) Système agro-forestier	Tropical	0-30 cm	12 à 228 t.ha ⁻¹ moyenne : 95 t.ha ⁻¹
Pila et al.	2013	(Croatie) Forêts Terres agricoles	/	/	241,93 Mt 270,46 Mt
Reeder et al.	2004	Steppes du Colorado (USA) Fourrés du Cap (Afrique du Sud)	Semi-arides	0-90 cm	64 Mg. ha ⁻¹
Mills et al.	2005				133 Mg.ha ⁻¹
Feng et al.	2002	(Chine) Bassin du Junggar Bassin du Tarim	Aride	/	1,7 à 14,8 Mg.ha ⁻¹ 0,6 à 20,1 Mg.ha ⁻¹
Shrestha et Stahl	2008	(Chili) Steppes du Wyoming	Aride	0-15 cm	5,8 à 15,7 Mg.ha ⁻¹
Singh et al.	2007	(Inde) Région du Rajastha	Aride Semi-aride	0-1m	2,3 Pg
Brahim et al.	2010	Les sols tunisiens	Semi-aride	0-30 cm	405,44 Tg

Synthèse Bibliographique sur les réserves organiques des sols

	2011			0-1m	1 006,71 Tg
Perez-Quesada et al.	2011	(Coquimbo, Chili) Sous plantation d'Acacia Sous végétation naturelle	Aride	0-30 cm	21,1 Mg.ha ⁻¹ 36,5 Mg.ha ⁻¹
Arrouays et al.	2002	France	Méditerranéen	/	30 à 90 tC.ha ⁻¹
Grinand et al.	2009	Madagascar	Aride	0-30 cm	51.8 Mg C.ha ⁻¹
Hernanz et al.	2002	Espagne centrale	Semi-aride Méditerranéen	0-40 cm	40 Mg. ha ⁻¹

Description de la zone d'étude

Suite à la synthèse bibliographique réalisée sur le stockage du carbone organique dans le sol, il a été essentiellement constaté que la distribution de ce dernier dans le sol n'était pas aléatoire mais plutôt influencée par plusieurs paramètres qui diffèrent d'un écosystème à l'autre. C'est pour cette raison que nous nous intéressons dans ce chapitre à la description des principaux facteurs écologiques qui caractérisent notre zone d'étude et ce en se basant sur les multiples travaux de recherches qui ont été précédemment réalisées.

Effectivement, les Monts de Tessala ont fait l'objet de multiples études et travaux de recherche portant essentiellement sur la végétation (Benyahia et al.2001 ;Bouklikha,2001 ;Ferka zazou, 2006 ; Baraka, 2008 ; Cherifi et al., 2009 ; Bouzidi et al., 2009, Bachir bouiadjra et al. ; 2011, Saidi,2017) c'est entre autres pour cette raison que notre choix s'est porté sur cette zone qui constitue à notre sens un bon exemple d'étude du stock de carbone dans les sols puisque cette dernière présente une diversité floristique, édaphique et géomorphologique relativement importante qu'il est de notre devoir de protéger.

1. Situation géographique

La wilaya de Sidi Bel Abbès se trouve au Nord-Ouest de l'Algérie à environ 80 km de la wilaya d'Oran. Elle est située sur la Mékerra, à 486 m d'altitude, au centre d'une vaste plaine comprise entre le djébel Tessala au Nord et les monts de Daya au Sud. Sidi-Bel-Abbès était connue comme base du premier régiment de la légion étrangère. La wilaya occupe une position centrale stratégique et s'étend sur environ 15% du territoire de la région Nord-Ouest du pays soit 9150,63 km². Elle est considérée comme relais de par son emplacement privilégié dans la mesure où elle est traversée par les principaux axes routiers de cette partie du pays.

La wilaya de Sidi Bel Abbas est délimitée comme suit :

- Nord par la wilaya d'Oran.
- Nord-Ouest par la wilaya d'Ain Témouchent.
- Nord-est par la wilaya de Mascara.
- Ouest par la wilaya de Tlemcen.
- Est par les wilayas de Mascara et Saida.

Description de la zone d'étude

- Sud par les wilayas de Nâama et El-Bayad.
- Sud-est par la wilaya de Saida.



Figure 01 : Localisation de la wilaya de Sidi Bel Abbes (Google Earth Pro 2021)

Administrativement, la wilaya de Sidi Bel Abbes compte 52 communes regroupées en 15 Daïras, qui renferment 604 744 habitants avec une densité de 66 hab/km² (ONS ,2008). Le taux de croissance démographique est de plus 1,72% durant l'année 2010. La région de Sidi Bel Abbes est caractérisée par un climat méditerranéen et elle appartient à l'étage bioclimatique semi-aride à tendance continentale : hiver humide et froid, été sec et chaud, saisons intermédiaires courtes. (Bennabi F et al ,2012)

2. Localisation de la zone d'étude

La commune de Tessala fait partie d'un ensemble de communes montagneuses à cheval entre trois wilayas (Sidi Bel Abbes, Oran et Ain Témouchent) (figure 03), elle couvre une superficie de 11.824 ha et regroupe une population estimée par la DPAT à 7222 habitants, soit une densité de 61 hab/km², équivalente à la moyenne de la wilaya (62 hab/km²).

Description de la zone d'étude

Tessala s'éloigne du chef lieu de la wilaya d'environ 10 Km et est traversée par l'axe routier RN°95 reliant Sidi Bel Abbas à Témouchent. Elle s'inscrit entre les coordonnées

géographiques suivantes : $X1= 35^{\circ}17'20.34''$, $Y1= 0^{\circ}51'54.67''$

$X2= 35^{\circ}20'31.04''$, $Y2= 0^{\circ}42'54.96''$

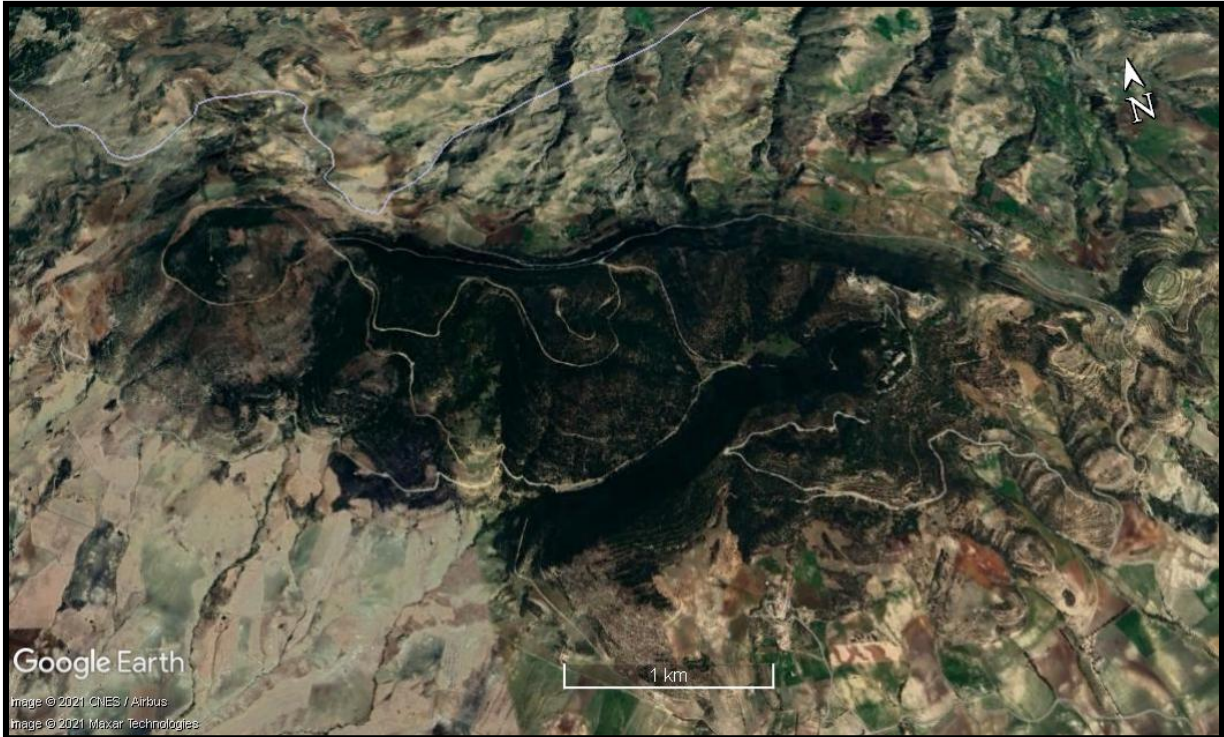


Figure 02 : Localisation du mont Tessala (Google Earth Pro. 2021)

Elle est délimitée :

- ❖ Au Nord par les communes de Sidi Boumédiène et Oued Sebbah, toute deux appartenant à la wilaya d'Ain Témouchent.
- ❖ À l'Ouest par la commune de Sehala.
- ❖ À l'Est de la commune de Ain Thrid.
- ❖ Au Sud de la commune de Sidi Lahcen

Description de la zone d'étude

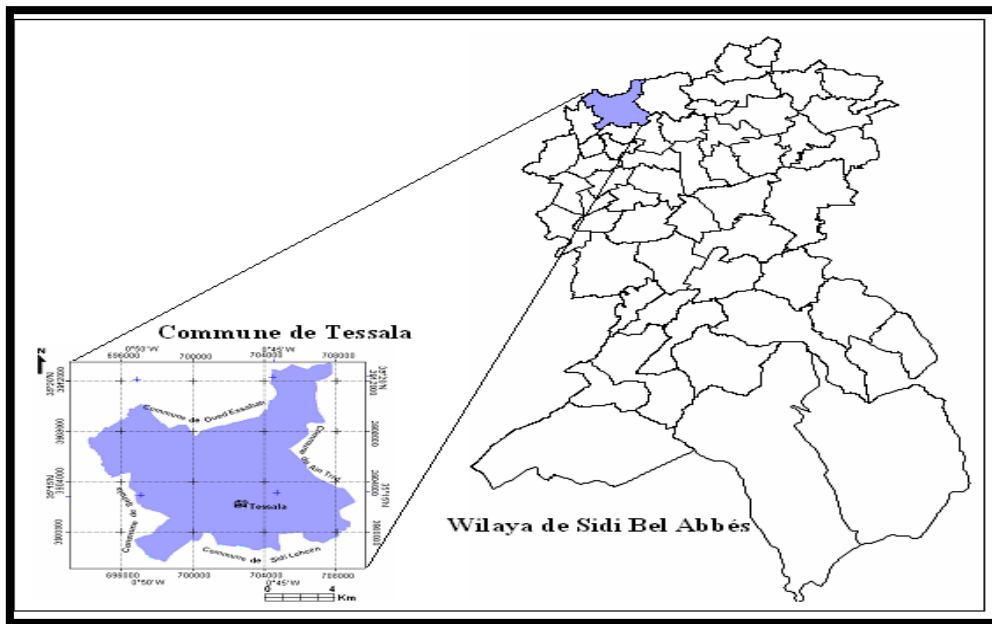


Figure 03 : Localisation de la zone d'étude (Ferka Zazou, 2006).

3. Le milieu physique

3.1 Le Climat

Plusieurs travaux ont traité du climat et du bioclimat. Ces travaux ont été réalisés sur l'Algérie en général (Seltzer, 1946 ; Chaumont, et al., 1971 ; Stewart, et al., 1975 ; Houerou et al., 1977) Ces auteurs s'accordent à reconnaître l'intégration du climat algérien au climat méditerranéen.

Selon Alcaraz (1982), le climat de l'Oranie s'avère partout méditerranéen, soit des précipitations de courte durée avec un premier pic en automne ou au début de l'hiver et un deuxième au printemps et se caractérise surtout par une sécheresse estivale. L'orographie générale du pays paraît conditionner le climat, la position latitudinale relativement basse interviendrait aussi à un degré moindre.

De manière générale, la zone des monts Tessala abrite un climat de type méditerranéen comme tout l'ouest du Nord Algérien caractérisé par :

- La concentration de pluies pendant la période froide (automne et hiver).
- Une sécheresse apparente pendant les mois les plus chauds (été).

Description de la zone d'étude

3.1.1 Le régime des précipitations

Selon l'ONM de SBA (2014), la moyenne annuelle des pluies est relativement faible pour la région de Sidi Bel Abbès. Les hauteurs de pluies enregistrées excèdent rarement les 400 mm par an, seulement quatre fois au cours de la période allant de 1999 à 2009.

Tableau 02 : Classes pluviométriques et importance en hectare (BNEDER, 2007).

Classes pluviométriques	Surface (Ha)	Pourcentage (%)
700 à 800 mm	1898	3,83
600 à 700 mm	11656	23,54
500 à 600 mm	18854	38,08
400 à 500 mm	16918	34,17
300 à 400 mm	182	0,37
Total	49508	100

La pluviométrie dans les monts Tessala se caractérise par trois grandes catégories qui sont :

-Un taux de précipitation allant de 400 à 600 mm couvrant une superficie de 35772 ha, c'est la plus Grande superficie soit 72% de la superficie totale des monts Tessala.

-Un taux de précipitation qui varie entre 600 à 700 mm et qui occupe une superficie de 11656 ha, soit environ 24% de la superficie totale.

-Un taux de précipitation supérieur à 700 mm qui couvre une superficie moindre équivalente à 1898 ha, soit environ 4% de la superficie totale.

L'analyse de l'évolution des précipitations entre les données de Seltzer (1913-1938) (figure 04), les données de l'ONM (2016) et les données de la période (2000-2018) mis en évidence

Description de la zone d'étude

dans le tableau 03 et la figure 04 mettent en exergue la sécheresse qui touche les monts Tessala.

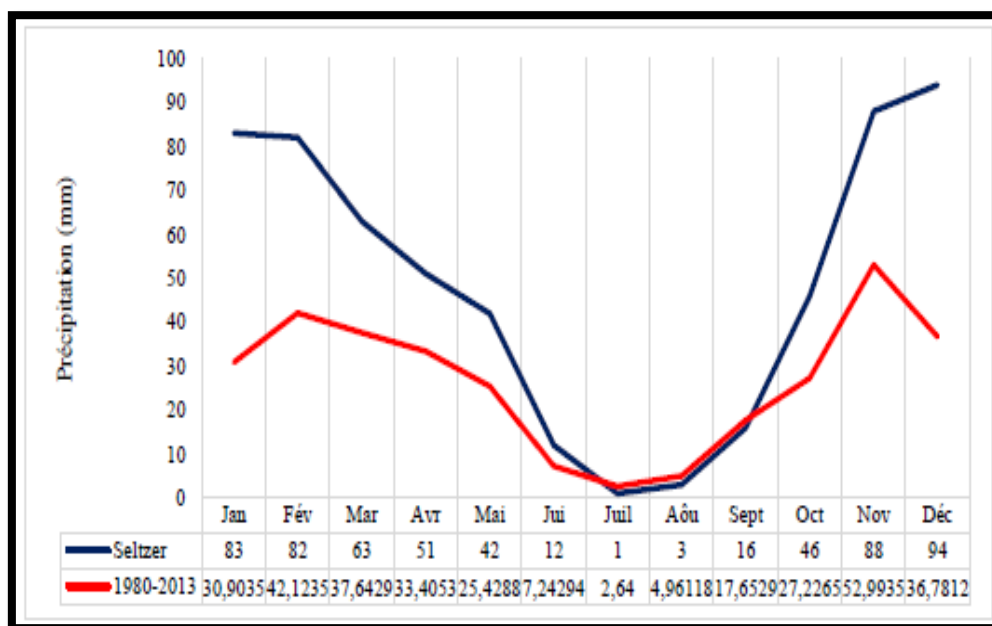


Figure 04 : Répartition saisonnière des pluies (wilaya de Sidi Bel Abbès) (ONM, 2015)

Tableau 03 : Précipitations mensuelle moyennes de la période (2000-2018)

Mois	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
P (mm)	54,85	40,21	35,64	29,53	24,13	10,1	1,75	7,57	18,07	42,33	51,05	55,71

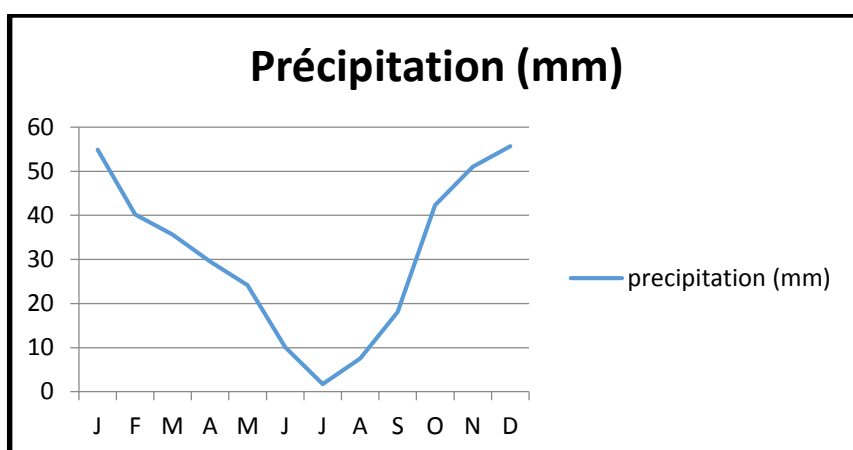


Figure 05 : Répartition saisonnière des pluies de la période (2000-2018)

(Wilaya de Sidi Bel Abbès)

Description de la zone d'étude

Les données pluviométriques, chronique de 2000 à 2018, de la station de Sidi Bel Abbes montrent que 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 et le mois de Juillet le moins pluvieux avec moins de 10 mm (Figure 05).

3.1.2. Le régime des températures

La température dépend de la latitude, de l'altitude (Emberger, 1954), des masses d'eau, de la couverture végétale, de la nébulosité et du type de sol. Selon l'ONM (2015) les températures moyennes enregistrent durant la période (1980-2013) un maximum de 35,45C° au mois d'Août et un minimum de 2.4C° au mois de Janvier.

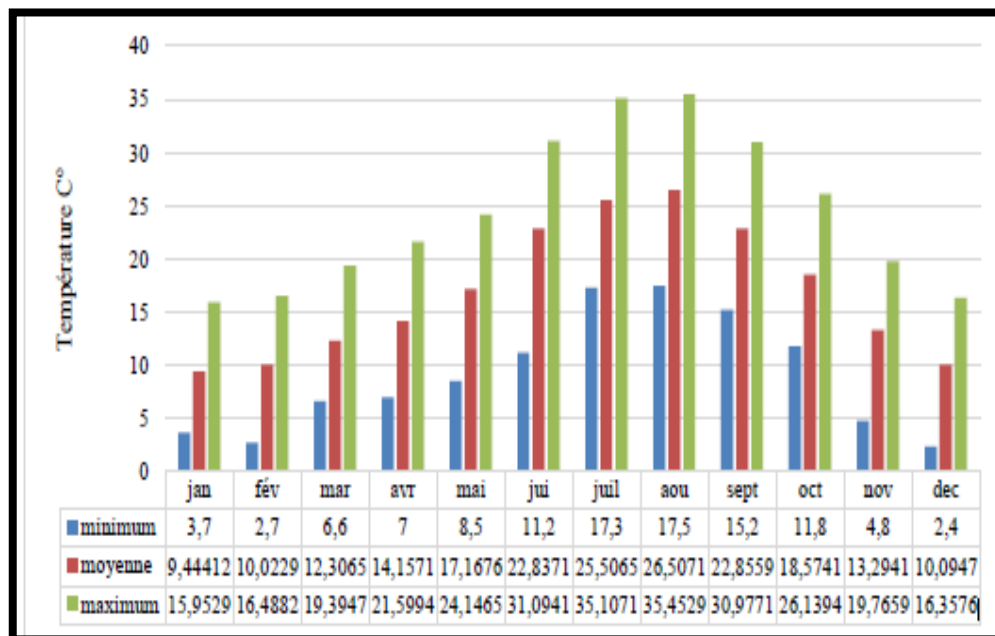


Figure 06 : Variations des températures moyennes mensuelles minimales et maximales durant la période (1980-2013) (ONM, 2015)

Description de la zone d'étude

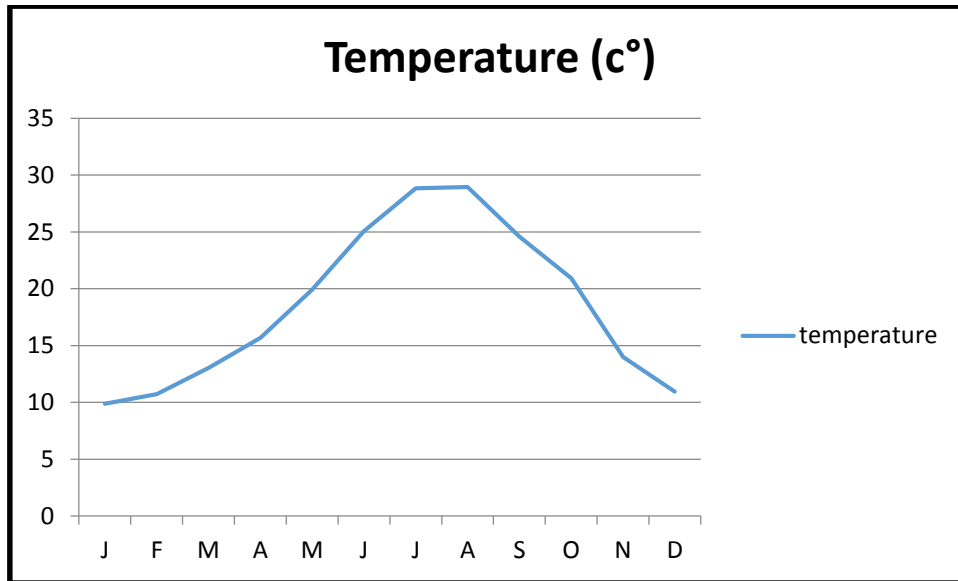


Figure 07 : Variations des températures moyennes mensuelles minimales et maximales durant la période (2000-2018).

On remarque à partir des variations des température moyenne mensuelles de la période allant de 2000 à 2018 (station de Sidi Bel Abbes) que la température moyenne maximale est de 28.86 C° au mois d'Aout tandis que la température moyenne minimale est de 9.88 C° au mois de Janvier.

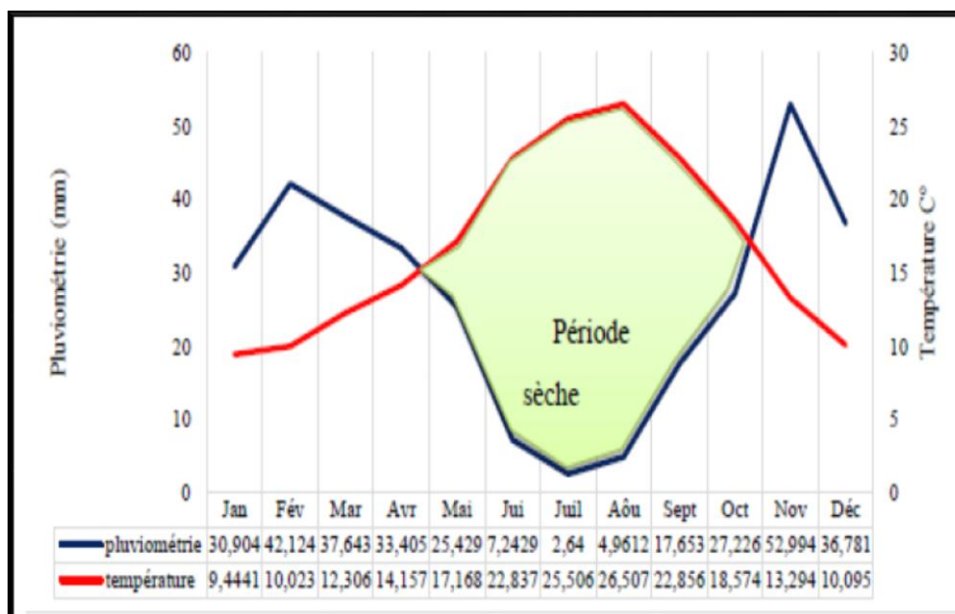


Figure 08 : Diagramme ombrothermique de la station de Sidi Bel Abbes (ONM, 2015).

Description de la zone d'étude

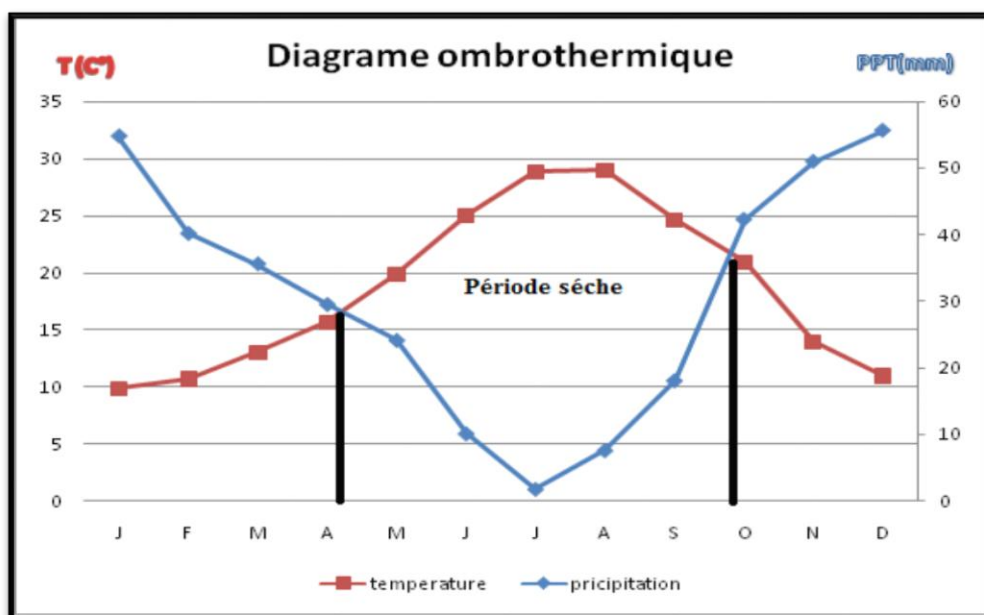


Figure 09 : Diagramme ombrothermique de la station de Sidi Bel Abbès (2000-2018)

(ONM, 2018)

La durée de la saison sèche est en moyenne de 6 mois, elle couvre la première semaine du mois d'Avril jusqu'au mois d'octobre environ.

Climagramme d'Emberger :

Le système d'Emberger (1971) propose un quotient pluviométrique « Q_2 » pour l'analyse des formes climatiques méditerranéennes. Il part du principe que les précipitations annuelles (P) sont le moyen le plus simple pour caractériser la sécheresse et que la vie d'un végétal se déroule entre deux pôles thermiques ; la moyenne des maxima du mois le plus chaud (M) et la moyenne des minima du mois le plus froid (m).

Ce quotient nous permet de situer schématiquement notre zone d'étude en fonction des étages de végétation sur le climatogramme pluviométrique d'Emberger (figure 10).

$$Q_2 = \frac{2000P}{M - m}$$

Q : Quotient pluviométrique.

P : Précipitations moyenne annuelle en (mm).

Description de la zone d'étude

M : Moyenne des maxima du mois le plus chaud en (°K).

m : Moyenne des minima du mois le plus froid en (°K).

La valeur du quotient d'Emberger $Q_2 = 35.75$ ce qui explique que la zone est située dans un étage bioclimatique semi-aride inférieur à hiver frais.

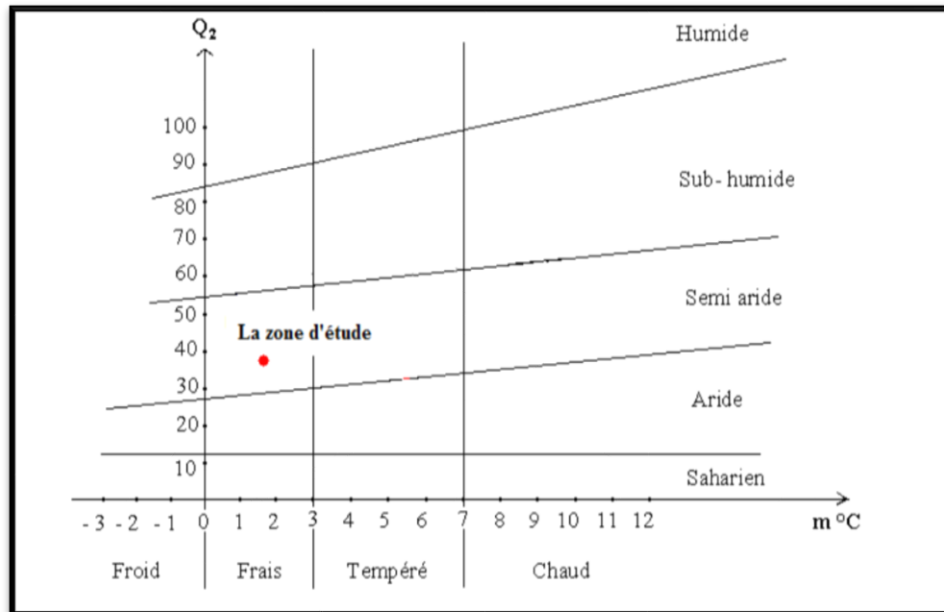


Figure 10 : Climagramme pluviothermique du quotient d'Emberger (Q_2) des monts de Tessala et de BeniChougrane (Belahcene, 2019).

L'indice d'aridité de DEMARTONE :

L'indice d'aridité de la région, déterminé selon la formule de (Demartone, 1983) est estimé à 12.7, définit un régime semi-aride qui se caractérise par un écoulement temporaire de l'eau induisant une irrigation obligatoire des cultures.

Indice de DEMARTONE $I = P / (T + 10)$

Où : **P** : Précipitation moyenne annuelles en (mm).

T : Température moyenne annuelle en (°C).

$I=12.7$

Description de la zone d'étude

Tableau 04 : Répartition des climats selon l'indice d'aridité de MARTONE (Jaranoff, D. 1939)

Indice d'aridité I	Le climat
$20 < I < 30$	Climat tempéré
$10 < I < 20$	Climat semi-aride
$7.5 < I < 10$	Climat steppique
$5 < I < 7.5$	Climat désertique
$1 < I < 5$	Climat Hyperaride

La valeur de l'indice d'aridité de DEMARTONE ($I=12.7$) révèle que la zone d'étude est caractérisée par un climat semi-aride.

L'utilisation du quotient pluviothermique d'Emberger dont l'application est propre aux régions méditerranéennes permet de classer la commune de Tessala dans l'étage bioclimatique semi-aride inférieur à hiver frais. Cette classification repose sur une moyenne de 21 ans, temps nécessaire pour une caractérisation relativement fiable du climat de la région.

En conclusion, le climat des monts de Tessala est caractérisé par :

- (1) Une pluviométrie faible et irrégulière (400 à 600 mm/an).
- (2) Une période sèche assez longue de (la fin Avril à la mi-octobre)
- (3) Des températures fortes en saison estivale et basses en saison hivernale.

4. Hydrologie et hydrogéologie

La lithologie des structures physiques, généralement marneuses est d'une perméabilité faible. La majorité de ces formations, ne recèlent que de faibles réserves localisées dans les nappes superficielles. Le réseau hydrographique imposé par le paysage montagneux, malgré son aspect pluvial reste très dense. De même la surexploitation de cette nappe avec l'augmentation des prélèvements suite à la forte multiplication des puits agricoles et à la

Description de la zone d'étude

sècheresse qui sévit depuis une décennie, ne peut donner des débits appréciables (Benyahia et al., 2001).

En plus, les monts se constituent de plusieurs bassins versants :

➤ Bassin versant d'oued El Malek qui s'ouvre sur la mer, traverse la chaîne de Tessala suivant une pente du plateau avec oued Berkech et oued el Kellah. Les autres oueds constituent le bassin versant de la Sebkhah d'Oran.

➤ Au Sud, il se forme une barrière continue, sur toute la longueur délimitant ainsi le bassin versant de la Mekerra avec le sous bassin versant d'Oued Sarno. L'Oued El Mabtuh relie la Mekerra en drainant la plaine de Sidi Bel Abbas et en contournant le massif du Tessala avec Oued Sarno, Oued el Melah et AïnEl Berd.

➤ Un autre sous bassin versant apparaît du côté de Sidi Dahou. Parmi les bassins versants cités ci-dessus, il n'y a qu'un seul traversé par un cours d'eau permanent de grande importance qui est Oued Sarno et tous les autres Oueds sont relativement peu persistants, sans cours d'eau, à cause d'un manque d'alimentation adéquate ou d'une infiltration trop intense.

5. La géomorphologie

La géomorphologie est l'un des éléments les plus précieux de l'analyse cartographique dans les études de reconnaissance (Tricart, 1978 in Bachir Bouiadjra, 2013). C'est la science qui a pour objet la description et l'explication du relief terrestre, continental et sous-marin (Coque, 1977 in Bachir Bouiadjra, 2013). Selon (Cornet 2002 in Bachir Bouiadjra, 2013) les formes du relief ne sont jamais figées. Trois facteurs régissent et façonnent le relief : la tectonique, l'érosion et la lithologie. Il explique aussi que ces formes évoluent souvent de manière imperceptible (surrection, subsidence, certaines formes d'érosions), mais parfois aussi brutalement (séismes générant des escarpements de faille, certains processus d'érosion comme les glissements de terrains) (Bachir Bouiadjra, 2013).

Le relief des monts de Tessala se définit par une altitude moyenne de 585 m, avec un point culminant à 1061m. C'est un paysage montagneux et accidenté avec des pentes fortes accentuées par un ravinement très marqué de nombreux oueds et affluents traversent ces versants et transportent ainsi des matériaux caillouteux. Ces derniers sont enfin déposés en aval au niveau de la plaine de Sidi Bel Abbas (Pouquet, 1952).

Description de la zone d'étude

5.1 Altitude

Les zones de montagnes couvrent une superficie totale de l'ordre de 2.250,37 km² soit 24,59% de la wilaya. Elles occupent au Nord, les monts de Tessala et de Beni Chougrane sur environ 864,20 km² et la partie centrale de la wilaya par les monts de Dhaya avec environ 1.386,16 km² (ANAT ,1990).

La commune de Tessala est constituée d'unités topographiques hétérogènes. Les côtes varient largement, elles ont des valeurs maximales dans les parties sud-ouest (Djebel Tessala 1061m) la chaîne s'arrête abruptement à côté de la plaine de Mleta. Au sud et au Sud-est, s'étend la plaine de Sidi Bel Abbes dont les altitudes varient de 400 à 500 m, elle est caractérisée par un relief très peu accidenté. (Ferka Zazou, 2006)

Tableau 05 : Classes altimétriques et importance en hectare (BNEDER, 2007).

Classes Altimétriques	Surface (ha)	Pourcentage (%)
800 à 1000 m	1181	2,39
600 à 800 m	9189	18,56
400 à 600 m	23092	46,64
200 à 400 m	14407	29,10
0 à 200 m	1639	3,31
Total	49508	100

-Les moyennes montagnes à altitudes dominantes situées entre 200 et 600 m représentent 37499 ha soit 76% de la superficie totale.

- Les hautes montagnes à altitudes variant entre 600 à 1000 m représentent une surface de 10370 ha soit 21% de la superficie totale.

-Les basses montagnes à altitudes ne dépassant pas les 200 m occupant la plus faible superficie avec 1639 ha, soit environ 3% de la surface totale.

Description de la zone d'étude

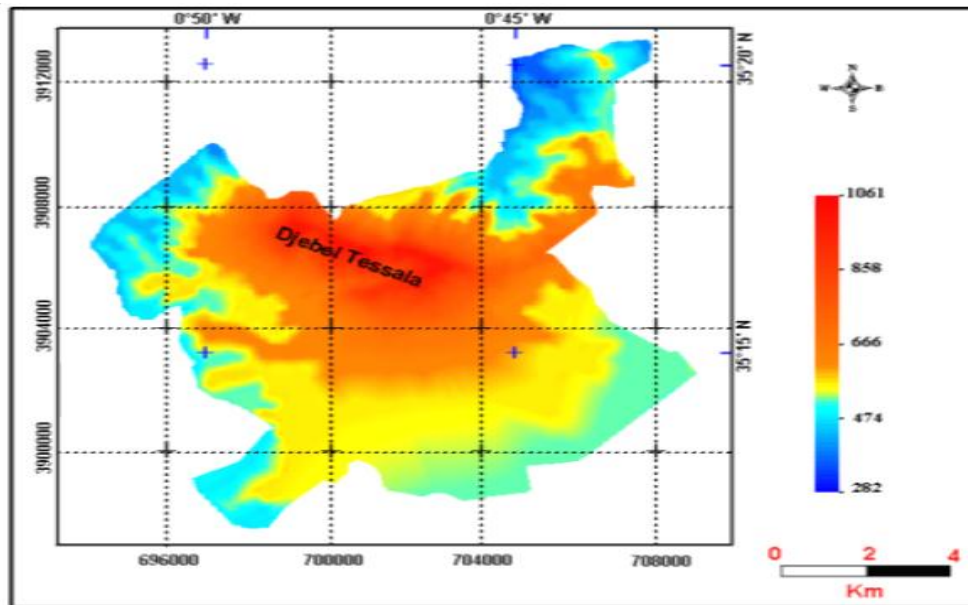


Figure 11 : Carte hypsométrique de la zone d'étude (Carte établie par le logiciel MapInfo Professional Version 6.5) (Cherifi, 2013).

5.2 Les pentes

La morphologie des pentes est tributaire de la structure asymétrique des monts de Tessala. La pente au sud se caractérise par un relief doux avec des oueds saisonniers et des ravins plus profonds, par contres vers le Nord elle est caractérisée par des vallées profondes, étroites et des oueds permanents ainsi que des entailles nettement visibles dans les ravins (BNEDER., 1990). Quatre classes de pentes marquent le paysage des monts de Tessala (Tableau 06).

Tableau 06 : Classe des pentes et importance en hectare.

Classe de pentes	0-30 %	3-12%	12-25%	Plus de 25 %	Total
Superficie (ha)	394	1869	4728	2920	9910 ha
Pourcentage (%)	4	19	48	29	100%

➤ La classe de pente supérieure à 25% occupe 2920 ha et reste localisée dans une série de petits massifs dont les pentes sont très accentuées, c'est le cas du djebel Tessala.

Description de la zone d'étude

➤ La classe de pente allant de 12 à 25% occupe la plus forte superficie avec 48% et impose toute une orographie et une approche en matière d'utilisation de cet espace.

➤ La classe de pente variant de 3 à 12% occupe 19% de la superficie totale, elle est composée essentiellement d'une série de collines aux allures moutonnées et ondulées.

➤ La classe de pente située entre 0 à 3% n'est présente que sur 394 ha, elle constitue la zone de contact entre la plaine de Sidi bel Abbes, les collines et le massif de Tessala.

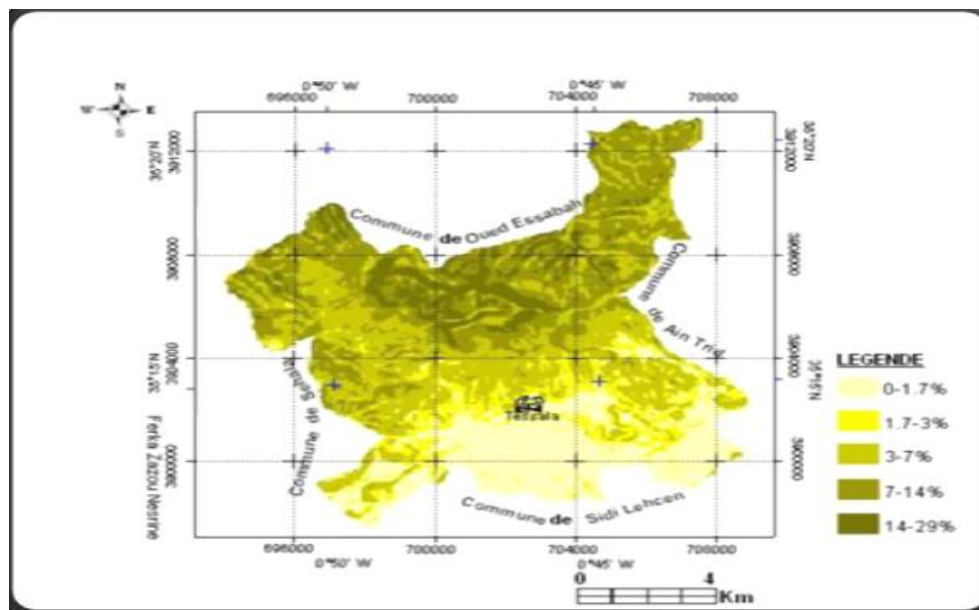


Figure12 : Carte des pentes de la commune de Tessala. (Ferka zazou 2008)

5.3 Exposition

Conjuguée à une altitude importante du point de vue impact sur les précipitations et la brise marine, l'exposition a un effet sur les conditions écologiques des monts de Tessala. Le versant Sud souffre d'une sécheresse prolongée (dépassant les 06 mois) et de sols relativement dégradés où dominent les argiles (Bouklikha, 2001).

Le versant Nord bénéficie de conditions climatiques et édaphiques plus clémentes, une brise marine avec ses effets adoucissants en été, une faible évaporation, des sols relativement équilibrés et une pluviométrie intéressante (Benyahia et *al.* 2001 ; Ferka Zazou et *al.*, 2006 ; Cherifi et *al.*, 2011).

Description de la zone d'étude

6. La géologie

Selon Pouquet (1952), Les monts de Tessala sont une des chaînes importantes de l'Atlas tellien d'Algérie au Sud et au Sud-ouest d'Oran allongés sur une centaine de kilomètres entre la basse Tafna et l'oued Tlelat, ils se dressent au-dessus des collines d'Ain Témouchent et de la plaine de sebkha d'Oran (la Mléta) au Nord, le cours bas Isser et la plaine de Sidi Bel Abbas au sud. Ils donnent des reliefs assez modestes, de 500 à 1000 m d'altitude, où le Mont Tessala culmine à 1061m. Le paysage y dessine une morphologie accidentée avec de fortes pentes, dépassant les 50%, accentuées par un ravinement très marqué. En effet, ces versants sont disséqués par un nombre important d'oueds et affluents qui transportent des matériaux fins et caillouteux pour les déposer en aval, au niveau de la plaine de Sidi Bel Abbas.

Dans la commune de Tessala les formations géologiques prédominantes sont les marnes, les argiles et les grés tendres du Néogène sur les marnes et les calcaire marneux du paléogène et du crétacé (Bouklikha, 2001) ces formations changent d'un endroit à l'autre.

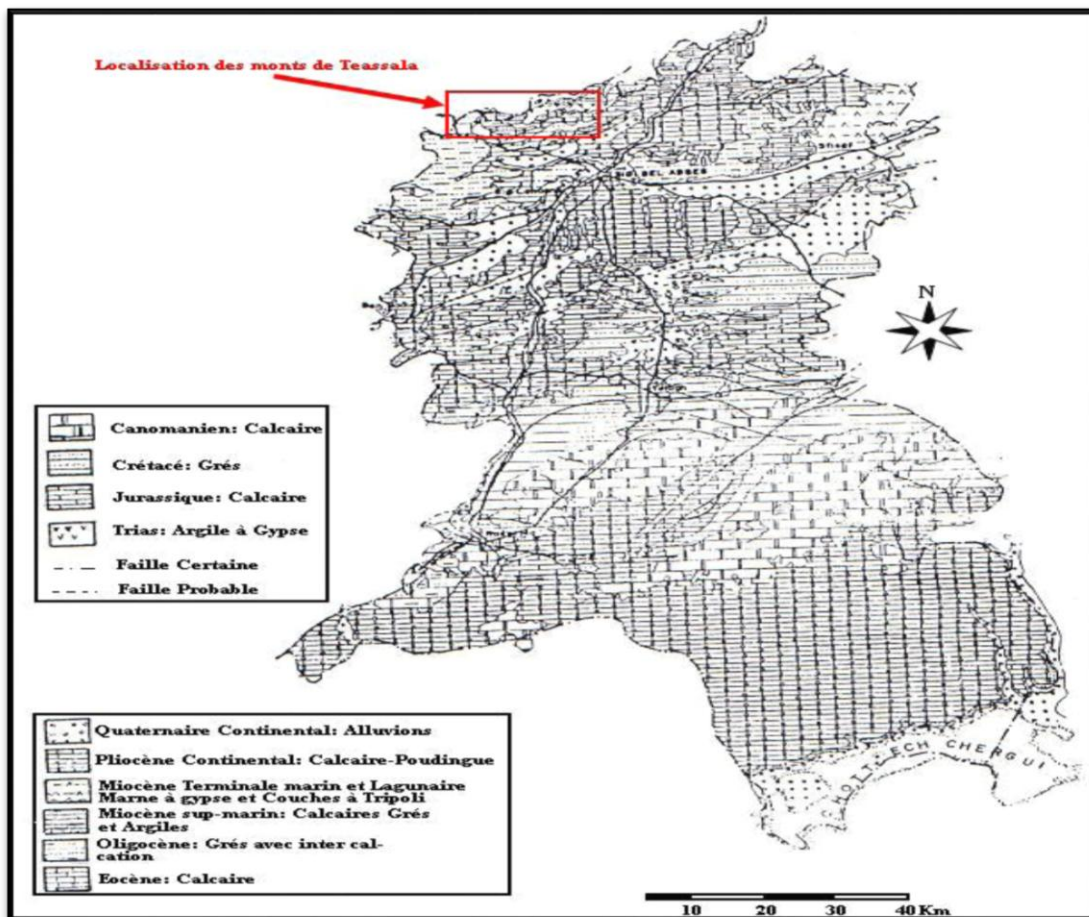


Figure 13 : Carte géologique de la willaya de Sidi Bel Abbas (Kiekken, 1962)

Description de la zone d'étude

Selon BNEDER, (1991) et INSID, (2003), les principales unités lithologiques sont représentées par ; les marnes, les marnes calcaires et les marnes argileuses, elles sont rencontrées surtout dans la partie Nord et Nord-ouest. Le calcaire marneux, grés et marnes calcaires de l'écène, se trouvent surtout dans la partie Sud-est. Les marnes grises sont localisées dans la partie extrême Sud, au niveau des piedmonts. Les substrats les moins représentés dans la région d'étude sont les marnes finement sableuses, ils sont localisés dans la partie Sud-ouest, au niveau des collines et piedmonts.

Argilite, gypses, dolomies noires, et ophites sont localisés au niveau du haut versant Nord du Mont Tessala sous matorral.

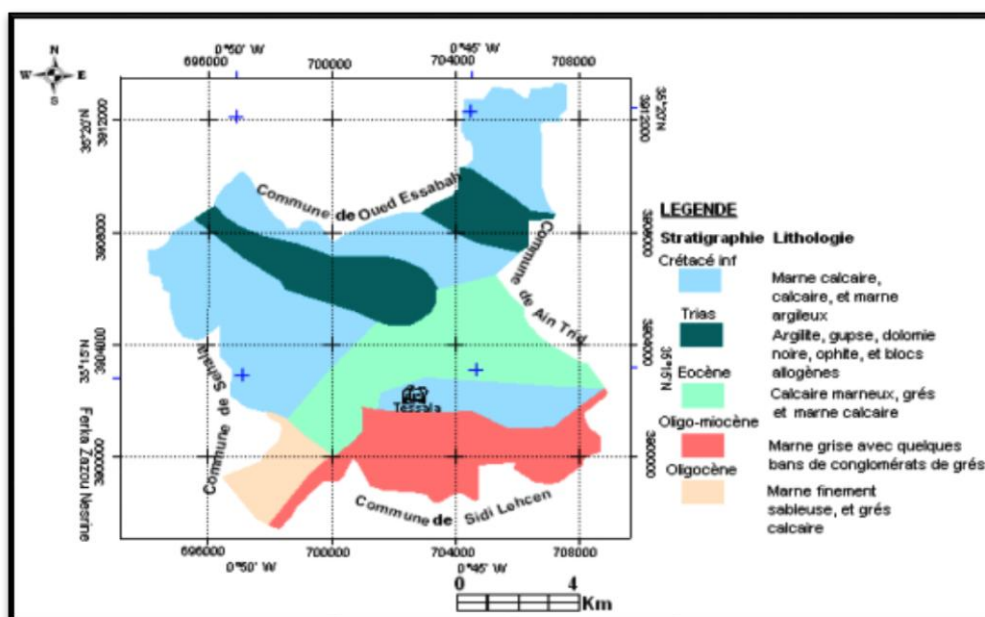


Figure14 : Carte des principales unités lithologiques de la commune de Tessala (Ferka-Zazou, 2006).

7. Caractéristiques pédologiques

Dans la commune de Tessala les sols revêtent un caractère important puisque la zone est de prévalence agricole (Ferka-Zazou,2006). Les différents types de sols de la commune de Tessala sont illustrés sur la figure 14 et se résument comme suit :

Description de la zone d'étude

7.1. Les sols à sesquioxydes de Fer :

Ce sont des sols rouges ou bruns rouges, leur profondeur varie de 50 à 80 cm. Leur texture est en général équilibrée et leur structure grumeleuse. Ces sols sont occupés par une grande partie de céréales, fourrages, ils peuvent représenter une grande valeur agricole.

7.2. Les sols bruns calcaires :

Leur profondeur est inférieure à 50 cm, de texture lourde et de structure polyédrique. Les pierres de surface y sont nombreuses. Ces sols portent des céréales, jachères. Cependant les pratiques culturales, surtout sur forte pente ont tendance à aggraver les phénomènes d'érosion.

7.3. Les Vertisols:

Ce sont des sols lourds à couleur noirâtre ou brun foncé, leur texture est limono argileuse et leur structure est généralement grumeleuse. Leur profondeur varie entre 30 et 50 cm, parfois ils dépassent les 50 cm. Ils sont localisés aux bas versants et sont colonisés par des céréales, des fourrages et de la jachère, tandis que l'arboriculture et la viticulture occupent des surfaces réduites.

7.4. Les lithosols et les régosols :

Se localisent sur les versants à forte pente avec une profondeur ne dépassant qu'exceptionnellement les 30cm.

Description de la zone d'étude

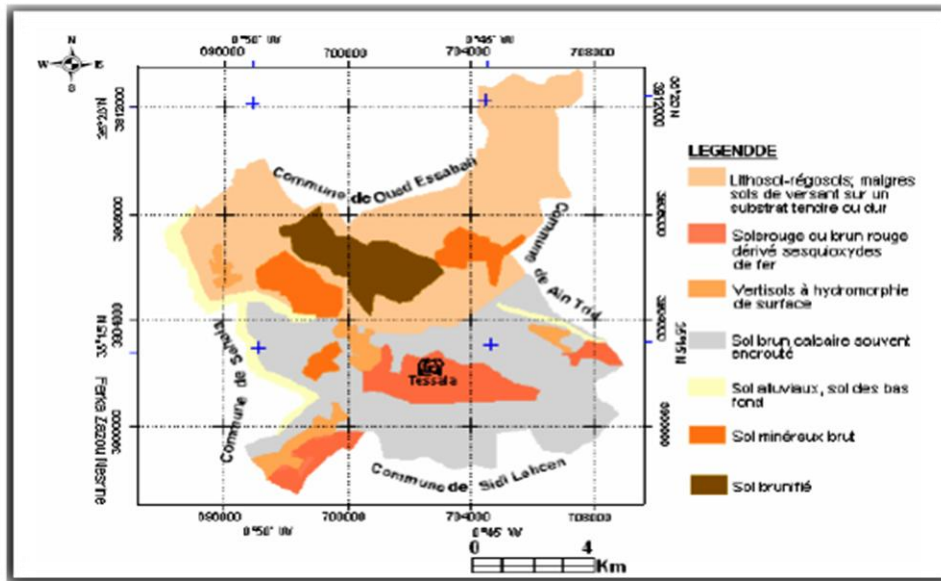


Figure 15 : Carte des principales unités pédologiques de la commune de Tessala (Ferka-Zazou, 2006).

8. Etagement des sols

8.1 Les hauts versants

On trouve les lithosols, les régosols et quelques rendzines. Les sols bruns ainsi que les sols minéraux bruts sont peu représentés. Ce sont les zones les plus touchées par l'érosion.

8.2 Les versants médians

Présence de relief élevé, avec une texture très argileuse et une roche mère marnocalcaire.

8.3 Les bas versants et les collines

Les sols calcaires dominent en parallèle avec les sols bruns rouges et se localisent surtout dans les collines ou dans la plaine et remontent en quelques endroits jusqu'au sommet des monts de Tessala.

* Globalement, cette répartition des sols est intimement liée aux conditions orographiques (Agencement du relief, altitude et pente), et lithologiques de même que la morpho-dynamique se calque à la répartition des sols.

Description de la zone d'étude

9. La végétation

9.1 Richesse floristique en Algérie

L'Afrique du Nord qui ne constitue qu'une partie du monde méditerranéen (environ 15 %) ne possède actuellement pas de bilan précis relatif au nombre d'espèces végétales existantes de 5000 à 5300. (Quézel, 2000).

L'Algérie comme tous les pays méditerranéens, est concerné et menacé par la régression des ressources pastorales et forestières (Bestaoui., 2001). Ses travaux ont fait l'objet de plusieurs études, parmi ces dernières nous pouvons citer celle de Tradescant (1960), Alcaraz, (1980) ainsi que Battandier et Trabut (1888-1889).

En 1962, Quézel et Santa ont estimé la flore algérienne à 3139 espèces dont 700 sont endémiques. Médail et Quézel (1997) ont recensé environ 3800 espèces au Maroc méditerranéen, 3150 en Algérie méditerranéenne et 1600 en Tunisie méditerranéenne. Le nombre approximatif des endémiques étant respectivement de 900, 320 et 39.

Selon Yahi et Benhouhou (2011), la flore algérienne comprend environ 4000 taxons (exactement 3994 taxons) répartis sur 131 familles botaniques et 917 genres où 464 taxons sont des endémiques nationales (387 espèces, sous-espèces 53 et 24 variétés).

9.2. Formations végétales des monts Tessala

Les formations végétales constituent d'importants réservoirs de carbone en interaction permanente avec l'atmosphère et sensibles aux éléments extérieurs dont les activités anthropiques (Gnanglè et al. 2012). Le carbone provient directement du prélèvement dans l'atmosphère du CO₂ et se retrouve au niveau de la végétation, la matière organique morte (litière) et dans le sol en particulier dans la matière organique. Les formations végétales deviennent alors des sources de gaz à effet de serre quand elles sont en dégradation.

Occupation des sols :

Les principaux espaces caractérisant le milieu biotique de la commune de Tessala sont de trois types, on peut distinguer :

- L'espace agricole (plantations agricoles).
- L'espace forestier (végétation naturelle, reboisements).
- L'espace inculte (espaces non exploités).

Description de la zone d'étude

9.2.1. Les cultures annuelles

Occupent presque la quasi-totalité des collines où les pentes sont de l'ordre de 3 à 25%. Les terres destinées à la céréaliculture s'étendent sur plus de 5000 ha, soit plus de 54% de la superficie des monts (Benyahia, 2001 ; Ferka Zazou, 2006 ; Cherifi, 2009 ; Bouzidi, 2009).

9.2.2. Les cultures pérennes

La vigne ne représente que de 4.4% de la surface agricole utile et constitue un exemple parfait de la mauvaise utilisation des sols dans la zone montagneuse calcaire. Le vignoble reste encore exploité comme une culture traditionnelle alors qu'il doit être un moyen de lutte contre l'érosion sur les terrains à faibles potentialités. En plus l'arboriculture n'occupe que 2% de la superficie totale avec la dominance de l'amandier se caractérisant par un âge assez avancé avec un dépérissement important (Ferka Zazou, 2006 ; Cherifi, 2009 ; Bouzidi, 2009).

9.2.3. Les terres incultes et en jachères

Les parcours couvrent une superficie de 5250 ha soit 50% de la surface totale de la zone d'étude, ils se localisent à l'extrémité Nord et notamment dans les communes de Tessala, Ain Trid. Ils colonisent essentiellement les terrains en pente à faible stabilité (Ferka Zazou, 2006 ; Cherifi, 2009 ; Bouzidi, 2009).

9.2.4. Les formations forestières

L'espace forestier des monts de Tessala occupe une place relativement importante, avec 2.959 ha, soit 7.69 % de la superficie totale. Néanmoins, il faut dire que plus de 88% de ces terres sont colonisées par des maquis, dont plus de 1.800 ha sont des maquis clairs ou broussailles. Selon Cherifi (2011), les formations végétales dans les monts de Tessala sont représentées par trois strates dominées par les espèces citées ci-dessous :

Une strate arborescente : (*Pinus halepensis*, *Quercus ilex*, *Quercus coccifera*, *Arbutus unedo*, *Ceratonia siliqua*, *Olea europea*, *Eucalyptus sp.*).

Description de la zone d'étude

Une strate arbustive : (*Pistacialentiscus*, *Pistaciaterebinthus*, *Celstisaustalis*, *Phillyreaangustifolia*, *Crataegus oxyacantha*, *Neriumoleander*, *Rhamnus alatenus*, *Rosa sempervirens*).

Une strate buissonnante : (*Rubus caestus*, *Daphnegnidium*, *Calycotomevillosa*, *Ampelodesma mauritanica*, *Asparagus acutifolius*, *Asphodelus microcarpus*, *Chaemerops humilis*, *Cistus salvifolius*, *Artemesiasp*, *Stipa tenacissima*, *Smilax aspera*, *Laurusmobils*).

Certain travaux menés par Ferka Zazou (2006); Cherifi(2008) et Bouzidi (2009) ont permis de récapituler les espèces forestières des monts de Tessala comme suit :

Les forêts des monts de Tessala constituent un ensemble hétérogène, plus au moins dégradées occupant une très faible superficie avec 65 ha soit 0.17% de la surface totale de la zone. Ces dernières sont constituées essentiellement d'eucalyptus, de pin d'Alep et de chêne vert.

• Les maquis denses

Les maquis denses s'étendent sur 781 ha, soit 2.03% de la superficie totale du périmètre étudié. Ils sont composés essentiellement d'une strate arbustive avec quelques reboisements en pin d'Alep sur le versant sud du massif.

• Les maquis clairs

Cette formation végétale occupe une place plus importante, plus de 1.800 ha, soit un peu plus de 4.5% de la superficie totale du périmètre d'étude, ces derniers se présentent souvent sous forme de broussaille. Les principales espèces qui caractérisent cette formation se résument comme suit : *Daphnegnidium*, *Calycotome spinosa*, *Ampelodesma mauritanica*, *Asparagus acutifolius*, *Asphodelus microcarpus*, *Chamaerops humilis*, *Stipa tenacissima* et *Urginea sp*.

• Les reboisements

Les reboisements effectués dans le périmètre s'étendent sur 273 ha, soit 0.17% de la superficie totale. Ces reboisements sont constitués essentiellement de pin d'Alep, d'Acacia, d'Eucalyptus, de caroubier (*Ceratoniasiliqua*), de tamarix (*Tamarix gallica*) et d'Olivier (*Olea europea*), en matière de taux de réussite de ces boisements, il faut noter qu'avec

Description de la zone d'étude

environ 12 %, ce dernier reste malheureusement très faible, ceci est certainement dû au non suivie des travaux ainsi qu'aux contraintes liées au sol et au relief.

La végétation constitue une source très importante du milieu physique. D'ailleurs elle n'est que le reflet de la qualité du sol et du climat (Benabdelli, 1996). Du point de vue floristique, les monts de Tessala présentent une diversité appréciable. Parmi les formations végétales qui s'y trouvent, nous distinguons selon (Bouzidi et al. 2009 ; Bouterfas et al. 2013 ; Cherifi et al., 2013 ; El bouhissi, 2014 et Chihab., 2018) :

1- Les formations pré-forestières à base de *Pinus halepensis*, *Quercus coccifera*, *Pistacia terebinthus*, *Quercus ilex*, *Pistacia lentiscus*, *Olea europea*, *Phillyrea angustifolia*, *Crateagus oxyacantha*, *Ceratoniasiliqua*, *Acacia pycnanta et cyanopphylla*, *Tamarix gallica*, et plusieurs variétés d'Eucalyptus qui sont localisées au niveau du versant Sud.

2- Les matorrals occupés essentiellement par des formations basses de chêne vert regroupant les espèces suivantes : *Quercus ilex*, *Pistacia lentiscus*, *Quercus coccifera*, *Crateagus oxyacantha*, *Daphnegnidium*, *Cistus salvifolius*, *Calycotome villosa*, *Calycotome spinosa*, *Ampelodesma mauritanica*, *Stipa tenacissima*).

3- Les formations basses représentées essentiellement par : *Daphnegnidium*, *Calycotome Spinosa*, *Ampelodesma mauritanica*, *Asparagus acutifolius*, *Asphodelu smicrocarpus*, *Chamaerops humilis*, *Stipa tenacissima* et *Urginea pancration*.

Il y a une hétérogénéité spatiale qui se traduit par une richesse spécifique reliée à la présence des différents types biologiques la prépondérance des therophytes qui renferment un taux de 35.59 %, La présence des héli cryptophytes avec un taux de 20.34 % peut être expliquée par la présence des sols plus au moins riche en matières organique, Les géophytes viennent au troisième rang et contribuent à 16.95 % de la flore (El bouhissi, 2014).

Tableau 07 : Proportions des types biologiques (EL Bouhissi, 2014).

Type Biologique	Ch	Ge	He	Ph	Th
Pourcentage (%)	15.25	16.95	20.34	11.86	35.59

Description de la zone d'étude

10. La diversité faunistique

Selon Cherifi (2013) les espèces de la faune rencontrée dans les monts de Tessala sont représentées essentiellement par :

Tableau 08 : la faune du mont Tessala.

Espèces	Exemples
21 espèces d'oiseaux	L'Hieraaetus, Falco, Athene, Alouda.
7 espèces de mammifères	Sanglier, Renard, Lapin de garenne, Genette.
5 espèces de reptiles	Lézard et vipère.

Matériels et Méthodes

Pour le traitement de notre sujet de recherche nous avons adopté le Schéma conceptuel suivant :

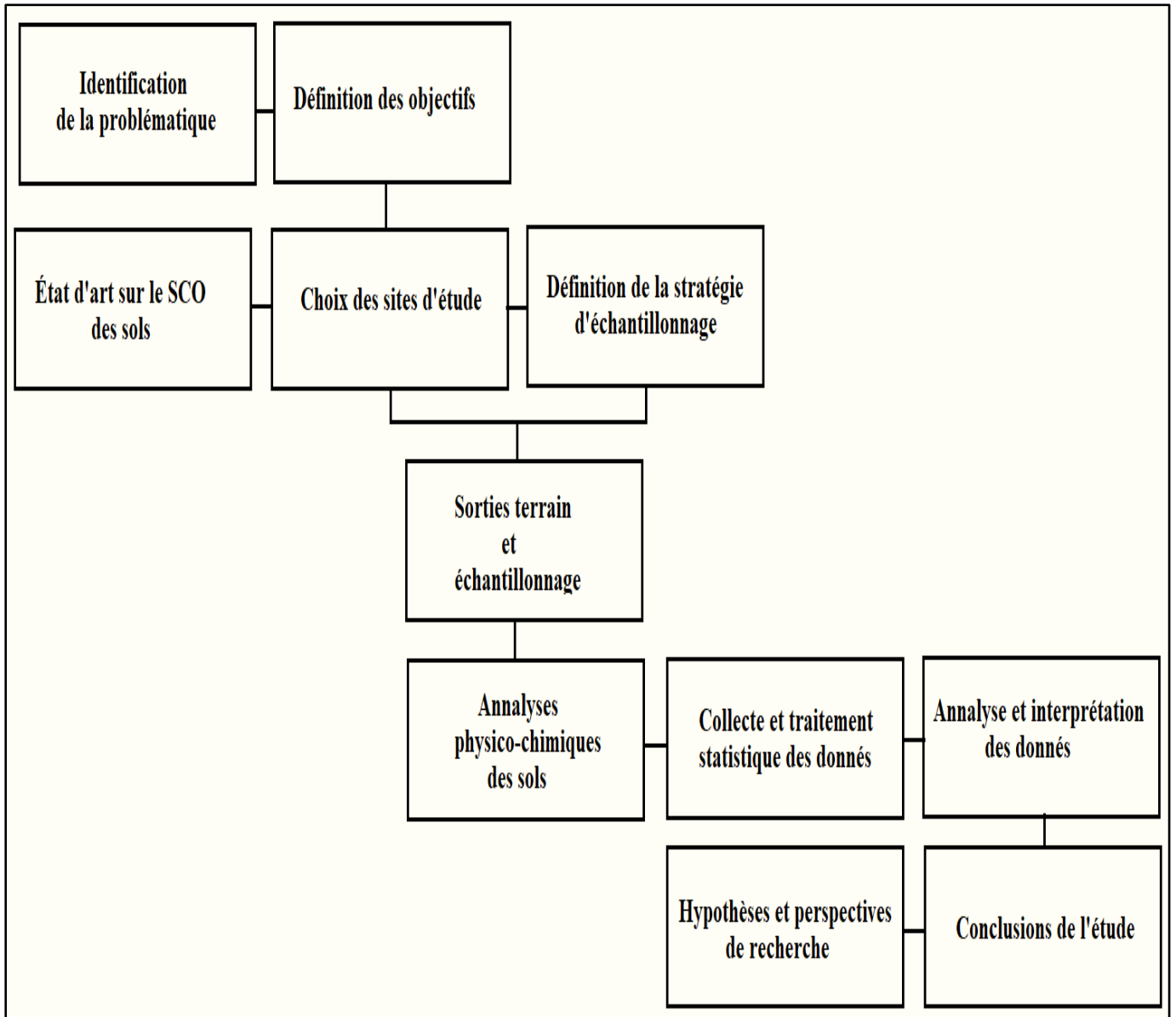


Figure 16 : Schéma conceptuel de la démarche méthodologique générale.

1. Choix de la zone d'étude

Le mont Tessala est considéré comme un site écologiquement très important pour la région de Sidi Bel Abbès, ce dernier présente une diversité floristique, édaphique et géomorphologique très importante.

Le massif forestier du mont Tessala est doté d'une diversité phytocénotique remarquable dont le rôle écologique de protection des versants contre le phénomène de l'érosion et la valorisation des terres agricoles situées en aval est déterminante. Plusieurs études antérieures ont signalé la dégradation des écosystèmes forestiers du Mont Tessala (Cherifi et al., 2011 ; Belahcene, 2019), ce massif est soumis continuellement à des pressions humaines croissantes et incontrôlées, qui constituent une menace directe pour le renouvellement des ressources biologiques et pour l'équilibre écologique de la zone (Merabtene, et al, 2021). Le Mont de Tessala a fait l'objet de multiples études et travaux de recherche portant essentiellement sur la végétation (Benyahia et al.2001 ; Bouklikha,2001 ; Ferka zazou, 2006 ; Baraka, 2008 ; Cherifi et al., 2009 ; Bouzidi et al., 2009, Bachir bouiadjra et al. ; 2011, Saidi,2017) mais du point de vue édaphique, très peu d'études détaillées sont disponibles, il y a donc un manque de connaissances en termes de quantité, de qualité et de dynamique de la MO dans les sols forestiers, ce qui justifie pleinement le choix de notre zone d'étude.

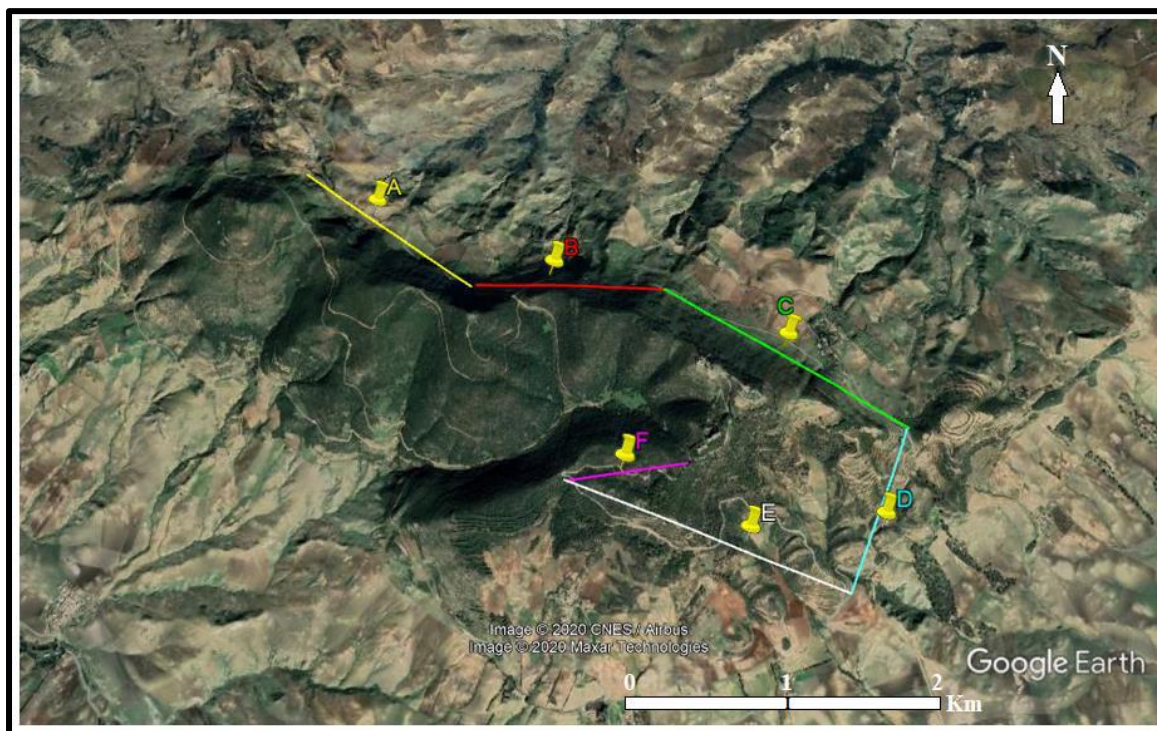
2. Description des sites étudiés

Pour arriver à établir le point sur l'état de la MO au niveau du mont Tessala et pour arriver également à examiner l'influence des différentes formations végétales, des caractéristiques géographiques et des propriétés physico-chimiques du sol sur la quantité de CO stocké dans les sols nous avons sélectionné 07 sites différents essentiellement sur le plan des formations végétales, de l'exposition, de l'altitude et du type de couverture pédologique.

3. Stratégie d'échantillonnage

Plusieurs sorties sur terrain ont été réalisées au niveau du mont Tessala, plus exactement au mois d'Avril pour les années suivantes ; 2018, 2019 et 2020.

L'échantillonnage a concerné 7 sites, chaque site est caractérisé par une formation végétale distincte. Les échantillons de sol ont été collectés de manière aléatoire sur chaque site à une profondeur de sol allant de 0 à 30 cm. Compte tenu de la morphologie du terrain et de la nature du relief accidenté de la zone d'étude, une série de 6 transects d'une longueur totale d'environ 8,5 km a été sélectionnée, ces 6 séries sont représentatives des 7 formations végétales qui sont ; le matorral (M), la garrigue claire (GC), la forêt (F), la garrigue dense (GD), l'oliveraie (OL), le taillis de chêne (TC), et la végétation herbacée (VH). Un échantillonnage aléatoire mais toujours dépendant du relief et de la répartition des formations végétales a été suivi pour chaque ligne virtuelle. Au total, 70 échantillons composites de sol (chaque échantillon composite est formé de 3 échantillons) ont été collectés. Les échantillons de sol ont été classés selon la base de références mondiale pour les ressources en sol (WRB).



(A ;1.45 km, B ;1.27 Km, C ;1.88 Km, D ;1.09 Km, E ;2 Km, F ;0.78 Km)

Figure 17 : Représentation des transects suivis pour l'échantillonnage du sol.

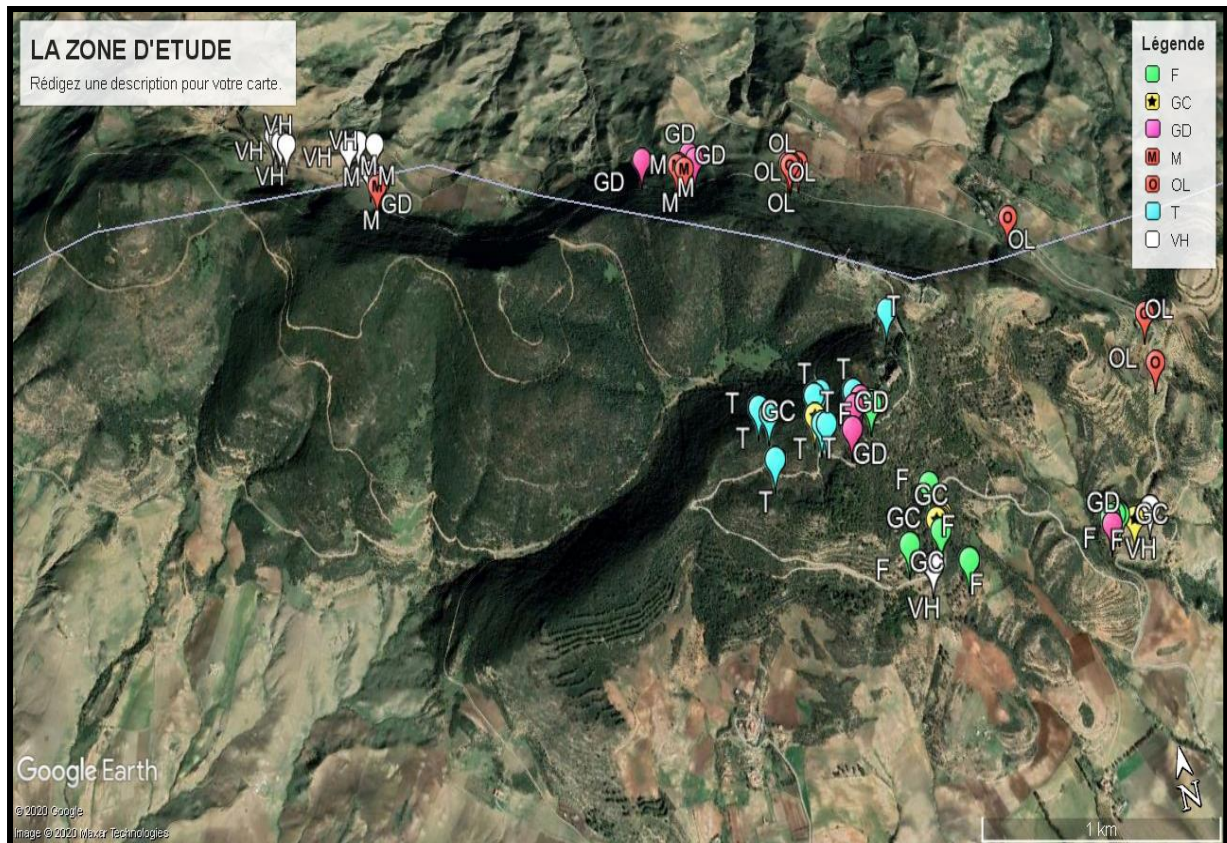


Figure 18 : Géolocalisation des stations étudiées.

4. Analyses physico-chimiques des sols

Une fois ramenés au laboratoire, les échantillons de sol sont mis à sécher à l'aire libre pendant 15 jours. Une fois séchées, la terre est tamisée par un tamis à 2 mm de diamètre permettant ainsi la séparation des éléments grossiers de la terre fine avec laquelle les différents paramètres physico-chimiques sont identifiés.

Nous avons choisi d'effectuer l'analyse des paramètres physicochimique suivant ; carbone organique, calcaire Totale (%Ct), calcaire actif (%Ca), pH, conductivité électrique (CE), texture, teneur en éléments grossiers et densité apparent (Da).

Les analyses physicochimiques des sols ont été effectuées au niveau du laboratoire de pédologie de la Faculté des Sciences de la Nature et de la Vie de l'Université Djilali Liabès de Sidi Bel Abbés.

Les méthodes choisies et utilisées pour l'étude des paramètres physiques et chimiques de nos échantillons de sol sont les suivantes :

Matériels et Méthodes

Le carbone organique a été déterminé par la méthode modifiée de Walkley & Black, basée sur l'oxydation du CO par le bichromate de potassium ($K_2Cr_2O_7$) dans l'acide sulfurique (H_2SO_4) (Gillman et coll., 1986).

Le calcaire total a été déterminé par la méthode du calcimètre Bernard (Sparks et coll., 1996) en utilisant de l'acide chlorhydrique (HCl). Le CO_2 libéré par la réaction a été mesuré par une burette à gaz (calcimètre Bernard).

Le calcaire actif a été mesuré par la méthode décrite par Drouineau (1942), le calcium associé aux oxalates donne de l'oxalate de calcium insoluble, et l'excès d'oxalate d'ammonium est ensuite dosé par une solution de permanganate de potassium ($KMnO_4$) dans une solution sulfurique.

La densité apparente (Da) en $g.cm^{-3}$ a été déterminée par la méthode d'échantillonnage direct en utilisant un triangle de la densité apparente c'est une nouvelle méthode décrite par Alexander E.B. (2014) qui repose sur la fraction minérale (% Argile - % Limon - % Sable)

Les éléments grossiers ont été mesurés et exprimés en %, grâce au passage de l'ensemble des échantillons à travers un tamis de 2mm de diamètre.

Le pH a été mesuré à l'aide d'un pH-mètre type (Hanna Instruments, Pays-Bas) pour des suspensions de sol avec un rapport de 1 : 2,5 (m / v) de terre fine et d'eau comme le montre Thomas (1996).

La texture a été mesurée par la méthode de "Robinson" (Gee et Or, 2002), le principe étant d'éliminer tout ciment tel que les carbonates, les oxydes et autres substances organiques par oxydation au peroxyde d'hydrogène, la dispersion se fait dans l'hexamétaphosphate de sodium, les échantillons sont pipetés à des moments et à des profondeurs différentes suivant différents intervalles de sédimentation, et la durée et la profondeur a été calculée avec loi de Stokes. Toutes les données granulométriques ont été exprimées en pourcentage de terre fine (<2 mm).

Matériels et Méthodes

La **conductivité électrique** a été estimée en millisiemens par centimètre ($\text{mS}\cdot\text{cm}^{-1}$) en utilisant un conductimètre (Hanna Instruments, Pays-Bas), une suspension de terre fine et d'eau avec un rapport 1 : 5 (m / v) a été considérées pour l'accomplissement de cette mesure.

5. Estimation des Stocks de Carbone Organique des sols

Les stocks de CO ont été calculés pour les 30 premiers centimètres de sol en utilisant l'équation recommandée par (FAO, 2017 et FAO, 2019) et qui se présente comme il suit :

$$\text{SCO (t C ha}^{-1}\text{)} = 0,1 * C * \text{Da} * E * (1 - \text{EG})$$

Où :

- SCO ; représente le stock de carbone organique du sol (t C ha^{-1}).
- C ; C'est la teneur en carbone (g C kg^{-1} sol).
- Da ; est la densité apparente (g cm^{-3}).
- E ; est l'épaisseur de l'horizon du sol (cm).
- EG ; est la teneur en gravier ($\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$ sol).

6. Estimation des taux de saturation, des déficits et des seuils critiques en carbone des sols

Le pourcentage des particules fines a été utilisé pour calculer le taux de saturation en carbone des sols en suivant l'équation décrite par Hassink (1997) et décrite ci-dessous :

$$\text{C saturation (\%)} = 4,09 + 0,37 (\% \text{ argile} + \% \text{ limon fin})$$

Le déficit en carbone peut être selon Angers et al., (2011) calculé comme suit :

$$\text{Déficit en C} = \text{C Saturation} - \text{C actuel}$$

Les seuils critiques de carbone représentent le niveau minimum de CO en dessous duquel la structure du sol est affaiblie et les risques de sa dégradation deviennent plus forts en raison de la faible stabilité structurale. Cette valeur a été calculée d'après Autfray et coll. (2009) comme suit :

$$\text{Seuil critique du C (\%)} = [0,32 (\% \text{ argile} + \% \text{ limon fin}) + 0,87] / 10$$

7. Traitement statistique :

Un test ANOVA a été réalisé pour déterminer la signification des différences entre les moyennes mesurées. Un test de Welch a été également réalisé pour vérifier s'il existe une différence entre les valeurs des SCO du sol sous les 7 couvertures végétales étudiées. Une analyse en composantes principales (ACP) a été réalisée pour déterminer s'il existe une corrélation entre les variables, suivie d'une classification hiérarchique ascendante (CHA) afin de vérifier les informations fournies par l'ACP. La CHA a été appliquée aux variables et non aux individus (représentés ici par les échantillons des 7 sites), le but étant de regrouper les variables similaires, et surtout de mettre en évidence les variables qui ont des proportions proches de SOC, donc, celles qui ont plus d'influence sur l'accumulation du SOC. Enfin, deux tests de corrélation bivariés avec deux variables quantitatives ont été réalisés, l'un entre les SOC et le limon grossier, et l'autre entre les SOC et l'altitude. Toutes les données recueillies ont été traitées par le logiciel SPSS Statistics version 24.0 (IBM, 2016).

8. Etude pédologique

8.1 Dosage du carbone organique :

La méthode utilisée est celle de Walkley et Black (Gillman et coll., 1986). Le dosage consiste à déterminer le pourcentage du carbone organique et déduire par la suite celui de la matière organique qui conditionne les propriétés physico-chimique du sol ainsi que la croissance des plantes. Le principe est d'oxyder le carbone organique de notre échantillon avec du bichromate de potassium, l'excès de bichromate non réduit par le carbone organique est alors titré par une solution de sel de Mohr.

Le titrage se fait en présence d'un indicateur coloré, la diphénylamine qui vire au vert foncé lorsque l'excès de bichromate est réduit.

8.2 Mesure de la densité apparente de sol :

La densité apparente du sol a été calculé par une nouvelle méthode décrite par Alexander (2014) qui repose sur la fraction minérale (argile% - limon% - sable%).

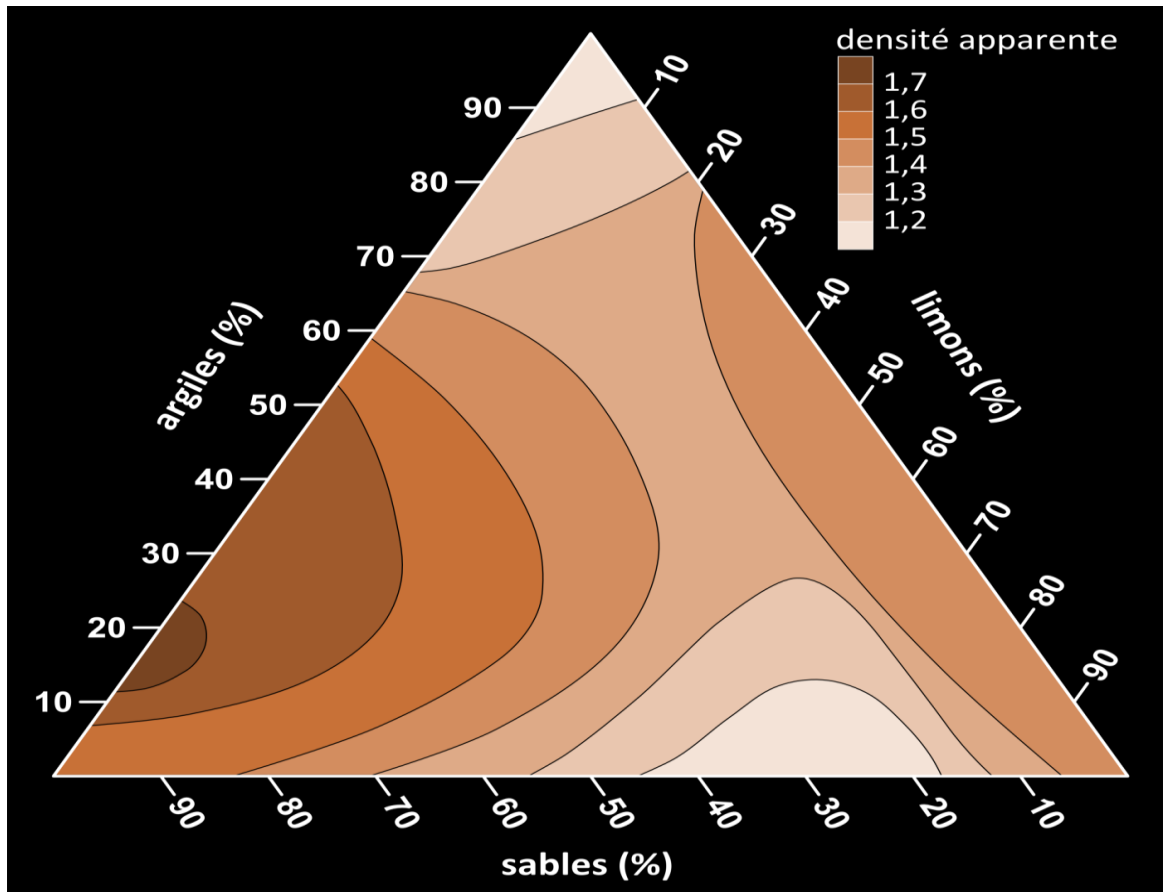
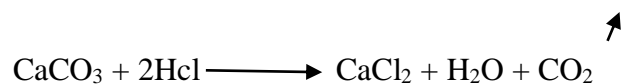


Figure 19 : La Densité apparente selon la classe texturale (Alexander, 2014)

8.3 Dosage du calcaire total :

Le dosage du calcaire total est réalisé par la méthode du calcimètre de Bernard (Sparks et coll., 1996) et l'interprétation est faite selon l'échelle établie par Afnor en 1987. Ce dosage est fondé sur la réaction caractéristique du carbonate de calcium au contact de l'acide chlorhydrique :



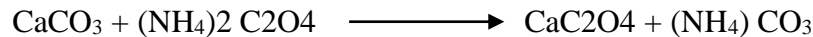
Il s'agit de comparer le volume de CO_2 dégagé par le contact d'HCl avec un certain poids connu de terre à analyser, avec celui qui est dégagé par le contacte d'HCl avec CaCO_3 pur.

8.4 Dosage du calcaire actif :

Matériels et Méthodes

Le dosage du calcaire actif est réservé uniquement aux échantillons contenant plus de 5% de calcaire total. IL s'agit de ne doser que la fraction chimiquement active du calcaire du sol.

Le calcaire actif est estimé par la méthode décrite par Drouineau (1942), Le but du dosage de calcaire actif est de déterminer l'activité du calcaire et les conséquences que peut avoir l'excès de calcaire sur la structure du sol et la croissance des plantes.



A la fin de la réaction l'excès d'oxalate d'ammonium est titré par une solution de permanganate de potassium en milieu sulfurique.

8.5 Mesure du pH :

Le pH (potentiel Hydrogène) est une indication de la concentration en ions H⁺ présents dans le sol. Plus la concentration en ions H⁺ est élevée, plus le pH est faible ou acide. Au contraire, plus la concentration en ion H⁺ est faible, plus le pH est élevé ou 'alcalin'

Le pH qui entoure les particules de terre à l'état naturel est sujet à des variations en fonction des changements dans les rapports terre solution motivés par le climat, la végétation et d'autres facteurs tels que la topographie du terrain. On différencie, les sols acides (pH<5-6), les sols peu acides (6<pH<7), les sols neutres (7<pH<8), les sols calcaires (8<pH<9), les sols sodiques (pH>9). Le pH est couramment mesuré dans une suspension sol : eau de rapport 1/2.5. La détermination du pH du sol a été faite selon la méthode électrométrique (Black et Evan, 1965) par la lecture directe sur pH mètre dans une suspension sol/eau

Le pH a été mesuré à l'aide d'un pH-mètre type (Hanna Instruments, Pays-Bas).

Les résultats sont ensuite interprétés selon l'échelle d'Aubert (1978)

8.6 Mesure de la Conductivité électrique (CE)

Elle est définie comme étant la mesure des ions dans la solution. La capacité du sol à conduire le courant électrique est fonction de la concentration en électrolytes de solution du sol (Rieu et Chevery, 1976).

Dans notre étude, la conductivité électrique est déterminée à l'aide d'un conductimètre type HANNA Dist. WP4, exprimée en millisiemens par centimètre (ms/cm)

Matériels et Méthodes

8.7 Analyse granulométrique :

L'analyse granulométrique a pour but de quantifier en pourcentage les particules du sol (sables, limons et argiles), et de définir la texture du sol

L'analyse granulométrique c'est pour calculer le pourcentage des différents agrégats du sol .il y a deux méthodes l'un est classique ce qu'on appelle le tamisage à l'aide d'un tamiseur ; avant le sol doit être tamisé par tamis de 2 mm pour éviter les roches et les Caillaux, et l'autre méthode est plus précise ; son principe de séparer l'argile et la matière organique avec l'eau oxygénée (H₂O₂). Ces résultats sont reportés en fonction des pourcentages des argiles, des limons et des sables dans le triangle des classes de texture (Annex 1, figue 24) afin de déterminer la texture de notre sol.

Dans notre étude, la méthode utilisée est celle de prélèvement par la pipette Robinson qui a pour principe la sédimentation des différents granulats (Gee et Or, 2002).

Le principe est d'éliminer tout ciment tel que carbonates, oxydes et substances organiques par oxydation au peroxyde d'hydrogène, la dispersion se fait dans l'hexamétaphosphate de sodium, les échantillons ont été pipetés à des moments et à des profondeurs différentes suivant différents intervalles de sédimentation, et la durée et la profondeur a été calculée avec loi de S (Stokes). Toutes les données granulométriques ont été exprimée en pourcentage de terre fine (<2 mm).

Les pédologues regroupent les textures obtenues en % (Argile, Limon et Sable) en classes de textures pour faciliter de description des sols (Triangle de textures) (Delaunois, 2006).

Résultats et Discussion

1. Caractéristiques physicochimiques des sols des stations étudiées

Les stations étudiées sont caractérisées comme suit ;

1.1 Station M (Matorral)

Localisé sur le versant à exposition Nord, avec une altitude variant entre 975 et 878 m, le sol est rouge brun est moyennement à très fortement pourvue en MO, la couleur rouge du fer est partiellement masquée par celle du carbone, la structure des sols est grumeleuse, la texture varie entre limoneuse, limoneuse fine à limono-sableuse. Les sols sont dépourvus de calcaire actif et faiblement pourvue en calcaire total (entre 0.25 à 6.9%). Le pH est neutre moyennement alcalin.

1.2 Station GC (Garrigue claire)

Localisée sur le versant Sud, avec une altitude variant entre 859.3 et 999 m. Les sols sont bruns calciques de type A(B)C, les teneurs en MO sont importantes, elles dépassent souvent les 4%, La texture est limono-argilo-sableuse à sablo-limoneuse, les sols sont dépourvus de calcaire actif et très faiblement dotés en calcaire total pour le pH des sols est basique . Les éléments grossiers sont de l'ordre de 15%.

1.3 Station F (Forêt)

Localisée sur le versant Sud en exposition Sud-Est avec une altitude varie entre 764 et 977 m. Les sols sont rouges calciques. La texture est limoneuse à limono-sableuse, la teneur en calcaire total varie entre 0 et 43 % le p H varie entre 5.4 et 8.6. La charge caillouteuse n'y est pas importante (moins de 5%).

1.4 Station GD (Garrigue dense)

Localisée sur le versant Sud-Est, avec une altitude variant entre 727 et 992m, les sols sont bruns calciques de type A(B)C et parfois Cambisol, les teneurs en MO varient entre 2.6% et 12% la structure des sols est grumeleuse, la texture varie entre limoneuse et limono-sableuse. Les sols sont dépourvus de calcaire actif et modérément carbonatés du point de vue calcaire total (entre 0.5 à 11.38%) pour le p H des sols de cette station il y a une variation importants qui varie d'un sol acide a basique avec des taux varie entre 5.3 à 8.1. Les éléments grossiers sont de l'ordre de 43%.

1.5 Station OL (Oliveraie)

Résultats et Discussion

Localisée sur un réseau de banquettes avec une exposition Sud, Sud-Est et un Altitude varie entre 737 et 868 m considéré comme la plus base dans cette étude. On les retrouve pour la plupart sur des rendzines de type A/R, et parfois sur des sols bruns calciques de type A(B)C. La texture est limono-argileuse. Pour les rendzines les taux de MO enregistrés sont très importants, elles atteignent les 10%, tandis que pour les sols bruns calciques, les taux de MO restent moyens (2.5%) le taux de calcaire total varie entre 3 et 34 % pour le calcaire actif des sols des valeurs ont été enregistré varie de 0 à 13% et le p H varie entre 6.7 et 8.7. La charge caillouteuse varie entre 14 et 29%.

1.6 Station TC (Taillis de chêne)

Située sur le versant Nord à exposition Nord-ouest avec un Altitude considéré comme plus élevé varie entre 952 et 988 m. Le sol est de type brun calcique noirci. La texture est limoneuse, la structure est grenue, et la teneur moyenne en MO est importante, elle dépasse les 4.5%, les sols de cette station sont peu calcaire à modérément calcaire avec des valeur varie entre 0 et 11% et pour le calcaire actif la majorité des sols sont dépourvus en calcaire actif et le p H varie entre 6.1 et 8.4. La charge caillouteuse est moins de 5%.

1.7 Station VH (Végétation herbacée)

Située sur le versant Nord avec une Altitude varie entre 728 et 874 m. Les sols sont de type bruns calcaires de type A(B)C. La texture est limono-argilo-sableuse, les taux de MO varient entre 1.6 et 10% le taux de calcaire total varie entre 3 et 27 % et pour le calcaire actif ne dépasse pas 9% le p H varie entre 6.9 et 8.2 . La charge caillouteuse est inférieure à 10%.

Résultats et Discussion

Les tableaux résumant les principales caractéristiques des sites étudiés.

Tableau 09 : Description et caractérisation globale des sites étudiés

Formations végétales	Exposition	Altitude (m)	Types de sol	Texture des sols	Vegetation dominante
M	Nord	904-975	Humic Cambisols (Rubic-Brunic)	Limoneuse Limoneuse fine Limono-sableuse	Chêne vert (<i>Quercus ilex</i>) Chêne Kermes (<i>Quercus coccifera</i>)
GC	Sud	859.3-999	Calcaire Cambisols	Limono-argilo-sableuse Sablo-limoneuse	Calycotome (<i>Calycotome spinosa</i>), le doum (<i>Chaemerops humilis</i>), Diss (<i>Ampelodesma mauritanica</i>), l'asphodèle (<i>Asphodelus microcarpus</i>)
F	Sud	764-837	Haplic Cambisols (Calcaric, Chromic)	Limoneuse à limono-sableuse	Pin d'Alep (<i>Pinus halepensis</i>), l'Eucalyptus (<i>Eucalyptus globulus</i>), chêne vert, le caroubier (<i>Ceratonia siliqua</i>), l'Acacia (<i>Acacia nilotica</i> (L.))
GD	Sud-Est	727-992	Calcaire Cambisols	Limoneuse Limono-sableuse	Calycotome (<i>Calycotome spinosa</i>), le doum (<i>Chaemerops humilis</i>), Diss (<i>Ampelodesma mauritanica</i>), l'asphodèle (<i>Asphodelus microcarpus</i>)
OL	Sud et Sud-Est	776-836	Rendzic Leptosols, Calcaric Cambisols	Limono-argileuse	Olivier (<i>Olea europaea subsp. europaea var. europaea</i>)
TC	Nord	952-988	Humic Calcisols	Limoneuse	Chêne vert
VH	Nord	728-874	Calcaric Cambisols	Limono-argilo-sableuse	Vegetation herbacée

Résultats et Discussion

Tableau 10 : Caractéristiques physicochimiques des sols des stations étudiées

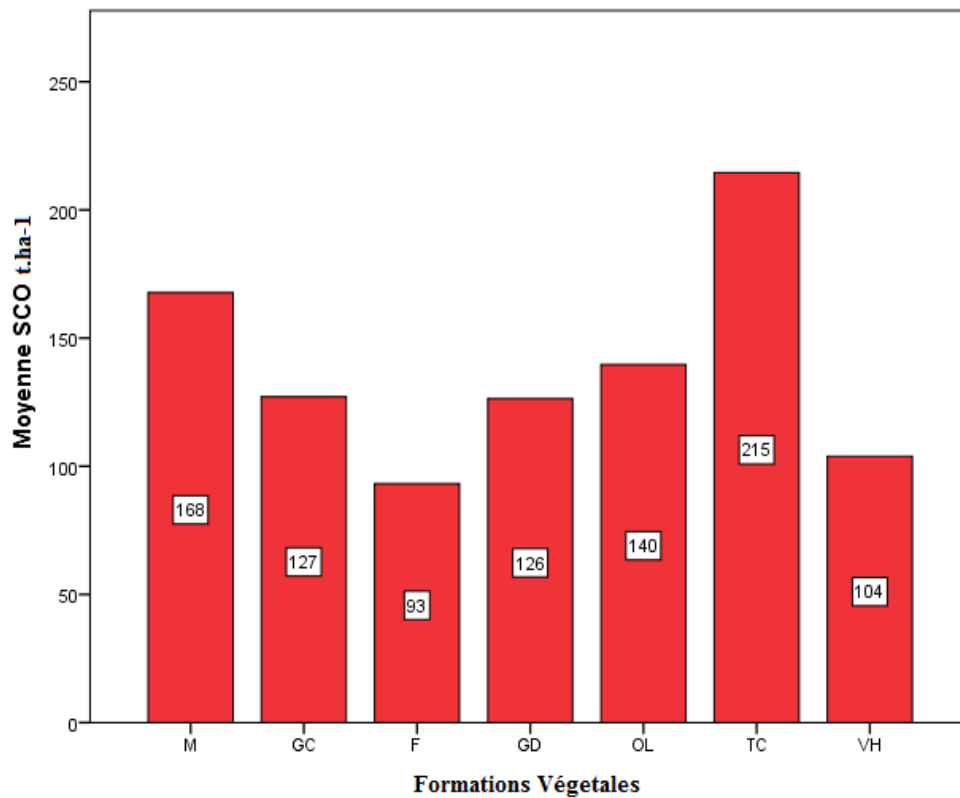
Echantillons	%CT	%CaA	pH	%C	Da g.cm ³	EG %	%A	%Lf	%Lg	%S	Altitude	
M	Maximum	7	1,66	8,2	7,380	1,55	,29	17,30	30,00	60,00	62,50	975
	Minimum	0	,00	6,7	,800	1,15	,00	7,50	,00	7,50	25,00	878
	Moyenne	1,76	,3980	7,869	4,52570	1,3700	,0700	11,7300	15,9050	24,4150	47,9500	926,87
GC	Maximum	14	,75	8,9	6,560	1,70	,15	25,00	35,00	50,00	90,00	999
	Minimum	0	,00	7,4	,610	1,00	,03	5,00	,00	,00	30,00	859
	Moyenne	2,87	,1250	8,111	3,34700	1,4750	,1380	14,0750	12,5250	12,9500	60,4500	944,61
F	Maximum	43	7,12	8,6	9,220	1,68	,45	20,80	20,00	30,00	80,00	977
	Minimum	0	,00	5,7	,369	1,25	,02	10,00	,00	,00	35,00	764
	Moyenne	23,15	2,9120	7,957	2,81790	1,5490	,1234	15,4300	10,1100	15,1550	59,5750	841,09
GD	Maximum	27	11,38	8,1	6,760	1,60	,43	19,00	30,00	40,01	77,50	992
	Minimum	1	,00	5,3	1,230	1,40	,03	11,55	,00	4,30	17,10	727
	Moyenne	8,32	1,8545	7,213	3,66470	1,4780	,2465	15,6150	12,5750	15,7860	54,1100	884,80
OL	Maximum	34	13,38	8,7	5,160	1,60	,29	37,20	22,50	22,50	62,50	868
	Minimum	3	,00	6,7	,550	1,40	,00	7,50	,00	7,50	33,05	737
	Moyenne	13,81	2,0375	7,969	3,45470	1,4910	,1210	23,3550	10,8580	14,4200	51,3700	806,10
TC	Maximum	11	2,12	8,4	7,170	1,50	,43	23,50	24,05	39,75	64,00	988
	Minimum	1	,00	6,1	1,599	1,40	,00	10,50	,00	14,25	35,50	952
	Moyenne	3,72	,2870	7,723	5,67240	1,4200	,1274	15,5950	15,5250	20,5350	48,4950	972,30
VH	Maximum	27	9,45	8,2	5,904	1,60	,20	30,00	37,50	30,00	82,36	874
	Minimum	3	,00	6,9	,830	1,20	,02	1,73	,00	,00	25,00	728
	Moyenne	18,93	2,6245	7,710	3,00100	1,4000	,1110	15,6845	19,7640	13,0500	51,5035	834,90
Total	Maximum	43	13,38	8,9	9,220	1,70	,45	37,20	37,50	60,00	90,00	999
	Minimum	0	,00	5,3	,369	1,00	,00	1,73	,00	,00	17,10	727
	Moyenne	10,37	1,4626	7,793	3,78334	1,4547	,1339	15,9264	13,8946	16,6159	53,3505	887,24

M (Matorral) - GD (Garrigue dense) - GC (Garrigue claire) - F (Forêt) - TC (Taillis de chêne) - OL (Oliveraie) - VH (Végétation herbacée).

Résultats et Discussion

2. Etude de la variation du stock de carbone organique des sols

La distribution spatiale des paramètres du sol tel que la teneur en carbone organique n'est pas strictement aléatoire à travers une zone, mais plutôt influencée par la distribution et l'interaction des cinq facteurs de Jenny, soit : climat, organismes vivants, topographie, matériel parental et temps (Jenny, 1941). Dans notre cas une étude approfondie du carbone organique emmagasiné dans les sols du mont Tessala a été entreprise, les résultats obtenus se présentent comme il suit :



M (Matorral) - GD (Garrigue dense) - GC (Garrigue claire) - F (Forêt) - TC (Taillis de chêne) - OL (Oliveraie) - VH (Végétation herbacée).

Figure 20 : Histogramme représentant les moyennes du stock de carbone organique des sols en fonction des formations végétales.

Résultats et Discussion

Tableau 11 : Résultat de la comparaison des moyennes du SCO sous différentes formations végétales.

Comparaison des moyennes du stock de carbone organique en fonction des formations végétales				
SCO (t.ha ⁻¹)				
Formations végétales	Nombre d'échantillons	Minimum	Maximum	Moyenne
M	10	37,00	286,00	167,8500
GC	10	20,00	267,25	127,0750
F	10	18,00	228,19	93,2950
GD	10	46,00	272,56	126,3100
OL	10	17,00	221,40	139,6720
TC	10	69,00	298,12	214,4300
VH	10	36,00	170,03	103,7390
Total	70	17,00	298,12	138,9101

La teneur mesurée en carbone organique stockée dans les sols forestiers du mont Tessala varie entre un minimum de 17 t.ha⁻¹ et un maximum de 298 t.ha⁻¹ dans la couche superficielle du sol (0-30cm) sous différentes formations végétales.

Les sols sous matorral dense de chêne vert et chêne kermès (M) affichent un SCO moyen équivalent à 167.85 t.ha⁻¹ avec une valeur minimum de 37 t.ha⁻¹ et un maximum de 286 t.ha⁻¹.

Pour les sols sous garrigue claire (GC) et garrigue denses (GD), le SCO moyen affiche des valeurs respectives de 127.05 t. ha⁻¹ et 126.31 t.ha⁻¹.

Les sols des forêts claires de pin d'Alep et d'Eucalyptus (F) affichent une valeur moyenne de SCO de 93.29 t. ha⁻¹. En terme de moyennes cette valeur a été enregistrée comme étant la valeur la plus basse de notre étude.

Les sols sous oliviers (OL) indiquent une valeur de SCO moyenne de 139.67 t.ha⁻¹ avec un maximum de 221.40 t.ha⁻¹ et un minimum de 17 t.ha⁻¹. C'est le plus faible taux enregistré au cours de toute l'étude.

Résultats et Discussion

Pour les sols sous taillis de chênes (TC), le SCO présente une valeur moyenne de 214.43 t.ha⁻¹ avec un minimum de 69 t.ha⁻¹ et un maximum de 298.12 t.ha⁻¹, ce qui représente la valeur la plus élevée.

Enfin les sols sous végétation herbacée affichent une valeur moyenne du SCO de 103.91 t.ha⁻¹ avec un minimum de 36 t.ha⁻¹ et un maximum 170.03 t.ha⁻¹.

Tableau 12 : Comparaison des moyennes du carbone organique des sols sous différentes formations végétales.

CO (g.kg ⁻¹)			
Echantillons	Maximum	Minimum	Moyenne
M	74	8	45,26
GC	66	6	33,40
F	92	4	28,18
GD	68	12	36,65
OL	52	6	34,55
TC	72	16	56,72
VH	59	8	30,01
Total	92	4	37,82

M (Matorral) - GD (Garrigue dense) - GC (Garrigue claire) - F (Forêt) - TC (Taillis de chêne) - OL (Oliveraie) - VH (Végétation herbacée)

Le CO mesuré pour la terre végétale du mont Tessala enregistre une moyenne de 38 g C kg⁻¹, il varie entre 56 g C kg⁻¹ sous Tallis de chêne, et 28 g C kg⁻¹ sous forêt claire de pin d'Alep et d'Eucalyptus (tableau 13). Nos résultats se situent dans la gamme des résultats obtenus par Bensid et al., (2015) pour la couche arable des forêts de montagne de Belezma à Batna, où le CO variait entre 36 g C kg⁻¹ sous le chêne vert et 53 g C kg⁻¹ sous le cèdre. (Ben Hassine et al. 2012) ont enregistré une moyenne de CO égale à 0,77% (7,7 g C kg⁻¹.) En Tunisie dans des conditions climatiques presque similaires, Boulmane et al. (2010) ont indiqués que plus de 80 % du CO pouvait être stocké dans les 30 cm supérieurs des sols de la chênaie méditerranéenne du Moyen Atlas marocain, dans leur étude, 63 t.ha⁻¹ des SCO ont été

Résultats et Discussion

enregistrées pour la chênaie dense située à 1670 m d'altitude, et 47 t.ha⁻¹ pour la chênaie claire située à 1450 m d'altitude. Bounouara et al. (2017) ont enregistré 100 t ha⁻¹ et 168 t ha⁻¹ de SCO dans la région de Skikda au nord-est de l'Algérie, à une altitude variant entre 13 et 140 m.

Le SCO au niveau du mont Tessala varie d'une station à l'autre, cette variabilité pourrait s'expliquer par la diversification en terme de végétation, d'exposition, d'altitude et de texture. Plusieurs études ont souligné que les SCO pouvaient varier régionalement en fonction de facteurs environnementaux tels que les précipitations, la température, l'altitude, le gradient de pente, la teneur en argile et en limon (<20 µm) et l'utilisation des terres (Gutiérrez-Girón et al., 2015 ; Liu et al., 2011 ; Yimer et al., 2006). Le type de végétation joue également un rôle crucial dans la détermination de la distribution spatiale des SCO car la composition des espèces d'arbres peut contrôler la quantité et la composition des apports de MO, en particulier dans les couches supérieures du sol (Díaz-Pinés et al., 2011). Les propriétés de la végétation aérienne tel que l'âge du peuplement, l'indice de surface foliaire, la biomasse aérienne, la hauteur moyenne des arbres, le diamètre des arbres, la densité du peuplement, la surface terrière des arbres et la profondeur de la litière sont toutes des propriétés de la végétation qui ont un effet potentiel sur le stock de carbone organique dans le sol (Pingheng et al., 2010).

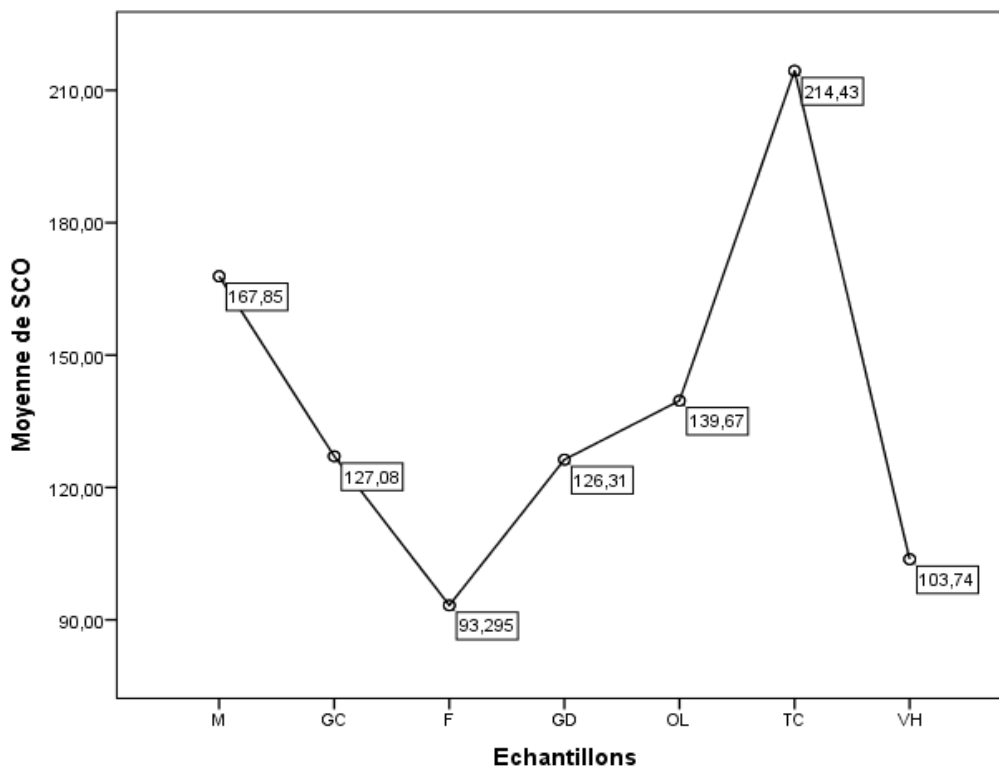
D'autres études ont indiqué que les formations végétales ont un effet profond sur les stocks de carbone du sol (Lagacé Banville, 2009). Boulmane et al. (2010) ont constaté que la densité d'un peuplement végétal peut ne pas avoir d'effet significatif sur le potentiel de séquestration du carbone dans la biomasse, mais qu'elle a certainement un effet significatif sur la séquestration du carbone dans les sols et plus précisément sur la couche 0-15 cm (entre 52,7 t ha⁻¹ et 33,2 t ha⁻¹). Cependant, une étude canadienne menée par Lagacé Banville (2009) dans des conditions climatiques totalement différentes, indique une corrélation significative entre la formation végétale et la distribution des stocks de feuillus et de conifères à canopée fermée avec respectivement 13,4 et 12,2 kg C m⁻² (134 et 122 t ha⁻¹), les apports les plus importants se situant dans les sites où la densité des plantations est la plus élevée.

La végétation est la seule source de carbone dans les sols des écosystèmes terrestres. Donc, L'utilisation joue un rôle majeur dans le SCO des sols accumulés par l'apport de MO (Pandey et al 2010).

A partir de ces hypothèses nous avons effectué des tests statistiques (ANOVA et test de Welch pour voir l'effet des formations végétales sur le taux de stockage du carbone organique

Résultats et Discussion

dans les sols. Des recherches ont indiqué que le carbone organique diminue suite à la conversion des écosystèmes natifs « forêts, broussailles, prairies » à l'agriculture (Eswaran et al. 1993; Guo, Gifford, 2002 ; Murty et al. 2002 et Falloson et al. 2006), par exemple, pertes de CO de la conversion des prairies à l'agriculture ont entraîné une perte de 24% t.ha⁻¹ à 89% en Amérique du Nord (Knops, Tilman 2000 et Kucharik et al 2001).



M (Matorral) - GD (Garrigue dense) - GC (Garrigue claire) - F (Forêt) - TC (Taillis de chêne) - OL (Oliveraie) - VH (Végétation herbacée)

Figure 21 : Courbe représentant les moyennes du stock de carbone organique des sols en fonction des formations végétales.

Une différence significative a été notée entre les moyennes de SOC des sols pour les différentes formations végétales, les tests ANOVA et Welch t (voir Annexe 2), effectués pour vérifier s'il y a une différence entre les valeurs moyennes de SCO des sols sous les 07 formations végétales étudiées, donnent pour l'ANOVA, un Sig = 0,009, donc Sig > 0.05, ce qui signifie que statistiquement il y a une différence significative entre les moyennes de SOC des différentes formations végétales des sols, alors que pour le test de Welch t, Sig = 0.03, ce qui signifie que statistiquement, il y a une différence des stocks moyens de carbone organique

Résultats et Discussion

calculés sous les différentes formations végétales (c'est-à-dire que les moyennes de SCO ne sont pas égales), ce qui signifie que le type de formation végétale aurait une incidence sur la dynamique de stockage du carbone organique des sols, en parallèle on peut dire que la densité de la végétation d'une même espèce n'affecte pas significativement le stock de carbone organique dans la couche (0-30cm) du sol. .

En conclusion, nous pouvons dire que l'ANOVA ainsi que le test de Welch t révèlent, du moins pour les sites étudiés que le type de formation végétale affecte la dynamique de stockage du CO dans les sols.

Le stock de carbone organique des sols au niveau du mont Tessala varie d'une station à l'autre, cette variabilité pourrait probablement être expliquée par la diversification des stations d'étude du point de vue végétation, exposition, caractéristiques physicochimiques du sol et altitude, hypothèses que nous avons essayées de vérifier par le biais d'une analyse statistique.

3. Corrélation entre les caractéristiques géographiques, les propriétés physicochimiques du sol et les SCO

La distribution spatiale des paramètres du sol, comme la teneur en carbone organique, n'est pas strictement aléatoire à travers une zone, mais les paramètres du sol sont influencés par distribution et interaction des cinq facteurs de Jenny : climat, organismes, topographie, matériel parent et temps (Jenny ; 1941) Le potentiel de stockage du carbone organique dans le sol dépend de facteurs non contrôlables (climat, texture du sol, etc.) (Jonathan, 2010).

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). Mcbratney (2003) a souligné que les sols sont également spatialement corrélés et se comportent sous la loi de voisinage qui signifie que le sol à un endroit quelconque dépend des coordonnées géographiques et du sol aux endroits voisins. 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). Pour cela une analyse en composant principale a été effectuée. Le but de cette analyse étant d'isoler les groupes qui présentent des caractéristiques similaires du point de vue altitude et du point de vue facteurs physicochimiques du sol, également pour voir quels sont les paramètres qui affectent le stockage du carbone organique au niveau des

Résultats et Discussion

couches superficielles des sols de notre zone d'étude. L'analyse en composantes principales (ACP) est une technique qui permet de faire la synthèse de l'information contenue pour un grand nombre de variables. Une ACP ne nécessite aucune condition de validité et s'applique à des variables quantitatives (Falissard, 1998).

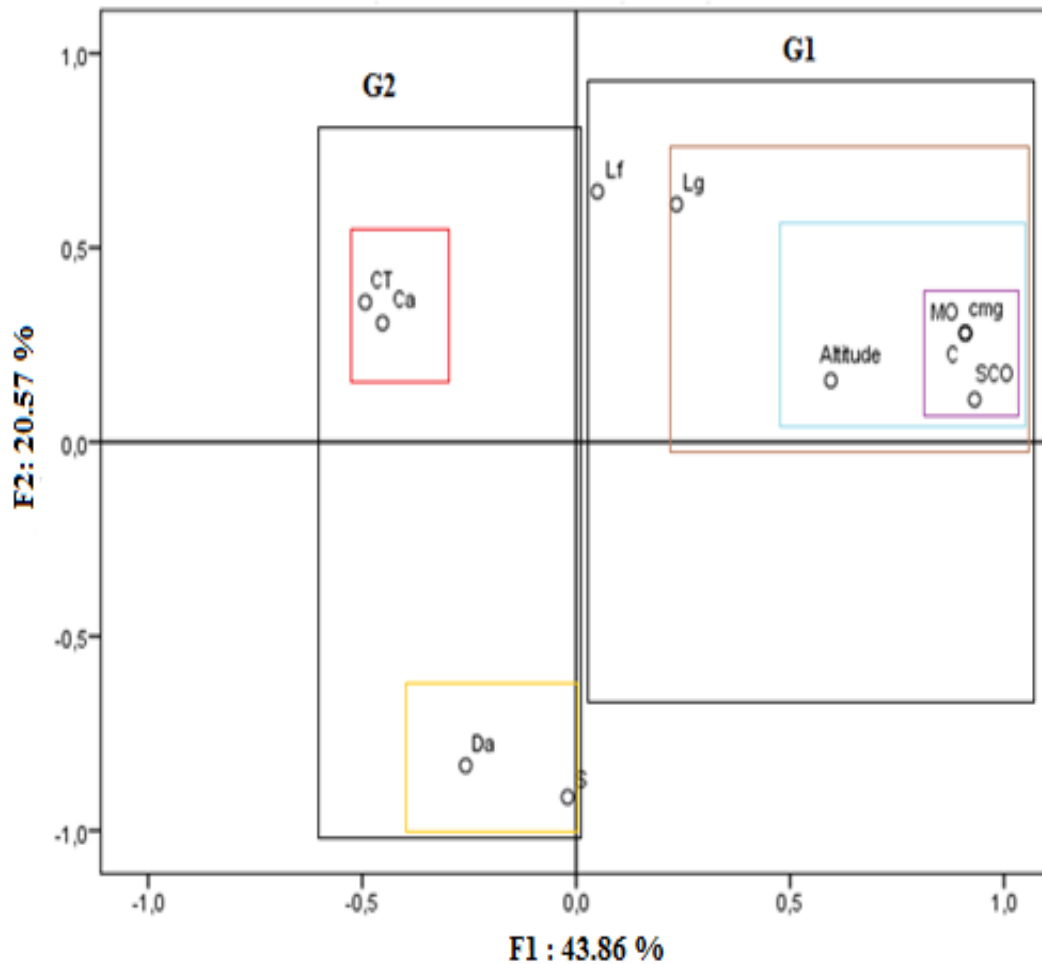


Figure 22 : Carte factoriel des variables étudiées.

Le traitement des données à partir de la (CHA) est une méthode qui regroupe des objets semblables dans des catégories respectives. Nous avons utilisé la CHA sur la base de l'indice de distance de Pearson à l'aide du logiciel statistique (SPSS V24) dans le but de déterminer les facteurs influençant le stockage de carbone dans les sols du mont Tessala.

Résultats et Discussion

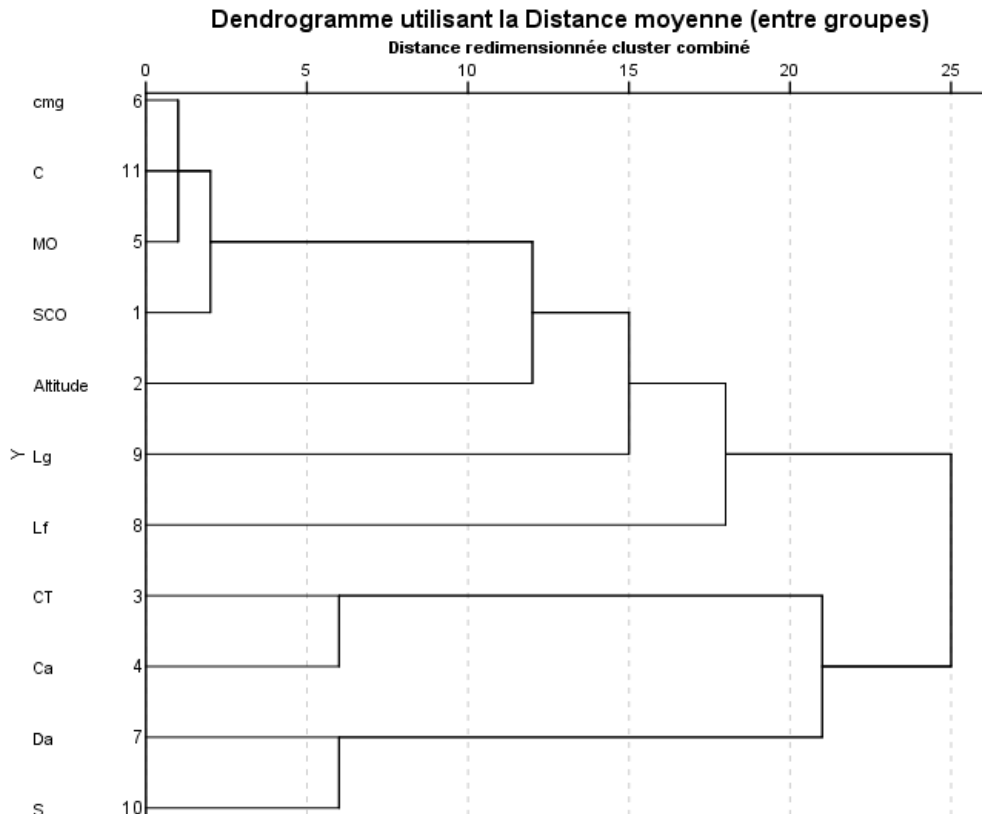


Figure 23: Dendrogramme représentatif de l'analyse des clusters hiérarchiques des variables étudiées.

Les principales composantes sélectionnées sont l'axe F1, qui fournit les informations statistiques les plus importantes avec un taux d'inertie de 43.86% et l'axe F2 avec 20.57%. Ces deux axes restituent 64,3% de l'information initiale et mettent en évidence les groupes 1et 2. Le choix de ces deux groupes a été fait sur la base de l'analyse parallèle des grappes hiérarchiques (CHA) .

Sur la base des informations fournies par l'ACP nous avons :

- **La 1 ère composante principale**, représentée par le SCO qui est fortement et positivement corrélée avec la matière organique, le carbone organique, le pourcentage de Limon et l'altitude, cette composante augmente avec l'augmentation du % MO, %C, , %lg et l'altitude. Cela indique que ces 04 variables changent ensemble, si l'un augmente, les 04 autres auront tendance à faire la même chose.

Il existe en parallèle une corrélation négative du SCO avec les variables « %Ca_t et %Ca_A » c'est-à-dire que l'augmentation de ces deux variables impliquerait la diminution du SCO.

Résultats et Discussion

Il en ressort donc que les variables ; CO, MO, altitude, limon et calcaire totale et actif sont des facteurs qui influencent le stockage du carbone organique du sol.

- **La 2^{ème} composante principale**, soit l'axe 2, relative à l'altitude, est corrélée positivement avec deux variables (limon fin et Limon grossier). La variation spatiale des propriétés du sol est fortement influencée par la topographie et la végétation (Brevik, 2013 ; Ashley et al., 2014 ; Bakhshandeh et al., 2014). L'altitude a été un prédicateur simple et efficace déterminant une régression linéaire statistiquement significative entre la moyenne du SCO et la moyenne des élévations dans les sols de Taiwan (Tsui C. et al.2013). L'érosion des sols correspond au "détachement" et au "transport" des particules de sol, par différents agents (gravité, eau, vent, glace) de leur emplacement d'origine à un endroit de "dépôt" à l'aval (Greco, 1966, Bouklikha, 2001, Bouanani, 2004). Bachir-Bouidjra et al. (2011) expliquent qu'on peut classer les différentes catégories de sensibilité à l'érosion sur la base de quatre critères distincts ; la pente, le substrat, le couvert végétal et l'action anthropique. Avec un substrat calcaire et une végétation forestière, le sol reste relativement protégé et peu sensible à l'érosion. C'est pour cette raison là qu'il existe une fluctuation remarquable des taux de CO en fonction de l'altitude.

Une corrélation négative est noté avec deux variables soit la densité apparente du sol et le pourcentage de sable.

Notre étude vise principalement l'estimation du stock de carbone organique du sol en fonction des formations végétales, pour cela une analyse de dispersion des point de la variable SCO a été réalisée et ce en fonction des deux axes en plus de l'analyse de cluster hiérarchique pour les points observés ou échantillons de sols sous différentes formations végétales.

Résultats et Discussion

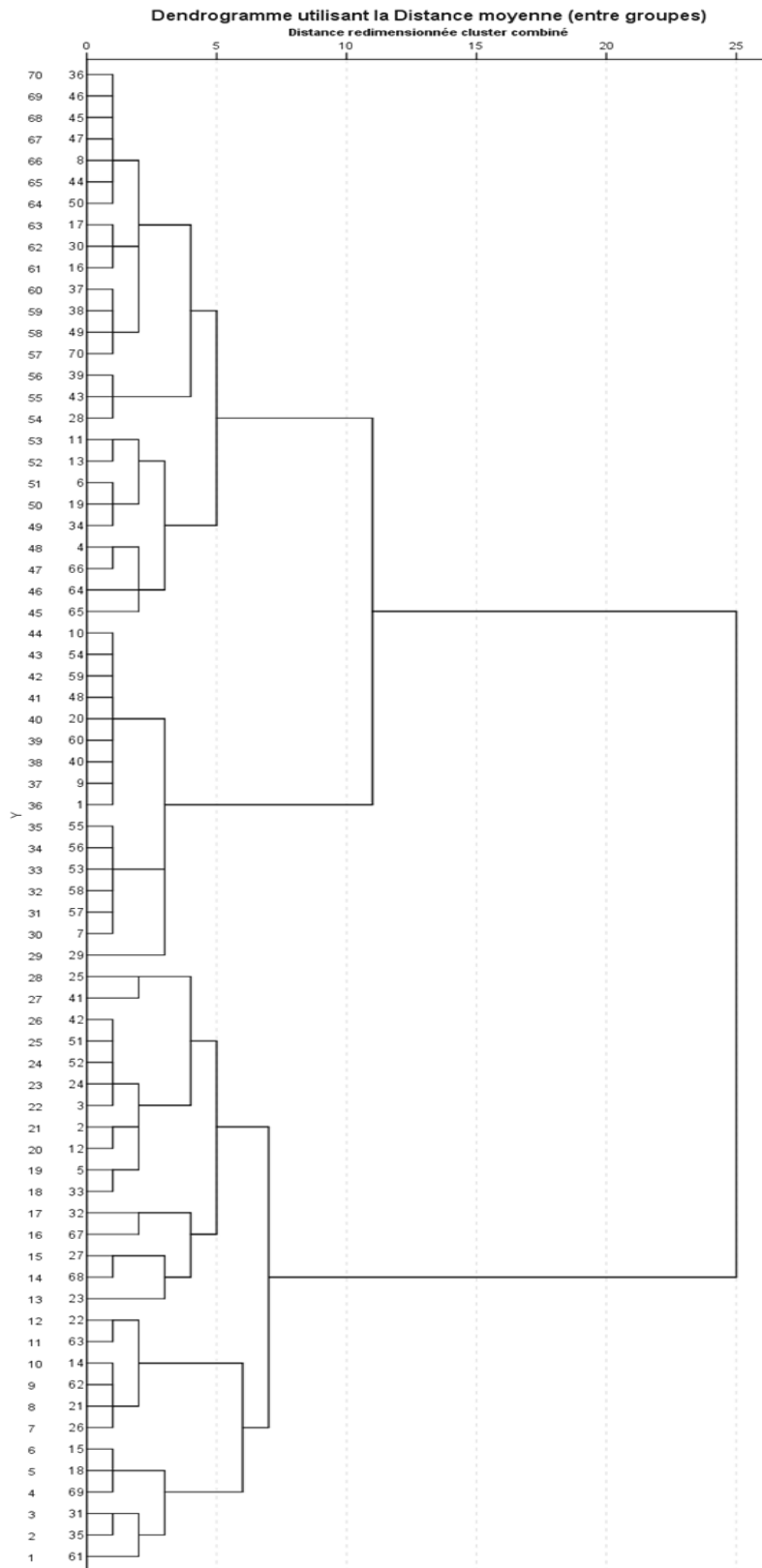


Figure 24: Dendrogramme représentatif de l'analyse des clusters hiérarchiques des observations étudiées.

Résultats et Discussion

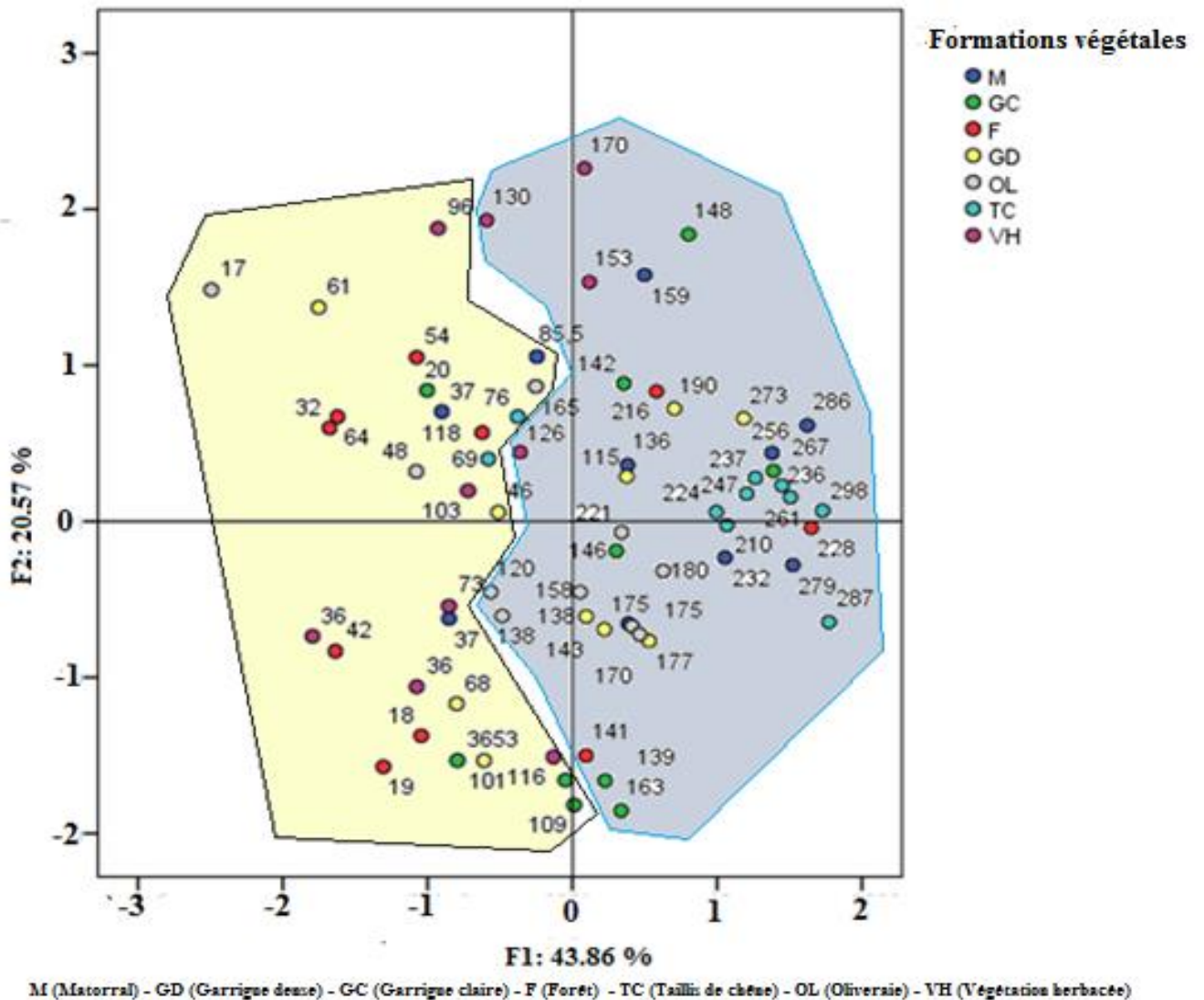


Figure 25 : Plan factoriel représentant la dispersion des points de la variable SCO.

Pour plus de détail et à partir de la figure 25, il est possible de séparer les deux groupes pour une meilleure compréhension du mécanisme de stockage de carbone dans la zone d'étude, la méthode utilisée pour l'obtention des tableaux 13 et 14 repose sur l'analyse des cluster hiérarchique et les calculs des moyennes du SCO, de l'altitude, du pourcentage de calcaire totale et enfin du pourcentage de limons. Les résultats obtenus sont illustrés dans les tableaux qui suivent :

Résultats et Discussion

Tableau 13 : Groupe 1 d'échantillons corrélés avec les limons et le carbone organique.

Formations végétales	Echantillons	
M	E1-E4-E6-E7-E8-E9-E10	SCO moyenne 191.78 t. ha⁻¹ SCO max298 ± min 115 t. ha⁻¹ Altitude moyenne : 899.85 (m) Pourcentage de limon % :32.55 %
GD	E4-E6-E7-E8-E9-E10	
GC	E1-E3-E6-E7-E9-E10	
F	E8-E9-E10	
TC	E3-E4-E5-E6-E7-E8-E9-E10	
OL	E3-E4-E5-E6-E7-E9-E10	
VH	E4-E5-E6-E10	

M (Matorral) - GD (Garrigue dense) - GC (Garrigue claire) - F (Forêt) - TC (Taillis de chêne) - OL (Oliveraie) - VH (Végétation herbacée)

Le groupe 1 est représenté par 42 échantillons de sol prélevés sous diverses formations végétales, ces échantillons affichent une valeur moyenne de SCO de 191.78 t.ha⁻¹, cette valeur est supérieure à celle du groupe 2, qui présente une valeur moyenne du SCO de 57.89 t.ha⁻¹. Se situant dans les hautes altitudes (899.95m), les sols du premier groupe sont riches en MO, ils affichent des valeurs très importantes pouvant aller jusqu'à plus de 14%, il est à noter également que la plupart de ces échantillons sont très faibles en carbonates de calcium, d'ailleurs la majorité des sols sont considérés comme peu calcaires, du point de vue texture ces échantillons affichent les teneurs les plus élevées en limon avec un pourcentage moyen de 32.55% et avec des taux allant jusqu'à 67.5 %. Ceci semble indiquer, du moins pour le cas de notre zone d'étude que les caractéristiques géographiques et physico-chimiques des stations étudiées représentées par ; la haute altitude ainsi que les teneurs élevées en CO et en limon auraient tous contribué favorablement à l'augmentation du stock de CO dans les couches superficielles des sols du mont Tessala.

Résultats et Discussion

Tableau 14 : Groupe 2 d'échantillons corrélé avec le sable et les carbonates de calcium.

Formations végétales	Echantillons	
M	E2-E3-E5	SCO moyenne 57.89 t. ha⁻¹ SCO max118 ± min 17 t. ha⁻¹ Altitude moyenne : 861.89 (m) Le calcaire total : 13.78 % Pourcentage de Sable: 57.36 %
GD	E1-E2-E3-E5	
GC	E2-E4-E5- E8	
F	E1-E2-E3-E4-E5-E6- E7	
TC	E1-E2	
OL	E1- E2	
VH	E1-E2- E3-E7-E8- E9	

M (Matorral) - GD (Garrigue dense) - GC (Garrigue claire) - F (Forêt) - TC (Taillis de chêne) - OL (Oliveraie) - VH (Végétation herbacée)

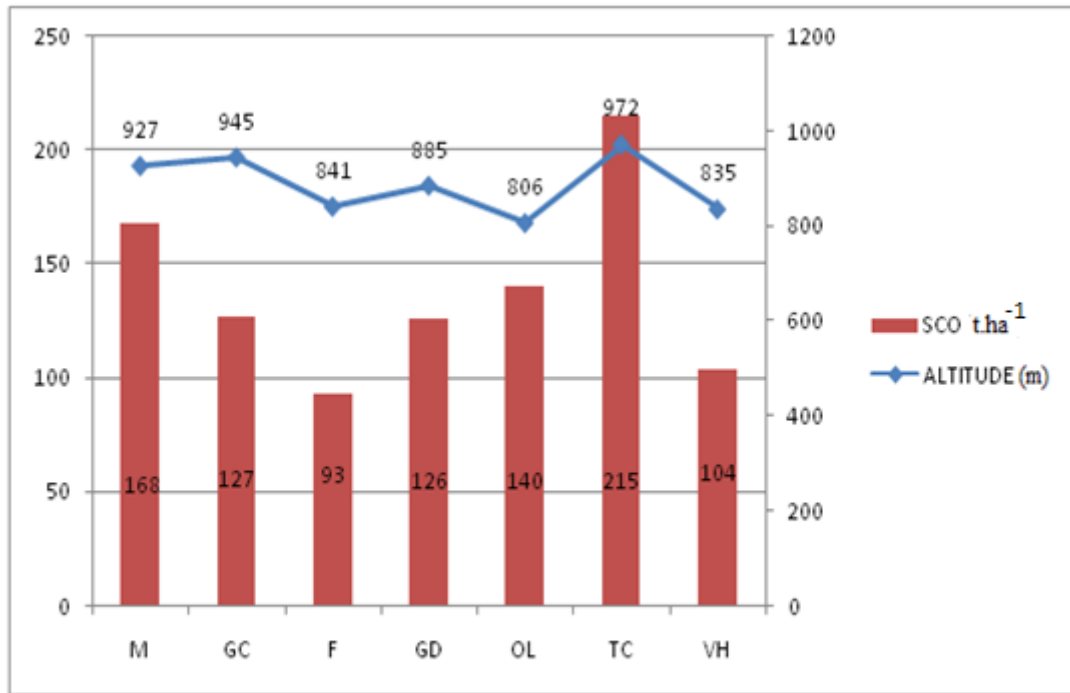
Le groupe 2 est représenté par 28 échantillons de sol prélevés sous diverses formations végétales, ces échantillons des sols affichent une valeur moyenne du SCO de 57.89 t.ha⁻¹. Se situant sur des altitudes plus ou moins faibles que celles (861.89 m) du premier groupe, ces échantillons de sol sont faibles en carbone organique (en moyenne 1.60%). La plupart de ces échantillons sont très riches en carbonates de calcium, ils sont considérés comme des sols modérément calcaires à fortement calcaires. Du point de vue texture ces échantillons affichent les teneurs les plus élevées en sable avec un pourcentage moyen équivalant à 57.36%, pouvant aller jusqu'à 90 %.

A partir des informations précédentes, nous pouvons dire que des altitudes basses associées à de faibles taux de carbone organique ainsi que de forts taux de carbonate de calcium et des pourcentages élevés en sable seraient des conditions non favorables au stockage de carbone organique dans les couches superficielles des sols du mont Tessala.

4. Effet de l'altitude sur le stock de carbone organique (SCO) des sols du mont Tessala sous différentes formations végétales

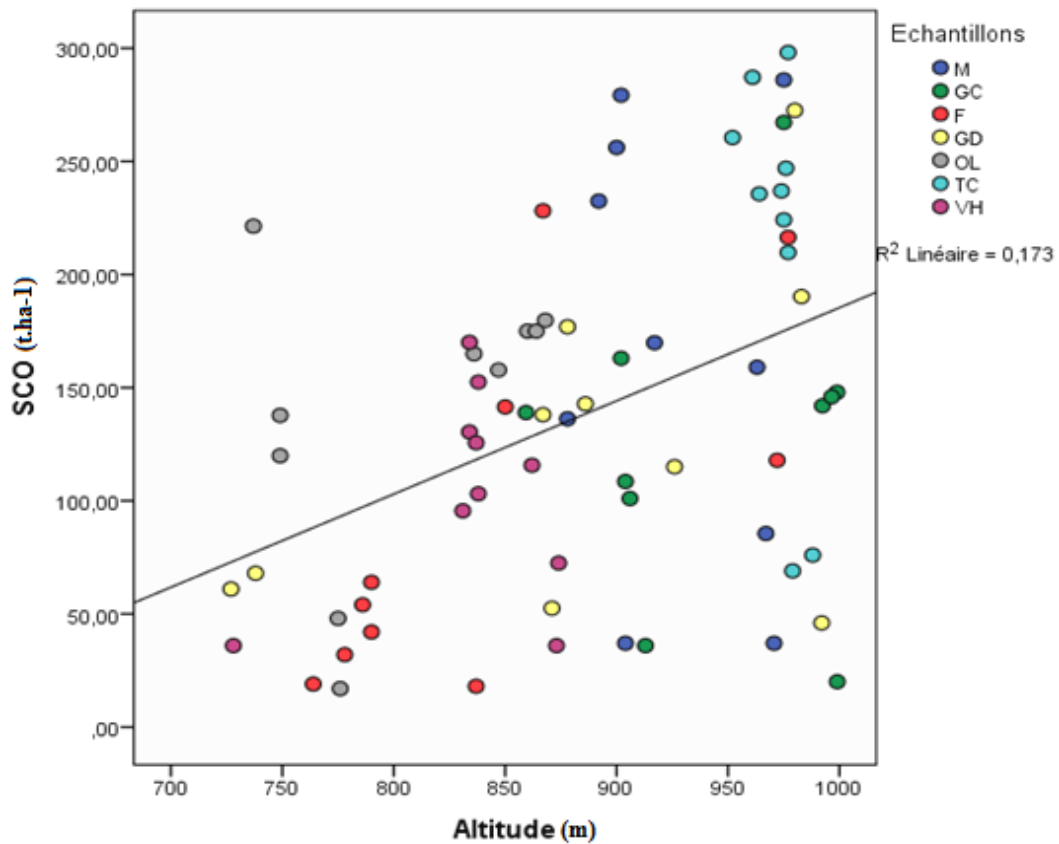
Plusieurs études indiquent que certains attributs géomorphologiques du terrain, tel que la pente et l'altitude, étaient les principaux facteurs contrôlant les variations locales des stocks de carbone (Chaplot et al. 2001 in Lagacé Banville, 2009 et Moghiseh et al.,2013).

Résultats et Discussion



M (Matorral) - GD (Garrigue dense) - GC (Garrigue claire) - F (Forêt) - TC (Taillis de chêne) - OL (Oliveraie) - VH (Végétation herbacée)

Figure 26: Variation du SCO moyen en fonction de l'altitude.



M (Matorral) - GD (Garrigue dense) - GC (Garrigue claire) - F (Forêt) - TC (Taillis de chêne) - OL (Oliveraie) - VH (Végétation herbacée)

Figure 27: Corrélation entre le SCO et l'altitude.

Résultats et Discussion

Un test de corrélation bivarié (entre deux variables quantitatives) a été effectué dans le cas présent entre l'altitude et le SOC (voir Annexe 2, tableau 4). Ce dernier met en évidence une corrélation de l'altitude avec le SOC et inversement, Sig = 0,000, donc, Sig.<0. 05, ce qui signifie qu'il existe une corrélation très significative entre l'altitude et le SOC, ce qui indique que lorsque l'altitude augmente, le SOC augmente également, par exemple dans le cas des sols sous Tallis de chêne vert, une valeur moyenne du SOC de 215 t.ha⁻¹ est notée et ce, pour une altitude moyenne de 972m tandis que les sols sous forêt de Pin d'Alep et d'Eucalyptus enregistrent la valeur la plus faible avec seulement 93 t.ha⁻¹ et une altitude moyenne de 841m. Pour confirmer davantage cette hypothèse on peut observer que la teneur minimale en carbone organique mesurée pour les sols du mont Tessala est notée pour les sols sous olivier avec une valeur de 17 t.ha⁻¹ et une altitude de 776 m, tandis que la valeur la plus élevée du stock de carbone organique est enregistrée au niveau des sols sous Tallis de chêne vert avec 298 t.ha⁻¹ et une altitude de 977m .

Cette différence pourrait éventuellement s'expliquer par l'influence de la température et de l'humidité sur les taux de décomposition de la MO du sol et donc sur l'accumulation du SCO. Les attributs géomorphologiques du terrain, tels que la pente et l'altitude, jouent un rôle important dans le contrôle des variations du stock de carbone (Chaplot et al., 2001 ; Moghiseh et al., 2013). L'altitude est considérée comme l'un des divers facteurs environnementaux importants qui contrôlent la teneur en CO du sol dans les parcours arides et semi-arides (Shedayi et al., 2016 ; Sharafatmandrad, 2019). En outre, des températures basses à une altitude plus élevée peuvent réduire les taux de décomposition de la MO du sol (Yimer et al., 2006 ; Wang et al., 2013 ; Gutiérrez-Girón et al., 2015). L'eau est la clé la plus importante qui peut influencer le stockage du CO, car l'activité microbienne augmente dans les sols bien aérés et humides, ce qui à son tour augmente le taux de décomposition de la MO, en particulier sous les climats chauds (Beare et al., 1994 ; Ogle et al., 2005). Bounouara (2018) a constaté que pour les horizons de surface (0 à 30 cm), les stocks de CO diminuent de l'amont vers l'aval, alors que pour les horizons de profondeur (>30 cm), on observe le contraire, dans son étude les stocks de carbone ont progressivement augmenté des sols de montagne vers les plaines. Dans une étude similaire sur les forêts naturelles du nord de l'Iran, Moghiseh et al. (2013) a démontré que l'aspect de la pente et l'altitude du site ont un grand effet sur le stockage du CO, un stockage plus important a été observé à une altitude plus élevée par rapport aux sites de basse altitude.

Résultats et Discussion

5. Effet du carbonate de calcium sur le stock du carbone organique du sol

Une forte proportion de calcaire total et actif contribuerait à insolubiliser la MO du sol, augmentant ainsi sa durée de résilience (Armentano et Menges, 1986), mais les résultats obtenus montrent le contraire, en effet, on a constaté que de fortes proportions de carbonates de calcium ne sont pas favorables à la séquestration du carbone organique dans les sols de Tessala.

Tableau 15 : SCO moyen et calcaire total.

Moyenne		
Formations végétales	SCO t ha ⁻¹	CT %
M	167,75	1,76
GC	127,10	2,87
F	93,20	23,15
GD	126,40	8,32
OL	139,70	13,81
TC	214,50	3,72
VH	103,90	18,93
Total	138,94	10,37

Le tableau 15 montre clairement que pour la station ayant le taux de calcaire total le plus faible (3%), un niveau de SOC maximum a été enregistré avec près de 215 t.ha⁻¹. Au contraire, le sol affichant un taux de 23% de calcaire total enregistre un SCO équivalant seulement à 93 t.ha⁻¹.

Résultats et Discussion

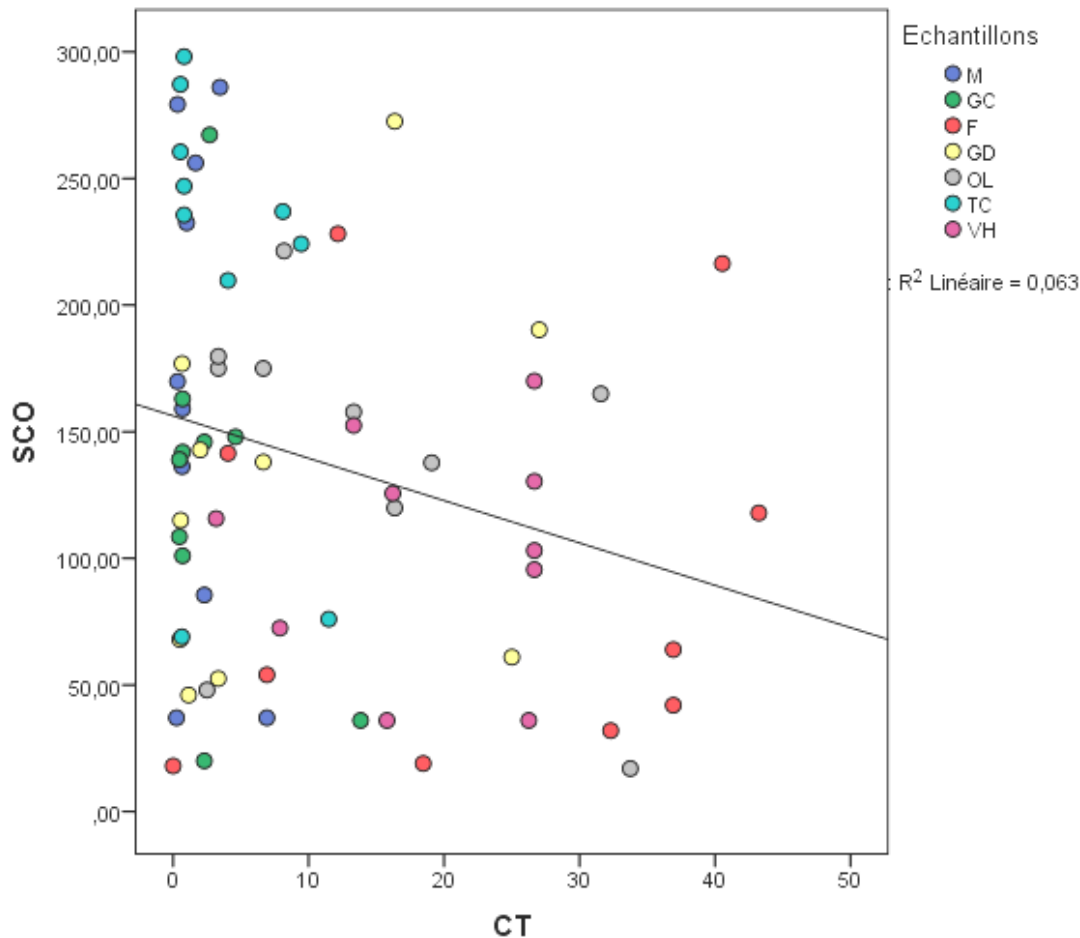


Figure 28: Corrélation entre carbonates de calcium (% CT) du sol et le SCO (t.ha⁻¹).

L'analyse statistique montre une corrélation négative significative entre la teneur en calcaire total et le SOC (sig = 0,035, donc sig. <0,05) (voir Annexe 2, tableau 05), ce qui signifie que lors que la teneur en carbonate augmente dans le sol, le SCO diminue.

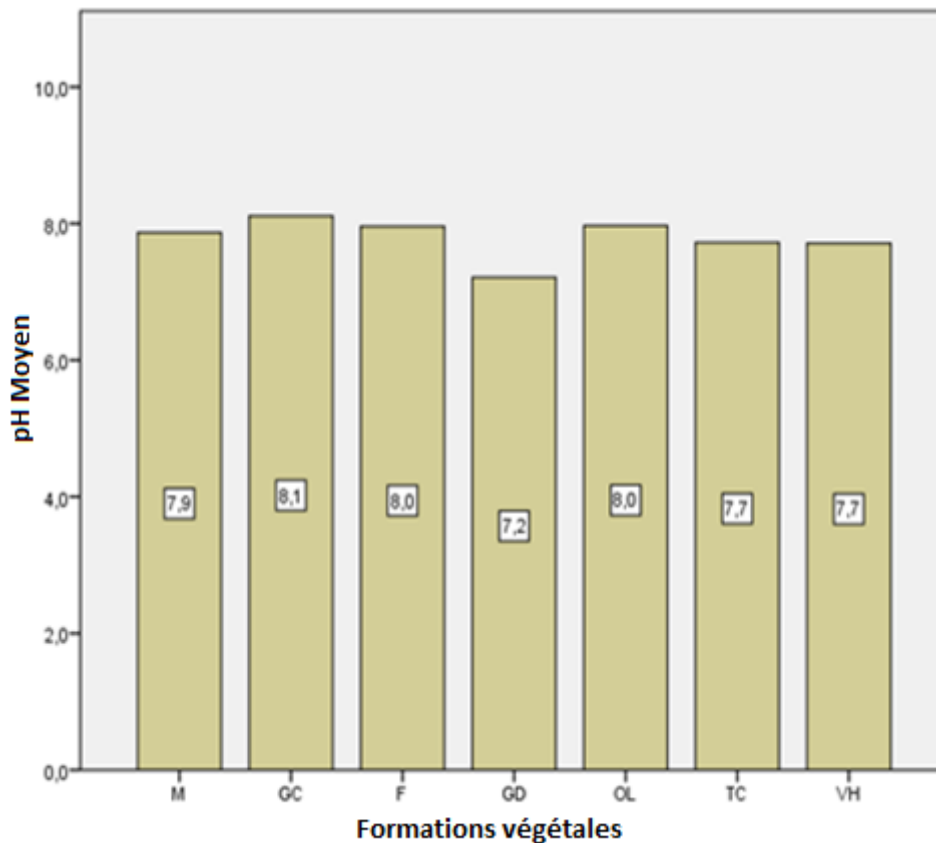
Ces résultats sont en contradiction avec ce qui a été publié en amont par la communauté scientifique et qui indique globalement que le SCI aurait un effet positif sur la stabilisation de la MO du sol (Álvaro-Fuentes et al., 2009 ; Shi et al., 2017 ; Martí-Roura et al., 2019 ; Quijano et al., 2020). Le Calcaire échangeable est en corrélation positive avec la concentration du SCO et sa résistance à l'oxydation en raison de l'effet positif sur l'agrégation et la stabilité structurale du sol et de l'influence indirecte sur l'accumulation et l'occlusion de carbone organique (Rowley et al., 2018). Cependant, les mécanismes exacts qui sous tendent cette relation et les conséquences réelles sur les stocks du CO restent flous car de nombreux facteurs tels que la texture du sol, le pH, les apports organiques et la distribution peuvent interférer avec ces mécanismes. Martí-Roura et al. (2019) ont constaté que l'efficacité de

Résultats et Discussion

l'utilisation du carbone microbien était plus étroitement associée à l'utilisation des sols qu'à la teneur en carbonate.

6. Effet du pH sur le stock de carbone organique du sol

Le pH des sols est une autre propriété chimique essentielle qui détermine le comportement des éléments chimiques, mais aussi le comportement des êtres vivants (Robert, 1996).



M (Matorral) - GD (Garrigue dense) - GC (Garrigue claire) - F (Forêt) - TC (Taillis de chêne) - OL (Oliveraie) - VH (Végétation herbacée)

Figure 29: Histogramme représentant la variation du pH moyen en fonction des différents types de formations végétales.

Les résultats du pH au niveau des échantillons de sol étudié sont été traités avec l'échelle d'interprétation de Baize (2000). Après la projection des résultats sur l'échelle d'interprétation du pH nous pouvons dire que la totalité des échantillons de sol sont alcalins avec des valeurs de pH variant entre 7.2 et 8.1.

Les sols sous matorral dense de chêne vert et chêne kermès, sous forêt claire de pin d'Alep et d'Eucalyptus, sous Olivier (OL) et sous Taillis de chênes (TC) et sous végétation herbacée

Résultats et Discussion

(VH) sont des sols légèrement alcalins tandis que les sols sous garrigue denses (GD) sont Neutres et les sols sous garrigue claire (GC) sont moyennement alcalins.

7. Variation du stock de carbone organique en fonction du pH du sol

Si on parle du pH de façon générale on dira qu'il se situe entre une valeur variant entre 0 et 14, et puisque notre étude sera sur le sol, la bibliographie dit que le pH du sol varie entre une valeur de 4 considérée comme la valeur la plus acide et 9 considérée comme la valeur la plus basique, les valeurs entre 6.5 et 7.5 représentent la neutralité (Baize, 1988). Le pH est dû principalement à la proportion des ions hydrogène $[H^+]$ ainsi que les ions hydroxyde $[OH^-]$.

Pour étudier la variation du SCO des sols en fonction du pH nous avons classé les 70 échantillons selon l'échelle d'interprétation du pH, après classement, nous avons calculé les moyennes des SCO en fonction des différentes classes de pH du sol et nous avons obtenus les résultats suivants :

Tableau 16 : Etude du SCO en fonction du pH de sol.

SCO moyen (t.ha ⁻¹)	pH	
53	5,3	Fortement acide
63,66	6,3	Légèrement acide
101	6,7	Très Légèrement acide
87,6	7,21	Neutre
158,88	7,83	Légèrement alcalin
162	8,18	Moyennement alcalin

La moyenne du SCO la plus élevée a été enregistrée au niveau des sols moyennement alcalins, tandis que la moyenne du SCO la plus faible concerne les sols fortement acides. Les sols neutres affichent une moyenne de SCO de 87.6 t.ha⁻¹.

Résultats et Discussion

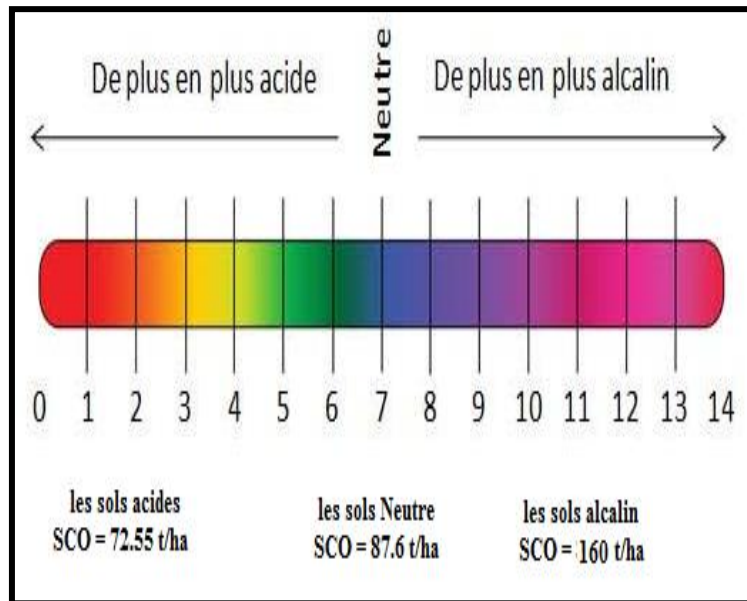
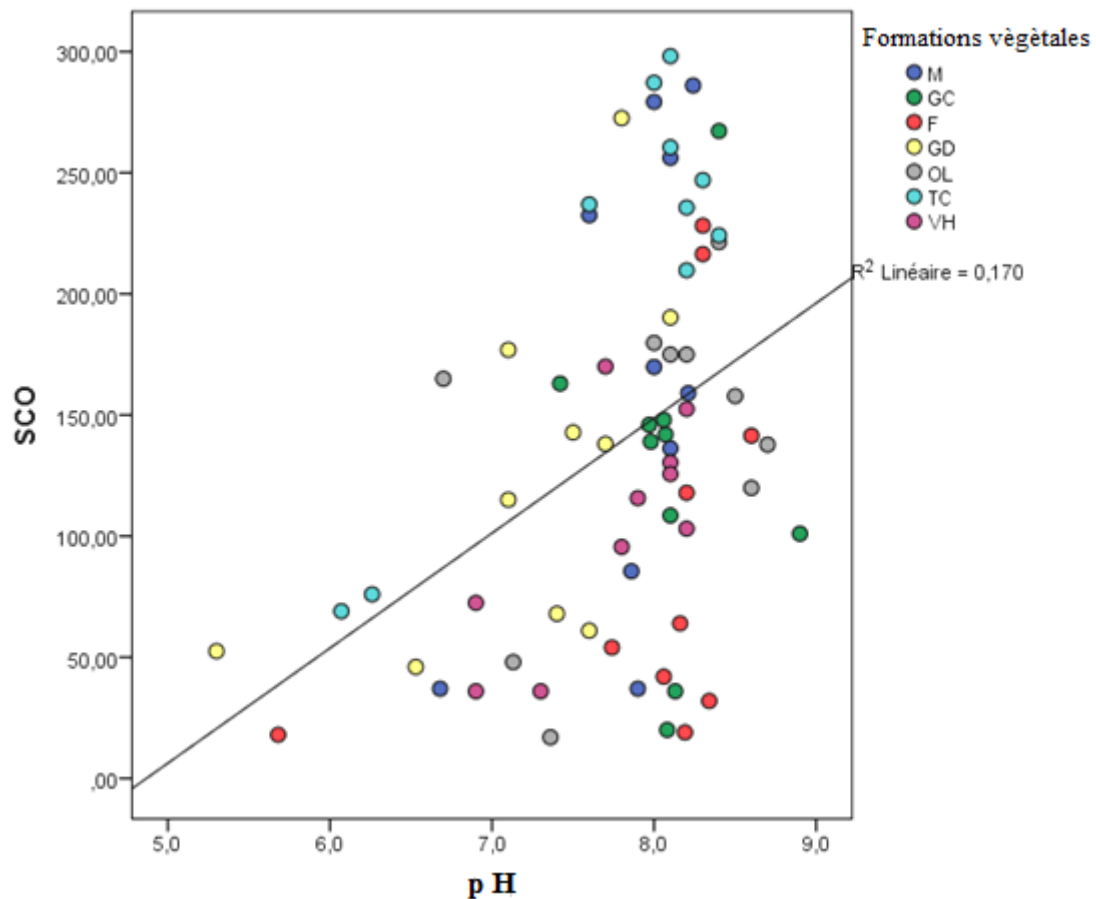


Figure 30: Variation des taux de SCO moyens en fonction du pH.

L'analyse des résultats obtenus à partir des 70 échantillons de sol prélevés au niveau du mont Tessala indiquent que le pH aurait une influence sur le stockage du CO dans la couche superficielle des sols vu qu'une augmentation du SCO a été notée sur un gradient de pH du sol allant de l'acidité à l'alcalinité. Il a été noté que les sols acides stockaient en moyenne $72.55 \text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}$ de CO tandis que les sols à un pH neutre affichent un SCO de $87.6 \text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}$. Les sols basiques enregistrent un SCO très important équivalent à $160 \text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}$.

Un test de corrélation bivarié a été réalisé pour les variables (SCO et pH) afin de vérifier l'information (voir Annexe 2).

Résultats et Discussion



M (Matorral) - GD (Garrigue dense) - GC (Garrigue claire) - F (Forêt) - TC (Taillis de chêne) - OL (Oliveraie) - VH (Végétation herbacée)

Figure 31: Corrélation entre le SCO et le pH du sol.

L'analyse statistique montre une corrélation positive très significative entre le pH et le SCO (sig = 0,000, donc sig. <0,05) (voir Annexe 2), ce qui signifie que lorsque le pH du sol augmente le SCO augmente également. La figure 30 montre clairement une augmentation du SCO en passant d'un sol acide à un sol neutre puis alcalin avec des taux notés respectivement à 72.55, 87.6 et 160 t.ha⁻¹.

8. Variation du stock de carbone organique en fonction de la texture

Les pédologues regroupent les textures obtenues en % (Argile, Limon et Sable) et en classes de textures pour faciliter la description des sols (Triangle de textures). Il est tout à fait impossible de caractériser un horizon pédologique sans connaître sa granulométrie. La texture du sol est la composition physique des divers éléments minéraux du sol en argile, limon et sable (Gysi et al, 2003).

Résultats et Discussion

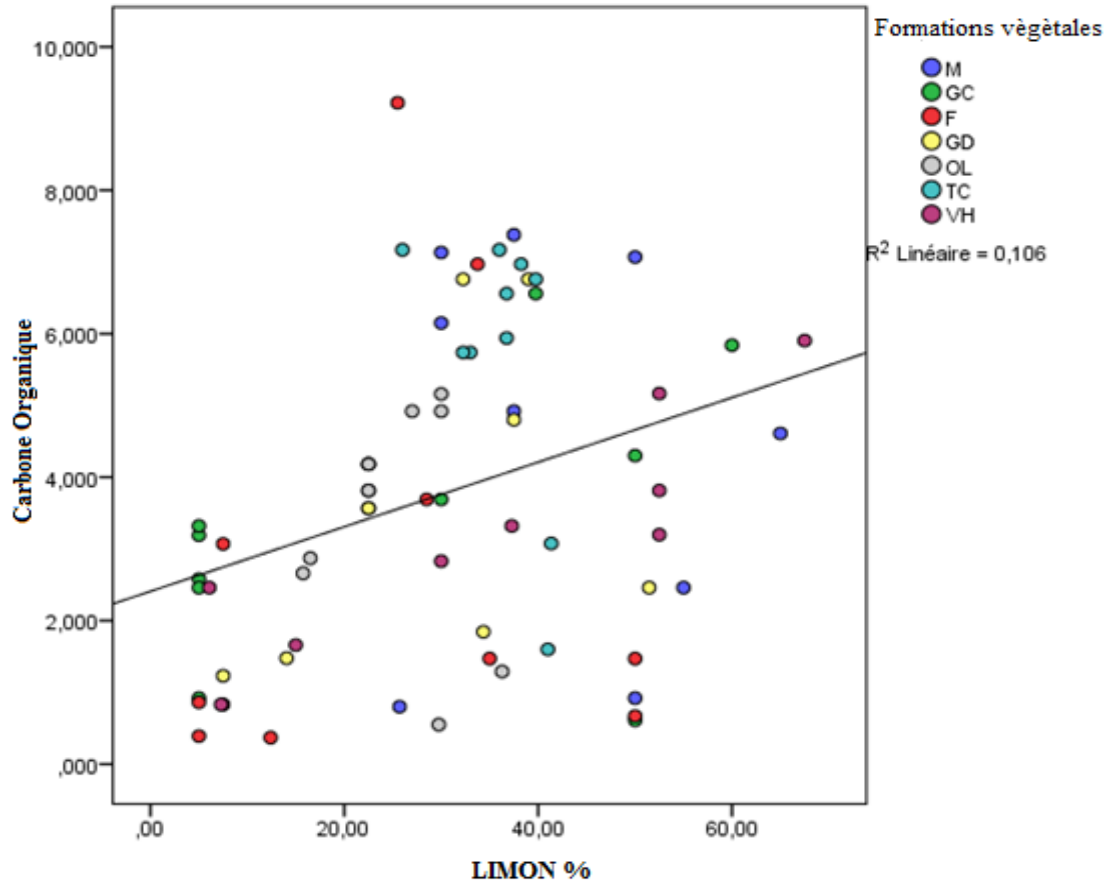
Tableau 17 : Variation du SCO en fonction de la texture.

Texture	Maximum	Minimum	Moyenne
L	298	20	159,17
LF	170	86	134,50
LS	287	19	147,00
S	36	36	36,00
SL	163	36	102,67
LAS	146	18	96,38
LA	221	17	112,75
A	237 (Échantillon unique)		

La texture de sol influence fortement les stocks organiques des sols (Mathieu et al. 2015). Dans notre étude les sols à texture limoneuse affichent la teneur en SCO la plus élevée avec près de 298 t.ha⁻¹ et une moyenne de SCO équivalente à 159.17 t.ha⁻¹. Les sols à texture sableuse enregistrent un SCO de seulement 36 t.ha⁻¹, cette valeur est considérée comme étant la plus faible.

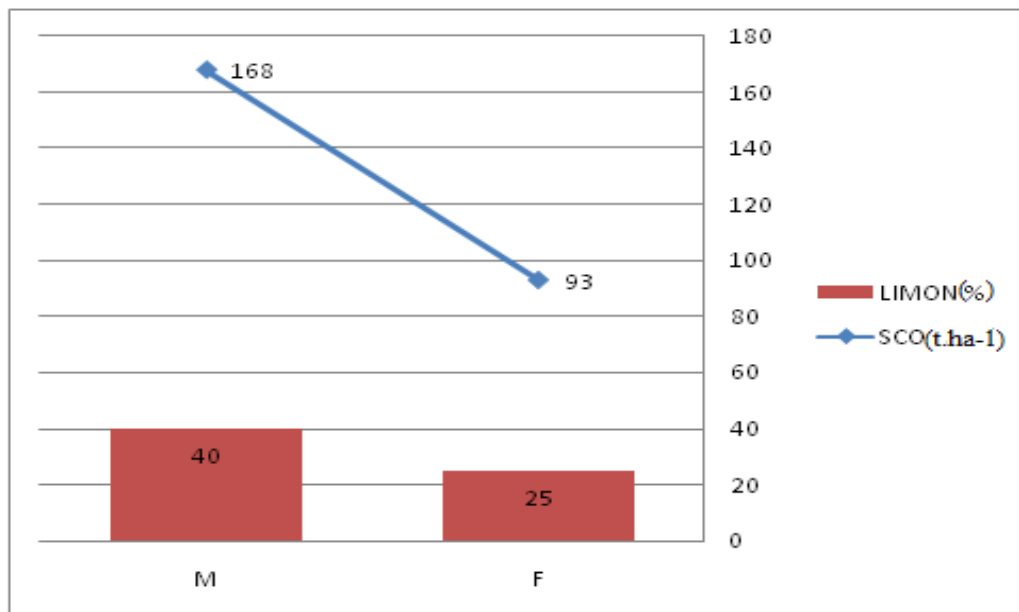
L'analyse en composantes principales montre que les sols contenant une proportion non négligeable de limon avec un important taux de MO et une altitude élevée seraient des conditions apparemment favorables au stockage du CO. Afin de vérifier cette information un test de corrélation entre le carbone organique et le pourcentage de limon a été effectué (voir Annexe 2).

Résultats et Discussion



M (Matorral) - GD (Garrigue dense) - GC (Garrigue claire) - F (Forêt) - TC (Taillis de chêne) - OL (Oliveraie) - VH (Végétation herbacée)

Figure 32: Corrélation entre le carbone organique et la teneur en limon.



M (Matorral) - F (Forêt)

Figure 33: Comparaison des moyennes du SCO en fonction des pourcentages de limon.

Résultats et Discussion

Plusieurs études ont indiqué que la texture du sol pouvait influencer les stocks de carbone en raison de la protection physique de la MO induite par l'agrégation de particules fines, telles que l'argile et le limon fin (Bosatta et Ågren (1997) ; Jobbagy et Jackson (2000), et Matus et Maire (2000) (In Matus et al., 2008) et Jonathan (2010)), Cependant, nos résultats montrent à travers l'ACP, une corrélation entre le stock de carbone et le taux de limon total, soit limon fin et limon grossier. Un test de corrélation bivarié, soit entre deux variables quantitatives, dans ce cas, le limon et le SOC a été effectué (voir Annexe 2), ce dernier indique un Sig = 0,006, donc, Sig.<0.05, ce qui signifie qu'il existe une corrélation du limon avec le SOC et inversement, autrement dit que lorsque le pourcentage de limon augmente le SCO augmente également, par exemple dans le cas des sols sous Matorral dense de chêne vert et de chêne kermès, une valeur moyenne du SOC équivalente à 168 t. ha⁻¹ est notée pour 40% de limon , par contre les sols sous forêts de pins d'Alep et d'Eucalyptus enregistrent la valeur la plus faible avec seulement 93 t.ha⁻¹ et un pourcentage moyen de limon égal à 25%.

Plusieurs études ont montré que les sols forestiers à forte teneur en limon allant d'agrégats fins à grossiers sont essentiels pour la stabilisation du CO (Balesdent et al., 1998 ; Callesen et al., 2003 ; Six et al., 2002). Feller et al. (1991) ont étudié l'effet de la texture sur le stockage et la dynamique des matières organiques, ils ont constaté que les caractéristiques de la MO du sol liée aux fractions granulométriques étaient différents, la fraction 20-2000µm comprend principalement des débris végétaux à divers stades de décomposition associés aux sables et limons grossiers, la fraction 2-20µm comprend des débris végétaux et fongiques associés aux limons fins et à des agrégats organo-minéraux très stables non dispersés au cours du fractionnement, tandis que la fraction 0-2 µm comprend des microagrégats organo-minéraux, à MO amorphe associés parfois à quelques débris de parois végétales ou fongiques.

Scott et al. (1996) affirment que la texture du sol toute seule n'a aucun effet sur la décomposition de la litière mais que la combinaison en une seule variable de la texture et du pourcentage d'espace poreux rempli d'eau expliquerait davantage la variabilité de la décomposition de la litière et de la minéralisation du C du sol que la texture ou la pression de l'eau du sol seuls.

En se référant à Feller (1991), nous pouvons émettre l'hypothèse que dans notre cas la MO est principalement caractérisée par la dominance de débris végétaux et fongiques à divers stades de décomposition surtout primaires associés aux limons fins et grossiers plutôt qu'à une MO humifiée et amorphe, ce qui expliquerait la non corrélation à la fraction fine de 0-2µm.

Résultats et Discussion

L'étude de Jonathan (2010) montre que le potentiel de stockage et de résidence du carbone organique dans les sols dépend non seulement de la texture du sol mais aussi de plusieurs autres facteurs, tels que la MO, la gestion des sols et le climat.

9. Stocks de carbone inorganique des sols (SCI)

Le carbone inorganique et organique des sols joue un rôle important dans le cycle global du carbone. Cependant, Cette partie visait à évaluer la distribution du SCI dans les sols du mont Tessala en fonction des différentes formations végétales.

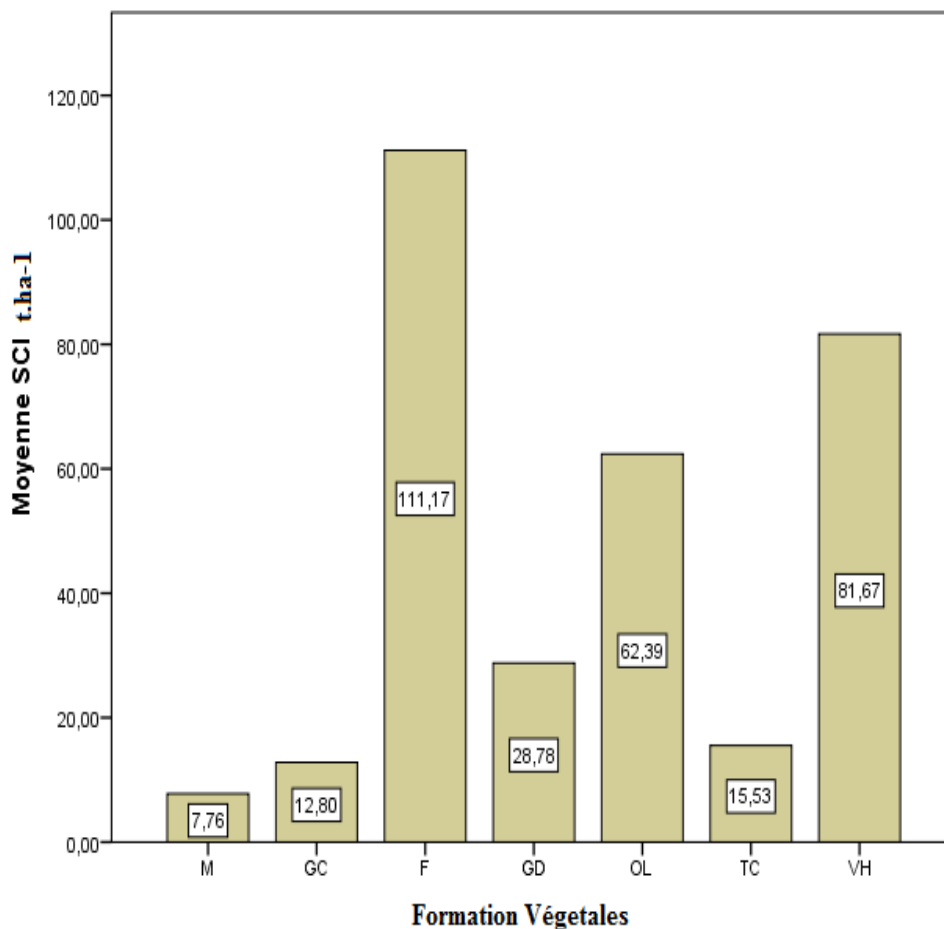


Figure 34 : Variation du SCI moyen sous les différentes formations végétales.

La moyenne maximale des stocks de carbone inorganique (SCI) des sols superficiels du mont Tessala a été notée sous une forêt claire de pins d'Alep et d'Eucalyptus avec 111 t.ha^{-1} , suivie par les sols sous végétation herbacée avec une valeur de 87 t ha^{-1} , puis les sols sous oliviers avec 62 t ha^{-1} , suivi par les sols sous garrigue dense et taillis de chênes qui affichent respectivement une moyenne de 29 t ha^{-1} et 16 t ha^{-1} . Les sols sous garrigue claire comptent

Résultats et Discussion

13 t ha⁻¹, et la moyenne du SCI la plus basse a été enregistrée dans les sols sous matorral dense de chênes verts et de chênes kermès avec seulement 8 t ha⁻¹.

10. Taux de saturation, seuil critique et déficit en carbone organique du sol

Le rapport du GIEC signale que plusieurs indicateurs ont été développés pour améliorer les prévisions des changements dans les stocks de CO du sol (Eggleston et al., 2006). Parmi ces indicateurs, figure la détermination du déficit de saturation en C organique du sol proposé par Hassink (1997) et utilisé dans plusieurs études. Le concept de saturation en CO du sol suggère que la quantité de CO stable du sol est limitée et déterminée par la quantité de particules fines (argile et limon fin) (Angers et al., 2011 ; Bonde et al., 1992 ; de l'Ouest, 1991 ; Ben Hassine et al., 2012 ; Hassink, 1997). Le seuil critique du carbone représente un niveau minimum de CO en dessous duquel la structure du sol est affaiblie et les risques de sa dégradation deviennent plus importants en raison de la faible stabilité structurelle (Ben Hassine et al., 2012).

Le calcul des niveaux de saturation en carbone du sol a permis d'estimer la capacité de stockage du carbone dans le sol. Le tableau 19 montre que la capacité maximale de stockage du sol est possible sous végétation herbacée avec 17.2% de carbone, en deuxième position les sols sous olivier avec 16.74 %, puis les sols sous garrigue claire avec 16,56%, et les sols sous taillis de chêne et garrigue dense avec respectivement 15.60% et 14.51%, enfin arrivent les sols sous matorral de chêne et la forêt avec 14.31% et 12.41%. Le seuil critique du carbone varie entre 0,8 % (8 g C.kg⁻¹) et 1,2 %. (12 g C.kg⁻¹).

Tableau 19 : Taux de saturation, seuil critique et déficit en carbone organique des sols.

Moyennes				
Formation végétales	%CO actuel	Seuil critique du C%	Saturation en C%	Déficit en C%
M	4,5257	,965	14,316	9,7903
GC	3,347	,938	16,563	13,216
F	2,8179	,803	12,414	9,5961
GD	3,6647	,984	14,517	10,8523
OL	3,4547	1,176	16,745	13,2903
TC	5,6724	1,079	15,6	9,9276
VH	3,001	1,215	17,204	14,003

Résultats et Discussion

Le taux de saturation moyen en CO des sols du mont Tessala est de 153 g C kg^{-1} , cela signifie qu'il est possible d'élever cette valeur moyenne à $115.5 \text{ g C kg}^{-1}$.

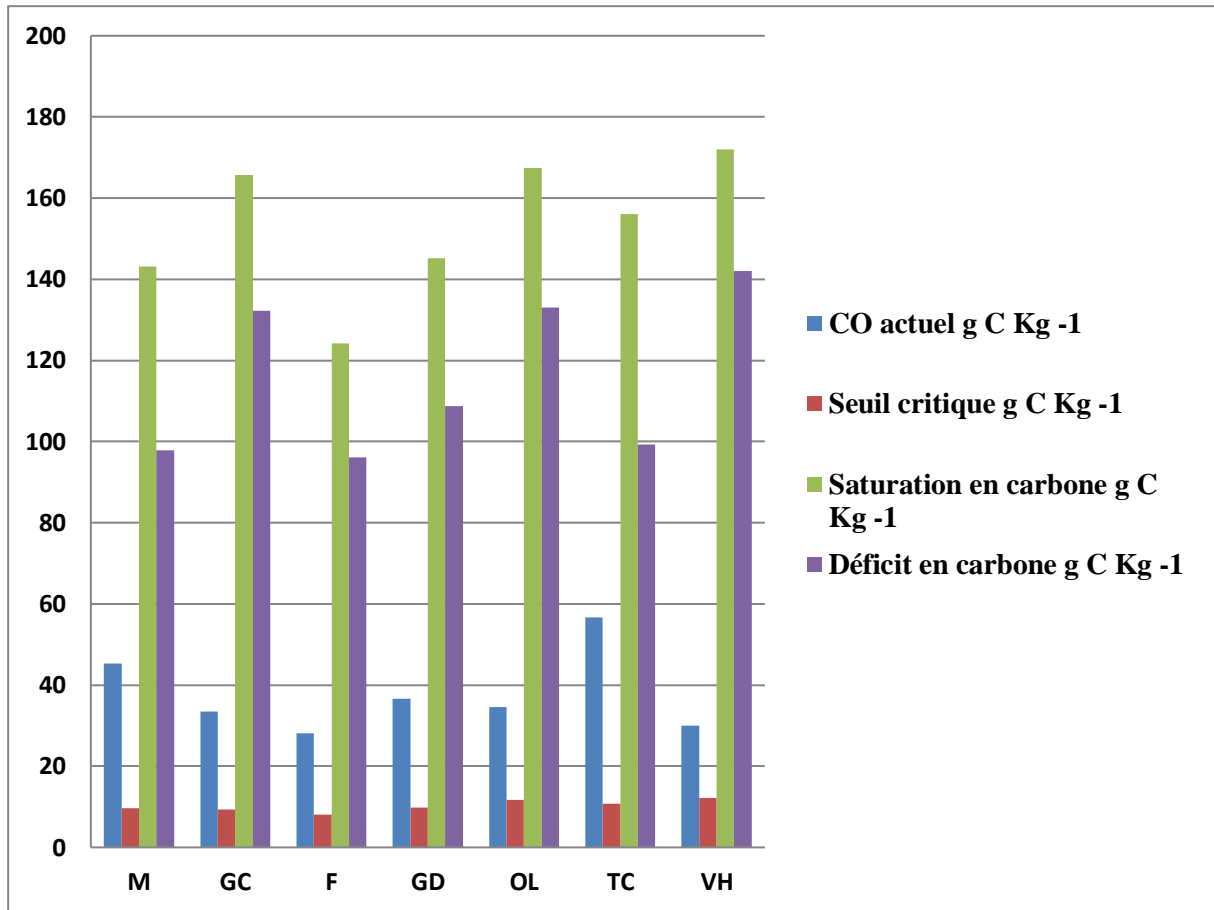
La moyenne du déficit en CO des terres arables du mont Tessala a été estimée à $115.5 \text{ g C kg}^{-1}$.

Le plus faible déficit enregistré a été pour les sols sous forêt avec près de 96 g C kg^{-1} , ces sols comme précédemment décrits, sont situés en basse altitude, avec une exposition sud. Angers et al. (2011) notent un déficit équivalent en moyenne à $8,1 \text{ g C kg}^{-1}$ avec un maximum de 500 g C kg^{-1} pour les sols agricoles de France.

Le seuil critique au niveau des sols du mont Tessala, toute formation végétale confondue varie entre un minimum de 8 g C kg^{-1} et 12 g C kg^{-1} . En Tunisie, au niveau du mont Zaghouan et dans des conditions pédoclimatiques presque similaires à celles de notre zone d'étude (Ben Hassine et al., 2012) enregistrent un seuil critique variant entre 17.9 g C kg^{-1} et 27 g C kg^{-1} .

Le tableau 19 montre que la teneur actuelle en CO dans les sols du mont Tessala est très faible et plus proche du seuil critique que de sa capacité maximale de stockage représentée par la saturation en carbone. Le déficit en CO enregistré au niveau des sols de notre zone d'étude est très alarmant car ce dernier présente une valeur qui est très proche du taux de saturation.

Résultats et Discussion



M (Matorral) - GD (Garrigue dense) - GC (Garrigue claire) - F (Forêt) - TC (Taillis de chêne) - OL (Oliveraie) - VH (Végétation herbacée)

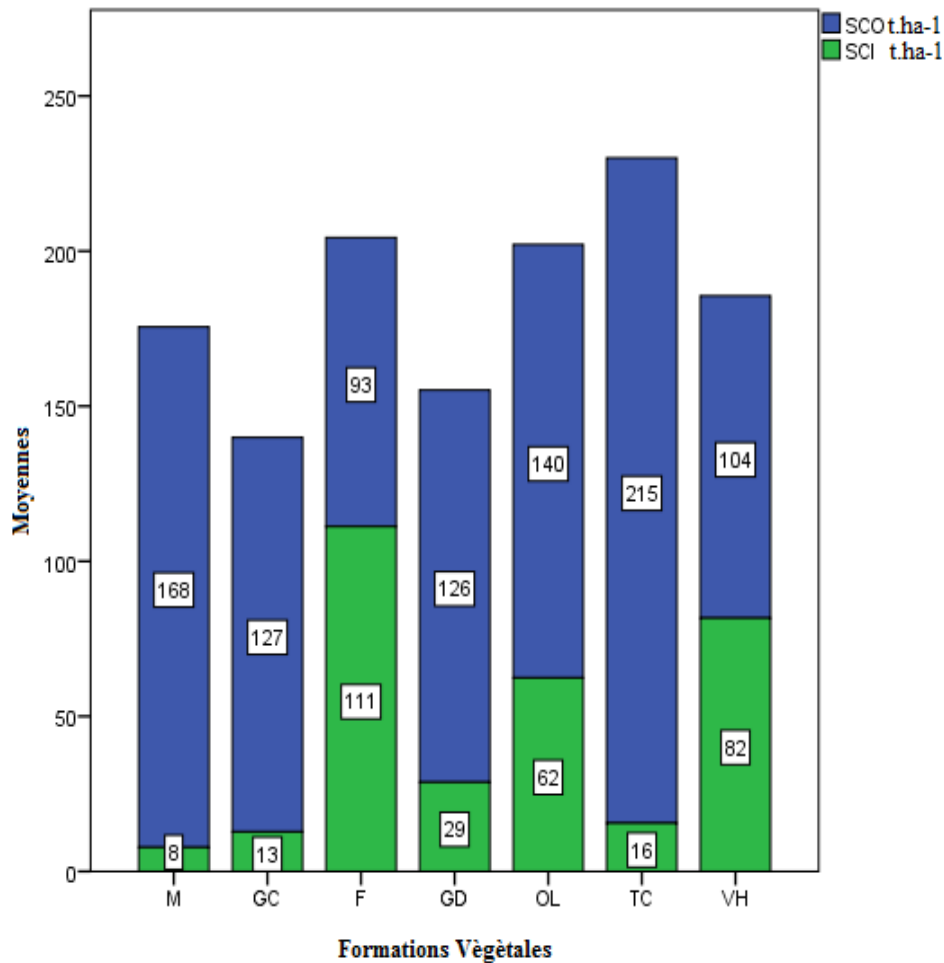
Figure 35: Moyennes des taux de ; carbone actuel, saturation en carbone, seuil critique et déficit en carbone.

11. Mesure du carbone total stocké dans les sols du mont Tessala

Le taux de carbone total stocké au niveau des sols du mont Tessala sous différentes formations végétales a été calculé en additionnant les valeurs du SCO avec celles du SCI (figure 36).

Le carbone total stocké au niveau des sols du mont Tessala affiche une valeur moyenne de 185 t.ha⁻¹ cette valeur change on fonction des formations végétales du maximum jusqu'au minimum. Nous avons enregistré les valeurs suivants : (T) 231 t.ha⁻¹ > (F) 204 t.ha⁻¹ > (OL) 202 t.ha⁻¹ > (VH) 186 t.ha⁻¹ > (M) 176 t.ha⁻¹ > (GD) 155 t.ha⁻¹ > (GC) 140 t.ha⁻¹ .

Résultats et Discussion



M (Matorral) - GD (Garrigue dense) - GC (Garrigue claire) - F (Forêt) - TC (Taillis de chêne) - OL (Oliveraie) - VH (Végétation herbacée)

Figure 36: Moyennes des stocks de carbone organique et inorganique des sols du mont Tessala dans la couche (0-30 cm).

12. Estimation du dioxyde de carbone (CO₂) atmosphérique au niveau du mont Tessala

Le carbone du sol est plus facilement déterminable au laboratoire, c'est par le biais de cette variable que les MOS sont couramment quantifiées. Cette variable présente également l'avantage de relier facilement le carbone du sol avec le dioxyde de carbone (CO₂) atmosphérique (1 tC = 3.67 t CO₂) (Cardinal, 2015). C'est sur cette base que l'on peut calculer le taux de dioxyde de carbone atmosphérique dans la région du mont Tessala.

Résultats et Discussion

Chaque tonne de carbone perdue par le sol ajoute 3,67 tonnes de dioxyde de carbone (CO₂) à l'atmosphère.. Inversement, chaque augmentation de 1 t.ha⁻¹ du carbone du sol représente 3,67 tonnes de dioxyde de carbone séquestré de l'atmosphère et retiré de l'équation des gaz à effet de serre (Jones.C ;2007)

La teneur moyenne calculée en dioxyde de carbone (CO₂) atmosphérique du mont Tessala affiche une valeur potentielle de 679 t CO₂.

Conclusion générale

D'après les résultats obtenus, la séquestration du CO dans les sols du mont Tessala serait apparemment affectée par le type de formation végétale, les caractéristiques topographiques, ainsi que les caractéristiques physico-chimiques des sols. Le carbone total stocké au niveau des sols du mont Tessala affiche une valeur moyenne de 185 t.ha⁻¹.

Les sols du mont Tessala stockent en moyenne environ 139 t.ha⁻¹ de carbone organique, les différentes moyennes de SCO enregistrées pour les sols superficiels (0 à 30 cm) sous les différentes formations végétales se présentent dans cet ordre : Taillis de chêne vert 215 t.ha⁻¹ > Matorral dense de chêne vert et de chêne kermès 168 t.ha⁻¹ > Oliviers 140 t.ha⁻¹ > Garrigue claire 127 t.ha⁻¹ > Garrigue dense 126 t.ha⁻¹ > Végétation herbacée 104 t.ha⁻¹ > Forêt de pin d'Alep et Eucalyptus 93 t.ha⁻¹.

Pour le Carbone inorganique stocké dans les sols du mont Tessala une valeur moyenne totale équivalente à 46 t.ha⁻¹ a été enregistrée. La moyenne maximale des SCI enregistrée pour les sols superficiels a été notée sous forêt claire de pins d'Alep et d'Eucalyptus avec 111 t.ha⁻¹, tandis que la valeur moyenne minimale des SCI a été enregistrée sous matorral dense de chêne vert et de chêne kermès avec 8 t.ha⁻¹.

La densité au sein d'une même formation végétale n'affecterait apparemment pas le stockage du carbone organique des sols dans la couche allant de 0 à 30cm (exemple : Garrigue claire 127 t.ha⁻¹ ≥ Garrigue dense 126 t.ha⁻¹).

Les caractéristiques géographiques des stations étudiées représentées essentiellement par l'altitude affecteraient apparemment le stockage de carbone organique dans le sol car notre étude a révélé une corrélation positive entre l'altitude et le SCO et inversement, ce qui indique que lorsque l'altitude augmente, le SCO augmente également, par exemple dans le cas des sols sous Tallis de chêne vert, une valeur moyenne du SCO de 215 t.ha⁻¹ est notée et ce, pour une altitude moyenne de 972 m tandis que les sols sous forêt de Pin d'Alep et d'Eucalyptus enregistrent la valeur la plus faible avec seulement 93 t.ha⁻¹ et une altitude moyenne de 841m.

Il ressort de notre étude que de fortes proportions de carbonates de calcium ne seraient apparemment pas favorables à la séquestration du carbone organique dans les sols du mont Tessala. Pour les sols ayant le taux de calcaire total le plus faible (3%), un niveau de SCO maximum a été enregistré avec près de 215 t.ha⁻¹. Au contraire, les sols affichant un taux de calcaire total de 23%, enregistrent un SCO équivalant seulement à 93 t.ha⁻¹.

Le pH aurait une influence sur le stockage du CO dans la couche superficielle des sols vu qu'une augmentation du SCO a été notée sur un gradient de pH du sol allant de l'acidité à l'alcalinité. Il a été noté que les sols acides stockeraient en moyenne 72.55 t.ha^{-1} de CO tandis que les sols à un pH neutre affichent un SCO de 87.6 t.ha^{-1} . Les sols basiques enregistrent un SCO très important équivalent à 160 t.ha^{-1} .

La texture du sol influencerait également le stockage de carbone organique dans les sols, vu que les résultats obtenus révèlent que les sols à texture limoneuse affichent la teneur en SCO la plus élevée avec près de 298 t.ha^{-1} et une moyenne de SCO équivalente à 159.17 t.ha^{-1} . Les sols à texture sableuse enregistrent un SCO équivalent seulement à 36 t.ha^{-1} , cette valeur est considérée comme étant la plus faible.

Les caractéristiques géographiques et physico-chimiques des sols représentés essentiellement par ; une altitude élevée, une teneur élevée en CO, un important taux de limon et un pH alcalin seraient des facteurs qui influenceraient favorablement le stockage du CO dans les sols superficiels du mont Tessala. Par contre une altitude basse associée à de faibles teneurs en CO, un pourcentage de sable très élevé, une forte proportion en carbonate de calcium et un pH acide sembleraient être des paramètres non favorables au stockage du CO dans les sols des couches superficiels du mont Tessala.

En général, la teneur actuelle en CO des terres arables du mont Tessala est très faible (38 g C kg^{-1}) et proche du seuil critique (environ 10 g C kg^{-1}). La capacité de stockage maximale est en moyenne de 153 g C kg^{-1} . Les résultats de notre étude indiquent que les sols de cet écosystème seraient grandement exposés dans l'avenir à davantage de pertes en C surtout avec les conditions topographiques difficiles, le surpâturage du maquis, ainsi que la déforestation et la mauvaise gestion des terres et de l'ensemble des agroécosystèmes de montagne en général.



Forest Soil Organic Carbon Stocks of Tessala Mount in North-West Algeria-Preliminary Estimates

Mohammed Djemel Merabtene¹, Fatiha Faraoun^{1*}, Rawan Mlih², Riad Djellouli^{3,4}, Ali Latreche¹ and Roland Bol²

¹Faculty of Nature and Life Sciences, Laboratory of Plant Biodiversity: Conservation and Valorization, Ex- ITMA, Sidi Bel Abbes, Algeria, ²Institute of Bio- and Geosciences, Agrosphere (IBG-3), Forschungszentrum Jülich, Jülich, Germany, ³Faculty of Nature and Life Sciences, Laboratory of Spaces Eco-Development, Ex- ITMA, Sidi Bel Abbes, Algeria, ⁴Faculty of Nature and Life Sciences, Laboratory of Environmental Information Synthesis, Ex- ITMA, Sidi Bel Abbes, Algeria

OPEN ACCESS

Edited by:

Frank Hagedorn,
Swiss Federal Institute for Forest,
Snow and Landscape Research
(WSL), Switzerland

Reviewed by:

Daniela Businelli,
University of Perugia, Italy
Jinyang Wang,
Nanjing Agricultural University, China

*Correspondence:

Fatiha Faraoun
faraoun.f@gmail.com

Specialty section:

This article was submitted to
Soil Processes,
a section of the journal
Frontiers in Environmental Science

Received: 14 December 2019

Accepted: 07 December 2020

Published: 28 January 2021

Citation:

Merabtene MD, Faraoun F, Mlih R,
Djellouli R, Latreche A and Bol R (2021)
Forest Soil Organic Carbon Stocks of
Tessala Mount in North-West Algeria-
Preliminary Estimates.
Front. Environ. Sci. 8:520284.
doi: 10.3389/fenvs.2020.520284

Mountainous forests in Algeria are severely affected by climate change. The degradation is exacerbated by overgrazing, deforestation, and poor land management linked to the harsh topographical conditions of the mountain agrosystem. These conditions have influenced the turnover of the soil organic matter and thus the SOC stocks storage. This study aims to investigate the average of organic carbon stored in forest soils of Tessala Mount in Algeria and to examine the influence of different plant formations alongside with geographical characteristics and soil physicochemical properties on the amount of carbon stored in the soil. We estimated the critical threshold, the saturation point, and the organic carbon deficit of soils. The correlation between geographical characteristics and soil physicochemical properties and soil organic carbon stocks was determined using principal component analysis and other statistical tools. The results of the study show that the organic carbon stock in soils of Tessala Mount area has an average value of 77.4 t ha⁻¹. The maximum average of SOC stocks (121 t ha⁻¹) of 0–30 cm depth was noted under dense matorral of green and kermes oak followed by sparse garrigue with a value of 112 t ha⁻¹. The soil organic carbon stock in Tessala region was positively correlated with coarse silt, elevation, and northern exposure, but negatively with calcium carbonates contents. The current carbon contents of Tessala topsoil are 22 g C kg⁻¹ which is very low and closer to the critical threshold (11 g C kg⁻¹) whose estimate was based on their clay and silt content. The estimated maximum storage capacity is 160 g C kg⁻¹. The preliminary estimate of the forest soils organic carbon stock of Tessala Mount under current natural conditions indicates an alarming situation with a low rate close to the critical threshold, thus exposing this area to further and stronger degradation.

Keywords: soil organic carbon, forest soils, Tessala Mount, plant formations, critical threshold, saturation point, organic carbon deficit, Algeria

INTRODUCTION

The fight against climate change is a major challenge in the 21st century (Watson et al., 2000). Forests play a key role in controlling the accumulation of greenhouse gases in the atmosphere; by acting as carbon sinks, they absorb the equivalent of some 2 billion metric tons of carbon dioxide each year (Newell and Stavins, 2000; Canadell and Raupach, 2008; Jackson et al., 2008). The Mediterranean

region is strongly affected by climate change; it experiences changes in temperatures intensification of summer, drought periods, and low and erratic precipitation rates (Moriondo et al., 2006; Gao and Giorgi, 2008; Nicault et al., 2008; Mariotti et al., 2015).

The rapid demographic population increases combined with the overuse of forest rangelands, and exacerbated by the ongoing climate change, has between 2000 and 2010 reduced the North African forest cover by more than 6.3 million hectares (FAO, 2011).

In Algeria, mountainous areas cover about 10 million hectares; with four million hectares of forest and 1.5 million hectares of agricultural lands, they are home for 25% of Algeria's population (Tatar, 2011). Within forested regions of Algeria, 75% of the area (about 3 million hectares) does mainly consist of Aleppo pine (*Pinus halepensis*), cork oak (*Quercus suber*), holm oak (*Quercus ilex*), common juniper (*Juniperus communis*), barbary thuja (*Tetraclinis articulata*), common eucalyptus or southern blue gum (*Eucalyptus globulus*), atlas cedar (*Cedrus atlantica*), and maritime or cluster pine (*Pinus pinaster*). The other remaining 25% of the forest area (about 1 million ha) is composed of maquis and garrigues (Louni, 1994; Benderradji et al., 2006; Tatar, 2012). Algerian forests have never supplied large quantities of wood but still manage to supply a modest industrial sector, and their socioeconomic importance remains considerable for the country (Tatar, 2012).

Critically, due to direct and indirect human pressures on these mountain agroecosystems, they are currently undergoing advanced degradation. The degradation is exacerbated through overgrazing of the maquis (shrubby mostly evergreen vegetation), deforestation, and poor land management (e.g., tillage in the slope direction); these factors linked to the harsh topographical conditions of the mountain agrosystem have in turn enhanced wind and water erosion and loss of the topsoil (Veldkamp, 1994; Plaza-Bonilla et al., 2015; Belahcene, 2019).

Loss of soil is associated with soil fertility decline as a considerable amount of soil organic matter which is responsible for soil chemical, physical, and biological properties is eroded (Sánchez-Marañón et al., 2002; Miralles et al., 2007). Soil organic matter is a key component of soil fertility and quality; it plays an important role in water retention, soil aeration, biological activity, and nutrients provision (Johnston, 1991; Troeh and Thompson, 2005; Ayuke et al., 2011). Thus progressive degradation of mountainous soil and continuous loss of soil organic matter mean imbalance and disturbance of all of the above functions. Therefore, assessing soil organic matter dynamics in mountainous areas is important to estimate their resilience and sustainability.

Soil organic carbon (SOC) accumulation and distribution in mountainous agrosystem is governed by numerous factors such as the location and topographical characteristics, altitude, slope percentage, and exposure or cardinal directions (Meliho et al., 2019; Tsozué et al., 2019). In addition, vegetation type plays a crucial role in determining the organic matter inputs and thus the SOC composition and the soil physical, biological, and chemical properties especially in the upper soil layers (Fu et al., 2020; Zhang et al., 2021).

The IPCC reports indicate that several indicators have been developed to improve forecasts of the changes in soil organic C stocks (Eggleston et al., 2006). Among these indicators is the assessment of the deficit in soil organic C saturation proposed by Hassink (1997) and used by several studies. The concept of SOC saturation suggests that the quantity of stable SOC is limited and determined by fine particles (clay and fine silt) contents (Feller et al., 1991; Bonde et al., 1992; Hassink, 1997; Angers et al., 2011; Ben Hassine et al., 2012). The critical threshold of carbon represents a minimum level of OC below which the soil structure is weakened and the risks of its degradation become stronger because of the low structural stability (Loveland and Webb, 2003).

Very few detailed studies are available providing accurate regional SOC estimates based on geographical features, vegetation type, and soil physicochemical properties. In particular, there is a lack of national-scale studies on soil spatial variability in forest soils of Tessala Mount region in terms of quantity, quality, and dynamics of soil organic matter. Previous studies reported the degradation of the forest ecosystems of Tessala Mount (Kouider et al., 2011; Belahcene, 2019). Therefore, a better understanding of the soil organic matter distributions as well as its quantification and quality is necessary to forecast the status of the soil organic matter in Tessala Mount and to assess soil fertility through investigating the correspondence between geographical characteristics, soil physicochemical properties, and SOC stocks. Therefore, this preliminary study objectives are to 1) quantify the average OC stored in forest soils of Tessala Mount, 2) examine the influence of different plant formations, geographical characteristics, and soil physicochemical properties on the amount of SOC stored in the soil, and to 3) analyze the overall OC balance of forest soils of Tessala Mount and its critical threshold.

MATERIALS AND METHODS

Description of the Study Area

Tessala mountains are part of the Tell Atlas of Algeria situated on a hundred kilometers between Oran to the North and the plain of Sidi Bel Abbes to the South. They give reliefs from 500 to 1,000 m of altitude, where the mount Tessala culminates to 1,061 m. The landscape draws a rugged morphology with slopes exceeding 50% in some parts, accentuated by a very marked ravine. These slopes are dissected by a large number of wadis (an Arabic term traditionally referring to a valley) and tributaries that carry fine and stony materials downstream in the plain of Sidi Bel Abbés (Pouquet, 1952). The main lithological units are represented by marls, limestone marls, and clay marl; they are met mainly in the North and North-West part (Insid, 2019). The sandstone and limestone marl of the Eocene are found mainly in the South-East. The gray marls are located in the southern part of the piedmonts. Tessala Mount has semiarid climate characteristics, characterized by a clear dry and wet season, the average annual temperature is $\sim 21^{\circ}\text{C}$, and the rainfall is low and irregular (356 mm) and occurs mainly in autumn and winter. The period from late April to mid-October is generally

dry with high summer temperature and the aridity index is 12.7 (Belahcene, 2019). The vegetation cover of the forest area of Tessala mountains is composed of oak coppice (99 ha); matorral (310 ha); forest (209 ha); dense garrigue and sparse garrigue (382 ha) (Saidi, 2017).

Sites Description and Sampling Strategy

The sampling campaign involved 7 sites; each site is characterized by a distinctive vegetation formation (**Supplementary Table S2** and **Supplementary Figure S2**). Soil samples were collected randomly from each location in May 2017 at soil depth ranging from 0 to 30 cm. Given the morphology of the terrain and the nature of the harsh rugged relief of the study area, a series of six transects with a total length of approximately 8.5 km was selected; these six series represent 7 vegetation covers including matorral (M); sparse garrigue (GC); forest (F); dense garrigue (GD); olive grove (OL); oak coppice (TC); and herbaceous vegetation (VH). A random sampling but still dependent on the relief and the distribution of plant formations was followed for each virtual line. In total 32 composite soil samples (each composite is composed of 3 samples) were collected; this gave one sample per 265 m. Soil samples were classified according to the World Reference Base for Soil Resources (WRB) (WRB, 2007); see **Supplementary Table S2**. The soil samples were air-dried and sieved using a 2 mm sieve for physical and chemical analyses. The mineral fractions were measured by the “Robinson” method (Gee and Or, 2002). The principle is to remove any cement such as carbonates, oxides, and organic substances by oxidation with hydrogen peroxide, the dispersion is done in sodium hexametaphosphate, the samples were pipetted at different times and different depths, following different sedimentation intervals, and the duration and the depth were calculated with Stokes’s law. All the granulometric data were expressed in the percentage of fine earth (<2 mm). The pH was measured using a pH meter (Hanna Instruments, Netherlands). For the soil samples suspensions with a ratio of 1: 2.5 (m/v) of the fine earth and water, as shown by Thomas (1996), the salinity was evaluated by the electrical conductivity (EC) in millisiemens per centimeter (mS cm^{-1}) using a conductivity meter (Hanna Instruments, The Netherlands); a suspension of fine earth and water with a ratio 1:5 (m/v) was considered for this analysis (Rhoades, 1996). The bulk density (BD) in g cm^{-3} was determined by the direct sampling method using a 5.5 cm diameter and 5 cm height cylinder (Blake and Hartge, 1986). The samples taken from the cylinder were dried then passed through a sieve with a diameter of 2 mm in order to measure the content of coarse particles (expressed in %). The OC content was determined by the modified Walkley and Black method, based on the oxidation of OC by potassium dichromate ($\text{K}_2\text{Cr}_2\text{O}_7$) in sulfuric acid (Gillman et al., 1986). The soil inorganic carbon (SIC, CaCO_3 content) was determined for total carbonates by Bernard calcimeter method (Sparks et al., 1996) using HCl acid. The CO_2 released by the reaction was measured by a gas burette (Bernard calcimeter). For active carbonates, the method described by Drouineau (1942) was used, the calcium associated with oxalates gives insoluble calcium oxalate, and the excess of ammonium oxalate is then determined by a solution of potassium permanganate in a sulfuric solution. The physical and chemical characteristics of the soil are reported in **Supplementary Table S1**.

Organic C Stocks, Saturation, Deficit, and Critical Threshold

The C stocks were calculated for 0–30 cm depth, with the C stocks for each sample calculated using the equation recommended (FAO, 2017; FAO, 2019) as follows:

$$\text{SOC stocks (t C ha}^{-1}\text{)} = 0.1 \cdot C \cdot \text{BD} \cdot T \cdot (1 - \text{CP}) \quad (1)$$

where SOC stock is a soil organic carbon stock (t C ha^{-1}), C is the carbon content (g C kg^{-1} soil), BD is the bulk density (g cm^{-3}), T is the thickness of the soil horizon (cm), and CP is the gravel content (g g^{-1} soil).

The percentage of fine particles was used to calculate the stable carbon potential in soils following the equation below according to Hassink (1997):

$$C_{\text{saturation}} (\%) = 4.09 + 0.37 (\% \text{ clay} + \% \text{ fine silt}) \quad (2)$$

The stable C value can be compared to the measured soil C and from that carbon saturation deficit can be calculated (Angers et al., 2011):

$$C_{\text{saturation deficit}} = C_{\text{sat}} - C_{\text{actual}} \quad (3)$$

The critical thresholds of carbon represent a minimum level of organic C below which the soil structure is weakened and the risks of its degradation become stronger because of the low structural stability. This value was calculated after Autfray et al. (2009) as follows:

$$C_{\text{critical}} (\%) = [0.32 (\% \text{ Clay} + \% \text{ fine Silt}) + 0.87] / 10 \quad (4)$$

Data Analysis

An ANOVA test was performed to determine the significance of differences between measured averages. A Welch test was realized to verify if there is a difference between soil SOC stocks values under the 7 studied vegetation covers. A principal component analysis (PCA) was performed to determine if there is a correlation between variables followed by parallel hierarchical cluster analysis (HCA) (**Supplementary Figure S1**) to verify the information provided by the PCA. The HCA was applied to the variables and not to the individuals (represented here by the samples for the 7 sites); the aim is to group similar variables and above all to highlight the variables that have close proportions of SOC, that is, those which have more influence on the accumulation of SOC. Finally, two bivariate correlation tests with two quantitative variables were performed, one between the SOC stocks and the coarse silt and the other between SOC stocks and altitude. All data collected were processed by SPSS Statistics software version 24.0 (IBM Corp, 2016).

RESULTS AND DISCUSSION

Variation of SOC Stocks Under Different Vegetation Covers

The average of the total OC contained in the first 30 cm of the soil varies according to the sampled sites; the highest values were

TABLE 1 | Variation of SOC and SIC stocks under the selected vegetation covers.

Carbon stocks (t ha ⁻¹)	M		GC		F		GD		OL		TC		VH	
	OC	IC	OC	IC	OC	IC	OC	IC	OC	IC	OC	IC	OC	IC
Max	286	34	163	66	64	219	115	74	165	127	76	33	72.5	136
Min	37	0	20	0	18	0	46	3	17	13	69	5	36	42
Avg	121	12	112	12	38	123	73	21	77	84	73	19	48	87

M: matorral; GC: sparse garrigue; F: forest; GD: dense garrigue; OL: olive grove; TC: oak coppice; VH: herbaceous vegetation.

attained in the topsoil under matorral and sparse garrigue vegetation covers, with rates of 3.1% and 3%. The lowest percentages were recorded under forest and herbaceous vegetation covers, with 0.8% and 1.1%. The contents recorded under dense garrigue, olive groves, and oak coppice were in the same range between 2% and 2.6% (**Supplementary Table S1**). The maximum value of SOC stocks averages (121 t ha⁻¹) stored in Tessala Mount soils at 30 cm depth was noted under dense matorral of green and kermes oak followed by sparse garrigue with a value of 112 t ha⁻¹, while the soils under olive groves contain 77 t ha⁻¹ and soils under dense garrigue and oak coppice have an average of 73 t ha⁻¹. Finally, the soils under herbaceous vegetation have an average of 48 t ha⁻¹. The minimum SOC stocks average value is recorded under the clear forest of Aleppo pine and eucalyptus with 38 t ha⁻¹ (**Table 1**).

The actual OC measured for the first 30 cm of Tessala Mount soils records an average of 22 g OC kg⁻¹; it varies between 31.7 g OC kg⁻¹ under dense matorral of oak and 8.6 g OC kg⁻¹ under the clear forest of Aleppo pine and eucalyptus (**Table 2**). Our results are in the range of previous findings for woodland topsoil in the mountain forest of Belezma in Algeria, where the content of SOC stocks varied from 36 g OC kg⁻¹ under holm oak to 53 g OC kg⁻¹ under cedar (Bensid et al., 2015). Ben Hassine et al. (2012) recorded a SOC content average equal to 0.8% (8 g OC kg⁻¹) in Tunisia under almost similar climatic conditions. Boulmane et al. (2010) indicated that more than 80% of SOC stocks can be stored in the top 30 cm of soils of the Mediterranean oak forest of the Moroccan Middle Atlas. In their study, 63 t ha⁻¹ of SOC stocks was recorded for the dense oak grove located at 1,670 m altitude and 47 t ha⁻¹ for the clear oak located at 1,450 m altitude. Bounouara et al. (2017) recorded 100 t ha⁻¹ and 168 t ha⁻¹ of SOC stocks in Skikda region, northern east Algeria, at an altitude varying between 13 m and 140 m.

The SOC stocks at Tessala Mount vary from one site to another; this variability could be explained by the diversification in terms of vegetation, exposure, and altitude. Several studies emphasized that SOC stocks can vary regionally following environmental factors such as precipitation, temperature, elevation, slope, soil texture, and land use (Yimer et al., 2006; Liu et al., 2011; Gutiérrez-Girón et al., 2015). The type of vegetation plays a crucial role in determining SOC spatial distribution as the trees species composition can control the amount and composition of organic matter inputs especially in the upper soil layers (Díaz-Pinés et al., 2011). Aboveground vegetation properties such as stand age, leaf area index, aboveground biomass, mean tree

TABLE 2 | The actual content, critical threshold, saturation point, and deficit of OC of soils.

OC (g kg ⁻¹)	M	GC	F	GD	OL	TC	VH	Aver
C _{actual}	31.7	30	8.6	26.5	23.3	23	11	22
C _{critical threshold}	6.8	10	7.6	11.8	17.3	15.5	9.3	11
C _{saturation}	110	137	120	167	231.6	210	138	160
C _{saturation deficit}	78.3	107	111.3	140.5	208.3	187	127	137

M: matorral; GC: sparse garrigue; F: forest; GD: dense garrigue; OL: olive grove; TC: oak coppice; VH: herbaceous vegetation.

height, tree diameter, stand density, tree basal area, and litter depth are all vegetation properties that have a potential effect on SOC stocks (Li et al., 2010).

Other studies indicated that plant formations have a profound effect on soil carbon stocks (Arasa-Gisbert et al., 2018; Yao et al., 2019; Koga et al., 2020). Boulmane et al. (2010) found that the density of a plant stand may have no significant effect on carbon sequestration potential in biomass, but it certainly has a significant effect on carbon sequestration in soils and more precisely on the layer 0–15 cm (between 52.7 t ha⁻¹ and 33.2 t ha⁻¹). However, a Canadian study conducted by Lagacé Banville (2009) under different climatic conditions indicates a significant correlation between plant formation and SOC stocks distribution of hardwood and closed canopy conifers with 13.4 and 12.2 kg C m⁻² (134 and 122 t ha⁻¹), respectively; the highest intakes are in sites with the highest plant density.

SOC Stocks Dynamic in Relation to Altitude

A bivariate correlation test, between two quantitative variables, the altitude and OC, was performed; the results showed a significant ($p < 0.05$) positive correlation between the altitude and OC (**Figure 1**). The soils under dense matorral of holm and kermes oak have an average SOC stocks value of 121 t ha⁻¹ at an average altitude of 955 m, whereas soils under Aleppo pine and eucalyptus forest recorded the lowest value with only 38 t ha⁻¹ at an average altitude of 790 m (**Figure 2**). This difference may be explained by the influence of temperature and humidity on the decomposition rates of soil organic matter and thus the SOC accumulation. Geomorphological terrain attributes, such as slope and elevation, play an important role in controlling carbon stock variations (Chaplot et al., 2001; Moghiseh et al., 2013). The elevation is considered as one of the various important environmental factors controlling soil OC content in arid and semiarid rangelands (Shedayi et al., 2016; Sharafatmandrad,

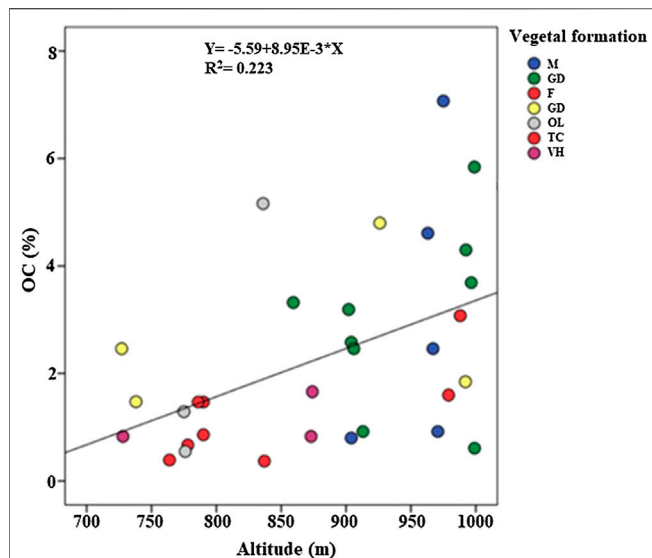


FIGURE 1 | Correlation between altitude and soil organic carbon. M: matorral; GC: sparse garrigue; F: forest; GD: dense garrigue; OL: olive grove; TC: Oak coppice; VH: Herbaceous vegetation.

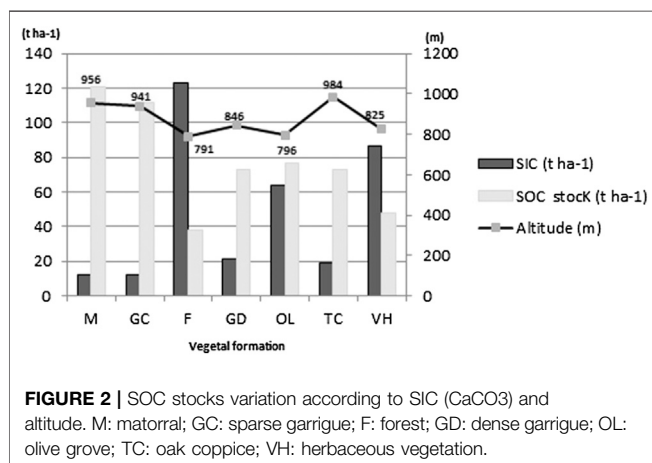


FIGURE 2 | SOC stocks variation according to SIC (CaCO₃) and altitude. M: matorral; GC: sparse garrigue; F: forest; GD: dense garrigue; OL: olive grove; TC: oak coppice; VH: herbaceous vegetation.

2019). Besides, low temperatures at higher elevation may suppress the decomposition rates of soil organic matter (Yimer et al., 2006; Wang et al., 2013; Gutiérrez-Girón et al., 2015). Water is the most important key that can influence SOC storage, as microbial activity increases in well-aerated and moist soils which in turn increases the rate of organic matter decomposition, especially under warm to hot climates (Beare et al., 1994; Ogle et al., 2005). Bounouara (2018) found that, for surface horizons (0–30 cm), the stocks of OC decreased from upstream to downstream, while for depth horizons (>30 cm), the opposite can be observed; in his study the carbon stocks have gradually increased from mountain soils to the lowlands. In a similar study on natural forests in northern Iran, Moghiseh et al. (2013) have shown that slope aspect and site altitude have a great effect on SOC storage; higher SOC storage was observed at a higher altitude compared to low altitude sites.

Soil Inorganic Carbon Stocks

The maximum average of SIC stocks (123 t ha^{-1}) stored in Tessala Mount soils at 0–30 cm was noted under a clear forest of Aleppo pine and eucalyptus, followed by herbaceous vegetation with a value of 87 t ha^{-1} , while the soils under olive groves contain 84 t ha^{-1} and soils under dense garrigue and oak coppice have, respectively, an average of 21 t ha^{-1} and 19 t ha^{-1} . The minimum SIC stocks average value was recorded under sparse garrigue and dense matorral of green and kermes oak with 12 t ha^{-1} for each (Table 1). Our results indicated that SIC has a negative correlation with SOC stocks ($p < 0.05$); soil with higher values of SIC exhibited less SOC accumulation and vice versa (Figure 3). For example, at SIC of 3% a maximum SOC stocks value was recorded (121 t ha^{-1}), while the soil with 22% of the total carbonates content only recorded 38 t ha^{-1} of SOC stocks (Figure 2). The results came in contradiction to previous studies findings, which indicate that SIC has a positive effect on soil organic matter stabilization and soil structure (Álvarez-Fuentes et al., 2009; Shi et al., 2017; Martí-Roura et al., 2019; Quijano et al., 2020). Exchangeable Ca correlates positively with the concentration of SOC and its resistance to oxidation due to the positive effect on the aggregation and structural stability of the soil and by the indirect influence on the accumulation and occlusion of OC (Rowley et al., 2018). However, the exact mechanisms behind this relationship and the actual consequences on occluded SOC stocks remain unclear as many factors such as soil texture, pH, organic inputs, and distribution may interfere with these mechanisms. Martí-Roura et al. (2019) found that microbial carbon use efficiency was more closely associated with land use than with carbonate content.

SOC Stocks Variation in Relation to Coarse Silt Texture

A bivariate correlation test, between coarse silt and SOC stocks, was performed to show the relationship between the coarse silt and SOC accumulation; the results showed a significant marginal correlation of coarse silt with SOC stocks ($p < 0.05$) (Figure 4). Increasing in coarse silt contents would tend to relatively increase SOC stocks. For example, under dense matorral of holm and kermes oak, an average value of 121 t ha^{-1} for SOC stocks under 41.3% of coarse silt content was noted, whereas under Aleppo pine and eucalyptus forests the lowest value of SOC stocks was recorded with only 38 t ha^{-1} and an average percentage of coarse silt of 14.6% (Supplementary Table S1). Soil texture has a distinct influence on organic carbon accumulation because of the physical protection of SOM induced by the aggregation of fine particles, such as clay and fine silt (Feller et al., 1991; Jobbágy and Jackson, 2001). Previous studies showed that forests soils with high contents of silt ranging from fine to coarse aggregates are essential for OC stabilization (Balesdent et al., 1998). Coarse silts and sands fractions ranging from 20 to $2000 \mu\text{m}$ have the potential to associate plant debris at various stages of decomposition (Feller et al., 1991; Schulten et al., 1993). Forest soils contain particularly large amounts of SOM associated with the coarser soil fraction (Martí-Roura et al., 2019).

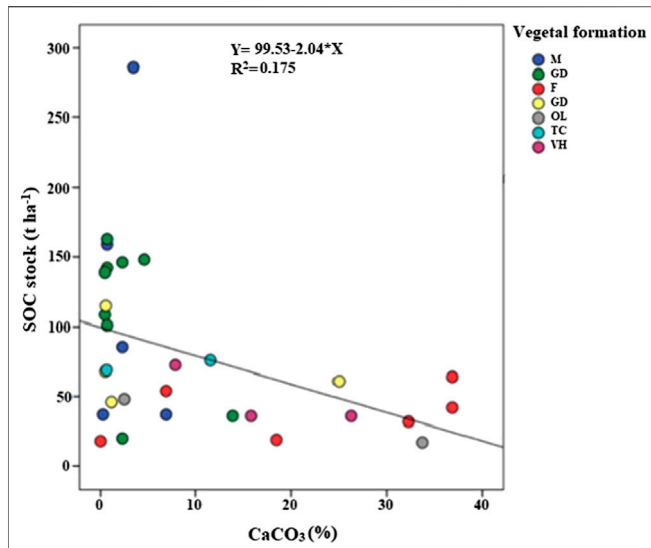


FIGURE 3 | Correlation between soil carbonates (CaCO₃) and SOC stocks. M: matorral; GC: sparse garrigue; F: forest; GD: dense garrigue; OL: olive grove; TC: oak coppice; VH: herbaceous vegetation.

Correlation Between Location, Soil Properties, and SOC Stocks (PCA)

The principal components selected are the F1 axis, which provides the most important statistical information with an inertia rate of 37.05% and the F2 axis with 15.69%. These two axes restore 52.74% of the initial information and highlight two groups confirmed by parallel hierarchical cluster analysis (HCA) (Figure S1). The choice of these groups was made based on the principal component analysis (PCA) (Figure 5) and HCA.

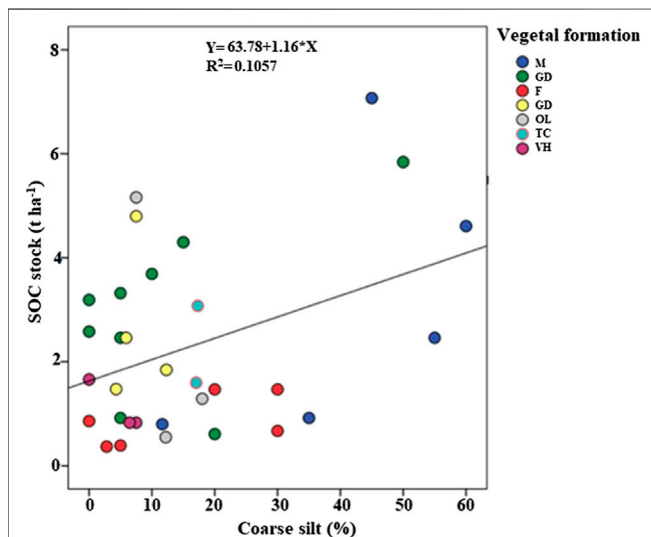


FIGURE 4 | Correlation between coarse silt content and soil organic carbon. M: matorral; GC: sparse garrigue; F: forest; GD: dense garrigue; OL: olive grove; TC: oak coppice; VH: herbaceous vegetation.

Group 1: SOC, C, altitude, coarse silt, pH; Group 2: coarse particles, fine silt, clay, bulk density, sand, total and active CaCO₃, SIC.

Based on the information provided by the PCA, it was noted that elevation, OC, pH, and coarse silt correlate with stocks; PCA shows as variable; OC, altitude, pH, and coarse silt are factors that would influence SOC stocks.

On the basis of the information provided by the sampled sites and the measured edaphic variables, the result of the analysis confirms that the variables of group 1 are correlated with axis 1 which essentially indicates the geographical and physicochemical characteristics of the sites studied represented by northern exposure, high elevation, high CO₂, and high coarse silt ratio; all of these factors positively contributed to the increase in SOC stock.

On the contrary, the variables of group 2 are not correlated with axis 1; this can be explained by the geographical and physicochemical characteristics of these sites, with a southern exposure, a low altitude, and a low CO₂ content; all these factors are not conducive to the storage of CO₂ in soils. It has been noted that, in addition to the physical and chemical properties of topsoil sites, other geographical factors appear to influence OC storage, such as exposure and altitude. The northern slopes in Tessala area benefit from milder climatic conditions, with lower temperatures compared to the southern slopes. In addition, the sea breeze in summer on the northern slopes, with low evaporation rates and significant rainfall, has created a favorable environment for the accumulation of the organic matter and thus influenced the OC storage (Saidi, 2017). Also, the high altitude of the northern slopes is associated with cooler local climate conditions compared to the

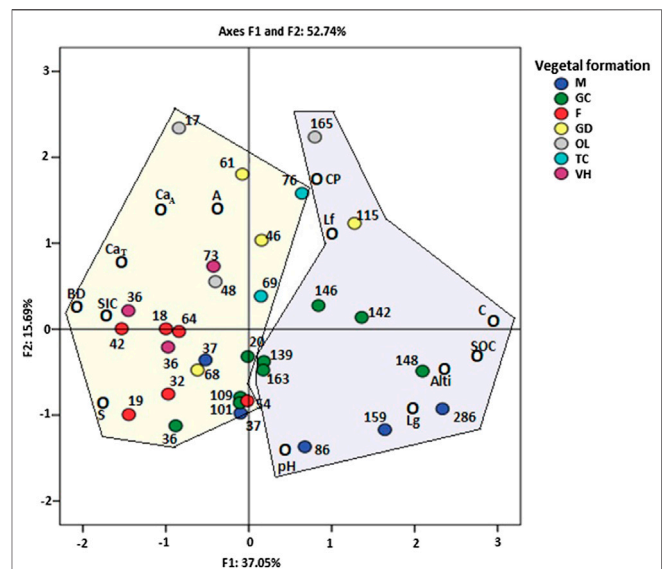


FIGURE 5 | Factorial plan representing the intersection of edaphic variables measured for the sample's locations and different vegetation covers (PCA). A: clay, Lf: fine silt, Lg: coarse silt, S: silt, CP: coarse particle, BD: bulk density CaT: total carbonates, CaA: active carbonates, C: carbon, SOC: soil organic carbon stock, SIC: soil inorganic carbon, Alt.: altitude. M: matorral; GC: sparse garrigue; F: forest; GD: dense garrigue; OL: olive grove; TC: oak coppice; VH: herbaceous vegetation.

southern exposure which has low altitude and thus warmer climate. Soil carbon budget tends to increase when moving from a warmer climate to a cooler climate; this is attributed to the accelerated decomposition of organic matter in warmer and dry climates compared to cold and wet climates (Schimel et al., 1994; Bachelet et al., 2001).

Saturation Rate and Critical Soil Carbon Thresholds

The calculation of soil carbon saturation levels has made it possible to estimate the soil carbon storage capacity. **Table 2** (values are presented in g kg^{-1}) shows that the maximum soil storage capacity is noted under olive grove with 23.1% of carbon, in the second position the oak coppice with 21%, then under dense garrigue with 16.7%, and under herbaceous vegetation and sparse garrigue with 13.8% and 13.7%, respectively. Lastly, forest and scrubland recorded 12% and 11%, respectively. The critical threshold of carbon varies between 0.7% and 1.7%. The average rate of SOC concentration in the study area is 22 g C kg^{-1} , and the average critical threshold is 11 g C kg^{-1} (**Table 2**). The average saturation rate is 160 g C kg^{-1} ; this means that it is possible to increase the average carbon content to 138 g C kg^{-1} . In Tunisia, under nearly similar pedoclimatic conditions to our study area (Ben Hassine et al., 2012), a critical threshold was recorded that varies between 2.7% and 1.79% (27 g C kg^{-1} and 17.9 g C kg^{-1}). The average deficit of Tessala Mount topsoils is 137 g C kg^{-1} . For agricultural topsoils Angers et al. (2011) note an average deficit of 8.1 g C kg^{-1} , with a maximum of up to 500 g C kg^{-1} . The lowest deficit recorded of 78 t C ha^{-1} was for the soils under dense matorral located at a high altitude with a North exposure. As described in this study smaller deficits occurred at higher altitudes, probably due to the combined effect of the cooler temperature and the presence of meadows. **Table 2** shows that the current carbon content (C_{actual}) of Tessala Mount soils is very low and closer to the critical threshold ($C_{\text{critical threshold}}$) than its maximum storage capacity represented by saturation carbon (C_{sat}). The carbon deficit ($C_{\text{sat. deficit}}$) in soils of the study area is very alarming because it is very close to saturation levels.

CONCLUSION

The SOC stocks in Tessala Mount are affected by vegetation type, topographical features, and physicochemical characteristics of the soil. The maximum average of SOC stocks stored in Tessala Mount soils at 0–30 cm is flowing in this order: dense matorral of green and kermes oak > sparse garrigue > olive groves > dense garrigue and oak coppice > herbaceous vegetation > Aleppo pine and eucalyptus. The geographical and physicochemical characteristics represented by northern exposure, high altitude, high OC contents, and high coarse silt ratio are factors that have favorably influenced SOC storage in Tessala Mount. Generally,

the current C content of Tessala topsoil is very low and closer to the critical threshold and a maximum storage capacity of 160 g C kg^{-1} . The findings indicate further loss of C under the current natural conditions and management conditions.

DATA AVAILABILITY STATEMENT

The datasets generated for this study are available on request to the corresponding author.

AUTHOR CONTRIBUTIONS

FF contributed to the conception of the study. FF and MM contributed to the establishment of the work plan. MM and FF organized the soil database, field trips, and physicochemical analyses in the laboratory. AL took care of the part related to plant formations and provided information necessary for the field study. MM and RD performed statistical analysis. MM, FF, and RD interpreted the statistical data. MM wrote the first draft of the manuscript. FF made the first corrections and wrote the second draft. RB and RM corrected the second draft and contributed to its improvement. RB, RM, and FF wrote sections of the manuscript. RB did scientific evaluation of the data. RB and RM proceeded to the final revision of the manuscript and wrote sections of manuscript. All authors contributed to the revision of the manuscript and read and approved the submitted version.

FUNDING

This study is part of a research project (PRFU project number; D00L02UN220120190005) funded by the Plant Biodiversity Laboratory: Conservation and Valorization of Sidi Bel Abbes University, and the Ministry of Higher Education and Scientific Research (Algeria), but the publication costs are not covered; the corresponding author is responsible for publication costs.

ACKNOWLEDGMENTS

Special thanks are due to the financial support from the Ministry of Higher Education and Scientific Research, through the associated PRFU project (D00L02UN220120190005) and to the Department of Environmental Sciences of Sidi Bel Abbès University for facilitating access to the soil laboratory.

SUPPLEMENTARY MATERIAL

The Supplementary Material for this article can be found online at: <https://www.frontiersin.org/articles/10.3389/fenvs.2020.520284/full#supplementary-material>.

REFERENCES

- Álvaro-Fuentes, J., Cantero-Martínez, C., López, M., Paustian, K., Deneq, K., Stewart, C., et al. (2009). Soil aggregation and soil organic carbon stabilization: effects of management in semiarid Mediterranean agroecosystems. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 73 (5), 1519–1529. doi:10.2136/sssaj2008.0333
- Angers, D. A., Arrouays, D., Saby, N. P. A., and Walter, C. (2011). Estimating and mapping the carbon saturation deficit of French agricultural topsoils. *Soil Use Manag.* 27 (4), 448–452. doi:10.1111/j.1475-2743.2011.00366.x
- Arasa-Gisbert, R., Vayreda, J., Román-Cuesta, R. M., Villela, S. A., Mayorga, R., and Retana, J. (2018). Forest diversity plays a key role in determining the stand carbon stocks of Mexican forests. *For. Ecol. Manage.* 415–416, 160–171. doi:10.1016/j.foreco.2018.02.023
- Autfray, P., Guillaume, P., Forest, F., Chabanne, A., and Husson, O. (2009). “Outils de gestion des matières organiques en agriculture de conservation en Tunisie, [Tools for the management of organic matter in conservation agriculture in Tunisia],” in Conference: Journée Nationale La gestion du stock organique dans les sols de Tunisie, El Kef, Tunisia, Le Kef, jeudi juin 04, 2009 (s.n.), 10.
- Ayuke, F. O., Brussaard, L., Vanlauwe, B., Six, J., Lelei, D. K., Kibunja, C. N., et al. (2011). Soil fertility management: impacts on soil macrofauna, soil aggregation and soil organic matter allocation. *Appl. Soil Ecol.* 48 (1), 53–62. doi:10.1016/j.apsoil.2011.02.001
- Bachelet, D., Neilson, R. P., Lenihan, J. M., and Drapek, R. J. (2001). Climate change effects on vegetation distribution and carbon budget in the United States. *Ecosystems* 4 (3), 164–185. doi:10.1007/s10021-001-0002-7
- Balesdent, J., Besnard, E., Arrouays, D., and Chenu, C. (1998). The dynamics of carbon in particle-size fractions of soil in a forest-cultivation sequence. *Plant Soil* 201 (1), 49–57. doi:10.1023/A:1004337314970
- Beare, M., Hendrix, P., and Coleman, D. (1994). Water-stable aggregates and organic matter fractions in conventional-and no-tillage soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 58 (3), 777–786. doi:10.2136/sssaj1994.03615995005800030020x
- Belahcene, F. (2019). Mise en valeur des potentialités agricole des zones de montagne; cas des monts de Tessala et Beni Chougrane dans la wilaya de Sidi Bel Abbes (Algérie occidentale) [Development of the agricultural potential of mountain areas; case of the mountains of Tessala and Beni Chougrane in the wilaya of Sidi Bel Abbes]. Master’s thesis. Sidi Bel Abbes (Algeria): Dspace de universite Djillali Liabes de SBA.
- Ben Hassine, B., Karbout, N., Kridane, K., Sanaa, M., and Jedidi, N. (2012). Caractérisation des fractions colloïdales minérales et organiques des horizons superficiels des sols d’une toposequence en zone semi-aride de la Tunisie [Characterization of the mineral and organic colloidal fractions of the superficial horizons of soils of a toposequence in a semi-arid zone of Tunisia]. *Etudes et Gestion des Sols* 19 (2), 105–118. doi:10.13140/RG.2.1.4581.5121
- Benderradj, M. E. H., Alatou, D., Arfa, A. M. T., and Benachour, K. (2006). Problèmes de dégradation de l’environnement par la désertification et la déforestation Impact du phénomène en Algérie [Problems of environmental degradation through desertification and deforestation Impact of the phenomenon in Algeria]. *New Med.* 4, 15–22. Available at: https://newmedit.iamb.it/edizioni_new_medit,229,229,2006,20,80,problemes-de-degradation-de-lenvironnement-par-la-desertification-et-la-deforestation-impact-du-phenomene-en-algerie.htm
- Bensid, Z., Halitat, T., Sbih, M., and Messaadia, H. (2015). Status of soil organic matter of cedar stands in forest mountains of Belezma (Aures, Algeria). *Res. J. For* 9 (1), 6–21. doi:10.3923/rjf.2015.6.21
- Blake, G. R., and Hartge, K. (1986). Bulk density. *Methods Soil Anal.* 5, 363–375. doi:10.2136/sssabookser5.1.2ed.c13
- Bonde, T. A., Christensen, B. T., and Cerri, C. C. (1992). Dynamics of soil organic matter as reflected by natural ¹³C abundance in particle size fractions of forested and cultivated oxisols. *Soil Biol. Biochem.* 24 (3), 275–277. doi:10.1016/0038-0717(92)90230-U
- Boulmane, M., Makhloufi, M., Bouillet, J.-P., Saint-André, L., Satrani, B., Halim, M., et al. (2010). Estimation du stock de carbone organique dans la chaîne verte du Moyen Atlas marocain [Estimating the stock of organic carbon in the holm oak forest of the Moroccan Middle Atlas Mountains]. *Acta Bot. Gall* 157 (3), 451–467. doi:10.1080/12538078.2010.10516222
- Bounouara, Z., Chevallier, T., Balesdent, J., Toucet, J., Sbih, M., Bernoux, M., et al. (2017). Variation in soil carbon stocks with depth along a toposequence in a sub-humid climate in North Africa (Skikda, Algeria). *J. Arid Environ.* 141, 25–33. doi:10.1016/j.jaridenv.2017.02.001
- Bounouara, Z. (2018). Origine et évolution de la matière organique dans les sols des zones sub-humide cas de la région de Skikda [Origin and evolution of organic matter in soils of sub-moist areas in the Skikda region case study]. Master’s thesis. Batna (Algeria): Université de Batna 1-hadj lakher.
- Canadell, J. G., and Raupach, M. R. (2008). Managing forests for climate change mitigation. *Science* 320 (5882), 1456–1457. doi:10.1126/science.1155458
- Chaplot, V., Bernoux, M., Walter, C., Curmi, P., and Herpin, U. (2001). Soil carbon storage prediction in temperate hydromorphic soils using a morphologic index and digital elevation model. *Soil Sci.* 166 (1), 48–60. doi:10.1097/00010694-200101000-00008
- Díaz-Pinés, E., Rubio, A., Van Miegroet, H., Montes, F., and Benito, M. (2011). Does tree species composition control soil organic carbon pools in Mediterranean mountain forests? *For. Ecol. Manage.* 262 (10), 1895–1904. doi:10.1016/j.foreco.2011.02.004
- Drouineau, G. (1942). Dosage rapide du calcaire actif du sol: nouvelles données sur la separation et la nature des fractions calcaires. *Ann. Agron.* 12, 441–450. doi:10.1007/BF00748590
- Eggleston, S., Buendia, L., Miwa, K., Ngara, T., and Tanabe, K. (2006). *IPCC guidelines for national greenhouse gas inventories*. Japan: Institute for Global Environmental Strategies Hayama, 20.
- FAO (2019). “Measuring and modeling soil carbon stocks and stock changes in livestock production systems,” in *Guidelines for assessment*. (Livestock environmental assessment and performance (LEAP) partnership. Rome, Italy: FAO, 170. Available: <http://www.fao.org/3/ca2934en/CA2934EN.pdf>
- FAO (2017). *Soil organic carbon: the hidden potential*. Rome, Italy: Food and Agriculture Organization of the United Nations. Available: <http://www.fao.org/3/a-i6937e.pdf>
- FAO (2011). *State of the world’s forests*. Rome, Italy: Food and Agriculture Organization of the United Nations. Available: <http://www.fao.org/3/i2000e/i2000e00.htm>
- Feller, C., Fritsch, E., Poss, R., and Valentin, C. (1991). Effet de la texture sur le stockage et la dynamique des matières organiques dans quelques sols ferrugineux et ferrallitiques (Afrique de l’Ouest, en particulier) [Effect of texture on the storage and dynamics of organic matter in some ferrous and ferrallitic soils, west Africa, in particular]. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol* XXVI (1), 25–36.
- Fu, D., Wu, X., Duan, C., Chadwick, D. R., and Jones, D. L. (2020). Response of soil phosphorus fractions and fluxes to different vegetation restoration types in a subtropical mountain ecosystem. *Catena* 193, 104663. doi:10.1016/j.catena.2020.104663
- Gao, X., and Giorgi, F. (2008). Increased aridity in the Mediterranean region under greenhouse gas forcing estimated from high resolution simulations with a regional climate model. *Global Planet. Change* 62 (3), 195–209. doi:10.1016/j.gloplacha.2008.02.002
- Gee, G., and Or, D. (2002). “Particle size analysis,” in *Methods of soil analysis, Part 4. Physical methods*. Madison, WI: Soil Science Society of America Book Series, 5, 255–293.
- Gillman, G. P., Sinclair, D. F., and Beech, T. A. (1986). Recovery of organic carbon by the walkley and black procedure in highly weathered soils. *Commun. Soil Sci. Plant Anal.* 17 (8), 885–892. doi:10.1080/00103628609367759
- Gutiérrez-Girón, A., Díaz-Pinés, E., Rubio, A., and Gavilán, R. G. (2015). Both altitude and vegetation affect temperature sensitivity of soil organic matter decomposition in Mediterranean high mountain soils. *Geoderma* 237–238, 1–8. doi:10.1016/j.geoderma.2014.08.005
- Hassink, J. (1997). The capacity of soils to preserve organic C and N by their association with clay and silt particles. *Plant Soil* 191 (1), 77–87. doi:10.1023/A:1004213929699
- IBM Corp. (2016). *IBM SPSS Statistics for windows*. [software] Version 24.0. Armonk, NY: IBM Corp.
- Insid (2019). Available at: http://insid.dz/index.php?option=com_contact&view=contact&id=1&Itemid=103 (Accessed December 07, 2019).
- Jackson, R. B., Randerson, J. T., Canadell, J. G., Anderson, R. G., Avissar, R., Baldocchi, D. D., et al. (2008). Protecting climate with forests. *Environ. Res. Lett.* 3 (4), 044006. doi:10.1088/1748-9326/3/4/044006
- Jobbágy, E. G., and Jackson, R. B. (2001). The distribution of soil nutrients with depth: global patterns and the imprint of plants. *Biogeochemistry* 53 (1), 51–77. doi:10.1023/A:1010760720215
- Johnston, A. (1991). Soil fertility and soil organic matter. *Advances in soil organic matter research: the impact on agriculture and the environment*. Melksham, Wiltshire: The Royal Society of Chemistry, 299–314.
- Koga, N., Shimoda, S., Shirato, Y., Kusaba, T., Shima, T., Niimi, H., et al. (2020). Assessing changes in soil carbon stocks after land use conversion from forest land to agricultural land in Japan. *Geoderma* 377, 114487. doi:10.1016/j.geoderma.2020.114487

- Kouider, C., Zoheir, M., Ali, L., and Salah Eddine Bachir, B. (2011). Impact de l'action anthropozogène sur l'écosystème forestier du mont de Tessala (Algérie occidentale) [Impact of anthropogenic action on the forest ecosystem of Mount Tessala (Western Algeria)]. *Sci. Chang. Planétaires Sécher* 22 (3), 197–206. doi:10.1684/sec.2011.0310
- Lagacé Banville, J. (2009). Caractérisation des stocks de carbone de 5 types de formations végétales dans un secteur du bassin versant de la rivière Eastmain [Characterization of the carbon stocks of 5 types of plant formations in a sector of the Eastmain River Watershed]. Master's thesis. Montreal (Canada): Université du Québec à Montréal.
- Li, P., Wang, Q., Endo, T., Zhao, X., and Kakubari, Y. (2010). Soil organic carbon stock is closely related to aboveground vegetation properties in cold-temperate mountainous forests. *Geoderma* 154 (3), 407–415. doi:10.1016/j.geoderma.2009.11.023
- Liu, Z., Shao, M. a., and Wang, Y. (2011). Effect of environmental factors on regional soil organic carbon stocks across the Loess Plateau region, China. *Agric. Ecosyst. Environ.* 142 (3), 184–194. doi:10.1016/j.agee.2011.05.002
- Louni, D. (1994). Les forêts algériennes. *Forêt méditerranéenne* XV, 59–63.
- Loveland, P., and Webb, J. (2003). Is there a critical level of organic matter in the agricultural soils of temperate regions: a review. *Soil. Till. Res.* 70 (1), 1–18. doi:10.1016/S0167-1987(02)00139-3
- Mariotti, A., Pan, Y., Zeng, N., and Alessandri, A. (2015). Long-term climate change in the Mediterranean region in the midst of decadal variability. *Clim. Dynam.* 44 (5–6), 1437–1456. doi:10.1007/s00382-015-2487-3
- Martí-Roura, M., Hagedorn, F., Rovira, P., and Romanyà, J. (2019). Effect of land use and carbonates on organic matter stabilization and microbial communities in Mediterranean soils. *Geoderma* 351, 103–115. doi:10.1016/j.geoderma.2019.05.021
- Meliho, M., Nouira, A., Benmansour, M., Boulmane, M., Khattabi, A., Mhammdi, N., et al. (2019). Assessment of soil erosion rates in a Mediterranean cultivated and uncultivated soils using fallout ¹³⁷Cs. *J. Environ. Radioact.* 208–209, 106021. doi:10.1016/j.jenvrad.2019.106021
- Miralles, I., Ortega, R., Sánchez-Marañón, M., Soriano, M., and Almendros, G. (2007). Assessment of biogeochemical trends in soil organic matter sequestration in Mediterranean calcimorphic mountain soils (Almería, Southern Spain). *Soil Biol. Biochem.* 39 (10), 2459–2470. doi:10.1016/j.soilbio.2007.04.017
- Moghiseh, E., Heidari, A., and Ghannadi, M. (2013). Impacts of deforestation and reforestation on soil organic carbon storage and CO₂ emission. *Soil Environ* 32 (1), 1–13. Available at: https://www.researchgate.net/publication/286200544_Impacts_of_deforestation_and_reforestation_on_soil_organic_carbon_storage_and_CO2_emission
- Moriondo, M., Good, P., Durao, R., Bindi, M., Giannakopoulos, C., and Corte-Real, J. (2006). Potential impact of climate change on fire risk in the Mediterranean area. *Clim. Res.* 31 (1), 85–95. doi:10.3354/cr031085
- Newell, R. G., and Stavins, R. N. (2000). Climate change and forest sinks: factors affecting the costs of carbon sequestration. *J. Environ. Econ. Manag.* 40 (3), 211–235. doi:10.1006/jeeem.1999.1120
- Nicault, A., Alleaume, S., Brewer, S., Carrer, M., Nola, P., and Guiot, J. (2008). Mediterranean drought fluctuation during the last 500 years based on tree-ring data. *Clim. Dynam.* 31 (2–3), 227–245. doi:10.1007/s00382-007-0349-3
- Ogle, S. M., Breidt, F. J., and Paustian, K. (2005). Agricultural management impacts on soil organic carbon storage under moist and dry climatic conditions of temperate and tropical regions. *Biogeochemistry* 72 (1), 87–121. doi:10.1007/s10533-004-0360-2
- Plaza-Bonilla, D., Arrúe, J. L., Cantero-Martínez, C., Fanlo, R., Iglesias, A., and Álvaro-Fuentes, J. (2015). Carbon management in dryland agricultural systems. *A. Review. Agron. Sustain. Dev.* 35 (4), 1319–1334. doi:10.1007/s13593-015-0326-x
- Pouquet, J. (1952). Les monts du Tessala: (chaînes sud-telliennes d'Oranie) essai morphogénétique [The mountains of Tessala: (south-tellian chains of Oranie) morphological essay]. Master's thesis. Paris (France): Société d'édition d'enseignement supérieur.
- Quijano, L., Kuhn, N. J., and Navas, A. (2020). Effects of interrill erosion on the distribution of soil organic and inorganic carbon in different sized particles of Mediterranean Calcisols. *Soil. Till. Res.* 196, 104461. doi:10.1016/j.still.2019.104461
- Rhoades, J. (1996). Salinity: electrical conductivity and total dissolved solids. *Methods Soil Analys.* 5, 417–435. doi:10.2136/soil2015.0039
- Rowley, M. C., Grand, S., and Verrecchia, E. P. (2018). Calcium-mediated stabilisation of soil organic carbon. *Biogeochemistry* 137 (1), 27–49. doi:10.1007/s10533-017-0410-1
- Sánchez-Marañón, M., Soriano, M., Delgado, G., and Delgado, R. (2002). Soil quality in mediterranean mountain environments. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 66 (3), 948–958. doi:10.2136/sssaj2002.9480
- Saidi, B. (2017). Dynamique de la phytodiversité dans les monts de tessala (Algérie occidentale) [Dynamics of phytodiversity in the Tessala Mountains (Western Algeria)]. MS dissertation. Sidi Bel Abbes (Algeria): Université Djillali Liabes de Sidi Bel Abbes.
- Schimel, D. S., Braswell, B. H., Holland, E. A., McKeown, R., Ojima, D. S., Painter, T. H., et al. (1994). Climatic, edaphic, and biotic controls over storage and turnover of carbon in soils. *Global Biogeochem. Cycles* 8 (3), 279–293. doi:10.1029/94GB00993
- Schulten, H. R., Leinweber, P., and Sorge, C. (1993). Composition of organic matter in particle-size fractions of an agricultural soil. *J. Soil Sci.* 44 (4), 677–691. doi:10.1111/j.1365-2389.1993.tb02332.x
- Sharafatmandrad, M. (2019). Soil carbon in arid and semiarid rangelands: controlling factors. *Arab. J. Geosci.* 12 (9), 310. doi:10.1007/s12517-019-4489-7
- Shedayi, A. A., Xu, M., Naseer, I., and Khan, B. (2016). Altitudinal gradients of soil and vegetation carbon and nitrogen in a high altitude nature reserve of Karakoram ranges. *Springer Plus* 5 (1), 320. doi:10.1186/s40064-016-1935-9
- Shi, H. J., Wang, X. J., Zhao, Y. J., Xu, M. G., Li, D. W., and Guo, Y. (2017). Relationship between soil inorganic carbon and organic carbon in the wheat-maize cropland of the North China Plain. *Plant Soil* 418 (1), 423–436. doi:10.1007/s11014-017-3310-1
- Sparks, D., Page, A., Helmke, P., Loeppert, R., Soltanpour, P., Tabatabai, M., et al. (1996). Methods of soil analysis, part 3. *Chem. Methods* 1085–1121. doi:10.2136/sssabookser5.3
- Tatar, H. (2011). La perennité des forêts et les pratiques conservatoires en algérie [The preservation of forests and conservatory practices in Algeria]. *Sci. Technol. D. Sciences de la terre* 34, 39–46.
- Tatar, H. (2012). Production forestière, exploitation et valorisation en Algérie [Forestry production, exploitation and valorization in Algeria]. *Forêt méditerranéenne* 33 (4), 361–368. Available at: <http://hdl.handle.net/2042/48983>
- Thomas, G. W. (1996). Soil pH and soil acidity. *Methods Soil Analys* 5, 475–490. doi:10.2136/sssabookser5.3.c16
- Troeh, F. R., and Thompson, L. M. (2005). *Soils and soil fertility*. New York, NY: Blackwell, 498.
- Tsozué, D., Nghonda, J. P., Tematio, P., and Basga, S. D. (2019). Changes in soil properties and soil organic carbon stocks along an elevation gradient at Mount Bambouto, Central Africa. *Catena* 175, 251–262. doi:10.1016/j.catena.2018.12.028
- Veldkamp, E. (1994). Organic carbon turnover in three tropical soils under pasture after deforestation. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 58 (1), 175–180. doi:10.2136/sssaj1994.03615995005800010025x
- Wang, G., Zhou, Y., Xu, X., Ruan, H., and Wang, J. (2013). Temperature sensitivity of soil organic carbon mineralization along an elevation gradient in the Wuyi Mountains, China. *PLoS One* 8 (1), e53914. doi:10.1371/journal.pone.0053914
- Watson, R. T., Noble, I. R., Bolin, B., Ravindranath, N., Verardo, D. J., and Dokken, D. J. (2000). *IPCC special report on land use, land-use change, and forestry*. Cambridge, UK: Cambridge University Press, 375.
- WRB (2017). *World reference Base for soil Resources*. FAO, ISRIC. Rome, Italy: ISSS Press, 201–28.
- Yao, X., Yu, K., Deng, Y., Zeng, Q., Lai, Z., and Liu, J. (2019). Spatial distribution of soil organic carbon stocks in Masson pine (*Pinus massoniana*) forests in subtropical China. *Catena* 178, 189–198. doi:10.1016/j.catena.2019.03.004
- Yimer, F., Ledin, S., and Abdelkadir, A. (2006). Soil organic carbon and total nitrogen stocks as affected by topographic aspect and vegetation in the Bale Mountains, Ethiopia. *Geoderma* 135, 335–344. doi:10.1016/j.geoderma.2006.01.005
- Zhang, Y., Ai, J., Sun, Q., Li, Z., Hou, L., Song, L., et al. (2021). Soil organic carbon and total nitrogen stocks as affected by vegetation types and altitude across the mountainous regions in the Yunnan Province, south-western China. *Catena* 196, 104872. doi:10.1016/j.catena.2020.104872

Conflict of Interest: The authors declare that the research was conducted in the absence of any commercial or financial relationships that could be construed as a potential conflict of interest.

Copyright © 2021 Merabtene, Faraoun, Mlih, Djellouli, Latreche, and Bol. This is an open-access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution License (CC BY). The use, distribution or reproduction in other forums is permitted, provided the original author(s) and the copyright owner(s) are credited and that the original publication in this journal is cited, in accordance with accepted academic practice. No use, distribution or reproduction is permitted which does not comply with these terms.

Références bibliographiques :

- ❖ Albrecht, A., Kandji, S.T., 2003: Carbon sequestration in tropical agroforestry systems. *Agric. Ecos. Env.*, 99, 15-27.
- ❖ Alcantara V., Don, A., Well Rr. and NiederR.(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.
- ❖ Amthor J S 1998 Members of the Ecosystems Working Group 1998 Terrestrial ecosystem responses to global change: A research strategy ORNL Technical Memorandum 1998/27, 37 Oak Ridge, Tennessee: Oak Ridge National Laboratory.
- ❖ 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
- ❖ Arrouays D, Balesdent J, Germon JC, Jayet PA, Soussana JF, Stengel P. Contribution à la lutte contre l'effet de serre. Stocker du carbone dans les sols agricoles de France ? Expertise scientifique collective. Rapport INRA. Paris : Institut national de la recherche agronomique (Inra), 2002 ; 332 p
- ❖ Arrouays, D., Saby, N., Walter, C., Lemerrier, B., Schwartz, C., (2006). Relationships between particle-size distribution and organic carbon in French arable topsoils. *Soil Use Manag.* 22, 48–51.
- ❖ 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.
- ❖ Alcaraz, C. (1980). La végétation de l'Ouest algérien. Thèse de doctorat d'État. Université de Perpignan.
- ❖ Alcaraz C. 1982 - La végétation de l'Ouest Algérien. Thèse de Doctorat d'État, Univ. Perpignan, 415 p.
- ❖ Aïvazian, S., Etude statistique des dépendances, Mir, Moscou, 1978

- ❖ Aubert Georges, 1976 : les Ericacées en Provence. Répartition, édaphologie, phytosociologie, croissance et floraison, Thèse Doct. Es Sciences, Université d'Aix-Marseille III.283 p.
- ❖ Alexander E.B. (2014). *Soils in natural landscapes*. CRC Press, Boca Raton, FL. 322 p
- ❖ Autfray, P., Guillaume, P., Forest, F., Chabanne, A., et Husson, O. (2009)." Outils de gestion des matières organiques en agriculture de conservation en Tunisie, [Outils de gestion de la matière organique en agriculture de conservation en Tunisie], " in Conference:Journée Nationale La gestion du stock organique dans les sols de Tunisie, El Kef, Tunisia, Le Kef, jeudi juin 04, 2009 (sn), 10.
- ❖ Angers, DA, Arrouays, D., Saby, NPA et Walter, C. (2011). Estimation et cartographie de la saturation en carbone de fi cit des terres arables agricoles françaises. *Gestion de l'utilisation du sol*. 27 (4), 448 - 452. doi: 10.1111 / j.1475-2743.2011.00366.x.
- ❖ Ayuke, FO, Brussaard, L., Vanlauwe, B., Six, J., Lelei, DK, Kibunja, CN, et al.(2011). Gestion de la fertilité des sols: impacts sur la macrofaune du sol, l'agrégation du sol et l'allocation de la matière organique du sol. *Appl. Soil Ecol.* 48 (1) et 53 - 62. doi: 10.1016 / j.apsoil.2011.02.001
- ❖ 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,
- ❖ Balesdents, J., (1996). Un point sur l'évolution des réserves organiques des sols en France. INRA. Paris. P 247-248.
- ❖ Bardgett, R. D., & Van Der Putten, W. H. (2014). Belowground biodiversity and ecosystem functioning. *Nature*, 515(7528), 505-511.
- ❖ 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. *European Journal of Soil Science*, 47(2), 151-163.
- ❖ Batjes, N.H. (2014). Total carbon and nitrogen in the soils of the world. *European Journal of Soil Science*, 65(1), 10-21.
- ❖ Bayer, C., Martin-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.

- ❖ Bernoux M., C.C. Cerri, B. Volkoff, M.C.S. Carvalho, C. Feller, C.E.P. Cerri, V. Eschenbrenner, M.C. Piccolo & F. Brigitte, 2005.- Gaz à effet de serre et stockage du carbone par les sols : inventaire au niveau du Brésil, Cahiers Agriculture, 14, 96-100.
- ❖ Bernoux M et al (2005), Gaz à effet de serre et stockage du carbone par les sols : inventaire au niveau du Brésil, Cahiers Agricultures vol. 14, n° 1, janvier-février 2005
- ❖ 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, 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. & Chevallier T., 2013. Le carbone dans les sols des zones sèches. Des fonctions multiples indispensables. Les dossiers thématiques du CSFD. N°10.décembre2013.CSFD/Agropolis International, Montpellier, France. 40 pp.
- ❖ Boulmane M. et al. (2010) Estimation du stock de carbone organique dans la chênaie verte du Moyen Atlas marocain. *Acta Bot. Gallica*, 157 (3), 451-467, 2010.
- ❖ Brahim N, Gallali T, Bernoux M, 2011. Carbon stocks by soils and departments in Tunisia. *Journal of Applied Sciences* 11 : 46-55.
- ❖ Brahim N, Bernoux M, Blavet D, Gallali T, 2010. Tunisian soil organic stocks. *International Journal of Soil Science* 5 : 34-40.
- ❖ 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 Z. et al. (2017) Variation in soil carbon stocks with depth along a toposequence in a sub-humid climate in North Africa (Skikda, Algeria). *Journal of Arid Environments* 141 (2017) 25-33.
- ❖ 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.
- ❖ Bachir bouiadjra. S. e, El zerey .W, Benabdeli .K, 2011. Étude diachronique des changements du couvert végétal dans un écosystème montagneux par télédétection spatiale : cas des monts du Tessala (Algérie occidentale). *Varia [en ligne]*, volume 5. Article.121p.

- ❖ Bachir bouiadjra.S.A., 2013. Apport de la géomatique à l'écoaménagement des écosystèmes fragilisés (Monts du Tessala – Algérie occidentale). Thèse de Doctorat. Université Sidi Bel Abbes.
- ❖ Battandier J.A ,Trabut L.J., 1888-1889 Flore de l'Algérie monocotylédones.286 p.
- ❖ Baize, D. (1988). *Guide des analyses courantes en pédologie*. Institut national de la recherche agronomique.
- ❖ Bestaoui K., 2001 contributions à une étudesyntaxonomique et ecologique des matorrals de la region de Tlemcen. These de Magister en biologie. Ecol. Vég. Dép. Bio. Fac.Sci. Univ. Abou Bakr Belkaid. Tlemcen .184 p + annexes.
- ❖ B.N.E.D.E.R., 2007. Plan de redressement interne. Etude de développement rural intégré dans la région de Sidi Bel Abbes. Rapport. P 120.
- ❖ Bouterfas. K, Mehdadi.Z, Latreche. A, Cherifi. K., 2013. Autoécologie du Marrube blanc (*Marrubiumvulgare L.*) et caractérisation de la biodiversité végétale dans le Djebel de Tessala (Algérie Nord-occidentale). *Ecologiamediterranea* [en ligne], Volume 2. Article. 39p.
- ❖ Bouzidi. M A, Latrèche. A, Attaoui. I, Mehdadi. Z, et Benyahia. M., 2009. Caractérisation des matorrals et des garrigues à Urgineapancration (*Steinh*) Phil. DANS LE DJEBEL TESSALA (ALGÉRIE OCCIDENTALE). *Physio-Géo - Géographie Physique et Environnement* [en ligne], volume 3. Article.131p.
- ❖ Bennabi F., Hamel L., S. Edine Bachir Bouiadjra & Samia Ghomari, 2012Ressources hydriques sous tension et enjeux de développement durable dans la wilaya de Sidi Bel Abbes (Algérie occidentale), p. 105-111.
- ❖ Benyahia M., Benabdeli K. et Moueddene K. (2001) - Géologie, pédologie et systèmes de production dans les monts de Tessala (Sidi Bel Abbes). *Ecosystems – Revue des Sciences de la nature et de l'environnement*, vol. 1, n° 1, p. 70-75.
- ❖ Blake, GR et Hartge, K. (1986). Densité en vrac. *Méthodes Analyses du sol* 5, 363 - 375.10.2136 / sssabookser5.1.2ed.c13
- ❖ Baraka, D. (2008). Inventaire des plantes médicinales dans les monts du Tessala. Mémoire de Magister, Université de Tlemcen.
- ❖ Baraka, D. (2008). Inventaire et caractérisation des plantes médicinales de Djebel Tessala (Willaya de Sidi Bel Abbés).
- ❖ Baize, D. (2018). *Guide des analyses en pédologie: 3e édition revue et augmentée*. Editions Quae.

- ❖ Calvet, R., Chenu, C., et Houot, S. (2015). Les matières organiques des sols : Rôles agronomiques et environnementaux (2e ed.). Éditions France Agricole, Paris, France. 351 pages.
- ❖ Calvet, R. (2003). Le sol: propriétés et fonctions. Constitution, structure, phénomènes aux interfaces (Vol. 1). France Agricole Editions.
- ❖ 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*
- ❖ Conant, R. T., Paustian, K., & Elliott, E. T. (2001). Grassland management and conversion into grassland: effects on soil carbon. *Ecological applications*, 11(2), 343-355.
- ❖ 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.
- ❖ Ciais, P., Sabine, C., Bala, G., Bopp, L., Brovkin, V., Canadell, J., Chhabra, A., DeFries, R., Galloway, J., et Heimann, M. (2014). Carbon and other biogeochemical cycles. Dans *Climate change 2013: the physical science basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* (p. 465-570) Cambridge University Press.
- ❖ Chan KY. Soil particulate organic carbon under different land use and management. *Soil Use Manag* 2001 ; 17 : 217-21
- ❖ 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., 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.
- ❖ Chevallier, T. Mécanismes de stockage et de déstockage du C organique des sols Perturbations climatiques et stock organique du sol. *HABILITATION A DIRIGER DES RECHERCHES. Ecole Doctorale SIBAGHE.france*, (2015) :70 pp
- ❖ 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.

- ❖ Cherifi, K., Mehdadi, Z., Latreche, A., & Bachir Bouiadjara, S. (2011). Impact de l'action anthropozoogène sur l'écosystème forestier du mont de Tessala (Algérie occidentale). *Sécheresse*, 22, 197–206.
- ❖ Chaumont M. et Paquin C., Carte pluviométrique de l'Algérie au 1/500.000 Alger, Soc. Hist. Afri. Nord, (1971) 4 feuilles.
- ❖ Cazes, P., Chouakria, A., Diday, E., & Schektman, Y. (1997). Extension de l'analyse en composantes principales à des données de type intervalle. *Revue de Statistique appliquée*, 45(3), 5-24.
- ❖ Courbaud, B., Kunstler, G., Morin, X., & Cordonnier, T. (2010). Quel futur pour les services écosystémiques de la forêt alpine dans un contexte de changement climatique?. *Journal of Alpine Research/ Revue de géographie alpine*, (98-4).
- ❖ Canadell, JG et Raupach, MR (2008). Gérer les forêts pour le changement climatique atténuation. *Science* 320 (5882), 1456 - 1457. doi: 10.1126 / science.1155458
- ❖ 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
- ❖ 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.
- ❖ Dellaoui A. (1952) - Géologie des monts de Tessala. Édit. SÉDES, Paris, 385 p.
- ❖ Drouineau, G. (1942). Dosage rapide du calcaire actif du sol: nouvelles données sur la séparation et la nature des fractions calcaires. *Ann. Agron.* 12, 441 - 450. doi: 10.1007 / BF00748590
- ❖ Delaunoy, A. (2006). Guide simplifié pour la description des sols. *Chambre d'Agriculture Tarn, Albi*.
- ❖ Duby, C., & Robin, S. (2006). Analyse en composantes principales. *Institut National Agronomique, Paris-Grignon*, 80.
- ❖ Enting, I.G., Wigley, T., et Heimann, M. (1994). Future emissions and concentrations of carbon dioxide: key ocean/atmosphere/land analyses (Vol. 31). CSIRO Australia.
- ❖ Eswaran, H., Van den Berg, E., & Reich, P. (1993). Organic carbon in soils of the world. *Soil Science Society of America Journal*, 57(1), 192-194.
- ❖ El bouhissi. M, Mehdadi. Z, El zerey. W., 2014. Contribution à l'étude de la biodiversité floristique dans un écosystème montagneux Cas de versant sud de monts de Tessala (Algérie occidentale). *Ecologiamediterranea* [en ligne], Volume 2. Article. 25p.

- ❖ Emberger L., 1954- Une classification biogéographique des climats. Rec. Trav. Lab. Bot.Géol. Zool. Univ. Montpellier, série Bot., n°7, pp 3 43.
- ❖ Edgington, E. S. (1974). A new tabulation of statistical procedures used in APA journals. *American Psychologist*, 29, 25-26.
- ❖ Falloon, P., Smith, P., Bradley, R. I., Milne, R., Tomlinson, R. W., Viner, D., Livermore, M., & Brown, T. A. W.(2006). RothC_{UK}-a dynamic modelling system for estimating changes in soil C from mineral soils at 1-km resolution in the UK. *Soil Use and Management*,22(3), 274-288.
- ❖ Feng Q, Endo KN, Guodong C, 2002. Soil carbon in desertified land in relation to site characteristics. *Geoderma*106 : 21-43.
- ❖ Feller C, Beare MH. Physical control of soil organic matter dynamics in the tropics. *Geoderma*1997 ; 79 : 69-116.
- ❖ 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.
- ❖ Ferka-zazou N., 2006. Impact de l'occupation spatio-temporelle des espaces sur la conservation de l'écosystème forestier : Cas de la commune de Tessala, wilaya de Sidi Bel Abbes, Algérie.Mémoire de Magister, Univ. Tlemcen.
- ❖ Fu, D., Wu, X., Duan, C., Chadwick, DR, et Jones, DL (2020). Réponse du sol fractions de phosphore et fluxes à différents types de restauration de la végétation dans un écosystème de montagne subtropical. *Catena* 193, 104663. doi: 10.1016 / j.catena.2020.104663
- ❖ FAO (2019). " Mesurer et modéliser les stocks de carbone du sol et les variations des stocksles systèmes de production animale, " dans *Lignes directrices pour l'évaluation* ". (Partenariat LEAP). Rome, Italie: FAO, 170. Disponible: <http://www.fao.org/3/ca2934en/CA2934EN.pdf>.
- ❖ FAO (2017). *Carbone organique du sol: le potentiel caché*. Rome, Italie: Alimentation et agriculture.
- ❖ Gamboa, B. M., & Galicia, L. (2012). Land-use/cover change effects and carbon controls on volcanic ash soil profiles in highland temperate forest. *Geoderma*, 170,390-402.

- ❖ 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, (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.
- ❖ Global Monitoring Laboratory. (2020). Carbon Cycle Greenhouse Gases - Trends in Atmospheric Carbon Dioxide. [En ligne] Tiré de <https://www.esrl.noaa.gov/gmd/ccgg/trends/global.html> (Consulté le 21 juin 2020)
- ❖ Gontier T. (2010). Agriculture et stockage du carbone, chambre d'Agriculture du Rhône
- ❖ Guo, L. B., & Gifford, R. M. (2002). Soil carbon stocks and land use change : a metaanalysis. *Global Change Biology*, 8(4), 345-360.
- ❖ Grinand C et al (2009). Estimation des stocks de carbone dans les sols de Madagascar, étude et gestion des sols 16(1) :23-33.
- ❖ Gnanglè, P.C., J. Egah, M.N. Baco, D.S.J.C. Gbemavo, R. Glèlè-Kakaï, N. Sokpon, 2012 : Perceptions locales du changement climatique et mesures d'adaptation dans la gestion des parcs à karité au Nord-Bénin. *Int. J. Biol. Chem. Sci.*, 6(1), 136-149.
- ❖ Gee, G. et Or, D. (2002). " Analyse granulométrique, " dans Méthodes d'analyse du sol, partie 4. Physique méthodes. Madison, WI: Série de livres de la Soil Science Society of America, 5, 255 - 293.
- ❖ Glèlè Kakaï, R., Salako, V. K., Padonou, E. A., & Lykke, A. M. (2016). Méthodes statistiques multivariées utilisées en écologie. *Annales des sciences Agronomiques*, 20, 139-157.
- ❖ Gillman, GP, Sinclair, DF et Beech, TA (1986). Récupération du carbone organique par la procédure walkley et noir dans les sols fortement altérés. *Commun. Soil Sci. Plant Anal.* 17 (8), 885 - 892. doi: 10.1080 / 00103628609367759
- ❖ Gee, G. et Or, D. (2002). " Analyse granulométrique, " dans Méthodes d'analyse du sol, partie 4. Physique méthodes. Madison, WI: Série de livres de la Soil Science Society of America, 5, 255 - 293.
- ❖ 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.
- ❖ Hernanz JL, Lopez R, Navarrete L, Sanchez-Giron V, 2002. Long-term effects of tillage systems and rotations on soil structural stability and organic carbon stratification in semiarid central Spain. *Soil & Tillage Research* 66 : 129-41.

- ❖ 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.
 - ❖ Hassink, J. (1997). La capacité des sols à conserver le C et N organiques par leur association avec des particules d'argile et de limon. *Sol végétal* 191 (1) et 77 - 87. doi: 10.1023 / A: 1004213929699
 - ❖ IBM Corp. (2016). IBM SPSS Statistics pour Windows. [logiciel] Version 24.0.Armonk, NY: IBM Corp.
 - ❖ Jansson, C., Wullschleger, S. D., Kalluri, U. C., & Tuskan, G. A. (2010). Phytosequestration : carbon biosequestration by plants and the prospects of genetic engineering. *Bioscience*, 60(9), 685-696
 - ❖ Jimenez, J. J., Lal, R., Leblance, H. A., Russo, R. O., & Raut, Y. (2008). The soil C pool in different agroecosystems derived from the dry tropical forest of Guanacaste, Costa Rica. *Ecological Engineering*, 34(4), 289-299.
 - ❖ Jenny 1941 *Factors of Soil Formation, A System of Quantitative Pedology* McGraw-Hill, New York.
 - ❖ Jenkinson DS, Harkness DD, Vance ED, Adams DE, Harrison AF. Calculating net primary production and annual input of organic matter to soil from the amount and radiocarbon content of soil organic matter. *Soil Biol Biochem* 1992 ; 24 : 295-308.
 - ❖ Jien, S. H., Hseu, Z. Y., Guo, H. Y., Tsai, C. C., & Chen, Z. S. (2010). Organic carbon storage and management strategies of the rural soils on the basis of Soil Information System in Taiwan. In : Chen ZS, Agus F. (eds). *Proceedings of International Workshop on Evaluation and sustainable management of soil carbon sequestration in Asian countries*, 28-29 September, IPB International Conference Center, Bogor, Indonesia. Food and Fertilizer Technology Center (FFTC) for the Asian and Pacific Region..
 - ❖ Jobbágy, E. G., & Jackson, R. B. (2000). The vertical distribution of soil organic carbon and its relation to climate and vegetation. *Ecological Applications*, 10(2), 423-436.
- Jonathan, S. (2010). *Spatialisation des stocks de carbone*. Centre Technologique Forestier de Catalogne (Solsona, Espagne) . Solsona, Espagne: Centre Technologique Forestier de Catalogne.
- ❖ Jones R J A, Hiederer R, Rusco E, Loveland P J, Montanarella L 2004 The map of organic carbon in topsoils in Europe, Version 1 2, September 2003: Explanation of Special Publication Ispra2004 No 72 (S P I 04 72) European Soil Bureau Research Report No 17,

EUR 21209 EN, 26pp and 1map in ISOB1 format Office for Official Publications of the European Communities, Luxembourg.

- ❖ Jaranoff, D. (1939). L'Indice d'aridité dans la région méditerranéenne en rapport avec la morphologie. *Hrvatski geografski glasnik*, 8(1.), 95-100.
- ❖ Jackson, RB, Randerson, JT, Canadell, JG, Anderson, RG, Avissar, R., Baldocchi, DD et coll. (2008). Protéger le climat avec les forêts. *Environ. Res. Lett.* 3 (4), 044006. doi: 10.1088 / 1748-9326 / 3/4/044006
- ❖ Johnston, A. (1991). Fertilité du sol et matière organique du sol. Progrès dans le sol organique la recherche sur la matière: l'impact sur l'agriculture et l'environnement. Melksham, Wiltshire: Société royale de chimie, 299 - 314.
- ❖ Jones, C. (2007). Australian Soil Carbon Accreditation Scheme. *Presentation for "Managing The Carbon Cycle*.
- ❖ Kirschbaum M.U.F., 1995. The temperature dependence of soil organic matter decomposition and the effect of global warming on soil organic C storage. *Soil Biol. Biochem.*, 27, 753-760.
- ❖ Knops, J. M. H., & Tilman, D. (2000). Dynamics of soil nitrogen and carbon accumulation for 61 years after agriculture abandonment. *Ecology*, 81(1), 88-98
- ❖ Kucharik, C. J., Brye, K. R., Norman, J. M., Foley, J. A., Gower, S. T., & Bundy, L. G. (2001). Measurement and modelling of carbon and nitrogen cycling in agroecosystems of southern Wisconsin: Potential for CO₂ sequestration during the next 50 years. *Ecosystems*, 4(3), 237-257.
- ❖ Kikken R. (1962) - Géologie et stratigraphie des monts de Tessala. Édité. FOUQUET, Oran, 220 p.
- ❖ Le Quéré, C., Andrew, R.M., Friedlingstein, P., Sitch, S., Hauck, J., Pongratz, J., Pickers, P.A., Korsbakken, J.I., Peters, G.P., Canadell, J.G., Arneeth, A., Arora, V.K., Barbero, L., Bastos, A., Bopp, L., Chevallier, F., Chini, L.P., Ciais, P., Doney, S.C., Gkritzalis, T., Goll, D.S., Harris, I., Haverd, V., Hoffman, F.M., Hoppema, M., Houghton, R.A., Hurtt, G., Ilyina, T., Jain, A.K., Johannessen, T., Jones, C.D., Kato, E., Keeling, R.F., Goldewijk, K.K., Landschützer, P., Lefèvre, N., Lienert, S., Liu, Z., Lombardozzi, D., Metzl, N., Munro, D.R., Nabel, J.E.M.S., Nakaoka, S.-i., Neill, C., Olsen, A., Ono, T., Patra, P., Peregon, A., Peters, W., Peylin, P., Pfeil, B., Pierrot, D., Poulter, B., Rehder, G., Resplandy, L., Robertson, E., Rocher, M., Rödenbeck, C., Schuster, U., Schwinger, J., Séférian, R., Skjelvan, I., Steinhoff, T., Sutton, A., Tans, P.P., Tian, H., Tilbrook, B., Tubiello, F.N., van der Laan-Luijkx, I.T.,

- van der Werf, G.R., Viovy, N., Walker, A.P., Wiltshire, A.J., Wright, R., Zaehle, S., et Zheng, B. (2018). Global carbon budget 2018. *Earth System Science Data*, 10(4), 2141-2194.
- ❖ Lal, R., Follett, R. F., Kimble, J., & Cole, C. V. (1992). Managing US cropland to sequester carbon in soil. *Journal of Soil & Water Conservation*, 54(1), 374-381.
 - ❖ Lal R. & R.F. Follett, 1998.- Pedospheric processes and the carbon cycle. In: Methods for assessment of soildegradation. R. Lal, W.H. Blum, C. Valentine & B.A. Stewart (eds), CRC Press, Boca Raton, 199-212.
 - ❖ Lal, R. (2004). Soil carbon sequestration impacts on global climate change and food security. *Science*, 304(5677), 1623-1627
 - ❖ Lal, R. (2004). Agricultural activities and the global carbon cycle. *Nutrient Cycling in Agroecosystems*, 70(02), 103-116.
 - ❖ Lal, R., (2010). Managing soils and ecosystems for mitigating anthropogenic carbon emissions and advancing global food security,*Bioscience*, 60, 708–721.
 - ❖ Lettens S, Van orshoven J, Perrin D, Van Wese-mael B,Muys B 2008Organic carbon stocks and stock changes of forest biomass in Belgium derived from forest inventory data in a spatially explicit approach. *Ann For Sci* 65: 604
 - ❖ Lozet, J., & Mathieu, C. (2002). *Dictionnaire de science du sol. Lavoisier* (p. 575). ISBN 2-7430-0538-6.
 - ❖ Liski J., 1999.- CO2 emissions from soil in response to climatic warming are overestimated: the decomposition of old soil organic matter is tolerant temperature. *Ambio*, 28, 171-174.
 - ❖ Liski J.& C.J.Westman, 1997a.- Carbon storage in forest soil of finland. 1 - Effect of thermoclimate, *Biogeochemistry*, 36, 239-260.
 - ❖ Liski J.& C.J.Westman, 1997b.- Carbon storage in forest soil of Finland. 2 - Size and regional patterns. *Biogeochemistry*, 36, 261-274.
 - ❖ Lützow, 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.
 - ❖ Laetitia Citeau,AntonioBipo,MaionBardy,Dominique King ,coord .2008,Gestion durable des sols ,Edition Quea,320pp
 - ❖ Le-Houerou, J. Claudin et M. Pouget,. Etude bioclimatique des steppes algériennes avec une carte bioclimatique au 1/1000.000. *Bull. Soc. Hist. Nat. Afri. Nord.* (1977) 36-40.
 - ❖ Lepart, J., et Escarre, J. (1983). La succession végétale, mécanismes et modèles: analyse bibliographique. *Bulletin d'écologie*, 14(3), 133-178.

- ❖ Locatelli, B. (2010). Lutte contre le changement climatique. Local, global: intégrer atténuation et adaptation.
- ❖ Merabtene, M. D., Faraoun, F., Mlih, R., Djellouli, R., Latreche, A., & Bol, R. (2021). Forest Soil Organic Carbon Stocks of Tessala Mount in North-West Algeria-Preliminary Estimates. *Front. Environ. Sci*, 8, 520284.
- ❖ 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.
- ❖ Mazari, F. Z. M. (2017). *Contribution à l'étude de l'influence du carbone organique sur quelques caractéristiques du sol, en milieux arides* (Doctoral dissertation, Université Mohamed BOUDIAF de M'Sila).
- ❖ Mcbratney A B, Mendonça Santos ml, Minasny B 2003 On digital soil mapping. *Geoderma* 117: 3-52
- ❖ McConkey, B., Hutchinson, J., Smith, W., Grant, B., et Desjardins, R. (2005). 14. Carbone organique du sol. Dans *L'agriculture écologiquement durable au Canada: Série sur les indicateurs agroenvironnementaux* Rapport n 2 (p. 114-120). Lefebvre (Ed.), Agriculture et Agroalimentaire Canada, Ottawa (Ontario).
- ❖ Mills AJ, Cowling RM, Fey MV, Kerley GIH, Donaldson JS, Lechmere-Oertel RG, et al., 2005. Effects of goat pastoralism on ecosystem carbon storage in semiarid thicket, Eastern Cape, South Africa. *Austral Ecology* 30 : 797-804.
- ❖ Minasny, A., Sulaeman, Y., & Mc Bratney, A. B. (2001). Is soil carbon disappearing? The dynamics of soil organic carbon in Java. *Global Change Biology*, 17(05), 1917-1924.
- ❖ Mokany, K., Raison, R. J., & Prokushkin, A. S. (2006). Critical analysis of root: shoot ratios in terrestrial biomes. *Global change biology*, 12(1), 84-96.
- ❖ Munoz-rojasm, Jordana, Zavala LM, DE LA Rosad, Abd-elmabod S K, Anaya-Romero M 2012 Organic carbon stocks in Mediterranean soil types under different land uses (Southern Spain). *Solid Earth* 3: 375-386
- ❖ Murty, D., Kirschbaum, M. U. F., Mc Murtrie, R. E., & Mc Gilvray, H. (2002). Does conversion of forest to agricultural land change soil carbon and nitrogen? A review of the literature. *Global Change Biology*, 8(2), 105-123.
- ❖ Médail F. et Quézel P., 1999 Biodiversity Hotspots in the Mediterranean Basin: Setting Global Conservation Priorities. *Conservation Biology*, Volume 13, 6: 1510–1513.
- ❖ Médail F. and Quézel P., 1997 Hot-Spots analysis for conservation of plant biodiversity in the Mediterranean Basin. *Annals of the Missouri Botanical Garden* 84 :112-127.

- ❖ Meliho, M., Nouira, A., Benmansour, M., Boulmane, M., Khattabi, A., Mhammedi, N. et coll. (2019). Évaluation des taux d'érosion des sols dans des sols méditerranéens cultivés et non cultivés en utilisant les retombées de ^{137}Cs . *J. Environ. Radioact.* 208 - 209, 106021. doi: 10.1016 / j.jenvrad.2019.106021.
- ❖ MORIN X., AUGSPURGER C., CHUINE I., 2007. – “Process-based modeling of tree species’ distributions: What limits temperate tree species’ range boundaries?” *Ecology*, 88, pp. 2280-2291. DOI : [10.1890/06-1591.1](https://doi.org/10.1890/06-1591.1)
- ❖ Newell, RG et Stavins, RN (2000). Changement climatique et puits forestiers: facteurs affectant les coûts de la séquestration du carbone. *J. Environ. Econ. Manag.* 40 (3) et 211 - 235. doi: 10.1006 / jeem.1999.1120
- ❖ O.N.M., 2014. Office national de météorologie, les données de rapports de l’année 2014 wilaya d’Oran. p 200.
- ❖ Pampolino, M. F., Laureles, E. V., Gines, H. C., & Buresh, R. J. (2008). Soil carbon and nitrogen changes in long-term continuous lowland rice cropping. *Soil Science Society of America Journal*, 72(03), 798-807.
- ❖ Pandey, C. B., Singh, G. B., Singh, S. K., & Singh, R. K. (2010). Soil nitrogen and microbial biomass carbon dynamics in native forests and derived agricultural land uses in a humid tropical climate of India. *Plant and Soil*, 333-(2-1), 453-467.
- ❖ Paustian, K., Cole, C. V., Sauerbeck, D., & Sampson, N. (1998). CO₂ mitigation by agriculture : An overview. *Climatic Change*, 40(1), 135-162.
- ❖ Paul, S., Veldkamp, E., & Flessa, H. (2008). Soil organic carbon in density fractions of tropical soils under forest-pasture-secondary forest land use changes. *European Journal of Soil Science*, 59(02), 359-371.
- ❖ 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.
- ❖ Perez-Quezada JF, Delpiano CA, Snyder KA, Johnson DA, Franck N, 2011. Carbon pools in an arid shrubland in Chile under natural and afforested conditions. *Journal of Arid Environments* 75 : 29-37.
- ❖ Pila I et al (2013) Estimation of soil organic carbon stocks and stock changes in Croatia (1980–2006) – use of national soil database and the Corine Land Cover PERIODICUM BIOLOGORUM VOL. 115, No 3, 339–347
- ❖ Post W.M., Emanuel, P.J., Zinke & G. Stangenberger, 1982.- Soil carbon pools and world life zones. *Nature*, 298, 156-159.

- ❖ Pouquet J., 1952. Les monts du Tessala (Chaînes sud-telliennes d'Oranie), *Revue de géographie alpine*. 40: 691 – 694.
- ❖ Pellerin, S., Bamière, L., Launay, C., Martin, R., Schiavo, M., Angers, D., ... & Rechauchère, O. (2020). *Stocker du carbone dans les sols français. Quel potentiel au regard de l'objectif 4 pour 1000 et à quel coût?* (Doctoral dissertation, INRA).
- ❖ Quézel P., Médail F., 1995 La région circumméditerranéenne, centre mondial majeur de biodiversité végétale. *InstMédit.d'écologie et de la paléoécologie C.N.R.S. U.R.A*
- ❖ Quézel. P. Et Santa S.,1962-1963 – Nouvelle flore de l'Algérie et des régions désertiques méridionales. C.N.R.S. Paris. Tome I (1962), tome II (1963), Vol.1170 p.
- ❖ Quézel, P. 2000. *Reflexion sur l'évolution de la flore et de la végétation au Maghreb méditerranéen*. Ibis press, Paris 117 p.
- ❖ Reeder JD, Schuman GE, Morgan JA, Lecain DR, 2004. Response of organic and inorganic carbon and nitrogen to long-term grazing of the shortgrass steppe. *Environmental Management* 33 : 485-95.
- ❖ 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.
- ❖ 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 BiolBiochem* 1–8. doi: 10.1016/j.soilbio.
- ❖ Robert, M. 1996 : *Interface dans l'environnement. Ressources pour le développement*. 3ème cycle, 244p, 83 fig, 35 tab, 11ph.
- ❖ Rakotomalala, R. (2015). *Analyse de corrélation. Cours statistique à l'université de lumière Lyon, 2, 89.*
- ❖ Rosner, B. (2015). *Fundamentals of biostatistics*. Cengage learning.
- ❖ Rieu, M., & Cheverry, C. (1976). Mise au point bibliographique sur quelques recherches récentes en matière de sols salés. *Cahier de l'ORSTOM, serie Pedologie, 14, 39-61.*
- ❖ Saïdou. A et al (2012), Evaluation du stock de carbone dans les systèmes agroforestiers à karité (*Vitellariaparadoxa* C.F. Gaertn.) et à néré (*Parkiabiglobosa* Jacq. G. Don) en zone Soudanienne du Bénin, *Bulletin de la Recherche Agronomique du Bénin (BRAB)*, 1025-2355 <http://www.slire.net>

- ❖ 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.
- ❖ Saxtonke, Rawls J, Romberger J S, Papendick R I 1986 Estimating generalized soil-water characteristics from texture *Soil Sci Soc Am J* 50(4): 1031-1036
- ❖ Scott, N. A., Tate, K. R., Giltrap, D. J., Smith, C. T., Wilde, R. H., Newsome, P. F. J., & Davis, M. R. (2002). Monitoring land-use change effects on soil carbon in New Zealand : quantifying baseline soil carbon stocks. *Environmental Pollution*, 116(1), S161-S186.
- ❖ Schlesinger, W. H. (1997). *Biogeochemistry : An Analysis of Global Change*. San Diego, California : Academic Press.
- ❖ Schlesinger, W. H. (1997). Carbon balance in terrestrial detritus. *Annual Review of Ecology and Systematics*, 8, 51-58
- ❖ Schrumpp 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.
- ❖ Shrestha G, Stahl PD, 2008. Carbon accumulation and storage in semi-arid sagebrush steppe : Effects of longterm grazing exclusion. *Agriculture Ecosystems & Environment* 125 : 173-81.
- ❖ Schlesinger W.H., 1977.- Carbon balance in terrestrial detritus. *Ann. Rev. Ecol. Syst.*, 8, 51-81.
- ❖ Schimel DS. Terrestrial ecosystem and the carbon cycle. *Glob Change Biol* 1995 ; 1 : 77-91.
- ❖ Seguin, B., & Lefèvre, F. (2015). Les impacts du changement climatique sur l'agriculture et la forêt.
- ❖ Singh SK, Singh AK, Sharma BK, Tarafdar JC, 2007. Carbon stock and organic carbon dynamics in soils of Rajasthan, India. *Journal of Arid Environments* 68 : 408-21.
- ❖ Stolbovoy V, Montanarella L, Filippi N, Jones A, Gallego J, Grassi G 2007 Soil sampling protocol to certify the changes of organic carbon stock in mineral soil of the European Union Version 2 EUR 21576 EN/2 56 pp Office for Official Publications of the European Communities, Luxembourg ISBN: 978-92--79-05379-5
- ❖ Stevenson FJ (1994) *Humus Chemistry: Genesis, Composition, Reactions*, 2nd Edition. Wiley studies on PAH-contaminated soil under varying temperatures. *Chemosphere*, 61, 1529-1538.
- ❖ Seltzer P ; 1946. Le climat de l'Algérie, Alger. Carbonel.
- ❖ Stewart P.,. Un nouveau climagramme pour l'Algérie et son application au barrage vert. *Bull. Soc. Hist. Nat. Afri. Nord.* 65, 12(1975) 239-245.

- ❖ Seltze R,1946 -Le climat d'Algérie. Alger , 219 p.
- ❖ Sparks, D., Page, A., Helmke, P., Loeppert, R., Soltanpour, P., Tabatabai, M., et al. (1996). Méthodes d'analyse des sols, partie 3. Chem. Méthodes 1085 - 1121. doi: 10. 2136 / sssabookser5.3.
- ❖ Tatar, H. (2011). La pérennité des forets et les pratiques conservatoires en Algérie[La préservation des forêts et les pratiques conservatoires en Algérie]. Sci. Technol.D. Sciences de la terre 34, 39 - 46.
- ❖ Terrier, A., Girardin, M., & Bergeron, Y. (2012). Les réservoirs de carbone en forêt boréale à l'est du Canada: acquis et incertitudes dans la modélisation face aux changements climatiques. *Vertigo-la revue électronique en sciences de l'environnement*, 11(3).
- ❖ 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.
- ❖ Taiwan. In : Chen ZS, Agus F. (eds).Proceedings of International Workshop on Evaluation and sustainable management of soil carbon sequestration in Asian countries, 28,29September, IPB International Conference Center, Bogor, Indonesia. Food and Fertilizer Technology Center (FFTC) for the Asian and Pacific Region
- ❖ Tsui *et al*, (2013) Estimation of Soil Carbon Stock in Taiwan Arable Soils by Using Legacy Database and Digital Soil Mapping, *Web of Science* (11) :312-335.
- ❖ Tsai, C. C., Chen, Z. S., Hseu, Z. Y., Duh, C. T., & Guo, H. Y.(2010). Organic carbon storage and management strategies of the forest soils based on the forest soil survey database in UNFCCC. 1997. The Kyoto Protocol to the United Nations Framework Convention on Climate Change. Kyoto : UNFCCC.
- ❖ Tradescant (1960) in Alcaraz, 1976.
- ❖ Tsozué, D., Nghonda, JP, Tematio, P., et Basga, SD (2019). Changements de sol propriétés et stocks de carbone organique du sol le long d'un gradient d'altitude au mont Bambouto, Afrique centrale. *Catena* 175, 251 - 262. doi: 10.1016 / j.catena.2018.12.028
- ❖ Thomas, GW (1996). PH du sol et acidité du sol. *Méthodes Analyses du sol* 5 475 - 490. doi: 10.2136 / sssabookser5.3.c16
- ❖ Troeh, FR, et Thompson, LM (2005). *Sols et fertilité des sols*. New York, NY:Blackwell, 498.
- ❖ 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.

- ❖ 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 of Soil Science* 57: 153-175.
- ❖ 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
- ❖ Watson R.T., H. Rhodhe, F. Oeschger& U. Siegenthaler, 1990.- Greenhousegases and aerosols. In: *Climate change, the IPCC scientific assessment*. J.T. Houghton, G.J. Jenkins & J.J. Ephraums (eds), Cambridge University Press, 40 p.
- ❖ Wiesmeier M, Hübner R, Spörlein P, Geuß U, Hangen E, Reischl A, Schilling B, von Lützw 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.
- ❖ Yahi N. and Benhouhou S., 2011 Country reports and case studies (Algeria) in : *Important Plant Areas of the south and east Mediterranean region. Priority sites for conservation*, Editors: E.A. Radford, G. Catullo and B. de Montmollin, UICN, Switzerland and Spain,107p.

ANNEXE 01



Figure 1 : Végétation herbacée (Cliché Merabtene M. 2020).



Figure 2 : Végétation herbacée (Cliché Merabtene M. 2020).



Figure 3 : Végétation herbacée (Cliché Merabtene M. 2020).



Figure 4 : Végétation herbacée (Cliché Merabtene M. 2020).



Figure 5 : Garrigue dense (Cliché Merabtene M. 2020).



Figure 6 : Garrigue dense (Cliché Merabtene M. 2020).



Figure 7 : Garrigue dense (Cliché Merabtene M. 2020).



Figure 8 : Matorral de chêne vert (Cliché Merabtene M. 2020).



Figure 9 : Olivier (Cliché Merabtene M. 2020).



Figure 10 : Tallis de chêne vert (Cliché Merabtene M. 2020)



Figure 11 : Tallis de chêne vert (Cliché Merabtene M. 2020).



Figure 12 : Foret d'Eucalyptus et de pin d'Alep (Cliché Merabtene M. 2020).



Figure 13 : Garrigue Claire (Cliché Merabtene M. 2020).

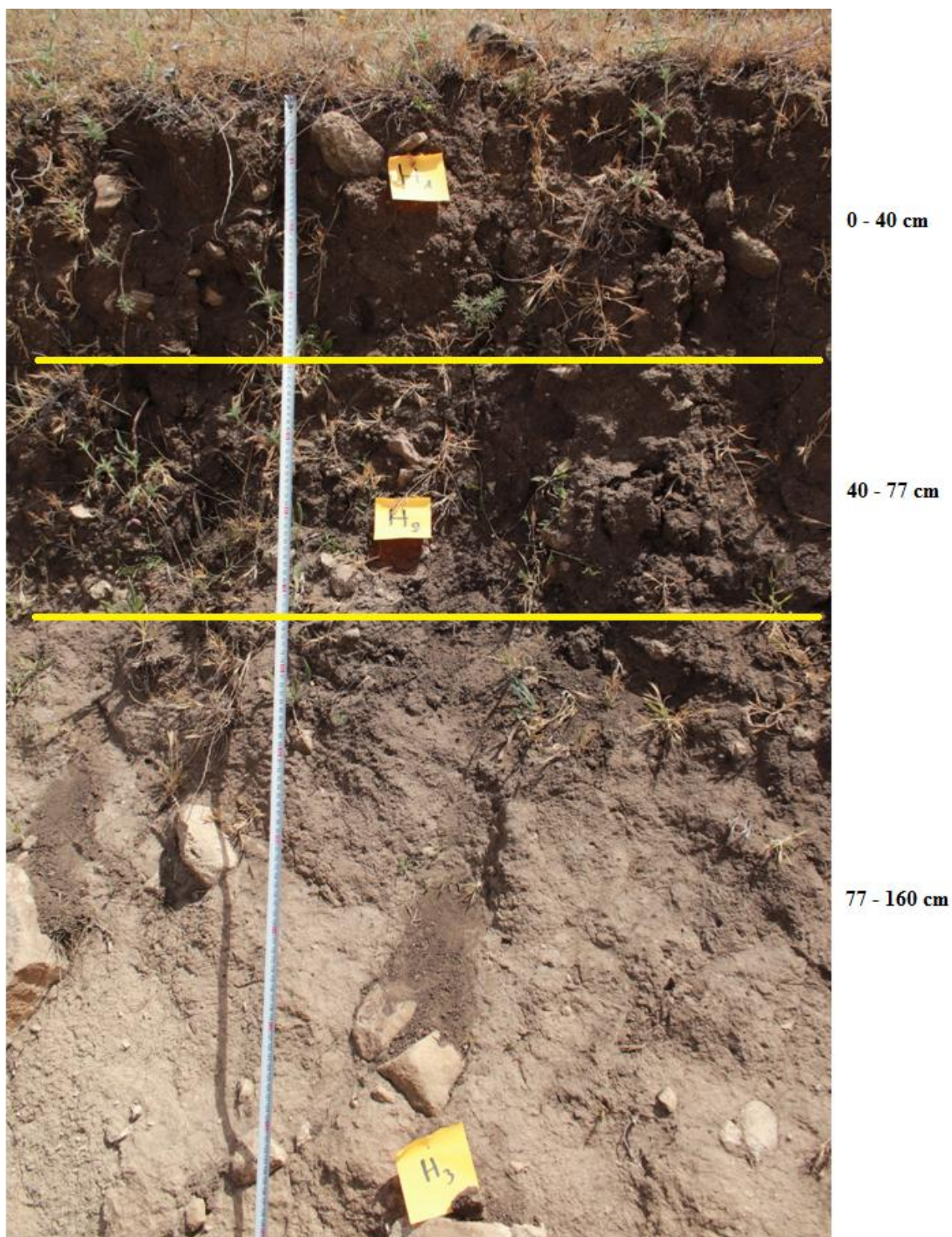


Figure 14 : Profil pédologique sous végétation herbacée (Cliché Merabtene M. 2020).



Figure 15 : Profil pédologique sous matorral (Cliché Merabtene M. 2020).

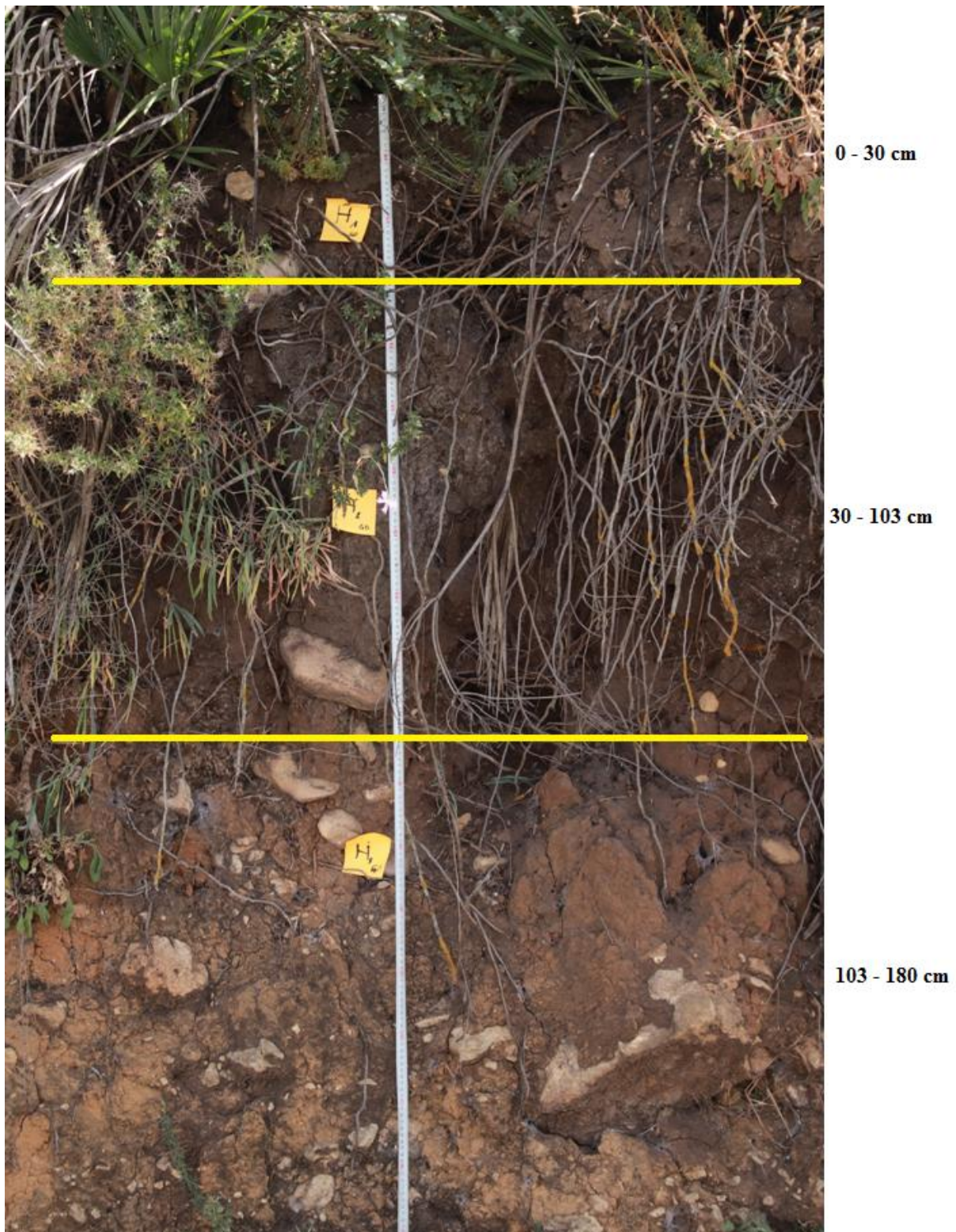


Figure 16 : Profile pédologique sous Garrigue Dense (Cliché Merabtene M. 2020).

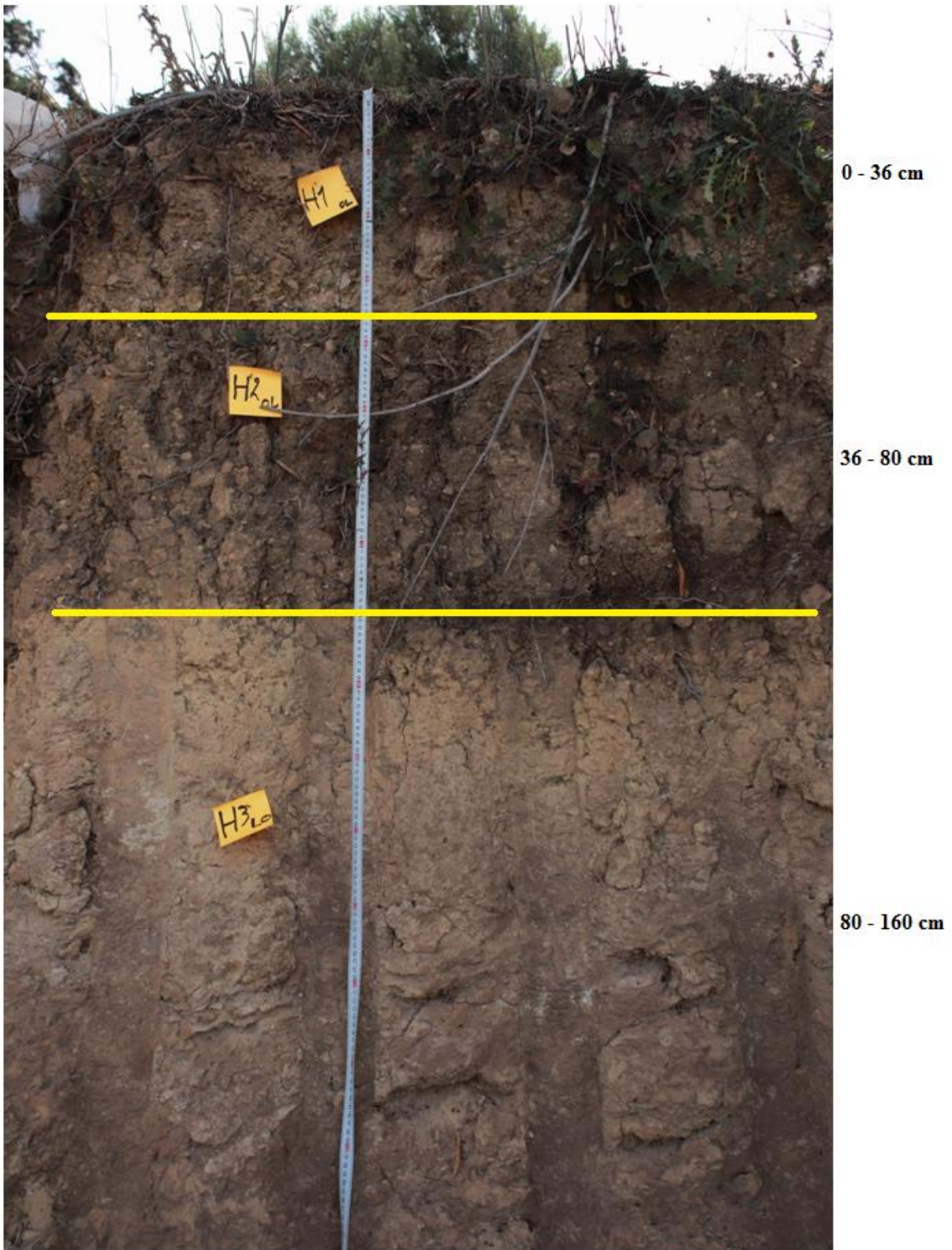


Figure 17 : Profile pédologique sous Olivier (Cliché Merabtene M. 2020).

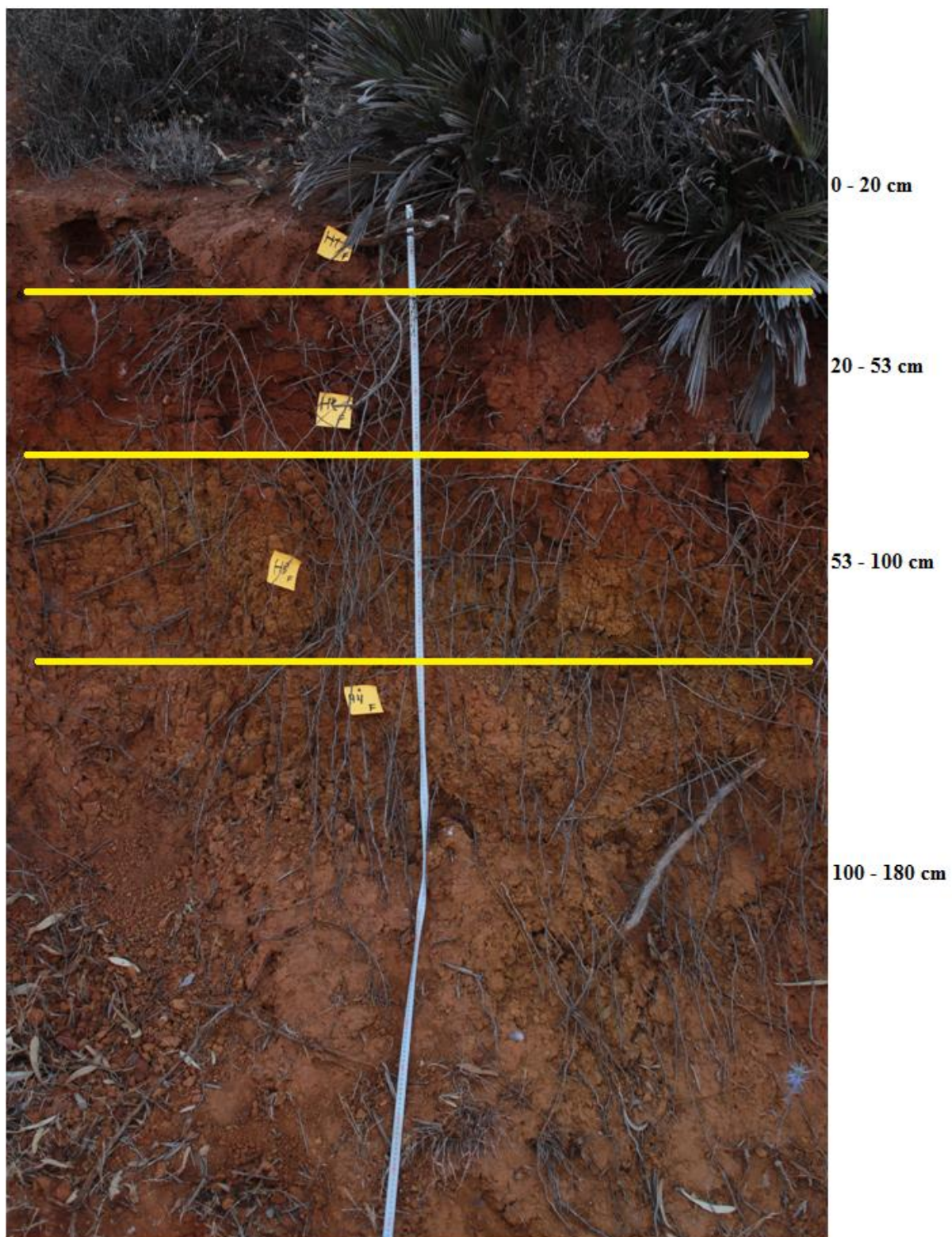


Figure 18 : Profile pédologique sous Forêt (Cliché Merabtene M. 2020).



Figure 19 : Profile pédologique sous Garrigue claire (Cliché Merabtene M. 2020).



Figure 20 : Profile pédologique sous Tallis de chêne (Cliché Merabtene M. 2020).

Tableau 1 : Réactifs utilisés pour les analyses physicochimiques des échantillons de sol.

Dénomination du réactif	Formule chimique
Acide chlorhydrique	(HCl)
Carbonate de calcium	Ca CO ₃
Oxalate d'ammonium	(NH ₄) ₂ C ₂ O ₄
Permanganate de Potassium	KMnO ₄
Acide sulfurique	H ₂ SO ₄
Bichromate de potassium	K ₂ Cr ₂ O ₇
Diphenylamine baryum sulfate	C ₂₄ H ₂₀ Ba ₂ N ₂ O ₆ S ₂
Sel de mohr	(NH ₄) ₂ Fe(SO ₄) ₂ · 6 H ₂ O
Eau oxygénée	H ₂ O ₂
Hexamétaphosphate de sodium	(NaPO ₃) ₆

Protocoles des analyses physicochimiques :

1. Dosage du carbone organique :

Mode opératoire :

- Peser entre 1 à 0.25 g de terre fine, la placer dans un ballon pyrex de 100 à 150ml.
- Ajouter à l'aide d'une pipette 10ml de K₂CrO₇ (Bichromate de potassium) et 15ml du H₂SO₄ concentré (Acide sulfurique) pur.
- Relier le ballon avec le réfrigérant ascendant.
- Chauffer à l'aide du chauffe-ballon.
- dès que la solution commence à bouillir attendre 5 minutes, puis retirer et laisser refroidir.
- Prendre 10 ml de la solution, la mettre dans un bécher, puis compléter jusqu'à 200 ml avec de l'eau distillé
- Ajouter 6 gouttes d'acide phosphorique et 6 gouttes de diphenylamine, bien agiter puis passer au titrage par la solution de sel de Mohr.

Essai témoin :

- Préparer le même essai que le précédent à l'aide de 10ml de K₂CrO₇ et 15ml de H₂SO₄ mais sans la terre fine.

On trouve « Y », représentant la quantité en ml de sel de Mohr utilisée pour le titrage du témoin, et « X », représentant la quantité en ml de sel de Mohr utilisée pour le titrage de l'essai.

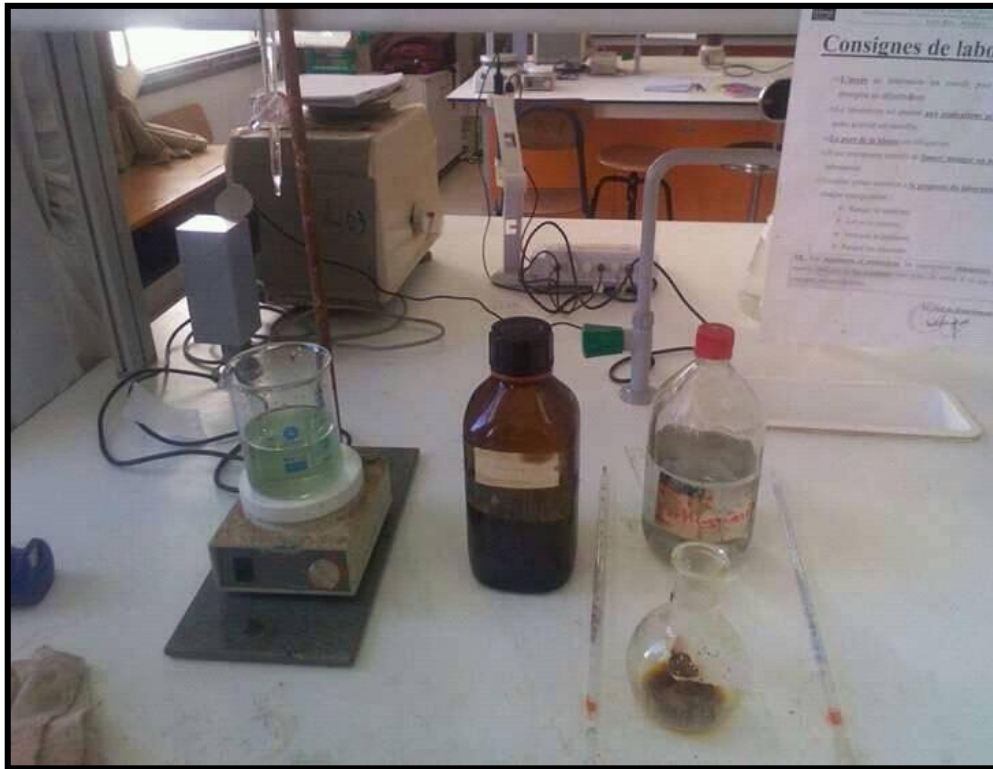


Figure 21 : dosage de carbone organique (Cliché Merabtene M. 2020).

Tableau 2 : Echelle d'interprétation de la matière organique (Baize, 2000).

MO %	Classe de sol
< 1%	Très pauvre en MO
1 - 2%	Pauvre en MO
2 - 4%	Moyenne en MO
> 4%	Riche en MO

2. Dosage du calcaire total :

Mode opératoire :

- Estimation de la teneur en calcium

-Mettre 1 ou 2 pincées de terre fine dans un verre de montre.

-Verser quelques gouttes d'HCL à 30 % sur la terre.

- Observer la réaction et noter les effets de son intensité pour savoir le poids de la terre fine à prendre pour le dosage CaCO_3 total :

Réaction nulle \implies pas d'effervescence \implies terre non calcaire \implies peser 5 -10g

Réaction faible \implies l'effervescence s'entend \implies terre peu calcaire \implies peser 1g

Réaction moyenne \implies l'effervescence de voit \implies terre moyennement calcaire \implies 0.5g

Réaction forte \implies effervescence intense \implies terre fortement calcaire \implies peser 0.25g

- Etalonnage du calcimètre Bernard

L'étalonnage de l'appareil s'effectue avant chaque série de mesures avec 0.3g de (CaCO_3) pur et sec.

-Régler le tube gradué avec l'ampoule de l'appareil au même niveau.

-Remplir le tube gradué avec de l'eau jusqu'à la graduation « 0 ».

-Peser 0.3 de (CaCO_3) pur et sec.

-Introduire la pesée dans un flacon à doigt légèrement humidifié.

-Remplir à l'aide d'une pissette au 2/3 le doigt du flacon avec l'HCl à 30%, si le doigt est assez grand il faut prendre 5ml d'HCl.

-Fermer le doigt du flacon avec le bouchon en caoutchouc portant le tube en verre de dégagement relié par le tuyau en caoutchouc au tube gradué.

-Amener le liquide du tube gradué au niveau « 0 » en abaissant ou en soulevant l'ampoule.

-Verser progressivement L'HCl sur la terre en inclinant le flacon.

-Agiter de temps en temps le flacon à doigt pour activer la réaction.

-Quand la réaction est terminée, lire sur le tube gradué à quelle division s'arrête liquide

-Noter le volume de CO_2 dégagé « V » en ml.

- Essai de dosage du calcaire total du sol :

- Prendre un poids « P » de terre fine (de 0.25 à 10g) suivant la teneur en CaCO₃ du sol (voir estimation de la teneur en calcaire).

- Faire l'essai de la même façon que l'étalonnage sans ajouter de l'eau dans l'appareil.

Soit « V1 » le volume de CO₂ en ml dégagé par le sol.

$$\% \text{Calcaire total} = 0.3 \times V1 \times 100 / VxP$$

Tableau 3 : Échelle d'interprétation des carbonates de calcium dans le sol.

% CaCO₃	Charge en calcaire
< 1%	Sol non calcaire
1 - 5%	Sol peu calcaire
5 - 25%	Sol modérément calcaire
25 - 50%	Sol fortement calcaire
50 - 80%	Sol très fortement calcaire
> 80%	Sol excessivement calcaire

3. Dosage du calcaire actif :

Mode opératoire :

- Presser 10g de terre fine.
- Introduire cette terre dans un bécher de 250ml, puis ajouter 250 ml d'oxalate d'ammonium. Agiter pendant une heure à l'aide d'un agitateur rotatif (mécanique).
- Filtrer à l'aide d'un entonnoir en verre et du papier filtre la solution dans un bécher de 250ml, en écartant les premiers millimètres du filtrat.
- Prendre 10 ml de la solution filtrée et ajouter 10ml de H₂SO₄ à 0.1N
- Titrer à l'aide d'une burette avec support actif par KMnO₄ (0.1N) Jusqu'à une coloration rose persistante.
- Soit « n » le nombre en ml de KMnO₄ nécessaire pour le titrage

Essai témoin :

- Traiter de la même façon 10ml de la même solution d'oxalate d'ammonium avec 10 ml d'acide sulfurique par le KMnO_4
- Soit « N » le nombre en ml de KMnO_4 nécessaire pour le titrage

Calcule :

(N-n) quantité d'oxalate de calcium précipité. C'est-à-dire, la quantité d'oxalate d'ammonium qui réagit avec le calcaire actif.

$$\% \text{ Calcaire actif} = (N-n) \cdot 1.25$$



Figure 22 : Dosage du Calcaire actif (étape agitation) (Cliché Merabtene M. 2020).



Figure 23: Dosage de Calcaire actif (étape titrage) (Cliché Merabtene M. 2020).

4. Mesure du pH :

- Peser 10 g de terre fine séchée à l'air, puis l'introduire dans un bécher de 100 ml.
- Ajouter 25 ml d'eau distillée bouillie.
- Brasser énergiquement la terre de manière à obtenir une suspension, et ce avec un agitateur magnétique durant 30 min et laisser sédimenter pendant 20 min.
- Avant de procéder à la mesure du pH, procéder à l'étalonnage du pH mètre.
- La lecture du pH se fait lorsque la valeur affichée se stabilise. En général la stabilisation est acquise au bout de quelques minutes.
- Après chaque mesure, rincer les électrodes avec de l'eau distillée et les essuyer avec du papier Joseph ou papier mouchoir (en cas d'absence de papier Joseph).

Tableau 4 : Echelle d'interprétation du pH du sol (Aubert, 1978)

Valeurs du pH	Classes de sol
<4.5	Extrêmement acide
4.5 – 5	Très fortement acide
5.1 - 5.5	Fortement acide
5.6 – 6	Moyennement acide
6.1 - 6.5	Légèrement acide
6.6 - 6.7	Très légèrement acide
6.8 -7.5	Neutre
7.6 – 8	Légèrement alcalin
8.1- 8.5	Moyennement alcalin
>8.5	Très fortement alcalin

5. Mesure de la conductivité électrique (CE) :

- Peser 10 g de terre fine séchée à l'air et les introduire dans un bécher de 100 ml.
- Ajouter 50 ml d'eau distillée.
- Brasser énergiquement la terre de manière à obtenir une suspension, avec un agitateur magnétique durant 30 min, puis laisser sédimenter pendant 20 min
- La lecture de la CE se fait lorsque l'aiguille de l'appareil s'est stabilisée.
- Après chaque mesure rincer les électrodes avec de l'eau distillée et les essuyer avec du papier Joseph ou papier mouchoir (en cas d'absence de papier Joseph).

Tableau 5 : Échelle d'interprétation de la salinité du sol par la CE au 1/5° (Aubert, 1978).

CE (ms/cm)	Degré de salinité
CE <0.6	Sol non salé
0.6<CE<02	Sol peu salé
2<CE<2.4	Sol salé
2.4<CE<6	Sol très salé
CE>6	Sol extrêmement salé



Figure 24 : Mesure de la conductivité électrique (Cliché Merabtene M. 2020).

6. Détermination de la texture :

Mode Opérateur :

- Destruction de la matière organique :

- Peser 15 g de terre fine séchée.
- Ajouter 50 ml d'eau oxygénée à 20V.
- Mettre à l'étuve à 105°C pour le séchage pendant 24h.

- Mettre dans un bécher 15ml d'Hexamétaphosphate plus 150ml d'eau distillée (Agiter pendant 01 heure), puis transvaser à l'aide d'un jet de pissette son contenu dans une éprouvette à 1L et jaugé à 750 ml, compléter par la suite avec de l'eau distillée jusqu'au trait de jauge (750 ml).
- Agiter le tout, puis commencer le prélèvement.

Prélèvement 01 :

- Après agitation laisser décanter le contenu de l'éprouvette durant 46 secondes
- Prélever au bout de 46 secondes et à 10cm de profondeur, 10ml de la solution de chaque échantillon.
- Transvaser les 10 ml dans une capsule préalablement tarée.
- Porter les capsules à l'étuve à 105°C.
- Après séchage par différence avec le poids de la capsule vide, déterminer le poids P1.

Prélèvement 02 :

- Après agitation et par retournement du liquide laisser déposer durant 4 min et 48 secondes.
- Effectuer le prélèvement de 10 ml de la solution à 10 cm de profondeur.
- Transvaser le contenu dans une capsule et mettre à l'étuve à 105°C jusqu'au séchage.
- Par différence avec le poids de la capsule vide, déterminer le poids P2 du sédiment.

Prélèvement 03 :

- Après une agitation et retournement de l'éprouvette, laisser décanter la solution durant 6h.
- Au bout de 6h, 7h ou 8h effectuer un prélèvement de 10 ml à une profondeur qui dépend de la température ambiante et du temps de sédimentation.

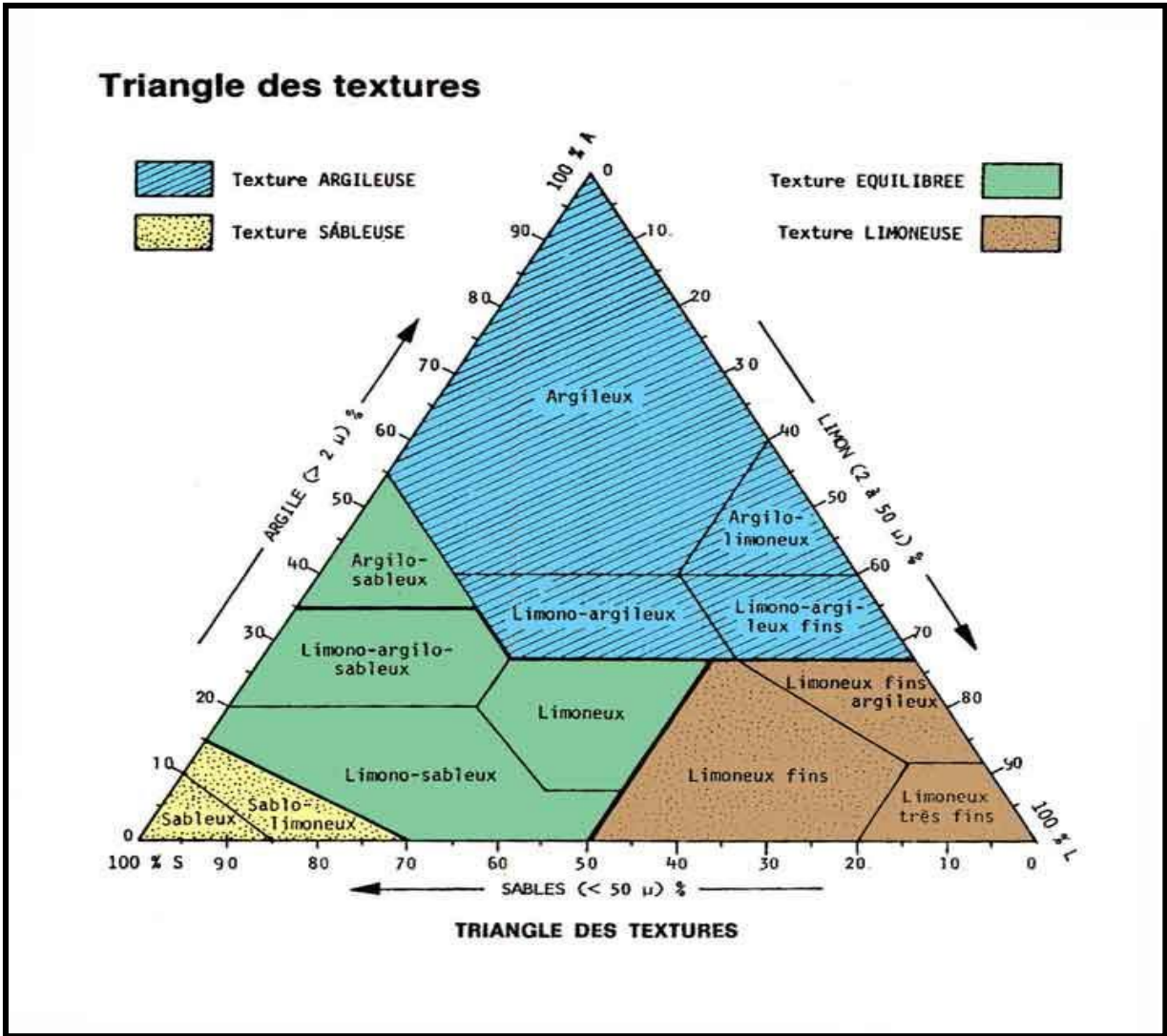


Figure 25 : Triangle de texture du GEPPA, (1967) in DELAUNOIS, (2006)

ANNEXE 02

Tableau 1 : Résultat du Test d'homogénéité des variances.

Test d'homogénéité des variances			
SCO			
Statistique de Levene	ddl1	ddl2	Sig.
1,057	6	63	,398

Tableau 2 : Résultat du Test ANOVA.

ANOVA							
SCO							
		Somme des carrés	ddl	Carré moyen	F	Sig.	
Inter-groupes	(combiné)	101579,293	6	16929,882	3,151	,009	
	Terme linéaire	Contraste	295,283	1	295,283	,055	,815
		Ecart	101284,010	5	20256,802	3,770	,005
Intragroupes		338521,026	63	5373,350			
Total		440100,320	69				

Tableau 3 : Résultat du Test de Welch.

Tests robustes d'égalité des moyennes				
SCO				
	Statistiques ^a	ddl1	ddl2	Sig.
Welch	2,784	6	27,792	,030
a. F distribué asymptotiquement				

Tableau 4 : Corrélation entre le SCO et l'altitude.

Corrélations			
		Altitude	SCO
Altitude	Corrélation de Pearson	1	,416**
	Sig. (bilatérale)		,000
	N	70	70
SCO	Corrélation de Pearson	,416**	1
	Sig. (bilatérale)	,000	
	N	70	70
** . La corrélation est significative au niveau 0,01 (bilatéral).			

Tableau 5 : Corrélation entre les carbonates de calcium du sol (CaCO₃) et le SCO.

Corrélations			
		SCO	CT
SCO	Corrélation de Pearson	1	-,252*
	Sig. (bilatérale)		,035
	N	70	70
CT	Corrélation de Pearson	-,252*	1
	Sig. (bilatérale)	,035	
	N	70	70
* . La corrélation est significative au niveau 0,05 (bilatéral).			

Tableau 6 : Corrélation entre le SCO et le pH du sol.

Corrélations			
		SCO	pH
SCO	Corrélation de Pearson	1	,412**
	Sig. (bilatérale)		,000
	N	70	70
pH	Corrélation de Pearson	,412**	1
	Sig. (bilatérale)	,000	
	N	70	70
** . La corrélation est significative au niveau 0,01 (bilatéral).			

Tableau 7 : Corrélation entre le carbone organique et le pourcentage de limon.

Corrélations			
		Limon %	C %
limon	Corrélation de Pearson	1	,326**
	Sig. (bilatérale)		,006
	N	70	70
C	Corrélation de Pearson	,326**	1
	Sig. (bilatérale)	,006	
	N	70	70
** . La corrélation est significative au niveau 0,01 (bilatéral).			