### **UNIVERSITE KASDI MERBAH - OUARGLA**

Faculté des Sciences de la Nature et de la Vie Département des Sciences Biologiques

Année : 2015-2016



*N° d'enregistrement :* /..../..../

### **THESE**

Pour l'obtention du diplôme de Doctorat ès sciences en Sciences Biologiques

Contribution à la reconstitution du paléoenvironnement au Sahara septentrional dans les sols de bassins endoréiques: Cas de la région de Ouargla

> Présentée et soutenue publiquement Par YOUCEF Fouzia Le:05/06/2016

> > Devant le jury composé de :

HACINI Messaoud	Professeur	U.K.M. Ouargla	Président
HAMDI-AISSA Baelhadj	Professeur	U.K.M. Ouargla	Promoteur
DJERRAB Abderrezak	Professeur	Université de Guelma	Rapporteur
MESSEN Nacer	M.R.	C.R.N.B. Ain Oussera	Rapporteur
SELLAMI Farid	M.R.	INRAP, GSO France	Rapporteur
DADDI BOUHOUN Mustapha	M.C.A	U.K.M. Ouargla	Rapporteur

Je dédie ce travail

 $\mathcal{A}$ 

La mémoire de mon cher père Mohammed

Ma chère mère Fatma

Mon cher époux Allaoua et ma fille Massila

Mes chères sœurs et mon cher frère

 $\mathcal{A}$ 

La mémoire de mon neveu Youcef et de mon beau frère Mohammed

Fouzía

## Remercíements

A la fin de ce travail, il m'est agréable de remercier de nombreuses personnes qui grâce à leur aide, ce travail a pu voir le jour:

Je remercie en premier lieu, M. *Hamdi-Aïssa Baelhadj* pour avoir accepté de diriger cette thèse, mais aussi pour ses conseils, son aide et ses encouragements durant toutes les étapes de réalisation de ce travail.

Mes plus vifs remerciements vont à M. *Hacini Messaoud* pour avoir accepté de présider ce jury. Que soient également vivement remerciés: M. *Djerrab Abderrezak*, M. *Messen Nacer*, M. *Sellami Farid* et M. *Daddi Bouhoun Mustapha* pour avoir acceptés de faire partie de ce jury.

Les travaux présentés dans cette thèse ont été menés au laboratoire de Biogéochimie des milieux désertiques (Université de Ouargla), que soit ici remercié son directeur M. *Hadj-M'hammed Mahfoud*. J'exprime ici toute ma reconnaissance envers M<sup>elle</sup> *Messrouk Houria* pour son aide dans la réalisation des analyses par spectroscopie infrarouge.

Je tiens à remercier vivement le directeur du laboratoire de micromorphologie de l'AgroParisTech-INRA (Paris-Grignon) pour l'aide précieuse dans la préparation des lames minces.

Un grand merci à M<sup>me</sup> *Youcef Leila* (Professeur à l'université Mohamed Kheider Biskra) pour son aide précieuse.

Mes vifs remerciements vont également à M. *Chehma Abdelmadjid* (Professeur à l'université de Ouargla), pour son aide et surtout ses encouragements.

Mille mercis à mes amies: *Abbas Amel, Chaouch Saida, Oustani Mebrouka, Trabelsi Hafida* et *Houari El Kahina*.

Je remercie vivement M<sup>me</sup> *Boudjenah-Haroun Saliha*, Maitre de conférences à l'université de Ouargla pour ses encouragements et ses qualités humaines.

Mes vifs remerciements vont également à tous mes collègues du département des sciences agronomiques surtout le chef de département Monsieur *Guezoul Omar*, M<sup>me</sup> *Idder-Ighili Hakima et* Monsieur *Eddoud Amor*. Et à tous mes collègues du département des sciences biologiques.

Je remercie très vivement mon mari *Belferrag Allaoua* pour son aide sur terrain et surtout pour ses encouragements et son soutien tout au long de ce travail.

Je tiens à exprimer ma gratitude aussi à tous ceux qui m'ont apporté leur aide lors de la réalisation de cette thèse: *Monsieur Messaoud Hacini, Monsieur Zeddouri Aziz, M<sup>me</sup> Zeddouri Hadj Said Samia, M<sup>me</sup> Brahmi Karima et Monsieur Chellat Smaine.* 

Un remerciement inconditionnel à mon père (*in memorium*), ma mère, mes sœurs et mon frère pour leur soutien et leur amour.

#### Résumé

Les indicateurs des changements paléoenvironnementaux au Sahara sont multiples, témoignant du passage de cette région par des conditions plus humides qui ont abouti à l'apparition d'écosystèmes différents de ceux d'aujourd'hui.

Le présent travail a été réalisé dans le but d'une contribution à la reconstitution du paléoenvironnement du Sahara à partir de l'étude des sédiments de paléolacs, des sols à accumulations calcaires et des sols à accumulations gypseuses dans la région de Ouargla. Le choix des sites, la description morphologique et l'échantillonnage ont été effectués suite à une étude préliminaire sur le terrain. Au laboratoire, une panoplie d'analyses physiques, chimiques, physico-chimiques, micromorphologiques, paléontologiques et minéralogiques a été appliquée pour la caractérisation de ces sols.

Les résultats obtenus montrent que la région de Ouargla a connu au cours de l'Holocène des fluctuations climatiques entre des périodes arides et d'autres plus humides. Ces changements sont visibles sur terrain par la présence d'indicateurs comme les couches noires, les fossiles, les formes d'accumulations de gypse et de calcaire.

Les couches noires étudiées possèdent des taux élevés en matière organique et montrent parfois même un bon état de préservation avec des structures végétales reconnaissables. Leur origine est organique et indiquent une formation dans un milieu lacustre pendant une période plus humide. Les fossiles et les microfossiles indiquent des eaux douces à peu salées, permanentes, calmes et oxygénées. Les paléolacs étudiés qui ont une période d'activité probable entre 10000 et 4000 ans B.P. ont représentés des écosystèmes qui ont abrités une faune et une flore et assurant une source d'eau pour des animaux terrestres. L'existence de ces derniers a nécessité une végétation plus abondante.

Les accumulations de gypse, très fréquentes dans les sols de la région indiquent aussi la fluctuation du climat entre des périodes arides et d'autres plus humides. Les croûtes gypseuses de surface témoignent d'un niveau de nappe phréatique plus haut qu'aujourd'hui et une évaporation intense sous un climat aride. Les croûtes gypseuses de la Sebkha Mellala ont été formées dans un milieu lagunaire. Les pseudomorphoses de gypse lenticulaire en calcite représentent un caractère hérité et signifie un changement de climat entre périodes humide et aride. L'accumulation du gypse en bas des graviers indique une percolation de l'eau du haut vers le bas du profil durant une période plus humide. Cette dernière explique aussi la formation des rhizolites qui représentent des restes de systèmes racinaires anciens. Les cristaux de gypse présents à la surface de certains profils ont par contre une origine éolienne.

Les accumulations calcaires présentes au niveau des sols de la région ne peuvent être expliquées par les conditions hyperarides actuelles, du fait que leur formation nécessite un climat plus humide suivi de la persistance d'un climat aride pour assurer leur préservation au niveau de ces sols. Les nodules calcaires ont été formés *in situ* et les amas calcaires indiquent un drainage faible. Les encroûtements et les croûtes calcaires témoignent de précipitations abondantes et une formation dans un milieu lacustre pour l'encroûtement du paléolac.

Les revêtements argileux témoignent d'une origine sédimentaire ancienne et les minéraux argileux présents dans les sols et les sédiments étudiés sont hérités.

Les sols et les sédiments étudiés conservent des caractères anciens qui traduisent la fluctuation des conditions climatiques durant le Quaternaire; succession des sédiments hydroéoliens résultants de l'alternance de périodes humides qui ont permis l'apparition des paléolacs et de périodes arides se manifestant par des sédiments sableux et l'accumulation du gypse et de calcaire sous différentes formes.

Mots clés: Sol, Sahara, paléoenvironnement, paléoclimat, micromorphologie, paléolac, Ouaternaire, accumulations gypseuses, accumulations calcaires, fossiles.

#### Abstract

Indicators of paleoenvironmental changes in the Sahara are numerous, reflecting the passage of this region by wetter conditions leading to the appearance of ecosystems different from those of today.

The aim of this thesis is a contribution to the reconstruction of Saharan paleoenvironment through the study of palaeolake sediments, soils with calcareous accumulations and soils with gypsum accumulations in the area of Ouargla. A field preliminary study was necessary for the selection of sites, morphological descriptions and sampling. In the laboratory, physical, chemical, physico-chemical, micromorphological, palaeontological and mineralogical analyzes were applied to the characterization of these soils.

The obtained results show climatic fluctuations between dry and humid conditions in the area of Ouargla during the Holocene. Indicators of these changes are already visible in the field (black layers, fossils, gypsum and calcareous accumulations...).

The studied black layers have high contents of organic matter and sometimes even show a good preservation with recognizable plant structures. They have an organic origin and indicate formation in lacustrine environment during a more humid period. Fossils and microfossils indicate permanent, calm, oxygenated and fresh to low salt water. These palaeolakes with a probable period of activity between 10000 and 4000 years B.P. represented ecosystems with a fauna and flora and providing a source of water for terrestrial animals which required abundant vegetation under more humid climate.

Gypsum accumulations are frequent in soils of the region and indicate climate fluctuation between dry and humid periods. Surface gypsum crusts indicate a higher groundwater level than today and intense evaporation under arid conditions. The gypsum crusts in Sabkha Mellala were formed in lacustrine environment. Calcite pseudomorphs after lenticular gypsum crystals represent an inherited character and indicate a change between humid and arid conditions. The accumulation of gypsum in the down part of gravels indicates a descendant direction of water during a wet period. The latter also explains the formation of rhizolits which represent the remains of old roots. The gypsum crystals on the surface of some profiles have an aeolian origin.

The calcareous accumulations present in the soils of Ouargla cannot be explained by the current climate. Their formation requires a wetter climate and the persistence of an arid climate for ensure their preservation in these soils. The calcareous nodules were formed *in situ* and the calcareous clusters indicate poor drainage. Calcareous crusts and encrustations testify to higher rainfall and a formation in a lacustrine environment for the palaeolake encrustation.

The clay coatings indicate an ancient sedimentary origin and the clay minerals of the studied soils and sediments are inherited.

The studied soils and sediments conserve inherited characters reflecting the fluctuation of climatic conditions during the Quaternary; succession of hydro-aeolian sediments resulting of alternating wet periods that allowed the appearance of palaeolakes and dry periods manifested by sandy sediments and gypsum and calcareous accumulations.

Key words: Soil, Sahara, paleoenvironment, paleoclimate, micromorphology, palaeolake, Quaternary, gypsum accumulations, calcareous accumulations, fossils. تتعدد مؤشرات التغيرات البيئية القديمة التي تدل على مرور الصحراء بمراحل أكثر رطوبة مما أدى إلى ظهور أنظمة بيئية مختلفة عن التي تميز المنطقة في الوقت الحالي.

يهدف هذا العمل إلى الإسهام في دراسة التاريخ البيئي للصحراء. من خلال دراسة رواسب البحيرات القديمة، التربة المتميزة بتراكمات كلسية وتلك المتميزة بتراكمات جبسية في منطقة ورقلة. الدراسة الأولية في الميدان تعتبر ضرورية من أجل اختيار المواقع، والوصف المورفولوجي وأخذ العينات. في المختبر، قمنا بإجراء مجموعة واسعة من التحليلات الفيزيائية والكيميائية، الميكرومورفولوجية، والمعدنية و دراسة المستحثات لتحديد خصائص هذه التربة.

أظهرت النتائج أن المنطقة شهدت تقلبات مناخية في العصر الأولوسيني بين فترات جافة وأخرى أكثر رطوبة. بعض مؤشرات هذه التغيرات يظهر فعليا في الميدان (الطبقات السوداء والمستحاثات وأشكال تراكم الجبس والكلس...).

دراسة الطبقات الرسوبية السوداء بينت أنها تحتوي على نسبة عالية من المواد العضوية، وتُظهر في بعض المواقع- مكونات نباتية واضحة. وهي تشير إلى مرور المنطقة بفترة أكثر رطوبة و بأن مصدرها عضوي و قد تكونت في بحيرة. وكذلك المستحثات التي تشير إلى بحيرات ذات مياه عذبة إلى قليلة الملوحة، دائمة، هادئة و تحتوي على الأكسيجين. هذه المؤشرات تدل على وجود بحيرات قديمة في المنطقة ذات فترة محتملة من النشاط بين 10000 و 4000 سنة. و قد شكلت هذه البحيرات أنظمة بيئية احتوت على أنواع نباتية و حيوانية كما وفرت مصدر مياه للحيوانات البرية. تواجد هذه الأخيرة استلزم غطاءً نباتيًا كثيرًا تحت ظروف مناخية أكثر رطوبة.

التراكمات الجبسية، المنتشرة جداً في تربة المنطقة تشير هي أيضا إلى تقلبات في المناخ بين فترات جافة وأخرى أكثر رطوبة. الطبقات الجبسية السطحية تدل على مستوى مرتفع للمياه الجوفية ثم مناخ جاف ذو تبخر معتبر. الطبقات الجبسية المتواجدة على مستوى سبخة ملالة تشكلت في بحيرة. تراكم الكلس في الفراغات التي يخلفها ذوبان الجبس هي عبارة عن خاصية قديمة تدل على تغير المناخ بين جاف و رطب. أما بالنسبة إلى تراكم الجبس على مستوى الجزء السفلي للحصى فيدل على اتجاه المياه من الأعلى إلى الأسفل على فترة متميزة برطوبة أكثر. هذه الظروف المناخية مسؤولة أيضا عن تكون الجذور المتحجرة والتي تدل على بقايا لجذور نباتات قديمة. وفيما يخص بلورات الجبس المتواجدة في الطبقات السلمية المناخ بين جاف و التربة فالمرجح أن يكون مصدرها الرياح.

التراكمات الكلسية موجودة أيضا في المنطقة و تشير إلى ظروف مناخية مختلفة و أكثر رطوبة. المناخ الجاف الذي يميز المناطق الصحراوية سمح بِحفظها في التربة. العقيدات الكلسية تكونت في الموقع و التجمعات الكلسية تشير إلى صرف سئ للمياه على مستوى التربة. القشور والطبقات الكلسية تدل على أمطار أكثر أهمية و بعضها تَشكَّل في بحيرة قديمة.

الطبقات الغضارية الرفيعة تدل على مصدر تكوين رسوبي قديم والمعادن الغضارية الموجودة في التربة موروثة من حقبة سابقة.

من خلال الدراسة التي قُمنا بها وجدنا أن التربة والرواسب تَحتفظ بِخصائص قديمة تَعكِس تقلبات الظروف المناخية خلال الحقبة الجيولوجية الرباعية؛ تتابع الرواسب التي لديها مصدر مائي و تلك التي مصدرها الرياح و الناتجة عن تناوب فترات رطبة و التي سمحت بظهور بحيرات وفترات جافة تتجلى بتكون الرواسب الرملية وتراكم الجبس والكلس بأشكال مختلفة.

الكلمات الدالة: التربة، الصحراء، البيئة القديمة، المناخ القديم، ميكرومورفولوجي، بحيرة قديمة، العصر الرباعي، تراكمات الجبس، تراكمات الكلس، المستحثات.

#### ملخص

## Líste des abréviations

DRX: Diffractométrie à rayons X IRTF: Infra Rouge à Transformée de Fourier IR: Infrarouge MIR: Moyen Infrarouge SPIR: Spectroscopie Infrarouge G/F: Fraction grossière/Fraction fine LPA: Lumière polarisée et analysée LPNA: Lumière polarisée non analysée M.O.: Matière organique Prof.: Profondeur A: Argile Lf: Limon fin Lg: Limon grossier Sf: Sable fin

Sg: Sable grossier

## Líste des fígures

Chapitre I	
Figure I.01: Principaux paléolacs et sites archéologiques sahariens à l'Holocène.	14
Chapitre II	
Figure II.01: Situation géographique de la région de Ouargla (F.A.O, 2005 modifiée).	21
Figure II.02: Diagramme ombrothermique de la station de Ouargla (Période 1990-2011).	28
Figure II.03: Climagramme d'EMBERGER pour la région de Ouargla.	28
Chapitre III	
Figure III.01: Organigramme montrant les différentes étapes du travail.	32
Figure III.02: Localisation des profils et coupes étudiés.	33
Figure III.03: Schémas des coupes de paléolacs montrant les couches au niveau desquels	35
des échantillons non perturbés ont été prélevés pour la préparation des lames minces.	
Chapitre IV	
Figure IV.01: Description morphologique succincte de la coupe PLO.	44
Figure IV.02: Profils calcaire, gypseux et de matière organique de la coupe PLO.	45
Figure IV.03: Description morphologique succincte de la butte témoin BTM.	45
Figure IV.04: Profils calcaire, gypseux et de matière organique de la butte témoin BTM.	46
Figure IV.05: Description morphologique succincte de la coupe PLM.	47
Figure IV.06: Profils calcaire, gypseux et de matière organique de la coupe PLM.	47
Figure IV.07: Description morphologique succincte de la coupe PLG.	48
Figure IV.08: Profils calcaire, gypseux et de matière organique de la coupe PLG.	48
Figure IV.09: Description morphologique succincte de la coupe PLI.	49
Figure IV.10: Profils calcaire, gypseux et de matière organique de la coupe PLI.	49
Figure IV.11: Description morphologique succincte de la coupe PLA.	51
Figure IV.12: Profils calcaire, gypseux et de matière organique de la coupe PLA.	51
Figure IV.13: Description morphologique succincte de la coupe PLSA.	52
Figure IV.14: Profils calcaire, gypseux et de matière organique de la coupe PLSA.	52
Figure IV.15: Description morphologique succincte de la coupe PLSB.	53
Figure IV.16: Profils calcaire, gypseux et de matière organique de la coupe PLSB.	53
Figure IV.17: Description morphologique succincte de la coupe PLSC.	54
Figure IV.18: Profils calcaire, gypseux et de matière organique de la coupe PLSC.	55
Figure IV.19: Description morphologique succincte de la coupe PLE.	56
Figure IV.20: Profils calcaire, gypseux et de matière organique de la coupe PLE.	56
Figure IV.21: Description morphologique succincte du profil CSA.	57
Figure IV.22: Profils calcaire, gypseux et de matière organique du profil CSA.	57
Figure IV.23: Description morphologique succincte du profil CSB.	58
Figure IV.24: Profils calcaire, gypseux et de matière organique du profil CSB.	58
Figure IV.25: Description morphologique succincte du profil CSL.	59
Figure IV.26: Profils calcaire, gypseux et de matière organique du profil CSL.	59
Figure IV.27: Description morphologique succincte du profil CRG.	60
Figure IV.28: Profils calcaire, gypseux et de matière organique du profil CRG.	60

Figure IV.29: Description morphologique succincte du profil CHA.	61
Figure IV.30: Profils calcaire, gypseux et de matière organique du profil CHA.	61
Figure IV.31: Description morphologique succincte du profil CHB.	62
Figure IV.32: Profils calcaire, gypseux et de matière organique du profil CHB.	62
Figure IV.33: Description morphologique succincte du profil CHC.	63
Figure IV.34: Profils calcaire, gypseux et de matière organique du profil CHC.	63
Figure IV.35: Description morphologique succincte du profil GSA.	64
Figure IV.36: Profils calcaire, gypseux et de matière organique du profil GSA.	64
Figure IV.37: Description morphologique succincte du profil GSB.	65
Figure IV.38: Profils calcaire, gypseux et de matière organique du profil GSB.	65
Figure IV.39: Description morphologique succincte du profil GKJ.	66
Figure IV.40: Profils calcaire, gypseux et de matière organique du profil GKJ.	66
Figure IV.41: Description morphologique succincte du profil GBH.	67
Figure IV.42: Profils calcaire, gypseux et de matière organique du profil GBH.	67
Figure IV.43: Description morphologique succincte du profil GAB.	68
Figure IV.44: Profils calcaire, gypseux et de matière organique du profil GAB.	68
Figure IV.45: Description morphologique succincte du profil GNS.	69
Figure IV.46: Profils calcaire, gypseux et de matière organique du profil GNS.	69
Figure IV.47: Description morphologique succincte du profil GEA.	70
Figure IV.48: Profils calcaire, gypseux et de matière organique du profil GEA.	70
Figure IV.49: Description morphologique succincte du profil GEB.	71
Figure IV.50: Profils calcaire, gypseux et de matière organique du profil GEB.	71
Figure IV.51: Description morphologique succincte du profil GEC.	72
Figure IV.52: Profils calcaire, gypseux et de matière organique du profil GEC.	72
Figure IV.53: Description morphologique succincte du profil GHA.	73
Figure IV.54: Profils calcaire, gypseux et de matière organique du profil GHA.	73
Figure IV.55: Description morphologique succincte du profil GHB.	74
Figure IV.56: Profils calcaire, gypseux et de matière organique du profil GHB.	74
Figure IV.57: Diffractogramme de rayons X de la couche PLSC1.	94
Figure IV.58: Diffractogramme de rayons X de la couche PLI1.	95
Figure IV.59: Diffractogramme de rayons X de la couche PLE4.	95
Figure IV.60: Diffractogramme de rayons X de la couche PLSB6.	96
Figure IV.61: Estimation semi-quantitative des minéraux des échantillons de sol étudiés	97
par DRX (Profils GKJ, PLE, PLSC, PLI, PLO et PLSB).	
Figure IV.62: Variations de la position des bandes d'absorption (500-1250 cm <sup>-1</sup> ).	102
Chapitre V	
Figure V.01: Schéma simplifié de l'évolution de la matière organique (Coupe PLI).	110
Figure V.02: Relation entre le taux de matière organique et l'épaisseur des couches	112
noires des sédiments des paléolacs de la région de Ouargla.	
Figure V.03: Formation des croûtes gypseuses de surface.	120
Figure V.04: Relation entre le taux de gypse et la profondeur des couches.	125
Figure V.05: Variation des taux moyens de gypse des sols étudiés en fonction de la	125
profondeur.	
Figure V.06: Relation entre le taux de calcaire total et la profondeur des couches.	130
Figure V.07: Variation des taux de calcaire moyens des horizons étudiés en fonction de	130

la profondeur.

Figure V.08: Relation entre le taux de calcaire total et le taux de gypse au niveau des 131 sols étudiés.

Figure V.09: Les paléolacs de la région de Ouargla avant et après le dessèchement et 136 origines possibles de leurs eaux.

Figure V.10: Fonctionnement ancien des paléolacs de la région de Ouargla. 140

FigureV.11: Succession des sédiments hydro-éoliens au niveau des sols de la région de 142 Ouargla (exemple des coupes PLO, PLSC et CSL).

## Líste des Tableaux

Chapitre II	
Tableau II.I: Données climatiques de la station de Ouargla (1990-2011).	26
Chapitre IV	
Tableau IV.1: Principales caractéristiques micromorphologiques de la butte témoin	77
(BTM).	
Tableau IV.2: Principales caractéristiques micromorphologiques de la coupe PLM.	78
Tableau IV.3: Principales caractéristiques micromorphologiques de la coupe PLA.	80
Tableau IV.4: Principales caractéristiques micromorphologiques de la coupe PLI.	83
Tableau IV.5: Principales caractéristiques micromorphologiques de la coupe PLO.	85
Tableau IV.6: Résultats des études paléontologiques et micropaléontologiques.	88
Tableau IV.7: Résultats de la spectroscopie IRTF des minéraux argileux et non	99
argileux.	

## Líste des photos

Chapitre I	
Photo I.01: Défluents sur la surface d'un cône de déjection, désert oriental de l'Égypte.	8
Photo I.02: Dalle gravée à Sluguilla Lawash (Sahara occidental) montrant trios bovins.	
Chapitre IV	
Photo IV.01: Photomicrographes de lames minces (BTM et PLM).	79
Photo IV.02: Photomicrographes de la coupe PLA.	81
Photo IV.03: Photomicrographes de la coupe PLI.	84
Photo IV.04: Photomicrographes de la coupe PLO.	86
Photo IV. 05: Espèces fossiles des paléolacs de la région de Ouargla.	90
Photo IV.06: Espèces microfossiles des paléolacs de la région de Ouargla.	92
Chapitre V	
Photo V.01: Débris de végétaux bien préservés, graines et gyrogonites (PLI3).	108
Photo V.02: Les ossements d'animaux au niveau de la coupe PLI.	117
Photo V.03: Croûte gypseuse de la Sebkha Mellala.	121

## Table des matières

Introduction générale	2
Chapitre I: Synthèse bibliographique	
I.1. Introduction	7
I.2. Indicateurs des changements paléoenvironnementaux au Sahara	7
I.2.1. Indicateurs morphologiques	8
I.2.2. Indicateurs paléohydrologiques	8
I.2.2.1. Les anciens lacs	9
I.2.3. Indicateurs archéologiques	9
I.2.4. Indicateurs biologiques	10
I.2.5. Indicateurs pédologiques	11
I.3. Les sols des régions arides: outil de reconstitution des changements	11
paléoenvironnementaux	
I.3.1. Les accumulations de carbonates	11
I.3.2. Les accumulations de gypse	13
I.3.3. Les bio-marqueurs	13
I.3.4. Les minéraux argileux	13
I.4. Intérêt des bassins endoréiques du Sahara dans l'étude du paléoenvironnement	14
I.5. Evolution du paléoclimat et du paléoenvironnement au Sahara septentrional durant	15
l'Holocène	
I.6. Synthèse des études paléoenvironnementales réalisées dans la région de Ouargla	17
I.7. Conclusion	18
Chapitre II: Contexte de l'étude	19
II.1. Introduction	20
II.2. Localisation géographique	20
II.3. Contexte Hydrogéologique	20
II.4. Contexte géologique	22
II.5. Contexte géomorphologique	23
II.6. Hydrologie superficielle	24
II.6.1. Oued Mya	25
II.6.2. Oued N'sa et Oued M'Zab	25
II.7. Contexte pédologique	25
II.8. Contexte climatique	26
II.9. Conclusion	29
Chapitre III : Matériel et méthodes	30
III.1. Introduction	31
III.2. Sélection des sites étudiés	31
III.3. Présentation des sites étudiés	32
III.4. Méthodes d'étude	34
III.4.1. Sur terrain	34
III.4.1.1. Description morphologique	34

III.4.1.2. Echantillonnage du sol	35
III.4.2. Au laboratoire	36
III.4.2.1. Analyses physiques, chimiques et physico-chimiques	36
III.4.2.1.1. Granulométrie	36
III.4.2.1.2. Calcaire total	36
III.4.2.1.3. Gypse	36
III.4.2.1.4. Matière organique	36
III.4.2.1.5. pH et conductivité électrique	36
III.4.2.2. Etude micromorphologique	37
III.4.2.2.1. Préparation des lames minces	37
III.4.2.2.2. Description des lames minces	37
III.4.2.3. Etude du contenu micropaléontologique	38
III.4.2.4.Etude minéralogique par diffractométrie à rayons X	38
III.4.2.4.1. Principe de DRX	38
III.4.2.4.2. Minéralogie totale	38
III.4.2.5. Etude des argiles par Spectroscopie Infrarouge à Transformée de FOURIER	39
(IRTF)	
III.4.2.5.1. Extraction des argiles	39
III.4.2.5.2. Analyse par IRTF	40
III.4.2.5.3. Interprétation des spectres IR	40
III.5. Conclusion	41
Chapitre IV: Résultats	42
IV.1. Introduction	43
IV.2. Description morphologique et analyses physiques, physico-chimiques et	43
IV.2. Description morphologique et analyses physiques, physico-chimiques et chimiques des sédiments et sols étudiés	43
<ul><li>IV.2. Description morphologique et analyses physiques, physico-chimiques et chimiques des sédiments et sols étudiés</li><li>IV.2.1. Les sédiments de paléolacs</li></ul>	43 44
<ul><li>IV.2. Description morphologique et analyses physiques, physico-chimiques et chimiques des sédiments et sols étudiés</li><li>IV.2.1. Les sédiments de paléolacs</li><li>IV.2.1.1. Coupe PLO</li></ul>	43 44 44
<ul> <li>IV.2. Description morphologique et analyses physiques, physico-chimiques et chimiques des sédiments et sols étudiés</li> <li>IV.2.1. Les sédiments de paléolacs</li> <li>IV.2.1.1. Coupe PLO</li> <li>IV.2.1.2. Butte témoin BTM</li> </ul>	43 44 44 45
<ul> <li>IV.2. Description morphologique et analyses physiques, physico-chimiques et chimiques des sédiments et sols étudiés</li> <li>IV.2.1. Les sédiments de paléolacs</li> <li>IV.2.1.1. Coupe PLO</li> <li>IV.2.1.2. Butte témoin BTM</li> <li>IV.2.1.3. Coupe PLM</li> </ul>	43 44 44 45 46
<ul> <li>IV.2. Description morphologique et analyses physiques, physico-chimiques et chimiques des sédiments et sols étudiés</li> <li>IV.2.1. Les sédiments de paléolacs</li> <li>IV.2.1.1. Coupe PLO</li> <li>IV.2.1.2. Butte témoin BTM</li> <li>IV.2.1.3. Coupe PLM</li> <li>IV.2.1.4. Coupe PLG</li> </ul>	43 44 44 45 46 47
<ul> <li>IV.2. Description morphologique et analyses physiques, physico-chimiques et chimiques des sédiments et sols étudiés</li> <li>IV.2.1. Les sédiments de paléolacs</li> <li>IV.2.1.1. Coupe PLO</li> <li>IV.2.1.2. Butte témoin BTM</li> <li>IV.2.1.3. Coupe PLM</li> <li>IV.2.1.4. Coupe PLG</li> <li>IV.2.1.5. Coupe PLI</li> </ul>	43 44 44 45 46 47 49
<ul> <li>IV.2. Description morphologique et analyses physiques, physico-chimiques et chimiques des sédiments et sols étudiés</li> <li>IV.2.1. Les sédiments de paléolacs</li> <li>IV.2.1.1. Coupe PLO</li> <li>IV.2.1.2. Butte témoin BTM</li> <li>IV.2.1.3. Coupe PLM</li> <li>IV.2.1.4. Coupe PLG</li> <li>IV.2.1.5. Coupe PLI</li> <li>IV.2.1.6. Coupe PLA</li> </ul>	43 44 45 46 47 49 50
<ul> <li>IV.2. Description morphologique et analyses physiques, physico-chimiques et chimiques des sédiments et sols étudiés</li> <li>IV.2.1. Les sédiments de paléolacs</li> <li>IV.2.1.1. Coupe PLO</li> <li>IV.2.1.2. Butte témoin BTM</li> <li>IV.2.1.3. Coupe PLM</li> <li>IV.2.1.4. Coupe PLG</li> <li>IV.2.1.5. Coupe PLI</li> <li>IV.2.1.6. Coupe PLA</li> <li>IV.2.1.7. Coupe PLSA</li> </ul>	43 44 45 46 47 49 50 51
<ul> <li>IV.2. Description morphologique et analyses physiques, physico-chimiques et chimiques des sédiments et sols étudiés</li> <li>IV.2.1. Les sédiments de paléolacs</li> <li>IV.2.1.1. Coupe PLO</li> <li>IV.2.1.2. Butte témoin BTM</li> <li>IV.2.1.3. Coupe PLM</li> <li>IV.2.1.4. Coupe PLG</li> <li>IV.2.1.5. Coupe PLI</li> <li>IV.2.1.6. Coupe PLA</li> <li>IV.2.1.7. Coupe PLSA</li> <li>IV.2.1.8. Coupe PLSB</li> </ul>	43 44 45 46 47 49 50 51 53
<ul> <li>IV.2. Description morphologique et analyses physiques, physico-chimiques et chimiques des sédiments et sols étudiés</li> <li>IV.2.1. Les sédiments de paléolacs</li> <li>IV.2.1.1. Coupe PLO</li> <li>IV.2.1.2. Butte témoin BTM</li> <li>IV.2.1.3. Coupe PLM</li> <li>IV.2.1.4. Coupe PLG</li> <li>IV.2.1.5. Coupe PLG</li> <li>IV.2.1.6. Coupe PLA</li> <li>IV.2.1.7. Coupe PLSA</li> <li>IV.2.1.8. Coupe PLSB</li> <li>IV.2.1.9. Coupe PLSC</li> </ul>	43 44 45 46 47 49 50 51 53 54
<ul> <li>IV.2. Description morphologique et analyses physiques, physico-chimiques et chimiques des sédiments et sols étudiés</li> <li>IV.2.1. Les sédiments de paléolacs</li> <li>IV.2.1.1. Coupe PLO</li> <li>IV.2.1.2. Butte témoin BTM</li> <li>IV.2.1.3. Coupe PLM</li> <li>IV.2.1.4. Coupe PLG</li> <li>IV.2.1.5. Coupe PLI</li> <li>IV.2.1.6. Coupe PLA</li> <li>IV.2.1.7. Coupe PLSA</li> <li>IV.2.1.8. Coupe PLSB</li> <li>IV.2.1.9. Coupe PLSC</li> <li>IV.2.1.10. Coupe PLE</li> </ul>	43 44 45 46 47 49 50 51 53 54 55
<ul> <li>IV.2. Description morphologique et analyses physiques, physico-chimiques et chimiques des sédiments et sols étudiés</li> <li>IV.2.1. Les sédiments de paléolacs</li> <li>IV.2.1.1. Coupe PLO</li> <li>IV.2.1.2. Butte témoin BTM</li> <li>IV.2.1.3. Coupe PLM</li> <li>IV.2.1.4. Coupe PLG</li> <li>IV.2.1.5. Coupe PLI</li> <li>IV.2.1.6. Coupe PLA</li> <li>IV.2.1.7. Coupe PLSA</li> <li>IV.2.1.8. Coupe PLSB</li> <li>IV.2.1.9. Coupe PLE</li> <li>IV.2.1.10. Coupe PLE</li> <li>IV.2.2. Les sols à accumulations calcaires</li> </ul>	43 44 45 46 47 49 50 51 53 54 55 56
<ul> <li>IV.2. Description morphologique et analyses physiques, physico-chimiques et chimiques des sédiments et sols étudiés</li> <li>IV.2.1. Les sédiments de paléolacs</li> <li>IV.2.1.1. Coupe PLO</li> <li>IV.2.1.2. Butte témoin BTM</li> <li>IV.2.1.3. Coupe PLM</li> <li>IV.2.1.4. Coupe PLG</li> <li>IV.2.1.5. Coupe PLG</li> <li>IV.2.1.6. Coupe PLA</li> <li>IV.2.1.7. Coupe PLSA</li> <li>IV.2.1.8. Coupe PLSB</li> <li>IV.2.1.9. Coupe PLSC</li> <li>IV.2.1.10. Coupe PLE</li> <li>IV.2.2. Les sols à accumulations calcaires</li> <li>IV.2.2.1. Profil CSA</li> </ul>	43 44 45 46 47 49 50 51 53 54 55 56 56
<ul> <li>IV.2. Description morphologique et analyses physiques, physico-chimiques et chimiques des sédiments et sols étudiés</li> <li>IV.2.1. Les sédiments de paléolacs</li> <li>IV.2.1.1. Coupe PLO</li> <li>IV.2.1.2. Butte témoin BTM</li> <li>IV.2.1.3. Coupe PLM</li> <li>IV.2.1.4. Coupe PLG</li> <li>IV.2.1.5. Coupe PLI</li> <li>IV.2.1.6. Coupe PLA</li> <li>IV.2.1.7. Coupe PLSA</li> <li>IV.2.1.8. Coupe PLSB</li> <li>IV.2.1.9. Coupe PLSC</li> <li>IV.2.1.10. Coupe PLE</li> <li>IV.2.2. Les sols à accumulations calcaires</li> <li>IV.2.2. 2. Profil CSB</li> </ul>	43 44 45 46 47 49 50 51 53 54 55 56 56 56 57
<ul> <li>IV.2. Description morphologique et analyses physiques, physico-chimiques et chimiques des sédiments et sols étudiés</li> <li>IV.2.1. Les sédiments de paléolacs</li> <li>IV.2.1.1. Coupe PLO</li> <li>IV.2.1.2. Butte témoin BTM</li> <li>IV.2.1.3. Coupe PLM</li> <li>IV.2.1.4. Coupe PLG</li> <li>IV.2.1.5. Coupe PLI</li> <li>IV.2.1.6. Coupe PLA</li> <li>IV.2.1.7. Coupe PLSA</li> <li>IV.2.1.8. Coupe PLSB</li> <li>IV.2.1.9. Coupe PLSC</li> <li>IV.2.1.10. Coupe PLE</li> <li>IV.2.2. Les sols à accumulations calcaires</li> <li>IV.2.2. Profil CSB</li> <li>IV.2.2.3. Profil CSB</li> <li>IV.2.2.3. Profil CSL</li> </ul>	43 44 45 46 47 49 50 51 53 54 55 56 56 56 57 58
<ul> <li>IV.2. Description morphologique et analyses physiques, physico-chimiques et chimiques des sédiments et sols étudiés</li> <li>IV.2.1. Les sédiments de paléolacs</li> <li>IV.2.1.1. Coupe PLO</li> <li>IV.2.1.2. Butte témoin BTM</li> <li>IV.2.1.3. Coupe PLM</li> <li>IV.2.1.4. Coupe PLG</li> <li>IV.2.1.5. Coupe PLG</li> <li>IV.2.1.6. Coupe PLA</li> <li>IV.2.1.7. Coupe PLSA</li> <li>IV.2.1.8. Coupe PLSB</li> <li>IV.2.1.9. Coupe PLE</li> <li>IV.2.1.10. Coupe PLE</li> <li>IV.2.2. Les sols à accumulations calcaires</li> <li>IV.2.2. Profil CSA</li> <li>IV.2.2.3. Profil CSL</li> <li>IV.2.2.4. Profil CRG</li> </ul>	43 44 45 46 47 49 50 51 53 54 55 56 56 56 56 57 58 60
<ul> <li>IV.2. Description morphologique et analyses physiques, physico-chimiques et chimiques des sédiments et sols étudiés</li> <li>IV.2.1. Les sédiments de paléolacs</li> <li>IV.2.1.1. Coupe PLO</li> <li>IV.2.1.2. Butte témoin BTM</li> <li>IV.2.1.3. Coupe PLM</li> <li>IV.2.1.4. Coupe PLG</li> <li>IV.2.1.5. Coupe PLG</li> <li>IV.2.1.6. Coupe PLA</li> <li>IV.2.1.7. Coupe PLSA</li> <li>IV.2.1.8. Coupe PLSB</li> <li>IV.2.1.9. Coupe PLE</li> <li>IV.2.2. Les sols à accumulations calcaires</li> <li>IV.2.2. Profil CSB</li> <li>IV.2.2.3. Profil CSL</li> <li>IV.2.2.5. Profil CHA</li> </ul>	43 44 45 46 47 49 50 51 53 54 55 56 56 56 56 57 58 60 60
<ul> <li>IV.2. Description morphologique et analyses physiques, physico-chimiques et chimiques des sédiments et sols étudiés</li> <li>IV.2.1. Les sédiments de paléolacs</li> <li>IV.2.1.1. Coupe PLO</li> <li>IV.2.1.2. Butte témoin BTM</li> <li>IV.2.1.3. Coupe PLM</li> <li>IV.2.1.4. Coupe PLG</li> <li>IV.2.1.5. Coupe PLJ</li> <li>IV.2.1.6. Coupe PLA</li> <li>IV.2.1.7. Coupe PLSA</li> <li>IV.2.1.8. Coupe PLSB</li> <li>IV.2.1.9. Coupe PLSC</li> <li>IV.2.1.10. Coupe PLE</li> <li>IV.2.2. Les sols à accumulations calcaires</li> <li>IV.2.2. Profil CSB</li> <li>IV.2.2.3. Profil CSL</li> <li>IV.2.2.4. Profil CRG</li> <li>IV.2.2.5. Profil CHB</li> </ul>	43 44 45 46 47 49 50 51 53 54 55 56 56 56 56 56 57 58 60 60 61
<ul> <li>IV.2. Description morphologique et analyses physiques, physico-chimiques et chimiques des sédiments et sols étudiés</li> <li>IV.2.1. Les sédiments de paléolacs</li> <li>IV.2.1.1. Coupe PLO</li> <li>IV.2.1.2. Butte témoin BTM</li> <li>IV.2.1.3. Coupe PLM</li> <li>IV.2.1.4. Coupe PLG</li> <li>IV.2.1.5. Coupe PLI</li> <li>IV.2.1.6. Coupe PLA</li> <li>IV.2.1.7. Coupe PLSA</li> <li>IV.2.1.8. Coupe PLSB</li> <li>IV.2.1.9. Coupe PLEE</li> <li>IV.2.2. Les sols à accumulations calcaires</li> <li>IV.2.2. 2. Profil CSB</li> <li>IV.2.2.3. Profil CSL</li> <li>IV.2.2.4. Profil CRG</li> <li>IV.2.2.5. Profil CHA</li> <li>IV.2.2.7. Profil CHB</li> <li>IV.2.2.7. Profil CHC</li> </ul>	<ul> <li>43</li> <li>44</li> <li>45</li> <li>46</li> <li>47</li> <li>49</li> <li>50</li> <li>51</li> <li>53</li> <li>54</li> <li>55</li> <li>56</li> <li>56</li> <li>57</li> <li>58</li> <li>60</li> <li>60</li> <li>61</li> <li>62</li> </ul>

IV.2.3.1. Profil GSA	63
IV.2.3.2. Profil GSB	64
IV.2.3.3. Profil GKJ	65
IV.2.3.4. Profil GBH	66
IV.2.3.5. Profil GAB	67
IV.2.3.6. Profil GNS	68
IV.2.3.7. Profil GEA	69
IV.2.3.8. Profil GEB	70
IV.2.3.9. Profil GEC	71
IV.2.3.10. Profil GHA	72
IV.2.3.11. Profil GHB	74
IV.3. Description micromorphologique	76
IV.3.1. La butte témoin BTM	76
IV.3.2. La coupe PLM	78
IV.3.3. La coupe PLA	80
IV.3.4. La coupe PLI	82
IV.3.5. La coupe PLO	84
IV.4. Etude paléontologique et micropaléontologique	88
IV.4.1.Les fossiles	88
IV.4.2. Les microfossiles	89
IV.4.2.1. Les ostracodes	89
IV.4.2.2. Les charophytes	90
IV.4.2.3. Les diatomées	91
IV.5. Minéralogie totale	94
IV.6. Etude des minéraux argileux par spectroscopie IRTF	99
IV.6.1. Coupe CSL	99
IV.6.2. Coupe PLI	100
IV.6.3. Coupe PLSC	101
IV.6.4. Coupe PLE	101
IV.6.5. Coupe GKJ	101
IV.6.6. Coupe PLSB	103
IV.6.7. Minéraux argileux des coupes étudiées	103
IV.6.8. Conclusion	103
Chapitre V: Discussion	104
V.1. Introduction	105
V.2. Signification paléoenvironnementale des sédiments de paléolacs	105
V.2.1. Origine et signification paléoenvironnementale des couches noires	106
V.2.1.1. Conditions de préservation de la matière organique (Coupe PLI)	108
V.2.1.2. Source de la matière organique des couches noires	110
V.2.1.3. Relation entre l'épaisseur des couches noires et le taux de matière organique	111
V.2.2. Signification paléoenvironnementale des bioindicateurs	112
V.2.2.1. Les mollusques	112
V.2.2.2. Les ostracodes et les diatomées	113
V.2.2.3. Les Charophytes	114
V.2.2.4. Les ossements d'animaux	116

V.3. Signification paléoenvironnementale des accumulations gypseuses	118
V.3.1. Les croûtes gypseuses	119
V.3.2. Origine lagunaire de la croûte gypseuse de la Sebkha Mellala	120
V.3.3. Les pseudomorphoses de gypse lenticulaire en calcite	121
V.3.4. Accumulation du gypse en bas des graviers	122
V.3.5. Les rhizolites	123
V.3.6. Autres traits gypseux	123
V.3.7. Relation entre le taux de gypse et la profondeur	124
V.4. Signification paléoenvironnementale des accumulations calcaires	125
V.4.1. Les nodules calcaires	126
V.4.2. Les amas calcaires	127
V.4.3. Croûtes et encroûtements calcaires	127
V.4.4. Accumulation du calcaire en bas des graviers	128
V.4.5. Relation entre le taux de calcaire et la profondeur	129
V.4.6. Relation entre les teneurs de gypse et de calcaire total	130
V.5. Les revêtements argileux	131
V.6. Les minéraux et les minéraux argileux	133
V.7. Synthèse générale sur le paléoenvironnement	135
V.7.1. Les paléolacs de la région de Ouargla	135
V.7.1.1. Origine des eaux des paléolacs de la région de Ouargla	135
V.7.1.2. Comparaisons régionales	137
V.7.1.3. Fonctionnement ancien des paléolacs de la région de Ouargla et rôle des	138
différents êtres vivants	
V.7.2. Succession des sédiments hydo-éoliens dans les sols et sédiments de la région de	140
Ouargla	
V.8. Conclusion	142
Conclusion générale	144
Références bibliographiques	150

# INTRODUCTION GENERALE

Le Sahara a-t-il toujours été aride ? La réponse à cette question sera certainement négative. En fait, on connait depuis longtemps que les régions appartenant à cette partie de la terre ont connues des conditions environnementales différentes de celles qui règnent aujourd'hui, et qui font du Sahara une des régions où les conditions de vie ne permettent l'existence qu'à un petit nombre d'espèces animales et végétales.

En effet, au Quaternaire des fluctuations climatiques entre périodes arides et d'autres plus humides confirmées par plusieurs auteurs (Petit-Maire et Guo, 1996 ; deMenocal et *al.*, 2000; Gasse, 2000; Petit-Maire, 2002 ; Mayewski et *al.*, 2004; Kröpelin et *al.*, 2008; Mercuri et Sadori, 2014; Cremaschi et *al.*, 2014; Lécuyer et *al.*, 2016) ont caractérisés le Sahara.

Si actuellement nous disposons d'instruments très développés permettant l'enregistrement de tous les paramètres climatiques avec une grande précision, la compréhension de l'évolution des conditions climatiques et environnementales anciennes n'a été possible que grâce à des archives naturelles de différentes natures; les carottes glaciaires, les anneaux de croissance des arbres, les sédiments marins et lacustres, les paléosols, etc.

La reconstitution des paléoenvironnements se base sur des études ayant comme objectif principal, le rassemblement des différentes parties du puzzle constituant les environnements anciens. Ces études doivent retracer l'histoire des écosystèmes et leur évolution dans le temps et expliquer comment par exemple un lac peuplé par une faune et une flore particulière et caractérisé par des eaux de nature bien définie sous un climat humide a évolué vers un sol nu sans végétation? Et sous quelles conditions ces êtres vivants ont vécus? Et quelle était la nature des eaux de ce lac ?

Comme nous l'avons expliquer, ces reconstitutions sont possibles grâce à des indicateurs de natures différentes, dont les paléosols retrouvés dans les déserts, où certains conservent une structure zonale reconnaissable, et qui ne peuvent évidemment avoir évolués en climat désertique du fait, que leur état actuel indique qu'ils sont en déséquilibre avec le climat actuel (Monod, 1973; Cooke et *al.*, 1993). Ces paléosols comme les cortèges polliniques et les associations faunistiques permettent de reconstituer les

paléoenvironnements et un certain nombre d'entre eux possèdent une signification stratigraphique (Fedoroff et Courty, 1987a).

Dans le même contexte, les accumulations calcaires sont parmi les constituants de sol qui sont considérées comme de bons indicateurs paléoenvironnementaux. En effet, la présence des carbonates pédogénétiques et leur morphologie, y compris la taille, la forme et la distribution dans le sol sont des indices puissants des pédoenvironnements, des processus pédogénétiques et du régime hydrique du sol (Kovda et *al.*, 2003).

L'étude des profils où le calcaire est présent sous diverses formes d'accumulation par Dutil (1971) tend à montrer que les phénomènes de dissolution et de reprécipitation du calcaire dans les sols Sahariens peuvent être difficilement admis comme étant actuels.

L'étude des accumulations gypseuses qui sont très répandues dans les régions Sahariennes peut aussi contribuer aux reconstitutions paléoenvironnementales. Certaines accumulations sont considérées comme des signes d'un fonctionnement passé du sol. C'est ainsi que Halitim (1985), explique l'encroûtement gypseux de surface dans une région aride par une origine lagunaire ancienne.

D'autres archives naturelles ayant une grande utilité pour l'étude des changements environnementaux passés sont représentées par les sédiments de paléolacs. Au Sahara, les périodes humides de l'Holocène ont permis l'apparition de nombreux lacs, avec un environnement caractérisé par une végétation plus dense et des animaux plus diversifiés. L'étude de ces paléolacs (paléolimnologie) a montrée son grand intérêt dans l'étude des changements paléoenvironnementaux au Sahara.

La reconstitution de ces changements nécessite la combinaison de plusieurs disciplines : datation absolue, études palynologiques, études micromorphologiques, etc. Les résultats de ces études permettent de mieux comprendre les changements climatiques qui ont touchés la terre et l'évolution en parallèle des écosystèmes, avec toutes les variations liées à leur composante biotique et abiotique. Actuellement, les changements climatiques qui représentent l'un des sujets les plus importants du débat scientifique, s'annonce d'une manière de plus en plus accélérée et nécessitent d'être étudiés pour mieux prédire leur tendance et les effets qu'ils auront sur les différents écosystèmes terrestres. Mais, peut-on vraiment étudier l'évolution du climat futur sans mieux cerner les différentes étapes de son évolution passé ?

Evidemment, ces reconstitutions ne doivent pas être considérées comme l'a mentionné Rognon (1976a) :"des spéculations de savants à la recherche de paradis disparus", mais il faut bien souligner l'importance de la compréhension des évènements passés pour la prédiction des évolutions futurs des écosystèmes.

3

Plusieurs travaux se sont intéressés aux études paléoenvironnementales dans les régions Sahariennes (Callot, 1987; Gasse et *al.*, 1987; Lézine, 1993; Hoelzmann et *al.*, 2000; Armitage et *al.*, 2007; Hoelzmann et *al.*, 2002; Zerboni et *al.*, 2011; Chellat, 2014; Cremaschi et *al.*, 2014; Lécuyer et *al.*, 2016). Dans la région de Ouargla la plupart des travaux réalisés concernent la Sebkha Mellala (Marmier et *al.*, 1972; Boyé et *al.*, 1978; Gibert, 1989; Soulié-Märsche, 2008; Youcef et Hamdi-Aïssa, 2014). Ces études ont montré l'importance de ce site correspondant à une lagune ancienne dans le domaine de l'étude des changements environnementaux passés. Cependant, peu d'études se sont intéressés aux sols de la région (Dutil, 1971; Hamdi-Aïssa, 2001; Hamdi-Aïssa, 2002a; Youcef, 2006; Youcef et Hamdi-Aïssa, 2014).

L'objectif principal de ce travail est une contribution à la reconstitution des changements paléoenvironnementaux qui ont touchés la région de Ouargla et le Sahara en général. En s'appuyant sur une approche paléopédologique, l'étude a débutée par le choix des sites ayant un intérêt paléoenvironnemental. De ce fait, les prospections sur terrain nous ont amenée a sélectionner des sédiments de paléolacs reconnaissables sur le terrain par la présence de couches noires et/ou de fossiles en partant du principe que ces bassins clos représentent une importante source de données paléoenvironnementales. Dans le même contexte et en s'appuyant sur le fait que le sol fonctionne tel une archive d'événements passés, des sols à accumulations calcaires et des sols à accumulations gypseuses ont été choisis dans ce travail. Ces sols peuvent avoir une importance paléoenvironnementale et certaines de leurs propriétés, sont anciennes et ne peuvent être expliquées par une évolution sous le climat hyperaride caractérisant la région de Ouargla actuellement et permettant une bonne préservation des caractères de fonctionnement passé.

Le *premier chapitre* de cette thèse est consacré à une synthèse bibliographique sur l'utilité du sol et des bassins endoréiques comme outils de reconstitution du paléoenvironnement.

Le *deuxième chapitre* concerne la présentation du cadre de l'étude, dans lequel, seront présentées les caractéristiques de la région de Ouargla.

Le *troisième chapitre*, décrira le matériel et les méthodes utilisées; En prenant le soin de présenter les sites étudiés et les méthodes qui ont été suivis pour la caractérisation des sols sur terrain et au laboratoire.

Le *quatrième chapitre* présente les résultats obtenus. Ce dernier est subdivisé en cinq parties : la description morphologique et les analyses physico-chimiques des sédiments et sols

4

étudiés; la description micromorphologique; l'étude paléontologique et micropaléontologique; la minéralogie totale; et enfin l'étude des minéraux argileux par spectroscopie infrarouge.

Le *cinquième chapitre* est consacré à la discussion des résultats obtenus suivi d'une synthèse générale sur le paléoenvironnement dans la région de Ouargla.

# CHAPITRE I

Synthèse bibliographique

### Synthèse bibliographique

#### I.1. Introduction

L'objectif de ce chapitre est de montrer l'intérêt des régions arides dans la reconstitution du paléoenvironnement à travers les différents indicateurs qui témoignent des changements environnementaux passés. L'accent a été mis sur l'importance du sol et des bassins endoréiques comme outil de reconstitution des environnements anciens dans les régions arides où les conditions climatiques actuelles permettent une bonne préservation des paléocaractères. Une synthèse de l'évolution du climat et de l'environnement au Sahara au cours de l'Holocène et des travaux qui ont été réalisés sur le paléoenvironnement dans la région d'étude, seront présentée aussi.

#### I.2. Indicateurs des changements paléoenvironnementaux au Sahara

À diverses périodes de l'histoire la plus récente de la terre des changements climatiques globaux et comparables se sont produits simultanément (Smykatz-Kloss et Felix-Henningsen, 2004). L'étude de ces climats passés montre que l'environnement de l'Homme a subi des variations d'une amplitude considérable (Lézine, 1993). Ces événements mondiaux peuvent être reconstitués à partir des reliefs, des sédiments et des paléosols et de leurs propriétés morphologiques, chimiques et minéralogiques spécifiques (Smykatz-Kloss et Felix-Henningsen, 2004).

Quoi qu'il en soit, c'est au fur et à mesure que l'on se rapproche de l'époque actuelle que l'on identifiera de plus en plus sûrement les signes des changements de climat et, en particulier, d'une alternance entre périodes plus humides (ou moins sèches), dites « pluviaux », et périodes plus sèches, dites « interpluviaux » (Monod, 1973; Rognon, 1976a). Des séquences de ce type, identifiées d'abords au Sahara, ont été depuis retrouvées ailleurs, de l'Amérique du Nord à l'Australie en passant par l'Inde et l'Asie centrale (Monod, 1973).

Il est devenu apparent que plusieurs régions désertiques sont en même temps anciennes et caractérisées par une histoire environnementale extrêmement variable (Cooke et *al.*, 1993).

#### I.2.1. Indicateurs morphologiques

Il arrive souvent que les formes du paysage désertique soient plus un héritage du passé que le résultat de l'action de facteurs actuellement au travail (Monod, 1973; Rognon, 1976a; Callot *et al.*, 2000). C'est ainsi qu'ils ont été très tôt évoqués comme preuves de phases climatiques plus humides. L'étagement des formes du relief (les glacis et les terrasses) a servi très souvent à l'établissement des premières chronologies relatives, en l'absence de datations préhistoriques ou paléontologiques (Rognon, 1976a).

La plupart des grands déserts du globe ont connu au cours de leur histoire des conditions morphoclimatiques diverses, plus ou moins éloignées de celles d'aujourd'hui. Beaucoup de formes de paléosurfaces ont été conservées grâce à la déficience des systèmes morphodynamiques arides ou subarides qui se sont succédé (Joly, 2008).

#### I.2.2. Indicateurs paléohydrologiques

Les nappes aquifères profondes correspondent à des réserves d'eau fossile datant de périodes plus humides qu'aujourd'hui (Gasse, 2005). Pendant les dernières décennies, la datation isotopique de ces réserves a fournit de nouvelles informations sur les périodes où il y avait une recharge ou non de ces aquifères (Rognon, 1976a; Cooke et *al.*, 1993; Guendouz et *al.*, 2003; Zuppi et Sacchi, 2004).

L'hydrographie superficielle du Sahara témoigne de périodes plus humides à l'Holocène il y a 10000 ans, avec de nombreux lacs (Mainguet, 1999). En général, les résultats des études de l'histoire des rivières des régions arides (Photo I.1) ont contribué davantage à la reconstruction de l'histoire climatique, tectonique ou géomorphologique régionale que d'une meilleure compréhension générale du comportement des rivières des régions arides (Tooth, 2000).



Photo I.01: Défluents sur la surface d'un cône de déjection, désert oriental de l'Égypte (Tooth, 2000).

#### I.2.2.1. Les anciens lacs

L'étude des variations de volume des anciens lacs est une des meilleures méthodes d'approche paléoclimatologique et paléohydrologique pour les régions continentales à travers le dernier Quaternaire (Rognon, 1976a; Callot, 1987; Gibert, 1989; Lézine, 1993; Damnati, 2000; Gasse, 2000; Hoelzmann et *al.*, 2000; Petit-Maire, 2002; Petit-Maire et *al.*, 2002; Lécuyer et *al.*, 2016) car elle permet la reconstitution plus ou moins quantitative des variations de bilan hydrologique (rapport précipitations/évaporation) or les déserts offrent, de ce point de vue, des conditions d'études particulièrement favorables (Rognon, 1976a).

Le Sahara est le plus grand désert du monde, mais il y a des preuves considérables que dans le passé il a été le foyer de plusieurs très grands lacs d'eau douce (Armitage et *al.*, 2007).

Le paléolac de I-n-Atei (Sahara central, Algérie) était un lac d'eau douce permanente qui était à un haut niveau jusqu'à 8700 ans B.P. avec une profondeur de 20 m (Lécuyer et *al.*, 2016).

#### I.2.3. Indicateurs archéologiques

Les gravures rupestres sahariennes (Photo I.2) représentent fréquemment des animaux aujourd'hui disparus, Eléphants, Rhinocéros, Hippopotames, Crocodiles. Une telle abondance de bétail ne semble guère compatible avec le caractère actuel du pays (Monod, 1973).

L'origine et le développement des cultures humaines, promu par les biotopes favorables et la sédentarisation, est étroitement liée aux changements climatiques, et des repères clairement jalonnent le début et la fin de civilisations préhistoriques (Petit-Maire, 1991).



Photo I.02: Dalle gravée à Sluguilla Lawash (Sahara occidental) montrant trios bovins (Soler, J. et Soler, N., 2016).

#### I.2.4. Indicateurs biologiques

Une importance massive a été donnée aux recherches sur les analyses polliniques dans le dernier Quaternaire. Ces dernières représentent un outil puissant non seulement pour démontrer les changements des communautés végétales à travers le temps, mais aussi sur le changement du paléoclimat (Sadori, 2005). En effet, plusieurs recherches publiées ces dernières années (Lézine et *al.*, 2007; Cremaschi et *al.*, 2014) ont prouvées l'importance des études palynologiques au Sahara.

Cependant, Rognon (1976a), admet que le Sahara est le domaine par excellence pour le transport des poussières à cause de l'extrême sécheresse de l'air et de la constance de direction de certains vents (l'Alizé continental) (Coudé-Gaussen, 1991). De ce fait, les pollens voyagent à travers le Sahara et sont moins représentatifs de la flore locale que des directions prédominantes des vents (Rognon, 1976a).

Ce dernier admet que, d'autres vestiges de flore paraissent d'un grand intérêt et qu'on ne peut pas soupçonner d'avoir été transportés :

- Les charbons de bois dont l'étude se révèle pleine de promesses en Afrique du Nord et qui abondent dans tous les foyers préhistoriques conservés au Sahara;
- Les empreintes de feuilles dans les sédiments sont parfaitement exploitables pour les reconstitutions de la flore.

En effet, le charbon de bois joue un rôle important pour l'interprétation des évolutions paléoclimatiques et paléoenvironnementales dans le domaine continental (El Atfy et *al.*, 2016).

L'étude de ces derniers dans l'oasis Baris (Désert d'Egypte) sur du charbon de bois macroscopique a montré qu'il appartient à des gymnospermes, qui étaient des éléments importants de la paléoflore de l'Afrique du Nord pendant le Crétacé et représentent la première occurrence vérifiée de paléo-incendie en Afrique au cours du Campanien.

Parmi les fossiles d'origine végétale on peut citer aussi les charophytes (algues aquatiques), dont l'utilisation comme biomarqueurs lacustres constitue une méthode prometteuse pour la reconstitution des paléoenvironnements Quaternaires des régions désertiques (Kröpelin et Soulié-Märsche, 1991) non seulement comme un outil complémentaire mais comme un "proxy" utile pour l'identification des niveaux anciens de lacs et de l'environnement de dépôt (Détriché et *al.*, 2009). Les charophytes sont sensibles aussi aux changements des écosystèmes ce qui les rend de bons indicateurs de leur état (Schneider et *al.*, 2015). Certaines espèces peuvent produire des parties calcifiées, qui à leurs tour peuvent facilement fossiliser. Les fossiles de charophytes couvrent les derniers 425 Ma, et certains taxons fossiles sont des guides pour les séquences non-marins (Schneider et *al.*, 2015).

Parmi les archives biologiques on peut citer aussi les diatomées et les foraminifères qui peuvent avoir une signification paléoenvironnementale (Mercuri et Sadori, 2014).

#### I.2.5. Indicateurs pédologiques

Les sols ont un grand intérêt dans les reconstitutions paléoenvironnementales (Fedoroff et Courty, 1987a; Dergacheva, 1998; McCarthy et *al.*, 1998; Veit, 1998; Fedoroff et Catt, 1998; Fedoroff et Courty, 1999; Faust, 2005) surtout par les liens étroits qui les relient au climat (Rognon, 1976a). De ce fait, la reconstitution des changements climatiques passées à partir des caractéristiques des sols s'est très étendue ces dernières années (Cremaschi et Trombino, 1998; Fedoroff et Catt, 1998; Hamdi-Aïssa, 2002a, 2002b; Fedoroff et *al.*, 2011).

## I.3. Les sols des régions arides: outil de reconstitution des changements paléoenvironnementaux

Les caractères pédogénétiques hérités sont très communs dans les déserts. Leur diversité et leur grande abondance résultent selon Feddorof et courty (1999) de :

- La grande sensibilité des sols aux fluctuations climatiques, même les plus légers, dans les environnements arides et semi-arides;
- La grande abondance des horizons de sols durcis et cémentés et les assemblages tels que les calcrêtes et les gypcrêtes résistants à l'érosion, avec des traits texturaux fossilisés;
- L'abondance des dépôts éoliens dans les déserts et surtout dans leurs marges qui contiennent fréquemment des paléosols fossilisés.

La gamme des marqueurs d'événements passés dans les sols, utilisés par les pédologues a été considérablement élargie et diversifiée pendant les dernières années (Fedoroff et Catt, 1998), parmi ces indicateurs on peut citer :

#### I.3.1. Les accumulations de carbonates

Les accumulations de carbonates terrestres constituent le caractère pédogénétique le plus commun et le mieux exprimé dans les marges désertiques (Fedoroff et Courty, 1994). Les minéraux carbonatés sont des constituants importants de nombreux sols arides et semi-arides (Drees et Wilding, 1987). Ils sont considérés comme des minéraux facilement affectés par les processus pédogénétiques actifs: dissolution, translocation, déplacement et/ou reprécipitation. Les processus pédogénétiques agissant sur les carbonates donnent naissance souvent à des formes et des modèles de distribution uniques et caractéristiques. Les formes morphologiques des carbonates du sol sont utiles pour établir leur origine (pédogénétique ou lithogénique), et l'environnement de leur formation (Drees et Wilding, 1987).

Dans les sols désertiques, les carbonates principalement CaCO<sub>3</sub> apparaissent par des formes variées comme les filaments, les efflorescences, les revêtements, les nodules, ou comme des imprégnations diffuses...etc. Fréquemment, les carbonates s'accumulent à une profondeur spécifique du profil, formant un horizon calcique (Singer, 1995).

Dans les régions humides, où la pluviométrie dépasse largement l'évapotranspiration, la calcite et les sels plus solubles sont éventuellement éliminés. Dans les climats un peu sec, avec un excès relativement faible de l'évapotranspiration, le carbonate de calcium persiste habituellement, ou même s'accumule, mais les composés plus solubles sont éliminés (van Breemen et Buurman, 2003).

Les carbonates du sol peuvent apporter des signatures subtiles de processus pédogénétiques passés ou de l'environnement du sol, ainsi que les changements dans ces processus ou environnements avec le temps (Drees et Wilding, 1987).

En effet, la signification paléoenvironnementale des traits carbonatés a beaucoup été discutée (Ruellan, 1967; Fedoroff et Courty, 1987a; Hamdi-Aïssa, 2002b; van Breemen et Buurman, 2003; Hamdi-Aïssa et *al.*, 2004; Khokhlova et Kouznetsova, 2004).

Dans les régions sahariennes tous les auteurs s'accordent pour considérer que les accumulations carbonatées sont héritées de périodes plus humides (Dutil, 1971; Rognon et Miskovsky, 1987; Fedoroff et Courty, 1994). Se sont donc essentiellement des fluctuations entre des conditions sub-humides et semi-arides qui sont enregistrées dans ces accumulations (Fedoroff et Courty, 1989).

L'origine des carbonates dans les calcrêtes de l'Afrique du Nord et du Sahara est également un indicateur climatique (Durand, 1963; Millot et *al.*, 1977). Ainsi, les encroûtements sparitiques à microsparitiques qui résultent de la montée des nappes phréatiques, seraient donc synchrones de périodes humides (Fedoroff et Courty, 1989).

La profondeur d'apparition du premier horizon carbonaté et sa morphologie constituent d'assez bons indicateurs climatiques (Fedoroff et Courty, 1989; Singer, 1995). Ainsi, les sols à horizons supérieurs libres de carbonates passant graduellement à un horizon à nodules calcaires ne se développent et surtout ne se conservent que sous des climats sub-humides. Une mosaïque de sols à horizon nodulaire en points bas et de sols à croûte zonaire sur horizon nodulaire en points hauts indique déjà une relative aridification caractérisée par un couvert végétal discontinu (Fedoroff et Courty, 1989).

D'autre part, Wynn et Retallack (2001) ont utilisé cette caractéristique pour l'estimation des paléoprécipitations par l'utilisation d'une fonction empirique entre la profondeur de l'horizon calcique dans les paléosols et la moyenne des précipitations annuelles.

12

#### I.3.2. Les accumulations de gypse

Le gypse et les sels solubles peuvent s'accumuler dans les sols dés que l'évapotranspiration devient nettement supérieure aux précipitations (Watson, 1988; Eswaran et Zi-Tong, 1991; Singer, 1995; Chen, 1997; van Breemen et Buurman, 2003; Buck et van Hoesen, 2005). En conditions d'aridité extrême du Sahara, les eaux sont insuffisantes pour véhiculer les ions nécessaires aux grandes accumulations de gypse et de sels solubles, à l'exception des vallées, comme celles de l'oued Rhir et aussi le Souf (Fedoroff et Courty, 1989).

Plusieurs grands types d'accumulations gypseuses et salines peuvent être distinguées selon leur origine et ont chacun une signification climatique spécifique (Fedoroff et Courty, 1987a, 1989) :

- Soit dans un horizon ou plusieurs horizons situés en général dans la partie supérieure du sol; ce gypse est apporté avec les poussières éoliennes et sa position par rapport à la surface du sol correspond à la pénétration moyenne des eaux pluviales; ces variations dans les précipitations se traduisent par plusieurs horizons à gypse;
- Soit en profondeur, sous forme de gros amas cristallins; ce gypse a une origine phréatique;
- Soit dans un horizon ne contenant que du gypse, et forme alors une croûte gypseuse; celle-ci se développe à la périphérie de sebkhas couvertes de gypse et de sels solubles enlevés par la déflation éolienne et déposés sur les bordures de la cuvette endoréique.

#### I.3.3. Les bio-marqueurs

Les sols contiennent aussi des bio-composantes divers, comme le charbon de bois, les diatomées, les phytolites et les pollens. Leur intérêt pour des reconstitutions paléoenvironnementales est actuellement bien reconnu (Dutil et *al.*, 1959; Dutil, 1971; Gibert, 1989; Gasse et *al.*, 1997; Fedoroff et Catt, 1998; Gasse, 2002).

#### I.3.4. Les minéraux argileux

L'illite et la smectite sont les minéraux argileux les plus communs des sols désertiques. En plus on trouve aussi la kaolinite qui est fréquemment présente dans ces sols et la palygorskite (Singer, 1995).

La néogenèse de la palygorskite requiert des nappes phréatiques de préférence captives dans lesquelles une forte évaporation concentre les ions (Millot et *al.*, 1969; Eswaran et Barzanji, 1974; Singer, 1980, 1995; Khademi et Mermut, 1999). Au Sahara la palygorskite se formerait pendant les périodes humides, préférentiellement pendant la phase d'assèchement dans les sols en

bordures des paléolacs tandis que sur les marges sahariennes, se sont au contraire les périodes d'aridification qui paraissent être plus favorables à sa formation (Feddorof et Courty, 1989).

#### I.4. Intérêt des bassins endoréiques du Sahara dans l'étude du paléoenvironnement

Les données géologiques pour les bassins lacustres anciens dans le Sahara sont généralement trouvées près des dépressions dunaires et d'autres régions de basse altitude. La plupart des paléolacs Holocène (Figure I.1) étaient petits, mais nombreux et répandus (deMenocal et Tierney, 2012).

En effet, la fréquence des dépressions fermées désertiques témoigne de l'importance d'un régime hydrographique endoréique, incapable d'atteindre la mer et contraint de se morceler, faute d'un débit suffisant, en une série de bassins clos (Monod, 1973).



Figure I.1: Principaux paléolacs et sites archéologiques sahariens à l'Holocène (Petit-Maire, 1991).

Les systèmes lacustres fermés sont considérés comme de bons indicateurs des paléoclimats et de la paléohydrologie (Damnati, 2000; Hoelzmann et *al.*, 2001) et il est apparu qu'une grande partie des lacs salés et croûtes de sel dans le monde étaient les reliques de vastes paléolacs du Quaternaire (Risacher et Fritz, 1995). De ce fait des études menées dans des régions sahariennes se sont intéressées à la signification paléoenvironnementale des Sebkhas (Marmier et *al.*, 1972; Boyé et *al.*, 1978; Callot, 1987; Gibert, 1989; Lézine, 1993; Ginau et *al.*, 2012; Brauneck et *al.*, 2013; Youcef et Hamdi-Aïssa, 2014). Cependant, selon Ginau et *al.* (2012) ces études sur les Sebkhas en tant que géoarchives pour le climat de l'Holocène et le changement de

l'environnement restent rares. Ces derniers auteurs ont montrés que la Sebkha de Tayma (Arabie Saoudite) était au cours de l'Holocène un lac d'eau permanent.

Les sols de ces paléolacs et des dépôts salins du Sahara permettent évidemment de préciser avec beaucoup de détails les fluctuations climatiques (Joly, 1989). C'est ainsi que les dépôts de sebkhas ont une grande valeur dans la détermination de la nature des changements climatiques et écologiques dans les bassins désertiques durant le Quaternaire (Cooke et *al.*, 1993). Ces bassins fermés préservent des enregistrements précieux de la paléohumidité saharienne principalement sous forme de sédiments lacustres et de sédiments éoliens (Armitage et *al.*, 2007).

#### I.5. Evolution du paléoclimat et du paléoenvironnement au Sahara septentrional durant l'Holocène

La période de l'Holocène (11500 ans B.P.) au Sahara est caractérisée par des fluctuations climatiques entre des périodes arides et d'autres plus humides durant lesquelles les paléoenvironnements ont subis des modifications de leur composante biotique (flore et faune) et abiotique (milieu physique).

Vers 12000 à 11000 ans B.P., on assiste à l'invasion du Sahara méridional hyperaride par les premiers lacs tandis que le Nord du Sahara s'assèche (Rognon, 1976 b).

Entre environ 11000 et 5000 ans B.P., les sociétés néolithiques évoluent dans un Sahara verdoyant, riche en lacs et cours d'eau permanents (Gasse, 2005). Les aquifères se rechargent durant les périodes Holocènes humides (Gasse, 2000; Gasse, 2005). Ce caractère verdoyant qui a caractérisé l'Afrique du Nord au début de l'Holocène a été lié à une intensification de la mousson africaine en raison de changements des paramètres orbitaux de la terre qui ont augmenté l'intensité de l'insolation de la saison estivale (deMenocal et *al.*, 2000).

Selon Pettit-Maire (1992), dans l'ensemble du Sahara actuel, entre 9300 et 4500 ans B.P., un environnement semi-aquatique de lacs d'eau douce ou marécages et des steppes sahéliennes à graminées, peuplées par les grands mammifères vivants aujourd'hui 600 Km plus au Sud, ont remplacé le désert.

Des lacs permanents ont eu lieu le long de la bordure nord du Sahara au début et au moyen Holocène (Gasse, 2000). Des conditions plus humides qu'aujourd'hui indiquées par des lacs plus profonds ont eu lieu dans l'hémisphère nord de l'Afrique à 9000 ans B.P. et à 6000 ans B.P. (Damnati, 2000). Au Sahara oriental, le niveau de la nappe phréatique a commencé à s'élever il y a environ 9300 ans B.P., ce qui a conduit à la formation d'une mosaïque de lacs d'eau douce et de marais (Pachur et Hoelzmann, 2000).

Le début de l'Holocène a été donc caractérisé par des conditions environnementales relativement favorables, avec une tendance à l'augmentation de la température et des précipitations en Afrique du nord (Mercuri et Sadori, 2014).

Aux alentours de 7800 ans B.P. la seconde (Moyenne) phase Holocène humide commence (Schütt et Krause, 2009).

Au cours de la fin du Pléistocène et au début de l'Holocène moyen, le Maghreb et le Sahara avaient une végétation plus luxuriante et plus d'environnements aquatiques qu'aujourd'hui. Ces régions ont été plus fraîches, moins aride, plus boisées, et plus densément peuplées par de grands herbivores (Mercuri et Sadori, 2014). Cette modification de climat, a permis l'extraordinaire développement, au Sahara des civilisations néolithiques (Conrad, 1971). En effet, à partir d'une synthèse de 3287 datations en C14 provenant de 1011 sites archéologiques, Manning et Timpson (2014) ont démontré un changement démographique majeur et rapide entre 10500 et 5500 ans B.P. correspondant à la période humide africaine.

Pendant l'Holocène les ergs étaient en place sous leur forme massive, même au cours de l'humide néolithique, ce qui amène à penser que le climat général du Sahara, à cette époque, gardait un caractère aride, avec des nuances subarides sur les marges du désert et dans les parties montagneuses. Les ergs ont été des biotopes particulièrement favorables au développement de la vie pastorale puisqu'on y trouve des restes d'habitats néolithiques, disséminés sur toute leur étendue (Conrad, 1971).

De même les conditions humides au Sahara central ont permis le maintien d'environnements humides et le développement d'une savane à Poaceae et Cyperaceaee jusqu'à 6300 ans BP. La couverture végétale était appropriée pour maintenir les animaux domestiques (Cremaschi et *al.*, 2014).

L'étude palynologique de la daïa de M'Rara, réalisée par Dutil et *al.* (1959) a montré l'existence d'espèce comme le pin d'Alep, l'olivier et le cyprès et permet d'affirmer que les diverses phases climatiques mises en évidence au Hoggar en particulier, ont bien existé également dans la portion septentrionale du Sahara Algérien.

Les niveaux des lacs commencent à diminuer entre 6000 et 4500 ans B.P. (Damnati, 2000).

La datation de charbons de bois prouve que la colonisation par l'Homme néolithique au Sahara oriental a culminé pendant la phase humide du début de l'Holocène et qu'elle s'est terminée environ deux mille ans après la disparition progressive de l'humidité vers 3000 ans B.P. au moment où la nappe aquifère s'est épuisée en surface (Pachur et Hoelzmann, 2000).

Il est supposé qu'aux alentours de 2500 ans B.P, le climat a finalement changé aux conditions actuelles (Schütt et Krause, 2009).

La dessiccation du Sahara depuis l'Holocène moyen a éradiqué tous, mais quelques archives naturelles enregistrent sa transition d'un «Sahara vert» au présent désert hyperaride (Kröpelin et *al.*, 2008).

#### I.6. Synthèse des études paléoenvironnementales réalisées dans la région de Ouargla

Dans cette partie nous présentons une synthèse des études qui ont pour but la reconstitution des conditions paléoenvironnementales qui ont caractérisées la région d'étude au Quaternaire. Comme il a été signalé précédemment la plupart des études qui ont été faite dans la région de Ouargla, concernent surtout la Sebkha Mellala.

Concernant le fonctionnement passé des sols de la région de Ouargla Hamdi-Aïssa (2001), a conclu que la complexité des micro-assemblages calcitiques et gypseux est la signature des alternances de phases humides et arides qu'ont engendré les variations hydrogéochimiques des eaux de nappes et un processus érosif hydroéolien qui est à l'origine de façonnement du paysage.

Dans le même contexte, l'étude des grés du Mio-Pliocène de la région de Ouargla par Chellat (2014) a montré que la formation des niveaux de calcrêtes intercalés avec les phases de dépôts gréseux révèle l'alternance de phases climatiques subarides et chaudes et humides.

Le site de la Sebkha Mellala fait partie des sites étudiés au sein du projet PALHYDAF (paléohydrologie d'Afrique) (Fontes et Gasse, 1986; Gibert, 1989). Cette vaste dépression, orientée Nord-Sud est d'origine tectonique à évolution karstique; les bords de cette dépression présentent des gradins gréseux étagés au dessus du fond de la cuvette (Marmier et *al.*, 1972). Elle comprend dans sa stratigraphie de nombreux niveaux fossilifères signalant l'existence d'une lagune ancienne (Boyé et *al.*, 1978). La nature des dépôts toujours riches en sulfates de calcium, montre que la surface des eaux était soumise à une forte insolation entrainant une évaporation intense. Ces caractères définissent une lagune dont l'existence devait exiger des précipitations annuelles supérieures à celles de la station de Ouargla (Boyé et *al.*, 1978). Le climat de la lagune de Mellala lorsqu'elle était fonctionnelle, paraît évoquer ainsi un climat de marge désertique avec précipitations très modérés et fort ensoleillement (Boyé et *al.*, 1978).

Les sédiments Quaternaires se présentent en buttes témoins de forme ellipsoïdale alignées dans la vaste dépression selon une direction NW-SE qui est celle des vents les plus efficaces (Gibert, 1989 ; Boyé et *al.*, 1978). A leur pied, s'ouvre souvent une cuvette de déflation allongée également dans la direction NW-SE. L'action éolienne a été si intense dans la cuvette que les buttes sont parfois séparées les unes des autres par plusieurs mètres, voire plusieurs dizaines de mètres (Boyé et *al.*, 1978). La succession de fines strates, régulièrement disposées, indique une

sédimentation en milieu calme, dépourvue de perturbations importantes pendant de longs millénaires (Gibert, 1989).

Les datations réalisées par Gibert (1989), montrent l'existence de deux phases majeures de remise en eau : la première après 10600 ans BP, la seconde vers 7000 ans BP avec la présence d'une brève phase humide centrée sur 13000 ans BP.

Les espèces macroscopiques existantes, essentiellement des mélaniae, *Melania tuberculata* et des cardiums, *Cerastoderma glaucum*, indiquent un milieu lagunaire faiblement salé (Boyé et *al.*, 1978; Youcef et Hamdi-Aïssa, 2014). Ce qui est confirmé récemment par Soulié-Märsche (2008), en étudiant les gyrogonites fossiles de l'espèce *Lamprothamnium papulosum* qui indique les caractéristiques d'un habitat correspondant à des étendues d'eau saumâtre soumises à un régime d'eau intermédiaire avec des phases périodiquement diluées et une salinité inférieure ou égale à 20 g l<sup>-1</sup>. La présence de *Lamprothamnium papulosum* dans des paléolacs Sahariens correspondent à ce type d'environnement et peuvent être corrélés avec les périodes Holocènes humides (Soulié-Märsche, 2008).

#### I.7. Conclusion

Les changements paléoenvironnementaux qui ont touchés le Sahara au Quaternaire sont enregistrés et visibles à travers plusieurs indicateurs entre autre les sols. Ces derniers bénéficiant d'un climat aride avec de très faibles précipitations, ont l'avantage de préserver des propriétés leur permettant d'être de bons témoins de ces changements.

L'étude des paléolacs Holocènes peut aussi contribuer de manière significative à la reconstitution des paléoenvironnements.

# CHAPITRE II

Contexte de l'étude
### Contexte de l'étude

#### **II.1. Introduction**

Pour pouvoir reconstituer le passé environnemental d'une région, il faut tout d'abord comprendre ses conditions actuelles. De ce fait, une étude sur le paléoenvironnement ne peut se faire sans avoir présenté les caractéristiques actuelles de la région d'étude: géographiques, géologiques, climatiques....

Ce chapitre est accordé à la présentation de la région d'étude: Ouargla.

#### **II.2.** Localisation géographique

Sur le plan naturel, la cuvette de Ouargla est située dans le Bas-Sahara algérien occupant le centre d'une cuvette endoréique. Elle correspond à la basse vallée fossile d'Oued Mya qui draine le versant Nord du plateau de Tademaït et se termine à la Sebkha Safioune à 20 km au Nord de Ouargla (Hamdi-Aïssa et Girard, 2000).

La région de Ouargla (Figure II.01) est localisée dans le Nord-Est de la partie septentrionale du Sahara. Elle est limitée : au Nord-Est par la wilaya d'El-Oued; au Nord-Ouest par la wilaya de Djelfa; au Sud-Est par la wilaya d'Illizi et à l'Ouest par la wilaya de Ghardaïa.

#### **II.3.** Contexte Hydrogéologique

En régions arides, les aquifères profonds sont souvent l'unique ressource en eau, cependant ils sont exploités à un taux excédant largement le taux de recharge actuel (Gasse, 2005).

Le bassin sédimentaire du Sahara septentrional s'étend à travers quelques 780000 Km<sup>2</sup> surtout en Algérie et contient deux systèmes aquifères importants: le continental intercalaire (CI) et le complexe terminal (CT) (Nesson, 1978; Castany, 1982; Guendouz et *al.*, 2003).

Le continental intercalaire, surtout gréseux, situé à la base, constitue la formation la plus étendue (Latrech, 1997). Il est l'un des aquifères les plus étendu de la planète et constitue une ressource en eau souterraine fossile puisque très peu alimenté avec les conditions climatiques actuelles (PNUD-UNESCO, 1972).

Le volume d'eau contenu dans l'aquifère est cependant considérable. On peut l'évaluer à 3,5  $10^{13}$  m<sup>3</sup> ce qui signifie qu'il faudrait un débit continu de 1000 m<sup>3</sup>/s pendant 1000 ans pour le remplir (BNEDER, 2000).



Figure II.01: Situation géographique de la région de Ouargla (F.A.O, 2005 modifiée).

Le complexe terminal est un aquifère Algéro-Tunisien multicouche (Swezey, 1999; Guendouz et *al.*, 2003). Il est plus hétérogène, et comprend : la nappe phréatique, la nappe du Mio-Pliocène, la nappe du Sénono-Eocène et la nappe du turonien (Nesson, 1978; Latrech, 1997). Bien que l'aquifère couvre une superficie approximative de 350 000 Km<sup>2</sup>, son volume total n'est pas connu avec une grande précision (Swezey, 1999). Il est certain que davantage d'eau est retirée de l'aquifère qu'il n'en est apporté par recharge, et que l'aquifère sera probablement épuisé si cette tendance continue (Castany, 1982). La recharge de l'aquifère s'effectue principalement au niveau d'affleurements situés autour des marges du Grand erg oriental, bien qu'une recharge minime se produise aussi directement par infiltration à partir du grand erg oriental lui-même (Swezey, 1999). Cependant, la recharge de ces deux aquifères sous le climat actuel est considérée comme négligeable (Guendouz et *al.*, 2003).

La nappe phréatique a une profondeur qui varie de 1 à 8 m en fonction de l'altitude et de la saison (Rouvillois-Brigol, 1975). Elle couvre toute la cuvette de Ouargla et ses eaux sont hyper-chargées en sels (50 g.l<sup>-1</sup>), soit une salinité moyenne de 32,27 dS.m<sup>-1</sup>, à faciès chimique chloruré sulfaté (Hamdi-Aïssa et Fedoroff, 1997 ; Hamdi-Aïssa et *al.*, 2000)

#### II.4. Contexte géologique

Schématiquement, on observe un substratum de formation antécambrienne recouvert par des séries sédimentaires pelliculaires plus ou moins épaisses (Lelubre, 1952).

Au début de *l'ère Primaire* l'érosion et la désagrégation arasent ce relief et le mue en une vaste pénéplaine (Gardi, 1973).

Avec *l'ère Secondaire* s'installe un régime continental qui dure jusqu'au Crétacé; l'érosion intense du massif central saharien et des grés primaires a dû fournir l'essentiel des dépôts énormes du continental intercalaire (Dutil, 1971).

Au *Crétacé supérieur*, la mer a envahi le nord Sahara dont le lent affaissement se poursuivait. Ce nouveau régime marin permet alors les dépôts de calcaires dolomitiques et d'argiles plus ou moins gypseuses jusqu'à l'éocène. Les argiles salines indiquent les hésitations de cette mer Crétacée, le véritable régime marin étant représenté au Nord du Mzab par le *Cénomanien et le Turonien* (Dutil, 1971).

Au début de *l'ère Tertiaire*, le mouvement de retrait de la mer Crétacée s'est poursuivi et, à *l'Eocène moyen*, le Mzab était émergé; seul, un golfe marin subsistait dans le sud constantinois. A la fin de l'Eocène, la mer s'est définitivement retirée de la plateforme saharienne et, dés lors, le régime continental installé a façonné progressivement l'aspect général actuel du désert (Dutil, 1971). Pendant l'Eocène, le climat du Sahara été chaud et humide (Swezey, 2009). La série Tertiaire se termine par des formations argilo-sableues rouges, avec dépôts évaporitiques, puis par quelques bancs calcaires assez épais (Aumassip et *al.*, 1972).

Les dépôts du Sénonien supérieur, constitués à Ouargla par des marnes et argiles avec bancs d'évaporites, atteignent une épaisseur de plus de 400 m, nettement supérieur à celle enregistrée généralement dans l'oued Righ.

Au cours du Quaternaire la géomorphologie et la sédimentologie font état d'une aridification de plus en plus prononcée (Aumassip et *al.*, 1972). Une croûte de grés conglomératique à ciment siliceux en forme la surface "cette période, d'abord nettement sub-aride atténuée, correspond vraisemblablement au *Pliovillafranchien*" (Aumassip et *al.*, 1972;

Rouvilois-Brigol, 1975). C'est une phase tectonique légère qui détermine des reprises d'érosion locales suivies de dépôts évaporitiques puis calcaires (Aumassip et *al.*, 1972).

Depuis le *Villafranchien*, des périodes humides alternant avec des périodes plus sèches ont contribués à façonner définitivement le paysage saharien actuel; quel que soit le cadre climatique exact des évolutions, de caractères désertiques ou sub-désertiques, des phénomènes de creusement et d'érosion corrélatifs de phénomènes de remblaiement ont affecté l'ensemble des surfaces du désert, mais dans les limites permises par les niveaux de base progressivement établis. Les dernières périodes arides ont alors simplement assuré le remaniement et la réorganisation des matériaux de surface avec la mise en place des sols actuels (Dutil, 1971).

Le *Villafranchien supérieur*, correspond à un climat de type semi-aride dont les précipitations ont eu des effets accentués par la phase tectonique précédente. Des écoulements entraînant une reprise d'érosion ont pu se produire, alors, dans le bas oued Mya, aux environs de l'actuelle oasis de Ouargla. L'empâtement gypso-calcaire du glacis le plus élevé traduit, ensuite, une diminution des précipitations et une évolution vers un climat subaride (Aumassip et *al.*, 1972).

Le *Pleistocène supérieur* correspond dans le Sahara à une augmentation de précipitations sur les bordures septentrionales (Rognon, 1976b). A *l'Holocène*, les conditions arides sur le Sahara septentrional entraînent l'édification de grands ergs massifs. Une augmentation de l'humidité attribuée à une recrudescence et à un renforcement des dépressions tropicales, entre 4500 et 3500 ans B.P. au nord du Sahara, caractérisent l'humide Néolithique (Conrad, 1969). *Le dernier (Holocène) optimum climatique* est très bien documenté tout au long du Sahara (Pettit-Maire, 2002). Les données lacustres pour l'Afrique de l'Hémisphère Nord montrent que les conditions ont été généralement plus humides qu'aujourd'hui durant l'ancien et le moyen Holocène (10000-6000 ans B.P.) puis sont devenues progressivement plus sèches après 5000 ans B.P. Le présent est la période la plus aride de l'Holocène; la plupart des lacs sont desséchées ou bien présentent un niveau plus bas (Damnati, 2000).

#### II.5. Contexte géomorphologique

La géomorphologie de la région est caractérisée par les ensembles suivants:

*Le Plateau*: qui domine la région de Ouargla à l'ouest et dans lequel s'emboîtent les terrains Quaternaires. Ce "plateau des Ganntra" est constitué de sables siliceux rougeâtres plus ou moins cimentés par du calcaire suivant les niveaux et selon les lieux, présentant parfois des stratifications entrecroisées, riches en bâtonnets gréseux ou gypseux et entrecoupés de

concrétions gréseuses ou de bancs de poupées gréso-calcaires. Souvent même, des lentilles de calcaires à Characées et Ostracodes ou de calcaire sublithographique sans organisme se trouvent interstratifiées dans les grés rouges (Aumassip et *al.*, 1972). Sa surface est plate et monotone, accidentée seulement de haouds (dépressions fermées aux bords abrupts dont les formes et les orientations sont diverses) parfois grossièrement circulaires. La dépression de Hassi-Mellala, est la plus grande et la plus profonde (30 km de long, de 6 à 11 km de large, 80 à 90 m de profondeur). Elle s'étend parallèlement à la vallée de l'Oued Mya (Rouvillois-Brigol, 1975).

*Les Glacis*: sont représentés par quatre niveaux étagés dans le versant ouest de la cuvette de Ouargla (Rouvillois-Brigol, 1975): le plus ancien recoupe le sommet de la bordure du plateau et des buttes; le deuxième glacis est beaucoup plus visible et se développe au nord de la route de Ghardaïa, à une altitude de 180 m environ; le troisième niveau, à 160 m d'altitude, il est recouvert de sable et de graviers gréseux plus ou moins encroûtés de gypse et sa pente est faible; le dernier glacis, développé à 140 m d'altitude environ, et à donné naissance à des formes de relief originales.

Les Sebkhas et les Chotts: Lorsque les eaux s'évaporent sous l'effet de la chaleur, des plaques de sels divers se déposent en surface formant suivant l'origine de leurs eaux (phréatiques ou superficielles) les chotts et les sebkhas (Monod, 1992; Cooke et *al.*, 1993; Briere, 2000). L'originalité de la sebkha de Ouargla, qui est actuellement active est soulignée par la comparaison avec les sebkhas méridionales. Légèrement plus basse (130 à 128 m), elle est séparée des sebkhas de l'oued Mya par un groupe d'avant buttes- auquel appartient la Gara Krima. Le fond de la dépression qui entoure une éminence portant la ville et la palmeraie, présente trois aspects différents: l'essentiel de la surface est occupé par des sols salés non inondables passant à l'Est à des sols salés encroûtés; seuls les deux extrémités fonctionnent comme une sebkha (Aumassip et *al.*, 1972). Ainsi si la sebkha de Ouargla fonctionne partiellement c'est grâce à l'intervention de l'Homme qui en suralimentant la nappe phréatique a provoqué une remontée de son niveau. Au néolithique cependant, la sebkha de Ouargla a fonctionné naturellement (Aumassip et *al.*, 1972).

#### II.6. Hydrologie superficielle

Le caractère spécifique du Sahara actuel est son état désertique et l'absence totale de rivières ayant une vie active. Il ne reste plus que quelques petits lacs dans l'Ahaggar et le Tassili-n-Ajjer ainsi que quelques filets d'eau coulant en surface. Par contre l'exploration du Sahara a révélé l'existence d'anciens fleuves puissants aux affluents nombreux, dont beaucoup sont aujourd'hui plus ou moins oblitérés par le sable (Lhote, 1984).

L'hydrographie de la cuvette de Ouargla se caractérise par son endoréisme (Dubief, 1953).

#### II.6.1. Oued Mya

L'oued Mya draine la partie orientale du plateau de Tadmaït (Dubief, 1953; Medinger, 1961), ses crues assez violentes dépassent Hassi Hinifel, mais n'atteignent cependant pas le chott de Ouargla, exutoire normal actuel (altitude : 127,5 m) (Dubief, 1953). Sur ce bassin extrêmement plat, avec des précipitations très faibles et situé en plein cœur du Sahara, on imagine difficilement d'importantes crues du collecteur principal. Vraisemblablement depuis le Quaternaire ancien, il n'a pas existé d'écoulement concentré drainant la dépression de l'oued Mya sur toute sa longueur (Aumassip et *al.*, 1972).

#### II.6.2. Oued N'sa et Oued M'Zab

Le bassin du N'sa présente une superficie de 7800 km<sup>2</sup> environ (Dubief, 1953). La superficie du bassin du M'Zab est de 5000 km<sup>2</sup> environ. Ses contours sont imprécis dans la partie orientale. Limité à Ghardaïa, point le plus bas généralement atteint par les crues, cette superficie tombe à 1500 km<sup>2</sup> (Dubief, 1953).

#### II.7. Contexte pédologique

Le travail réalisé par Hamdi-Aïssa (2001) sur les sols de la cuvette de Ouargla, a permis de mettre en évidence une toposéquence type constituée de 5 pédopaysages:

- Un plateau à 180-200 m d'altitude, caractérisé par une croûte pétrocalcique surmontant une croûte pétrogypsique. Ce pédopaysage est actuellement non fonctionnel à l'exception de transport éolien et d'humectation des premiers centimètres supérieurs lors des rares pluies;
- Les glacis et le versant Ouest de la cuvette (entre 180 et 150 m d'altitude) sont en grande partie recouverts de matériau alluvio-éoliens sans développement pédologique notable (REGOSOLS sableux et/ou à gravier). Ces REGOSOLS s'alternent latéralement avec des formations éoliennes (dunes, nebkhas, etc...);
- Les bordures des glacis étagés à 180 m, à 160 m et à 140 m, bien visibles, en partie érodées, se caractérisent par l'affleurement du substrat gréseux du Mio-Pliocene (LITHOSOLS);
- La cuvette comprend un ensemble légèrement surélevé constituant le pédopaysage gypseux caractéristique du Chott situé entre 140 et ~ 135 m d'altitude. Ce pédopaysage est subdivisé en deux sous-systèmes: (i) à croûte gypseuse de surface, actuellement

peu ou non fonctionnel (ii) gypso-salin, à croûtes gypseuses de sub-surface et croûtes salines de surface, actuellement fonctionnel;

Le centre de la cuvette (135-130 m d'altitude) correspond au pédopaysage salin à croûtes salines de surface.

#### **II.8.** Contexte climatique

Le climat est un facteur important ayant une influence sur plusieurs propriétés du sol. Dans cette thèse nous étudions des processus pédologiques anciens qui datent de périodes où le climat n'était pas le même que celui d'aujourd'hui. L'objectif de cette partie est d'élucider les caractéristiques principales du climat actuel de la région de Ouargla ce qui permettra de mieux comprendre sa relation avec les sols de la région.

L'état désertique actuel du Sahara est d'ordre essentiellement climatique et provient d'une disproportion trop accentuée entre la quantité des chutes de pluie et les possibilités d'évaporation qui, progressivement, a privé la végétation d'humidité et a entrainé sa raréfaction (Lhote, 1984).

Les données climatiques relatives à la région de Ouargla (1990-2011) sont reportés au niveau du tableau II.I.

Mois	Température minimale	Température maximale	Température movenne	Précipitations	Evaporation	Humidité relative	Insolation	Vent
	(°C)	(°C)	(°C)	(mm)	(mm)	(%)	(heures)	(m/s)
Janvier	5	18,33	11,66	8,67	105,86	62,66	221,05	2,77
Février	6,65	21,04	13,85	1,55	140,14	53,73	214,36	3,18
Mars	10,22	24,82	17,52	6,82	196	45,07	239,77	4,03
Avril	14,75	29,37	22,06	2,95	243,91	38,55	274,05	4,55
Mai	19,42	34,49	26,95	1,77	286,86	33,80	283	4,79
Juin	24,64	40,05	32,35	0,46	349,59	28,02	294,59	4,82
Juillet	27,41	43,21	35,31	0,17	411,50	27,32	337,24	4,23
Août	27,09	42,65	34,87	0,98	393,23	28,84	322,81	3,92
Septembre	23,31	37,49	30,40	3,94	279,71	37,57	242	3,86
Octobre	17,13	31,33	24,23	6,09	213,05	47,66	240,86	3,46
Novembre	9,83	23,47	16,65	5,64	136,50	57,77	216,14	2,79
Décembre	5,90	19,13	12,52	3,11	157,20	61,16	188,29	2,68
Moyenne	15,95	30,45	23,20	-	-	43,51	256,18	3,76
Cumul	-	-	-	42,15	2913,56	-	-	-

Tableau II.I: Données climatiques de la station de Ouargla (1990-2011) (O.N.M., 2012).

Selon Dubief (1953), les précipitations sahariennes sont caractérisées par leur faible importance quantitative et les pluies torrentielles sont rares. Cette insuffisance de pluies est accompagnée d'une irrégularité très marquée du régime pluviométrique et d'une variabilité

interannuelle considérable, ce qui accentue la sécheresse (Ozenda, 1983; Youcef et Chehma, 2005).

Le cumul constaté durant la période 1990-2011 dans la station de Ouargla est de 42,15 mm/an. En général, on remarque une faiblesse et une hétérogénéité dans la distribution de la pluie au cours de l'année, ce qui constitue une caractéristique des pluies sahariennes (Meddi M. et Meddi H., 1998; Thierriot et Matari, 1998).

La température moyenne annuelle est de l'ordre de 23,20°C dans la station de Ouargla (Tableau II.1). Les valeurs les plus basses se produisent en janvier avec 11,66°C. Tandis que les mois de juin, juillet et août, présentent les températures moyennes les plus importantes de l'année avec des valeurs qui atteignent 35,31°C.

Malgré les apparences, le Sahara n'est pas à proprement parler un pays venteux, mais un pays où, par suite de sa dénudation, on ressent le plus facilement le vent (Dubief, 1952). La station de Ouargla présente un maximum de vitesse du vent en juin avec 4,82 m/s et un minimum en décembre avec 2,68 m/s. La direction dominante des vents selon Seltzer (1946), est le Nord-Ouest.

Selon Dubief (1950), le Sahara apparaît comme la région du monde qui possède l'évaporation la plus élevée. Les données propres à la station de Ouargla nous montrent des valeurs annuelles très importantes avec 2913,56 mm.

L'humidité relative au Sahara est faible, souvent inférieure à 20% (Monod, 1992) même dans les montagnes, ce n'est qu'exceptionnellement que l'on observe des valeurs plus fortes, tandis qu'au Sahara septentrional, elle est généralement comprise entre 20 et 30% pendant l'été et s'élève à 50 ou 60% et parfois davantage en janvier (Ozenda, 1983 ; Le Houerou, 1995). Le tableau II.1 nous montre un maximum en janvier avec 62,66% et un minimum en juillet avec 27,32%.

Avec si peu de nuages, le Sahara est avant tout le pays du soleil (Dubief, 1959). A cause de la faible nébulosité de l'atmosphère, la quantité de lumière solaire est relativement forte, ce qui a un effet desséchant en augmentant la température (Ozenda, 1983). Les durées d'insolation sont évidemment très importantes au Sahara et varient assez notablement d'une année à l'autre et même suivant les périodes de l'année envisagées (Dubief, 1959). Les données du tableau II.1, montrent une moyenne annuelle de 256,18 heures et un maximum en juillet avec 337,24 heures.

Le diagramme ombrothermique (Figure II.02) de la région de Ouargla (1990-2011) montre une période sèche qui s'étale sur toute l'année.



Figure II.02 : Diagramme ombrothermique de la station de Ouargla (Période 1990-2011).

Pour la classification bioclimatique nous avons calculé le quotient pluviothermique (Q3) adapté pour l'Algérie par Stewart (1968) et qui est dérivé du  $Q_2$  (quotient pluviothermique d'EMBERGER:

$$Q_3 = 3,43 \frac{P}{M-m}$$

Où: "P" est la pluviométrie moyenne annuelle en mm; "M" est la moyenne des maximas du mois le plus chaud en °C, et "m" est la moyenne des minimas du mois le plus froid en °C.

Le Q<sub>3</sub> pour la station de Ouargla est égal à 3,78. Donc, l'étage bioclimatique de la station de Ouargla sur le climagramme d'Emberger est l'étage saharien à hiver doux (Figure II.03).



Figure II.03 : Climagramme d'EMBERGER pour la région de Ouargla.

#### **II.9.** Conclusion

La présentation du cadre général de l'étude, nous a permis de tirer les constatations suivantes:

- L'hydrogéologie de la région est caractérisée par des nappes souterraines contenants des quantités considérables d'eau fossile;
- L'hydrologie superficielle est caractérisée par son endoréisme et l'absence d'oueds actifs;
- La région de Ouargla est composée essentiellement de terrains sédimentaires. Une alternance entre des périodes humides et d'autres arides ont caractérisé le Quaternaire;
- La géomorphologie est caractérisée par l'existence de plateau, de glacis et de Chotts et Sebkhas;
- Les sols de la région sont essentiellement des sols gypseux et salins;
- Caractérisé par de fortes températures et de faibles précipitations, le climat hyperaride de la région de Ouargla constitue un atout pour la préservation des propriétés anciennes des sols.

# CHAPITRE III

Matériel et méthodes

### Matériel et méthodes

#### **III.1. Introduction**

Ce chapitre sera consacré dans un premier temps à la description des sites étudiés et des critères de leur choix, ensuite, à la présentation des méthodes d'étude qui ont été suivies sur terrain et au laboratoire.

Parmi les différentes méthodes proposées dans la littérature, pour la caractérisation des sols, notre choix s'est basé sur celles qui peuvent avoir un intérêt paléoenvironnemental. Ainsi, une étude préliminaire sur le terrain était nécessaire au début. Par la suite nous avons opté pour des analyses au laboratoire qui permettent de mieux caractériser les sols et les sédiments étudiés.

Un organigramme de l'ensemble des étapes de réalisation de ce travail sur le terrain et au laboratoire est présenté dans la figure III.01.

#### III.2. Sélection des sites étudiés

Une des particularités de la pédologie réside dans le fait que l'objet de ses études qui est le sol, est enfoui. De ce fait et pour choisir des profils ou coupes qui répondent aux objectifs tracés pour cette étude, nous avons commencé ce travail par une analyse cartographique et la consultation des travaux précédents pour rassembler le maximum d'informations sur la région d'étude, puis par plusieurs sorties de prospection et de sondage a la tarière en vue de choisir l'emplacement des profils. Cette étape a été suivie par des sorties sur terrain pour le creusement et la description morphologique des profils, ainsi que l'échantillonnage du sol.

Les critères qui ont été suivis pour le choix des sites d'étude sont :

- Endoréisme du bassin ;
- Présence des formes d'accumulations de calcaire et/ou de gypse ;
- Existence de couches noires et/ou de fossiles pour les sédiments de paléolacs;
- Les profils étudiés ont été choisis de manière à être loin de toute activité anthropique (agriculture, construction...). Vu que la région est connue par la remontée des eaux, nous avons choisis des sites où la nappe phréatique est plus ou moins profonde pour éviter l'effet de ses eaux sur les propriétés du sol (fonctionnement actuel).



Figure III.01 : Organigramme montrant les différentes étapes du travail.

#### III.3. Présentation des sites étudiés

Les profils et coupes sélectionnés sont présentés sur la carte (Figure III.02). Ils ont été regroupés en trois catégories à savoir:

#### Les sédiments de paléolacs

Au global, les paléolacs étudiés ont été au nombre de six dont cinq sont considérés comme de nouveau sites:



Figure III.02: Localisation des profils et coupes étudiés.

- Paléolac de la Sebkha Mellala : qui a déjà fait l'objet d'étude précédentes (Marmier et *al.*, 1972; Boyé et *al.*, 1978; Gibert, 1989; Soulié-Märsche, 2008; Youcef et Hamdi-Aïssa, 2014) et dans lequel nous avons étudié : Une coupe à la bordure de la Sebkha (PLG), une coupe (PLM) -contenant des couches grises-, située au pied d'une butte témoin (BTM), qui a été aussi étudiée. Cette butte témoin a été choisie parmi plusieurs autres puisqu'elle a la hauteur la plus élevée (191 cm), en plus de l'abondance des fossiles au niveau de ses strates ;
- Paléolac de Saïd-Otba : C'est un paléolac qui contient une couche noire à 25 cm de la surface, dans lequel nous avons étudié une coupe : PLO. C'est cette couche noire qui nous a incité dés le début sur la probabilité de l'existence d'un paléolac;
- Paléolac de Aouinet Moussa : Il s'agit aussi d'un nouveau paléolac. Une coupe contenant une couche noire a été étudiée : PLA ;
- Paléolac de N'Goussa : Situé à N'Goussa, son choix a été basé sur l'existence de la couche noire et des fossiles qui ont été trouvés sur les dunes proches de ce site. Ici, trois coupes ont été étudiées, vu l'étendu de la couche noire, il s'agit de : PLSA, PLSB et PLSC;
- Paléolac d'El-Bour: dans ce site nous avons étudié une coupe (PLE), contenant une couche noire mince;
- Paléolac de Garet Chemia : Une coupe a été étudiée (PLI) combinant entre l'existence d'une couche noire très épaisse et l'existence de fossiles.
- Les sols à accumulations calcaires: 7 profils ont été étudiés :

CSA et CSB (Sidi Khouiled), CSL (à droite de la route d'El-Goléa-Ouargla), CRG (Sur le plateau, à droite de la route de Ouargla-Ghardaïa), CHA, CHB et CHC (Hassi Ben Abdellah);

 Les sols à accumulations gypseuses : 11 profils ont été étudiés : GSA et GSB (Sidi Khouiled), GKJ (à droite de la route d'El-Goléa-Ouargla), GBH (Bour El-Haïcha), GAB (Aïn El-Beïda), GNS (N'Goussa), GEA, GEB et GEC (El-Bour), GHA et GHB (El-Hedeb, Rouissat).

#### III.4. Méthodes d'étude

#### III.4.1. Sur terrain

#### III.4.1.1. Description morphologique

Les principes de Baize et Jabiol (1995) ont été suivis pour décrire les profils et les coupes étudiés. Les critères décrits sont les suivants :

- Pour la caractérisation de l'environnement : localisation, végétation, état de surface, temps, topographie et date;
- Pour la description morphologique de chaque horizon : épaisseur (cm), couleur (Munsell Soil Color Charts), texture, structure, matière organique, réaction à l'HCl, tâches, éléments grossiers, porosité, limite et transition entre les horizons.

#### III.4.1.2. Echantillonnage du sol

Des échantillons de sol ont été prélevés de chaque horizon, transportés au laboratoire et séchés. Pour la confection des lames minces (étude micromorphologique), des blocs de sol non perturbés (Figure III.03) ont été aussi prélevés selon les méthodes proposés par Courty et *al.*, (1989) et Goldberg et Macphail (2003).





#### **III.4.2.** Au laboratoire

#### III.4.2.1. Analyses physiques, chimiques et physico-chimiques

Ces analyses ont été réalisées au laboratoire de Biogéochimie des milieux désertiques et au laboratoire de pédologie de la faculté des sciences de la nature et de la vie (Université de Ouargla).

#### III.4.2.1.1. Granulométrie

Elle a été faite sur des échantillons de terre fine (inférieur à 2 mm) séchée à l'air libre, selon la méthode internationale à la pipette de Robinson, après décarbonatation et destruction de la matière organique puis dispersion des particules par un dispersant énergique (Héxamétaphosphate de sodium) et par agitation mécanique. Des prélèvements ont été effectué à l'aide de la pipette de Robinson, en appliquant la loi de Stokes (Aubert, 1978; Mathieu et Pieltain, 1998).

Cependant pour les échantillons qui ont montré une texture sableuse, nous avons effectué la granulométrie par tamisage en 5 classes (1-2 mm, 1-0,5 mm, 0,5-0,2 mm, 0,2-0,1 mm et 0,1-0,05 mm).

#### **III.4.2.1.2.** Calcaire total

Il a été déterminé à l'aide d'un calcimètre de Bernard, on se basant sur la propriété du carbonate de calcium de se décomposer sous l'action d'un acide, en eau et en gaz carbonique, ce dernier est recueilli, dans un tube gradué en millilitres (Aubert, 1978).

#### **III.4.2.1.3.** Gypse

Le dosage du gypse a été effectué selon la méthode proposée par Coutinet (1965), et dont le principe est le dosage des ions  $SO_4^{2-}$  après un prétraitement aux carbonates d'ammonium et une précipitation par le chlorure de baryum.

#### III.4.2.1.4. Matière organique

Le dosage de la matière organique a été effectué selon la méthode d'Anne dont le principe est l'oxydation du carbone organique par le bichromate de potassium en milieu sulfurique. L'excès de bichromate de potassium est titré par une solution de sel de Mohr, en présence de diphénylamine (Aubert, 1978).

#### III.4.2.1.5. pH et conductivité électrique

La mesure du pH a été effectuée au pH mètre et celle de la conductivité électrique (C.E) au conductivimètre sur une suspension de terre fine, le rapport sol/eau étant de 1/5 (Aubert, 1978).

36

#### III.4.2.2. Etude micromorphologique

Au microscope polarisant l'étude s'intéresse aux constituants grossiers (jusqu'a 10-15  $\mu$ m) et plus particulièrement à l'arrangement entre eux et par rapport aux vides (Fedoroff et Courty, 1994).

Selon van der Meer et Menzies (2011), peu de travaux sont consacrés à l'étude micromorphologique des sols désertiques par rapport aux autres types de sols.

#### III.4.2.2.1. Préparation des lames minces

Les techniques de préparation des lames minces varient d'un laboratoire à l'autre, quoiqu'un séchage initial et une imprégnation par la résine, des échantillons non perturbés restent invariables (Kemp, 1998).

Les lames minces ont été préparées au laboratoire de micromorphologie de l'AgroParisTech-INRA (Paris-Grignon) selon la méthode de Guilloré (1985), à partir d'échantillons de sol non remaniés (Figure III.03) prélevés:

- De la coupe PLO: PLO1, PLO2, PLO3, PLO4, PLO5 et PLO6;
- De la coupe PLI : PLI1-1, PLI1-2, PLI2, PLI3, PLI4, PLI5, PLI6 et PLI8;
- De la coupe PLM : PLM1, PLM2, PLM3, PLM4-1 et PLM4-2;
- De la butte témoin BTM: BTM1, BTM2, BTM3-1, BTM3-2, BTM4, BTM5, BTM6-1 et BTM6-2;
- De la coupe PLA : PLA2, PLA3, PLA5, PLA8, PLA9 et PLA10.

#### III.4.2.2.2. Description des lames minces

La description des lames minces a été effectuée au laboratoire de géologie du département des sciences de la terre (Université de Ouargla).

Les principes de Bullock *et al.* (1985) et de Fedorrof et Courty (1994) ont été suivis comme plan général de description. Les critères de base sont les suivants :

Le *type de microstructure* : elle est définie par l'état d'arrangement de la partie solide comparativement aux vides;

Les vides : type, abondance, forme et taille;

La fraction grossière (type, abondance et forme) : c'est l'ensemble des entités détectables.

La fraction fine : c'est le fond indifférencié, encore appelé micromasse;

La masse basale : c'est l'ensemble des fractions grossières et fines;

Les *traits pédologiques* : Les processus pédologiques entraînant des transformations dans le sol qui se matérialisent par une concentration différentielle d'un ou plusieurs constituants (ex. : fraction granulométrique...) appelées traits pédologiques.

Dans notre cas on s'est intéressé surtout à la description des traits *texturaux*, *cristallins* et les traits relatifs à la matière organique.

#### III.4.2.3. Etude du contenu micropaléontologique

La méthode utilisée pour extraire les microfossiles est la méthode du lavage décrite par Bignot (1982). Pour se faire, l'échantillon préalablement séché est plongé dans de l'eau pure, en ajoutant si nécessaire une solution de 10 à 15% d'eau oxygénée à 110 volumes, neutralisée par quelques gouttes d'ammoniaque.

Le sédiment est ensuite passé au travers d'une série emboitée de tamis (0,5 mm, 0,16 mm et 0,1 mm) sous un filet d'eau. Après la récupération des différentes fractions dans des coupelles, les tamis sont vigoureusement brossés, puis plongés quelques minutes dans une solution à 5% de bleu de méthylène. Enfin, on procède à l'étape du tri des microfossiles sous une loupe binoculaire à des grossissements voisins de X 25.

#### III.4.2.4. Etude minéralogique par diffractométrie à rayons X

#### III.4.2.4.1. Principe de DRX

Les trois composants de base d'un diffractomètre de rayons X sont: une source de rayons X, l'échantillon et un détecteur de rayons X (Suryanarayana et Grant Norton, 1998; Waseda et *al.*, 2011). L'angle entre le plan de l'échantillon et la source de rayons X est  $\theta$ , l'angle de Bragg. L'angle entre la projection de la source de rayons X et le détecteur est 2 $\theta$ . C'est pour cette raison que les diffractogrammes de rayons X obtenus avec cette géométrie sont souvent appelés  $\theta$ -2 $\theta$  (Suryanarayana et Grant Norton, 1998).

Les phénomènes de diffraction se produisent lorsque l'onde fait face à un obstacle de dimension similaire à sa longueur d'onde (Mukherjee, 2013). Étant donné que les dimensions atomiques sont du même ordre de grandeur de la longueur d'onde des rayons X, la diffraction des rayons X se produit avec les cristaux atomiques (Mukherjee, 2013). Ce phénomène est très bien formulé par W.L. Bragg et est connu sous le nom de la loi de Bragg (Mukherjee, 2013; Pansu et Gautheyrou, 2006):

#### $2 d \sin \theta = n \lambda$

Où "d" est la distance entre deux plans parallèles successifs, " $\theta$ " est l'angle que fait le faisceau incident avec le plan de l'échantillon, "n" est un nombre entier correspondant à l'ordre de diffraction et " $\lambda$ " est la longueur d'onde du rayonnement.

#### III.4.2.4.2. Minéralogie totale

L'analyse minéralogique du sol a été effectuée par diffraction des rayons X, sur la poudre du sol non orientée (inférieur à 2 millimètres), pour avoir une idée globale de l'ensemble des

minéraux. Les échantillons qui ont servis à cette étude (GKJ1, GKJ2, GKJ7, PLI1, PLI2, PLI6, PLSC1, PLSC6, PLSC7, PLSC8, PLE1, PLE4, PLO1, PLO2 et PLSB6) ont été finement broyés puis déposés sur des portes échantillons. Ces analyses ont été effectuées à l'université de Biskra (Algérie), à l'aide d'un appareil Bruker D8.ADVANCE dont les caractéristiques sont:

- L'énergie: 40 kV, 10 mA;

- Anticathode en cuivre;

- Longueur d'onde  $\lambda = 1,5408$  nm.

L'interprétation qualitative des diffractogrammes de rayons X des échantillons de sol étudiés a été réalisée à l'aide du logiciel X'PERT High Score Plus. Une vérification manuelle de ces résultats a été faite. L'estimation semi-quantitative des proportions des différents minéraux peut être obtenue en utilisant la méthode « Peak-height Ratio ».

## III.4.2.5. Etude des argiles par Spectroscopie Infrarouge à Transformée de FOURIER (IRTF)

#### **III.4.2.5.1.** Extraction des argiles

La séparation de la fraction argileuse (< 2µm) a été faite suivant la méthode proposée par Robert et Tessier (1974) pour les échantillons: PLI1, PLI4, PLI5, PLI6, PLI7, PLI8, CSL2, CSL3, CSL4, CSL5, CSL6, PLSC2, "PLSC5, PLSB4, PLE2, GKJ2 et GKJ7.

Tout d'abord nous commençons par la destruction de la matière organique et la décarbonatation des échantillons présentant une effervescence à l'HCl des échantillons de la terre fine (< 2 mm).

Ensuite, on passe à la dispersion et l'obtention d'une argile magnésienne, tout d'abord, par l'échange des ions saturant le sol par des ions Na<sup>+</sup> qui se fait par la digestion de la terre dans une solution de NaCl (N/10), après décantation, un siphonage puis une centrifugation sont nécessaires. Par la suite, on ajoute NaOH (N) et on procède à une agitation mécanique (4 heures). La séparation de la fraction  $< 2\mu m$  est obtenue par une série de sédimentation (loi de Stockes). On procède ensuite à la neutralisation de la suspension sodique par addition ménagée d'HCl dilué. La floculation de la fraction  $< 2\mu m$  est obtenue par l'ajout de MgCl<sub>2</sub> (N). On élimine le surnageant par siphonage, et on fait passer le floculat dans un tube de centrifugeuse dans lequel il est ajouté de nouveau 50 ml de MgCl<sub>2</sub>. On effectue 3 rinçages à l'eau.

Pour obtenir la fraction  $< 2\mu m$  qui sera étudiée par IRTF, on procède à un lavage à l'alcool éthylique à 70° puis à 90°. L'argile est séchée, puis réduit en poudre par broyage.

#### III.4.2.5.2. Analyse par IRTF

Depuis l'introduction des instruments à transformée de Fourier, l'application de la spectroscopie infrarouge (SPIR) a considérablement augmenté dans de nombreux domaines de recherche sur les argiles (Madejova, 2003).

La spectroscopie infrarouge est une technique rapide, courante et économique (Madejova et Komadel, 2001). Elle est basée sur les vibrations des atomes dans une molécule ou un minéral (Petit et Madejova, 2013). La spectroscopie IRTF utilise surtout le moyen infrarouge (MIR, 4000-300 cm<sup>-1</sup>), où les vibrations d'étirement (stretching) et de déformation (bending) des groupes caractéristiques de minéraux argileux apparaissent (Petit et Madejova, 2013).

L'utilité de cette méthode c'est qu'elle peut être employée pour différencier entre les types de minéraux argileux (phyllosilicates de type 1:1 ou 2:1) et entre les minéraux de chaque groupe structural (Kaolinite ou dickite). Elle peut aussi nous renseignée sur les détails structurales (nature di ou trioctaédrique) et la composition (cations de couche octaédriques) des échantillons (Parikh et *al.*, 2014).

L'appareillage utilisé dans ce travail est un spectromètre FTIR-8300 SHIMADZU. Il s'agit d'un spectromètre infrarouge à transformée de Fourier, couvrant une gamme de 500 à 4000 cm<sup>-1</sup>. Ces analyses ont été réalisées au laboratoire de Biogéochimie des milieux désertiques de l'université Kasdi Merbah-Ouargla.

Pour étudier les argiles des échantillons de sol par IRTF, nous avons utilisé la technique des discs de KBr qui est la méthode la plus utilisée dans le domaine du MIR (Petit et Madejova, 2013). Elle consiste à inséré des échantillons sous forme de pastilles constituées d'environ 0,5 mg d'échantillon mélangés à 150 mg de KBr. Ces discs peuvent être étuvés à 120°C pour éliminer l'eau adsorbée.

#### III.4.2.5.3. Interprétation des spectres IR

L'interprétation des spectres de vibrations des solides cristallins se fait d'une manière empirique (Petit et Madejova, 2013; Chukanov, 2014). Dans cette étude l'interprétation des spectres obtenus a été faite en se référant aux travaux de : Farmer et Russell (1964); Farmer, (1968); Blanco et *al.*(1989); Farmer (1974); Srasra et *al.* (1994); Madejova et Komadel (2001); Suarez et Garcia-Romero (2006); Nayak et Singh (2007); Aranda et *al.* (2014).

Dans l'étude des minéraux argileux les bandes d'absorption dues aux groupements OH et Si-O jouent fréquemment un rôle important pour la différenciation des minéraux argileux les uns des autres (Madejova, 2003).

Les vibrations d'étirement des groupes hydroxyles structurales (OH) se trouvent entre  $3750 \text{ et } 3400 \text{ cm}^{-1}$  et les bandes de déformation entre  $950 \text{ et } 600 \text{ cm}^{-1}$ . Les vibrations d'étirement

des Si-O apparaissent dans la région entre 1200 et 700 cm<sup>-1</sup>, et sont aussi observées entre 700 et 400 cm<sup>-1</sup> avec les vibrations des cations octaédriques (Parikh et *al.*, 2014; Srasra et *al.*, 1994).

La gamme de nombres d'ondes environ entre 400 et 1700 cm<sup>-1</sup> est appelée la région d'empreinte digitale. Le spectre IR dans cette région contient généralement une série très compliquée de bandes chevauchées. L'importance de la région d'empreintes digitales, c'est que chaque espèce minérale produit un modèle différent (Chukanov, 2014). Les vibrations des groupements OH sont les plus connus et étudiées parce qu'ils sont des indicateurs très sensibles de leur environnement (Petit et Madejova, 2013).

#### **III.5.** Conclusion

L'ensemble des méthodes (Figure III.01) décrites dans ce chapitre nous ont permis d'étudié le sol sur terrain et au laboratoire, certaines permettent de caractériser l'ensemble des échantillons, et d'autre donneront beaucoup plus de détails soit au niveau microscopique ou de certains constituants du sol (argile par exemple).

# CHAPITRE IV

Résultats

## Résultats

#### **IV.1. Introduction**

Dans ce chapitre, nous présentons tout d'abord la description morphologique ainsi que les résultats des analyses physiques, physico-chimiques et chimiques, puis les résultats de l'étude micromorphologique, ensuite l'étude paléontologique et micropaléontologique et enfin les résultats de la minéralogie totale et l'étude des argiles par IRTF.

# IV.2. Description morphologique et analyses physiques, physico-chimiques et chimiques des sédiments et sols étudiés

Dans cette partie, nous présentons la description morphologique et les résultats des analyses obtenus tout d'abord pour les coupes des sites de paléolacs étudiés, ensuite, pour les sols à accumulations calcaires et enfin les sols à accumulations gypseuses.

La description morphologique détaillée des différentes coupes étudiées ainsi que les résultats des analyses sont présentées au niveau des annexes 1-7.

La légende utilisée pour les schémas des coupes et des profils étudiés est comme suit:



#### IV.2.1. Les sédiments de paléolacs

#### IV.2.1.1. Coupe PLO

Cette coupe (Figure IV.1), est caractérisée par une stratification qui se traduit surtout avec une nette différence de couleur, notamment l'existence de la couche noire, de texture et de teneur en calcaire. Des cristaux de gypse abondants ont été observés au niveau de la première couche. Les couleurs des couches de cette coupe sont différentes de la couleur qui caractérise l'environnement de la coupe couverte par un sable brun rougeâtre. Nous pouvons observés que la couleur est variable passant d'un brun grisâtre sombre au noir puis au gris brunâtre clair pour les couches de surface. Au milieu, la couleur devient brune très pale (PLO4, PLO5 et PLO6). Les couches les plus profondes sont caractérisées par la dominance de la couleur jaunâtre avec une stratification marquée et des amas calcaires au niveau de la dernière couche.

D'une manière générale, l'analyse granulométrique, montre bien une dominance de la fraction sable fin par rapport à celle du sable grossier, surtout en allant vers la profondeur (Annexe N°01). Concernant le taux de calcaire, les résultats (Figure IV.2), montrent que les couches proches de la surface sont peu calcaires. Les autres (PLO4 à PLO7) sont très calcaires avec un taux de 80,78% pour PLO4. En allant vers la profondeur la teneur en calcaire diminue une deuxième fois à partir de PLO8, sauf dans les amas calcaires existants au niveau de PLO9 où le dosage du calcaire total a donné un taux de 63,92%. Pour le gypse (Figure IV.2), les valeurs sont élevées dans les premières couches, puis on remarque une certaine baisse du taux en allant en profondeur. D'une manière générale le taux de gypse diminue avec la profondeur.

		0-25 cm: brun grisâtre sombre 2,5Y4/2, sableuse. Cristaux de gypse abondants.
		25-39 cm: noire 10YR2/1, couche noire. Manchons de gypse.
cu		39-55 cm: grise brunâtre claire 2,5Y6/2, Taches noires.
100 0	+ + + + + + + + + + + + + + + + + + + +	55-85 cm: brune très pâle 10YR8/2, forte effervescence à l'HCl.
	$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	85-113 cm: brun très pâle 10YR8/2, forte effervescence à l'HCl.
	+ + + + + + + + + + + + + + + + + + + +	113-118 cm: du brun très pâle (10YR8/2) au brun grisâtre (2,5Y 5/2), plusieurs strates de l à 2 mm.
	+ + + + + + +	118-126 cm: du jaune pâle (2,5 Y 8/2) au jaune (2,5 Y 7/6). Couche stratifiée.
		126-138 cm: jaune 7,5YR7/8. Couche stratifiée.
	$(\widehat{+},\widehat{+},\widehat{+})$	>138 cm: jaune pâle 2,5Y8/4, Amas calcaires de 2 à 20 cm plus ou moins indurés de couleur jaune pâle 2,5 Y 8/2, à forte effervescence.

Figure IV.1: Description morphologique succincte de la coupe PLO.



Figure IV.2: Profils calcaire, gypseux et de matière organique de la coupe PLO.

La matière organique, montre des valeurs faibles (Figure IV.2) ne dépassant pas dans la plupart des cas 1,9%, sauf pour la couche noire (PLO2), qui montre une valeur plus élevée par rapport aux autres avec 2,65%.

#### IV.2.1.2. Butte témoin BTM

Elle est située entre plusieurs autres buttes, et présente une hauteur plus importante que les autres (Figure IV.03). Des coquilles fossiles des deux espèces *Cerastoderma glaucum* et *Melanoïdes tuberculata* ont été observés au niveau des différentes couches de cette butte témoin surtout BTM3, BTM4 et BTM6. Ces espèces sont absentes au niveau de BTM1 et BTM5.



Figure IV.03: Description morphologique succincte de la butte témoin BTM.



Figure IV.04: Profils calcaire, gypseux et de matière organique de la butte témoin BTM.

Cette butte témoin montre une certaine homogénéité des couleurs de ses couches avec la dominance de la couleur blanchâtre variant entre 2.5 Y 8/2 et 2.5 Y 8/1 et 5 YR 8/1 pour BTM3. Le taux de calcaire augmente en allant du sommet de la butte vers son bas. Avec des taux faibles pour les premières couches et des taux plus élevés pour les couches contenant des fossiles (Figure IV.04). Le taux de gypse est élevé, surtout dans les couches supérieures et décroît légèrement en allant vers le bas (Figure IV.04). La matière organique est relativement faible, mais elle présente des valeurs plus élevées vers les couches profondes (Figure IV.04).

#### IV.2.1.3. Coupe PLM

La coupe PLM (Figure IV.05) est située au pied de la butte témoin BTM. Au niveau de la couche PLM1, nous avons observé, des coquilles fossiles des deux espèces : *Cerastoderma glaucum* et *Melanoïdes tuberculata*, qui deviennent de plus en plus rare en allant vers la profondeur. Cette même couche, contient des strates sombres de couleur grise et d'épaisseurs plus minces (approximativement 0,5 cm) que les couches noires des autres coupes. La couleur des couches de cette coupe est blanche (2.5 Y 8/1 - 5 Y 8/1) sauf pour les couches grisâtres avec 5 Y 5/1.

En général, au niveau de la Sebkha Mellala, nous pouvons remarquer la prédominance de la couleur blanchâtre qui caractérise les sols de ce site due à l'existence du gypse. La couleur varie principalement entre 2.5Y8/1 et 5Y8/1.

La texture des couches de cette coupe est sableuse, avec une dominance du sable grossier. La couche PLM3, représente une croûte très dure. Le taux de calcaire, est plus élevé dans les couches proches de la surface (Figure IV.06), ce qui est due à l'existence de coquilles à ce niveau et qui sont absentes dans la dernière couche. La même chose pour la matière organique qui décroît en allant en profondeur (Figure IV.06), ce qui est expliqué par

l'existence de couches grises au niveau de l'horizon supérieur. Concernant ces strates, le dosage de la matière organique a donné un taux de 1,84%. Le gypse montre des valeurs, plus faibles par rapport à celles des couches de la butte témoin (Figure IV.06) ; elles varient de 18,41% à 46,84%.



Figure IV.05: Description morphologique succincte de la coupe PLM.



Figure IV.06: Profils calcaire, gypseux et de matière organique de la coupe PLM.

#### IV.2.1.4. Coupe PLG

Cette coupe est localisée à la limite de la Sebkha Mellala, où nous avons remarqués l'absence de fossiles contrairement à BTM et PLM. Ce fait a été observé aussi par (Marmier et *al.* 1972; Boyé et *al.*, 1978; Gibert, 1989). La partie supérieure de la coupe PLG (Figure IV.07) représente une croûte gypseuse qui présente un gonflement et une épaisseur plus ou moins importante (18 cm). Puis une accumulation d'un sable gypseux d'origine probablement éolienne.

PLG3 représente aussi une croûte gypseuse très dure. On remarque que le gypse est présent en abondance à l'état cristallisé sous la forme dite en fer de lance. La couleur du sol est relativement uniforme avec la dominance de la couleur blanche 10 YR 8/1. L'horizon sableux PLG2 présente une couleur rougeâtre (2.5 YR 6/6).

Concernant la granulométrie, on remarque que la fraction sable est plus importante avec une dominance de la fraction du sable grossier, sauf dans l'horizon PLG2 où on remarque la dominance de la fraction du sable fin. Le pH est légèrement alcalin. Les valeurs de la CE indiquent que le sol est peu à non salin. Les taux de calcaire sont très faibles pour tous les horizons avec des taux inférieurs à 5% (Figure IV.08). Nous avons remarqué que l'effervescence à l'HCl se présente dans les espaces intercristallins. Le gypse montre des valeurs très élevées, qui diminuent légèrement en allant vers la profondeur (Figure IV.08). Le taux de matière organique est très faible pour tous les horizons (Figure IV.08).

		0-18 cm: Croûte gypseuse très dur, blanche (10 YR 8/1), existence de cristaux de gypse en fer de lance.			
	<b>^ ^ ^ ^ ^ ^</b>	18-23 cm: Sable gypseux, rouge clair (2,5 YR 6/6).			
		23-45 cm:Croûte gypseuse, stratification lamellaire, blanche (10 YR 8/1).			
100 cm		45-105 cm: Croûte gypseuse stratifiée avec des cristaux de gypse en fer de lance (0.5- 4 cm). Blanche (10 YR 8/1).			
		105-140 cm: Blanche (10 YR 8/1), plus friable que les couches précédentes, existence de cristaux de gypse en fer de lance;			
		>140 cm: Blanche (7,5 YR 8/1), cristaux en fer de lance de 0,5 à 3 cm.			

Figure IV.07: Description morphologique succincte de la coupe PLG.



Figure IV.08: Profils calcaire, gypseux et de matière organique de la coupe PLG.

#### IV.2.1.5. Coupe PLI

La coupe PLI (Figure IV.09) est caractérisée surtout par des couches noires très épaisses par rapport aux autres sites, avec une couleur plus marquée et l'existence de débris de végétaux. Une seule espèce fossile a été observée dans ce site, il s'agit de *Melanoïdes tuberculata* au niveau de la surface du profil PLI et la couche PLI1. L'existence d'ossements d'animaux bien ancrés dans les couches de cette coupe a été aussi observée.



Figure IV.09: Description morphologique succincte de la coupe PLI.



Figure IV.10: Profils calcaire, gypseux et de matière organique de la coupe PLI.

Les résultats de l'analyse granulométrique montrent que les couches PLI1, 3, 4 et 5 ont une texture loam-sableuse, alors que PLI2, 6, 7 et 8 sont sableuse avec une dominance de la fraction sable fin. Pour le taux du calcaire total (Figure IV.10), on observe que PLI1 et PLI3 qui sont modérément calcaire, présentent les taux les plus élevés avec une nette diminution pour PLI2. Ce taux tend à diminuer avec la profondeur avec des couches non calcaires ayant des valeurs qui varient entre 0 et 0,05% sauf pour PLI8 qui est modérément calcaire. Le dosage du taux de gypse (Figure IV.10) révèle que ces couches sont toutes légèrement gypseuses avec un maximum de 7,04% pour PLI4.

Les valeurs du pH montrent que les couches PLI4, PLI5 et PLI6 sont très fortement à extrêmement acides, alors que les autres couches ont un pH légèrement à moyennement alcalin. Les résultats de la conductivité électrique montre que les couches superficielles de cette coupe sont très salées, alors que les couches PLI4 et PLI5 sont extrêmement salées et en profondeur sont peu à non salées.

Les taux les plus élevés en matière organique ont été observés au niveau des couches PLI3, PLI4, PLI5 et PLI6 qui représentent des couches noires. La dernière couche PLI8 montrent aussi un taux relativement plus élevé ce qui est dû à l'existence de débris de végétaux à ce niveau.

#### IV.2.1.6. Coupe PLA

La coupe PLA (Figure IV.11) est caractérisée par des couches non effervescentes à l'HCl, sauf au niveau de PLA5, PLA7 et PLA8 où elle est localisée soit en bas de la couche ou bien dans des taches blanchâtres. Cette coupe est caractérisée par l'existence de fragments de silex de diamètres différents surtout en bas de la coupe. PLA2 représente une couche noire.

Concernant l'analyse granulométrique, les résultats montrent la dominance de la fraction sable fin par rapport au sable grossier dans toutes les couches à l'exception de PLA7, PLA8 et PLA9 où la fraction sable grossier est dominante. Le taux de calcaire est faible dans toutes les couches et ne dépasse pas 6,4% (Figure IV.12). La matière organique montre des valeurs faibles à très faibles (Figure IV.12). En ce qui concerne le gypse (Figure IV.12), les résultats montrent que toutes les couches sont légèrement gypseuses avec un maximum de 5,19%, sauf PLA1 qui représente une valeur de 20,59%. Les couches de cette coupe sont moyennement acides à légèrement alcalins et peu à très salées.

		0-5,5 cm: 10 YR 7,4 (orange jaunâtre terne), existence d'abondants cristaux de gypse.
		5,5-23,5 cm: 10 YR 2/2 (noire brunâtre), cristaux de gypse abondants.
	4 4	23,5-43,5 cm: 10 YR 7/3 (orange jaunâtre terne).
	• •	43,5- 69,5 cm: 10YR 6/4 (orange jaunâtre terne). Existence de taches noires et des manchons de gypse abondants.
cm	•••	69,5-85,5 cm: 10 YR 6/6 (brun jaunâtre claire), existence de taches noires.
100	• •	85,5-93,5 cm: 10YR 6/6 (brun jaunâtre claire). Il y a quelques taches noires et quelques pores de diamètre de 0,2 à 0,5 cm.
		93,5-97cm: 10YR 6/8 (brun jaunâtre claire), existence de taches blanches et noires.
		97 -117 cm: 10 YR 8/3 (orange jaunâtre claire).
		117-134 cm: 2,5 Y 8/1 (gris claire), existence de fragments de silex de 2 à 6
	0	
		> 134 cm: 10 YK 8/3 (orange jaunatre claire). Existence de petits fragments de silex de 0,5 cm de diamètre.

Figure IV.11: Description morphologique succincte de la coupe PLA.



Figure IV.12: Profils calcaire, gypseux et de matière organique de la coupe PLA.

#### IV.2.1.7. Coupe PLSA

Une croûte gypseuse très épaisse (150 cm) représente la première couche de cette coupe (Figure IV.13). La couche noire PLSA3 à une épaisseur moins importante que celles des coupes décrites précédemment (sauf PLM). L'existence de nodules calcaires au niveau de cette coupe a été signalée.

Les analyses granulométriques, montrent la dominance de la fraction sable fin par rapport à celle du sable grossier. La fraction fine est faible ne dépassant pas les 15%.

100 cm		0-150 cm: Croûte gypseuse de couleur (état sec) : rose (7,5YR 8/3), faible effervescence à l'HCl.
		150-164 cm: Brun très pâle (10YR 8/2). Existence de nodules calcaires peu abondantes et des cristaux de gypse transparents en fer de lance très abondants.
	$\overset{+}{\overset{+}}\overset{+}{}\overset{+}{}\overset{+}{}\overset{+}{}\overset{+}{}}$	164-165,5 cm: Brun grisâtre (10YR 5/2).
	+ + + + + + + + + + + + + + + + + + + +	165,5-186,5 cm: Rose (5YR 7/4), existence de taches de couleur : brun rougeâtre clair (5YR 6/4) et des taches de couleur jaune rougeâtre (7,5 YR 6/6).
	$\begin{vmatrix} + \begin{pmatrix} + \\ + \end{pmatrix} + & + \\ + \begin{pmatrix} + \\ + \end{pmatrix} + & + \\ \end{vmatrix}$	186,5-216,5 cm: Rose (7,5YR 7/4), présence des taches noirâtres de diamètre et des nodules calcaires.
	+ + + + (+) (+) (+)	216,5-224,5 cm: Brun rougeâtre clair (5YR 6/4), présence des taches noirâtres de diamètre de 0,1 à 0,5 cm et des taches verdâtres de diamètre de 0,1 à 0,4 cm.
	÷ ··· (+) ···	>224,5 cm: Jaune rougeâtre (5YR6/6), présence des nodules calcaires abondantes et des taches noirâtres.

Figure IV.13: Description morphologique succincte de la coupe PLSA.



Figure IV.14: Profils calcaire, gypseux et de matière organique de la coupe PLSA.

Les résultats obtenus pour le taux de calcaire total (Figure IV.14) montrent que les couches de cette coupe sont non calcaires à modérément calcaires sauf pour PLSA2 qui est très calcaire avec un taux de 70,52%.

Concernant le taux de gypse, les résultats des analyses effectués sur cette coupe (Figure IV.14) montrent que toutes les couches sont légèrement gypseuses à l'exception de PLSA1 qui est extrêmement gypseuse et PLSA7 qui est non gypseuse. L'analyse du taux de matière organique (Figure IV.14) permet d'estimer un taux faible à très faible sauf pour PLSA3 correspondant à la couche noire qui a un taux de 2,22%.

#### IV.2.1.8. Coupe PLSB

Le premier niveau de cette coupe est aussi représenté par une croûte gypseuse de 100 cm d'épaisseur (Figure IV.15). Des cristaux de gypse en fer de lance ont été observés au niveau de PLSB2 et PLSB3. Une forte à très forte effervescence à l'HCl est observée au niveau de PLSB2 et PLSB4. Au niveau des deux derniers niveaux non effervescents à l'HCl, des nodules calcaires peuvent être observés.

00 cm		0-100 cm: Croûte gypseuse, brune très pâle (10YR 8/2).
=	$\begin{array}{c} + & + & + & + & + & + \\ \hline \mathbf{A} & + & \mathbf{A} & + & + & + & \mathbf{A} \\ \hline \mathbf{A} & + & \mathbf{A} & + & \mathbf{A} & + & \mathbf{A} \end{array}$	100-115cm: Brun très pâle (10YR 8/2), présence des cristaux de gypse en fer de lance abondants.
	+ + + + + + + + + + + + + + + + + + +	115-118 cm: Brun grisâtre (2,5Y 5/2) au milieu de l'horizon et gris brunâtre clair (2,5 6/2) aux extrémités de l'horizon, présence des cristaux de gypse.
	+ + + + + +	118-143 cm: Brun très pâle (10YR 8/2), présence des taches de couleur : brun très foncé (7,5 YR 2,5/3), taches de couleur : brun rougeâtre foncé (5YR 3/4).
		143-204 cm: Jaune pâle (2,5Y 8/2).
	(†) (†) (†)	204-207 cm: brun foncé (7,5 YR 5/8), présence de taches diffuses de couleur : brun rougeâtre foncé (5YR 3/4).
1	(†)	207-225 cm: Rose (7,5YR 8/4), présence des nodules calcaires peu abondants.
	(† († (†	>225 cm: Jaune rougeâtre (5YR 6/8), présence de nodules calcaires.

Figure IV.15: Description morphologique succincte de la coupe PLSB.



Figure IV.16: Profils calcaire, gypseux et de matière organique de la coupe PLSB.

Les résultats des analyses granulométriques permet de distinguer des couches à texture : limoneuse (PLSB2), sablo-limoneuse (PLSB3), loam-limoneuse (PLSB4) et sableuse pour le reste avec toujours une dominance de la fraction sable fin par rapport au sable grossier.

Les résultats du dosage du calcaire total, montrent qu'il est très variable (Figure IV.16), allant de 0,46% pour PLSB8 (non calcaire) à 87,53% pour PLSB2 (excessivement calcaire). Pour le gypse, la valeur maximale est constatée au niveau de PLSB1 qui représente une croûte gypseuse avec 70,09%, pour le reste des couches il varie entre 0,15 et 14,61% (Figure IV.16). Le taux de matière organique est très faible à faible. Le niveau le plus riche en matière organique est PLSB3 avec 1,69%.

#### IV.2.1.9. Coupe PLSC

Comme pour les deux coupes PLSA et PLSB les couches noires existantes au niveau de PLSC sont minces et la croûte gypseuse est épaisse. Une forte à très forte effervescence caractérise les niveaux PLSC2, 3, 4, 5 et 6. Des coquilles fossiles de deux espèces ont été observées sur les dunes de sable proches de cette coupe (Figure IV.17).

	× × × × ·	× × × × × ·	· · · · · ·	· · · · · ·	× × × × ×	× × × × × ·	0-85 cm: Croûte gypseuse, brune très pâle (10YR 8/2), faible effervescente à l'HCl.		
100  cm	<b>* * * * * * *</b>	<b>A</b> <b>A</b> <b>+</b> + + + + + + + + + + + + + + + + + +	<b>^</b> <b>^</b> <b>^</b> <b>^</b> <b>+</b> <b>+</b> <b>+</b> <b>+</b> <b>+</b> <b>+</b> <b>+</b> <b>+</b> <b>+</b>	<b>^</b> <b>^</b> <b>^</b> <b>^</b> <b>^</b> <b>^</b> <b>^</b> <b>+</b> + + + + + + + + + + + + + + + + + +	<b>A</b> <b>A</b> <b>+</b> <b>+</b> <b>+</b> <b>+</b> <b>+</b> <b>+</b> <b>+</b> <b>+</b> <b>+</b> <b>+</b>	<b>^</b> <b>^</b> <b>^</b> <b>^</b> <b>^</b> <b>+</b> <b>+</b> <b>+</b> <b>+</b> <b>+</b> <b>+</b> <b>+</b> <b>+</b> <b>+</b> <b>+</b>	<ul> <li>85-96,5 cm: Brun très pâle (10YR 8/2), présence des taches abondantes de couleur : gris brunâtre clair (10YR 6/2).</li> <li>96,5-98 cm: noirâtre (état humide) gris brunâtre clair (10YR 6/2).</li> <li>98-105 cm: Brun jaunâtre clair (2.5Y 6/3).</li> </ul>		
							105-106,5 cm: Horizon noirâtre, de couleur: brun grisâtre foncé (10YR 4/2).		
	1					0	106,5-109,5 cm: blanc (10YR 8/1).		
				2			<ul> <li>&gt;112 cm: brun très pâle (10YR 7/3), présence de taches abondantes de couleur : gris brunâtre clair (2,5Y 6/2).</li> </ul>		

Figure IV.17: Description morphologique succincte de la coupe PLSC.



Figure IV.18: Profils calcaire, gypseux et de matière organique de la coupe PLSC.

Les analyses granulométriques, montrent en général la dominance de la fraction sable fin par rapport à celle du sable grossier sauf pour PLSC8 où la fraction sable grossier est la plus dominante. La texture est loam-sableuse pour PLSC2 et PLSC4, sablo-loameuse pour PLSC3, limoneuse pour PLSC6 et sableuse pour les autres couches. Le taux de calcaire total varie entre 0,15 (non calcaire) et 92,68% (excessivement calcaire) (Figure IV.18). Pour cette coupe, on remarque que les couches de surface sont modérément calcaires, puis le taux de calcaire augmente au milieu de la coupe avec des taux très élevés pour diminuer une deuxième fois en allant en profondeur.

Les résultats d'analyse du taux de gypse effectué sur la coupe révèlent un taux variant entre 0,15 et 67,45% (Figure IV.18). Cette dernière valeur a été mesurée au niveau de la croûte gypseuse de surface, puis le taux de gypse diminue nettement en allant en profondeur. Les résultats d'analyse de la matière organique, révèlent un taux faible pour tous les niveaux sauf dans les couches noirâtres où le taux est moyen pour PLSC3 et PLSC7 et élevé pour PLSC5 avec 3,17% (Figure IV.18).

#### IV.2.1.10. Coupe PLE

La coupe PLE est caractérisée par la présence d'une croûte gypseuse très épaisse (112 cm). Des cristaux de gypse en fer de lance ont été aussi observés au niveau de PLE2 et PLE3. Le calcaire est présent au niveau de PLE7 sous la forme de nodules (Figure IV.19).

Les résultats des analyses granulométriques, montrent la dominance de la fraction sable fin par rapport à celle du sable grossier dans la plupart des couches et révèle que la texture est sableuse sauf au niveau de PLE2 (limoneuse) et PLE3 (loam-limoneuse). Le taux de calcaire total varie entre 2,11% et 49,21%, les couches de cette coupe sont donc peu à fortement calcaire (Figure IV.20). Les résultats obtenus pour le taux de gypse, révèlent que
les couches de cette coupe sont légèrement à extrêmement gypseuses avec des valeurs variant entre 0,44% et 79,68% (Figure IV.20). Le taux de matière organique est faible à très faible sauf au niveau de PLE3 où il est moyen avec un taux de 2,33%. Le pH est neutre à fortement alcalin. Cette coupe est extrêmement salée en surface à non salée en profondeur.

100 cm	<b>* * * * * * * *</b>	<b>* * * * * * * * * *</b>	· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·	· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·	· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·	* * * * * * * * *	0-112 cm: Croûte gypseuse, brune très pâle (10YR 8/3).
	^	•	^	^	*	^	112-114,5 cm: Gris clair (10YR 7/2), présence des cristaux de gypse en fer de lance très abondants.
	+	+ /	+	+	+ 🗚	+	114,5-119,5 cm: Brun très pâle (10YR 7/3), présence des cristaux de gypse en fer de lance très abondants.
	( <del>+</del> )	+	+	+	+ (+)	+ +	119,5-121 cm: Brun jaunâtre foncé (10YR 4/4).
	+	-1	ŀ	+	+	+	121-125,5 cm: brun jaunâtre (10YR 5/4).
	-	+ .	+		+	+	125,5-135,5 cm: Jaune rougeâtre (7,5YR 7/6).
	+	+					135,5-141,5 cm: Rose (7,5YR 8/4), présence de nodules calcaires et des taches noirâtres.
				+	_		141,5-148,5 cm: Jaune rougeâtre (7,5YR 7/6).
		+		+		+	148,5-168,5 cm: Rose (7,5YR 8/3), présence de taches noirâtres.
			+		+		>168,5 cm: Jaune rougeâtre (7,5YR 7/6).

Figure IV.19: Description morphologique succincte de la coupe PLE.



Figure IV.20: Profils calcaire, gypseux et de matière organique de la coupe PLE.

#### IV.2.2. Les sols à accumulations calcaires

# IV.2.2.1. Profil CSA

Le profil CSA (Figure IV.21) est caractérisé par une texture sableuse et une couleur peu variable entre ces horizons allant de 10 YR 7/4 à 7,5 YR 7/4 (orange jaunâtre claire). Nous avons noté l'existence de graviers émoussées dans les deux premiers horizons ayant des diamètres de 0,2 à 0,5 cm. Et c'est d'ailleurs ce même type de gravier qui caractérise l'état de surface de cette station. L'effervescence très forte à l'HCl est due à l'existence des différentes formes d'accumulation de calcaire qui sont pour ce profil : une forme diffuse cimentant du gravier dans le premier horizon, des nodules dans le deuxième horizon et des amas dans le troisième.

Les analyses granulométriques, montrent d'une manière générale qu'il y a une dominance des fractions sableuses, surtout le sable grossier. Pour les résultats du taux de calcaire total (Figure IV.22), on observe qu'il y a une augmentation vers l'horizon de profondeur (horizon fortement calcaire) qui contient des amas calcaires par rapport aux horizons de surface qui sont considérés comme peu à modérément calcaire.







Figure IV.22: Profils calcaire, gypseux et de matière organique du profil CSA.

Le profil est légèrement à modérément gypseux (Figure IV.22), et à un taux de matière organique faible à très faible. Les horizons de ce profil ont un pH légèrement alcalin et sont peu salé.

#### IV.2.2. 2. Profil CSB

Le deuxième profil de cette station (CSB) est caractérisé par une croûte calcaire constituant le premier horizon (Figure IV.23), et présentant une très forte effervescence à

l'HCl. Le deuxième horizon ne présente pas d'effervescence à l'HCl à part les éléments grossiers présents à ce niveau.

Ce profil est caractérisé par une texture sableuse, avec une dominance du sable grossier. A travers les résultats, on observe que le premier horizon est fortement calcaire, et le deuxième, est non calcaire (Figure IV.24). Le profil étudié est légèrement gypseux (Figure IV. 24) avec un faible taux de matière organique. Les horizons de ce profil ont un pH légèrement alcalin et une CE qui varie de 1,45 à 1,56 dS/m (sol salé).



Figure IV.23: Description morphologique succincte du profil CSB.



Figure IV.24: Profils calcaire, gypseux et de matière organique du profil CSB.

# IV.2.2.3. Profil CSL

Le profil CSL (Figure IV.25) est caractérisé par une forte à très forte effervescence à l'HCl au niveau des horizons CSL2, CSL3 et CSL4 qui représentent des encroûtements calcaires ayant une couleur grise claire (2,5 YR 8/1 à 10 YR 8/6) avec la présence de sous horizons verdâtres de 1 à 2 cm d'épaisseur. Le premier et le dernier horizon (CSL1 et CSL6) sont des horizons sableux non effervescents à l'HCl avec une couleur orange à orange terne. Nous remarquons la présence de manchons de gypse dans l'horizon de surface.

Les analyses granulométriques, montrent que l'horizon de surface présente une texture sableuse avec une très faible proportion de la fraction fine. Cependant, pour les horizons de milieu CSL2, CSL3 et CSL4, la texture est limoneuse à loam-limoneuse. En allant en profondeur, on remarque que c'est la texture sableuse qui est dominante une deuxième fois surtout la fraction sable fin.

	+ + + + + + + + + + +	0-61 cm: Orange (7,5 YR 7/6), présence de manchons de gypse de 0,2 à 0,5 cm d'épaisseur.
$0 \mathrm{cm}$	++++++++++++++++++++++++++++++++++++++	61-73 cm: encroûtement calcaire, gris claire (2,5 YR 8/1). Présence d'une mince couche verdâtre, continu sur tout l'horizon.
10	**************************************	73-80 cm: encroûtement calcaire de couleur gris claire (10 YR 8/6). Présence d'une mince couche de couleur verdâtre.
		80- 89,5 cm: Encroûtement calcaire gris claire (7,5 YR 8/1). Existence de deux minces couches continues de couleur verdâtre.
	+ + +	89.5-119.5 cm: Gris claire (2,5 YR 8/2), Existence de taches orange.
	+ + + + + + + + + + + +	>119,5 cm: Orange terne (5 YR 7/4), présence de quelques taches blanchâtre.

Figure IV.25: Description morphologique succincte du profil CSL.



Figure IV.26: Profils calcaire, gypseux et de matière organique du profil CSL.

Le taux de calcaire montre des variations en fonction de la texture (Figure IV.26) ; les horizons sableux sont peu calcaires à modérément calcaires  $(2,9\% \le CaCO_3 \le 4,47\%)$ , tandis que les horizons limoneux, sont très calcaires à fortement calcaires avec un maximum de 60,96%. A partir des résultats, le profil est légèrement à modérément gypseux (Figure IV.26) avec une nette diminution vers la profondeur.

Pour la matière organique, le taux est faible et varie entre 1,06% et 1,48%. Le pH de ce profil est légèrement à moyennement alcalin. Les valeurs de la CE indiquent que ce profil

est non salé en surface, salé à très salé pour CSL2, CSL3 et CSL4 et non salé à peu salé pour les deux derniers horizons.

# IV.2.2.4. Profil CRG

Le profil CRG (Figure IV.27) est caractérisé par l'existence d'une croûte calcaire très effervescente à l'HCl (CRG). Alors que dans l'horizon de surface une distribution diffuse du calcaire a été observée.

Pour la granulométrie, on observe que le profil est caractérisé par une texture sableuse, avec une dominance du sable fin dans le premier horizon. Il est modérément à fortement calcaire et légèrement à modérément gypseux (Figure IV.28). Le taux de matière organique est très faible à faible pour ce profil avec des valeurs variant entre 0,85% à 1,32%. Ce profil est légèrement à moyennement alcalin et peu salé.



Figure IV.27: Description morphologique succincte du profil CRG.



Figure IV.28: Profils calcaire, gypseux et de matière organique du profil CRG.

### IV.2.2.5. Profil CHA

Pour le profil CHA (Figure IV.29), on observe des nodules calcaires très effervescentes à l'HCl, et qui sont plus abondants dans le premier horizon par rapport au deuxième. Dans le troisième horizon, une autre forme de calcaire apparait, se sont les amas

très effervescents à l'HCl. Le profil est caractérisé par l'existence de graviers de 0,2 à 0,5 cm de diamètre.

Ce profil est caractérisé par une dominance de la fraction sable grossier, un taux de calcaire total variant entre 2,8% et 23% (peu à modérément calcaire) et une teneur légère en gypse qui varie entre 2,25% et 4,77% (Figure IV.30). Le profil étudié à un taux très faible à faible en matière organique variant entre 0,90% et 1,32%. Il est caractérisé par un pH légèrement à moyennement alcalin et il est non à peu salé.

	$ \begin{array}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$	0-35 cm: Orange (7,5 YR 7/6). Existence de graviers de 0,2 à 0,5 cm de diamètre. Existence de nodules calcaires de 0,2 à 2 cm, très abondantes.
100 cm	$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	35-87 cm: Orange jaunâtre terne (10 YR 7/4), présence des nodules calcaires moins abondants que le premier horizon, de 0,2 à 2 cm.
	$\begin{array}{c} \begin{array}{c} \begin{array}{c} \begin{array}{c} \begin{array}{c} \\ \end{array} \\ \end{array} \\ \begin{array}{c} \\ \end{array} \\ \end{array} \\ \\ \end{array} \\ \\ \begin{array}{c} \\ \end{array} \\ \end{array} \\ \\ \end{array} \\ \\ \end{array} \\ \\ \begin{array}{c} \\ \end{array} \\ \end{array} \\ \\ \end{array} \\ \\ \end{array} \\ \\ \begin{array}{c} \\ \end{array} \\ \\ \end{array} \\ \\ \end{array} \\ \\ \begin{array}{c} \\ \end{array} \\ \\ \end{array} \\ \\ \end{array} \\ \\ \begin{array}{c} \\ \end{array} \\ \\ \end{array} \\ \\ \end{array} \\ \\ \begin{array}{c} \\ \end{array} \\ \\ \end{array} \\ \\ \end{array} \\ \\ \begin{array}{c} \\ \end{array} \\ \\ \end{array} \\ \\ \end{array} \\ \\ \begin{array}{c} \\ \end{array} \\ \\ \end{array} \\ \\ \end{array} \\ \\ \begin{array}{c} \\ \end{array} \\ \\ \end{array} \\ \\ \end{array} \\ \\ \begin{array}{c} \\ \end{array} \\ \\ \end{array} \\ \\ \begin{array}{c} \\ \end{array} \\ \\ \end{array} \\ \\ \end{array} \\ \\ \begin{array}{c} \\ \end{array} \\ \\ \end{array} \\ \\ \end{array} \\ \\ \begin{array}{c} \\ \\ \end{array} \\ \\ \begin{array}{c} \\ \\ \\ \end{array} \\ \\ \end{array} \\ \\ \end{array} \\ \\ \begin{array}{c} \\ \\ \\ \end{array} \\ \begin{array}{c} \\ \\ \\ \end{array} \\ \\ \\ \end{array} \\ \\ \end{array} \\ \\ \end{array} \\ \\ \\ \end{array} \\ \\ \\ \\ \\ \\ \\ \\ \\ \end{array} \\$	> 22 cm: Orange jaunâtre claire (10 YR 8/4). Existence d'amas calcaires friables très effervescents à l'HCl, de 10 cm de diamètre.

Figure IV.29: Description morphologique succincte du profil CHA.



Figure IV.30: Profils calcaire, gypseux et de matière organique du profil CHA.

#### IV.2.2.6. Profil CHB

Pour le profil CHB (Figure IV.31), le calcaire se trouve sous forme de nodules calcaires, qui sont présents dans le premier horizon, et très abondants dans le deuxième qui contient aussi du calcaire accumulé en bas des graviers. Dans le troisième horizon, une autre

forme de calcaire existe, qui est l'encroûtement nodulaire. Les trois horizons présentent une forte effervescence à l'HCl.

	$\begin{array}{c} + & + & + & + & + & + & + & + & + & + $	0-40 cm: Orange (7,5 YR 7/6), existence de graviers de diamètre de 1 à 5 mm. Présence de quelques nodules calcaires.
100 cm	$\begin{array}{c} \textcircled{\bigcirc} (\textcircled{} + (\textcircled{} + (\textcircled{} + (\bigcirc) + () + ($	<ul> <li>40-48 cm: Orange jaunâtre claire (10 YR 8/4), existence de graviers très abondants, de nodules calcaires abondants et d'accumulation de calcaire en bas de graviers.</li> <li>&gt; 48 cm: Orange jaunâtre claire (10 YR 8/4), existence de graviers très</li> </ul>
		abondants. Existence d'encroûtement nodulaire très effervescent à l'HCl.

Figure IV.31: Description morphologique succincte du profil CHB.

Pour ce profil on constate aussi que c'est la fraction sable grossier qui est la plus dominante, le taux de calcaire total varie entre 5,14% et 15,21% (modérément calcaire) et le taux de gypse (Figure IV.32) est de 1,42 à 2,95% (légèrement gypseux). La matière organique est faible à très faible. Le profil est moyennement alcalin et non salé.



Figure IV.32: Profils calcaire, gypseux et de matière organique du profil CHB.

# IV.2.2.7. Profil CHC

L'étude morphologique du profil CHC montre l'existence de graviers de diamètre variant de 0,2 à 2 cm et des nodules calcaires très abondants dans le deuxième horizon d'un diamètre allant de 0,5 à 7 cm (Figure IV.33).

	+ + + + + + + + + + + + + + + + + + + +	0-22 cm: 7.5YR 6/6 (Orange), existence de petits graviers.
100 cm	$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	22-77 cm: 10YR 8/4 (light yellow orange), existence de graviers de diamètre variable, existence de nodules calcaires très abondants.

Figure IV.33 : Description morphologique succincte du profil CHC.

La texture est dominée par le sable grossier, le taux de calcaire est modéré, le dosage du gypse montre que c'est un sol non gypseux et le taux de matière organique est très faible (Figure IV.34). Ce profil est très fortement alcalin et non salé.



Figure IV.34: Profils calcaire, gypseux et de matière organique du profil CHC.

# IV.2.3. Les sols à accumulations gypseuses

# IV.2.3.1. Profil GSA

Le profil GSA (Figure IV.35) est caractérisé par l'existence de gypse cristallisé avec des graviers (0,2-2 cm) cimentés par ce gypse, plus ou moins tout au long du profil. On note aussi la présence d'éléments grossiers de nature gréseuse et de couleur rougeâtre très effervescents à l'HCl, dans le premier et le deuxième horizon.

L'analyse granulométrique montre la dominance de la fraction sable grossier par rapport au sable fin à l'exception de l'horizon de profondeur (GSA5) où le sable fin est dominant. La teneur en gypse (Figure IV.36) est extrêmement élevée au niveau des horizons GSA1, GSA2 et GSA4, alors qu'elle est légère dans les horizons GSA3 et GSA5. Ce profil est neutre à légèrement alcalin et non à peu salé. Les résultats de dosage du calcaire total (Figure IV.36) indiquent que les horizons sont non à peu calcaires, sauf l'horizon GSA2 qui est modérément calcaire avec un taux de 13,41%. La matière organique est faible ne dépassant pas 1,64%.

		(0-20 cm): Marron (10 YR 3/4), présence de graviers émoussés.
	$ \begin{array}{c} \wedge^{\vee} \wedge & \wedge \textcircled{T} \wedge & \wedge^{\vee} \wedge \\ + & \textcircled{T} & + & + & \textcircled{T} & + & + & + \\ + & + & + & + & + & + & +$	(20-32,5cm): Orange jaunâtre claire (10 YR 8/3), existence d'éléments grossiers de nature gréseuse, très effervescents à l'HCl.
	<b>^ ^ ^</b>	(32,5-43,5cm): Marron jaunâtre éclatant (10 YR 7/6), existence de quelques
Я		cristaux de gypse.
D CI		(43,5-56cm): Orange jaunâtre claire (7,5 YR 8/3), présence de gypse
õ		cristallisé.
10		>81cm: Orange (7,5 YR 7/6), présence de quelques cristaux de gypse non abondants.

Figure IV.35: Description morphologique succincte du profil GSA.



Figure IV.36: Profils calcaire, gypseux et de matière organique du profil GSA.

#### IV.2.3.2. Profil GSB

Le profil GSB (Figure IV.37) est surmonté par une croûte gypseuse très dure d'une épaisseur importante (50 cm). Les horizons sous-jacents montrent l'existence d'accumulations diffuses de gypse.

On constate que la fraction sable est plus importante avec une dominance de la fraction sable grossier, sauf dans l'horizon GSB3 où on remarque la dominance de la fraction sable fin. La teneur en gypse (Figure IV.38) est variable ; l'horizon GSB1 qui représente une croûte gypseuse est extrêmement gypseux (28,74%), tandis que les autres horizons sont non à légèrement gypseux ne dépassant pas la valeur de 1,23%. Concernant le taux de calcaire (Figure IV.38), le sol est considéré comme non calcaire (0,085  $\leq$  CaCO<sub>3</sub>  $\leq$  0,34). Le taux de

matière organique est faible pour tous les horizons (Figure IV.38). Le pH est légèrement acide à légèrement alcalin. Le sol est non salé à salé.

			× × ×	0-50cm: Croûte gypseuse de couleur orange jaunâtre claire (7,5 YR 8/3).
cm				50-58cm: Orange terne (7,5 YR 7/4).
100 cm	<u></u>	<	$\sim$	> 58 cm: Orange (7,5 YR 6/8), existence de petits Amas blanchâtres non effervescents à l'HCl, de diamètre (0.5-2mm).

Figure IV.37: Description morphologique succincte du profil GSB.



Figure IV.38: Profils calcaire, gypseux et de matière organique du profil GSB.

### IV.2.3.3. Profil GKJ

Pour le profil GKJ (Figure IV.39), on note aussi l'existence d'une croûte gypseuse de surface, d'épaisseur importante (50 cm). La forme diffuse du calcaire, a été observée au niveau des horizons GKJ2, GKJ3, GKJ4 et GKJ5, en plus des amas calcaires au niveau de GKJ7.

L'analyse granulométrique montre que la texture est dominée par le sable fin sauf dans les horizons GKJ1, GKJ4 et GKJ5 où c'est le sable grossier qui domine. Le dosage du calcaire total (Figure IV.40) montre que ce profil est non à modérément calcaire sauf pour l'horizon GKJ7 qui est fortement calcaire. Le taux de matière organique est faible à très faible.

Les résultats obtenus pour le gypse (Figure IV.40), montrent sa teneur variable dans le profil (0,46 à 77,84%), avec la valeur la plus élevée qui correspond à l'horizon de surface ayant un taux de 77,84%. Cet horizon est donc, extrêmement gypseux, tandis que les autres

sont des horizons légèrement gypseux. Le pH est légèrement à moyennement alcalin. Ce profil est salé à non salé.



Figure IV.39: Description morphologique succincte du profil GKJ.



Figure IV.40: Profils calcaire, gypseux et de matière organique du profil GKJ.

# IV.2.3.4. Profil GBH

Le profil GBH (Figure IV.41) est caractérisé par la présence d'une croûte de gypse épaisse à la surface contenant des manchons de gypse.

La texture de ce profil est dominée par le sable grossier. Le taux de calcaire total (Figure IV.42) varie entre 1,04% et 6,23%, donc le sol est peu à modérément calcaire. La teneur en gypse (Figure IV.42) diminue brusquement en allant en profondeur avec un horizon de surface extrêmement gypseux et un deuxième horizon légèrement gypseux. La teneur en matière organique est faible. Ce profil est neutre à moyennement alcalin, très salé en surface et non salé en profondeur.



Figure IV.41: Description morphologique succincte du profil GBH.



Figure IV.42: Profils calcaire, gypseux et de matière organique du profil GBH.

# IV.2.3.5. Profil GAB

Le profil GAB (Figure IV.43) est surmonté d'une croûte gypseuse de 17 cm d'épaisseur et présente aussi des accumulations gypseuses filiformes et des manchons de gypse. Le calcaire est présent dans les horizons GAB2, GAB3 et GAB5 sous la forme diffuse.

Les résultats de la granulométrie, montrent que la fraction dominante est le sable fin dans la plupart des horizons. Le profil présente une teneur légère en gypse (Figure IV.44) à l'exception de l'horizon GAB1 qui est fortement gypseux. Le sol est non calcaire à peu calcaire (Figure IV.44), sauf dans l'horizon GAB4 qui est modérément calcaire avec 7,02%. Le taux de matière organique est faible tout au long du profil.

Les résultats de pH montrent que le sol est neutre à moyennement alcalin. Le sol est non salin à l'exception du premier horizon qui est peu salin.

		0-17 cm: Croûte gypseuse, de couleur orange (7,5 YR 7/6).
	+ + +	17-44 cm: Orange jaunâtre (7,5 YR 7/8), existence des taches blanches très effervescentes à l'HCl de diamètre de 0,5-2cm.
100 cm	+ +	44-80 cm: Orange terne (7,5 YR 7/4), présence des taches blanchâtres plus ou moins abondantes présentant une très forte effervescence à L'HCl.
-	+	80-110cm: Orange (7,5 YR 7/6), présence de manchons de gypse.
	+ +	110-151cm: Orange terne (7,5 YR 7/4), présence de taches blanches à forte effervescence à l'HCl.
		>151cm: Couleur orange (7,5 YR 7/8).

Figure IV.43: Description morphologique succincte du profil GAB.



Figure IV.44: Profils calcaire, gypseux et de matière organique du profil GAB.

### IV.2.3.6. Profil GNS

La croûte gypseuse caractérisant le profil GNS est très épaisse avec 111 cm (Figure IV.45).

L'analyse granulométrique révèle la dominance de la fraction sable grossier par rapport à celle du sable fin. Ce profil est peu à modérément calcaire (Figure IV.46). Les horizons sont légèrement gypseux (Figure IV.46) sauf la croûte de surface qui est extrêmement gypseuse avec un taux de 68,67%. Le taux de gypse diminue en allant vers la profondeur. Le taux de matière organique est très faible dans tous les horizons (Figure IV.46).

100 cm		0-111 cm: Croûte gypseuse, brun très pâle (10YR 7/3).
	$ \begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	111-161 cm: Brun très pâle (10YR 7/4).
		>161 cm: Jaune rougeâtre (7,5YR 7/6), pas d'effervescence à l'HCl, présence de taches blanchâtres plus ou mois dures non effervescentes à l'HCl.

Figure IV.45: Description morphologique succincte du profil GNS.



Figure IV.46: Profils calcaire, gypseux et de matière organique du profil GNS.

### IV.2.3.7. Profil GEA

Le profil GEA (Figure IV.47) est caractérisé par la présence d'une croûte gypseuse très épaisse (141 cm). L'analyse granulométrique montre que la texture est sableuse avec la dominance de la fraction sable fin par rapport à celle du sable grossier. Les résultats obtenus pour le taux de calcaire total (Figure IV.48) permettent de classer les horizons étudiés comme non à modérément calcaire. Concernant le taux de gypse (Figure IV.48), les résultats montrent que tous les horizons sont légèrement gypseux à l'exception de la croûte qui est extrêmement gypseuse. Le taux de matière organique est très faible dans tous les horizons (Figure IV.48). Ce profil est légèrement à fortement alcalin et très salé à non salé en profondeur.



Figure IV.47: Description morphologique succincte du profil GEA.



Figure IV.48: Profils calcaire, gypseux et de matière organique du profil GEA.

#### IV.2.3.8. Profil GEB

Le profil GEB (Figure IV.49) est caractérisé aussi par la présence d'une croûte gypseuse très épaisse (145 cm). L'analyse granulométrique révèle que la texture est sableuse dans tous les horizons avec la dominance de la fraction sable fin dans l'horizon GEB2 et sable grossier dans GEB3. Les résultats d'analyse obtenus pour le taux de calcaire total montrent que les horizons étudiés sont non à modérément calcaire (Figure IV.50). Concernant le taux de gypse l'analyse montre que tous les horizons sont légèrement gypseux à l'exception de la croûte qui est extrêmement gypseuse (Figure IV.50). Le taux de matière organique est très faible dans tous les horizons et diminue en allant en profondeur (Figure IV.50).

100 cm		0-145 cm: Croûte gypseuse, de couleur brun très pâle (10YR 8/3).
	+ <sup>+</sup> <sup>+</sup> <sup>+</sup> + <u>}</u> <u>}</u> <u>}</u> <u>}</u>	145-166 cm: Brun très pâle (10YR 8/2), faible effervescence à l'HCl, présence des racines peu abondantes de diamètre de 0,5 à 1 cm. >166 cm: brune très pâle (10YR 7/4), présence des racines abondantes de diamètre de 0,2 à 1 cm.

Figure IV.49: Description morphologique succincte du profil GEB.



Figure IV.50: Profils calcaire, gypseux et de matière organique du profil GEB.

#### IV.2.3.9. Profil GEC

La croûte gypseuse observée au niveau du profil GEC (Figure IV.51) est moins épaisse que les autres croûtes étudiées dans les sites de N'Goussa et El-Bour.

L'analyse granulométrique montre une texture sableuse dans tous les horizons étudiés avec la dominance de la fraction sable grossier par rapport à celle du sable fin sauf dans l'horizon GEC3 où la fraction du sable fin est la plus dominante. L'analyse du taux de calcaire total montre que les horizons étudiés sont peu à modérément calcaire (Figure IV.52). Les résultats obtenus pour le taux de gypse montrent que l'horizon de surface est extrêmement gypseux tandis que les autres horizons sont non gypseux à légèrement gypseux avec une

valeur minimale de 0,29% pour l'horizon de profondeur (Figure IV.52). Le dosage de la matière organique révèle un taux très faible dans tous les horizons.

	$ \begin{array}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$	<ul> <li>0-24 cm: Croûte gypseuse de couleur brun très pâle (10YR 8/3).</li> <li>24-44 cm: Jaune rougeâtre (7,5YR 7/6), présence de racines de diamètre de 0,1 à 0,4 cm, peu abondantes.</li> </ul>
100 cm	$ \begin{array}{c} \begin{array}{c} \begin{array}{c} \begin{array}{c} \end{array} \\ \end{array} \\ \end{array} \\ \end{array} \\ \begin{array}{c} \end{array} \\ \end{array} \\ \begin{array}{c} \end{array} \\ \end{array} \\ \end{array} \\ \end{array} \\ \begin{array}{c} \end{array} \\ \end{array} \\ \end{array} \\ \end{array} \\ \end{array} \\ \begin{array}{c} \end{array} \\ \end{array} $	44-132 cm: Rose (7,5YR 7/4), présence de racines très abondantes de diamètre de 0,2 à 1,5 cm.
	+	>132 cm: Rose (7,5YR 7/4), présence de traces de racines peu abondantes de diamètre de 0,3 à 2 cm.

Figure IV.51: Description morphologique succincte du profil GEC.



Figure IV.52: Profils calcaire, gypseux et de matière organique du profil GEC.

### IV.2.3.10. Profil GHA

Le profil GHA (Figure IV.53) est caractérisé par la présence de graviers de même nature que ceux observés au niveau du site de Sidi Khouiled et Hassi Ben Abdellah. On observe aussi d'autres accumulations de gypse à savoir: les manchons de gypse, du gypse qui cimente du gravier, accumulation de gypse en bas des graviers et une forme diffuse.

Les résultats de la granulométrie montrent que les horizons de ce profil sont sableux avec la dominance du sable grossier. Les valeurs du calcaire total indiquent que ces horizons sont non calcaires (Figure IV.54) avec des valeurs ne dépassant pas 0,2% pour le premier horizon. Cependant celles du gypse sont importantes avec un maximum de 67,34% pour l'horizon de surface. Le taux du gypse diminue en allant en profondeur (Figure IV.54), ceci est en accord avec les observations morphologiques sur terrain où nous avons remarqués que

les accumulations gypseuses sont plus abondantes dans les horizons de surface. Le taux de matière organique est faible à très faible. Ce profil est légèrement à fortement alcalin et salé pour GHA7 à très salés pour les autres horizons.



Figure IV.53: Description morphologique succincte du profil GHA.



Figure IV.54: Profils calcaire, gypseux et de matière organique du profil GHA.

# IV.2.3.11. Profil GHB

Le profil GHB (Figure IV.55) est caractérisé aussi par la présence de graviers qui sont cimentés par du gypse dans le deuxième horizon. La texture de ce profil est sableuse à dominance du sable grossier. Ce profil est extrêmement gypseux (Figure IV.56).

Pour le dosage du calcaire total, les valeurs montrent qu'il s'agit d'horizons non calcaires (Figure IV.56). Les horizons de cette coupe ont de très faibles taux de matière organique (Figure IV.56), sont fortement alcalins et sont salés à très salés.

100 cm	 0 - 80 cm: Croûte gypseuse. Présence de graviers peu abondants.
	80- 130 cm: 10 YR 7/4 (brun jaunâtre clair). Existence de graviers de diamètre allant de 0,2 cm à 2 cm. Le gypse existe sous forme de ciment entre les graviers.

Figure IV.55: Description morphologique succincte du profil GHB.



Figure IV.56: Profils calcaire, gypseux et de matière organique du profil GHB.

### IV.3. Description micromorphologique

La description micromorphologique des lames minces préparées à partir d'échantillons non perturbés prélevés des coupes BTM, PLM, PLA, PLI et PLO, permettra de compléter la description morphologique sur terrain et d'apporter des informations importantes par l'étude des propriétés de sol à l'échelle microscopique.

#### IV.3.1. La butte témoin BTM

La description micromorphologique de la butte témoin (BTM) est résumée au niveau du tableau IV.1. Les principaux types de microstructure observés sont: la microstructure en chambre et la microstructure complexe. La distribution relative des fractions grossières et fines est monique, géfurique ou porphyrique. Le rapport fraction grossière/fraction fine (G/F) varie de 4/6 à 9/1. La fraction fine est limoneuse à limono-argileuse. Les vides observés sont des vides d'entassement complexes, des chambres et des chenaux. La fraction grossière est essentiellement constituée de cristaux de gypse lenticulaires. Des coquilles fossiles de gastéropodes et de bivalves ont été aussi observées (Photo IV.1.A).

L'abondance des traits gypseux est proportionnelle au contenu en gypse, et lorsqu'ils sont abondants les cristaux de gypse tendent à envahir toute la masse basale. Nous avons observés des organisations en ilots (isles fabric) (Photo IV.01.B) dans les lames minces des couches superficielles où les cristaux de gypse sont abondants. Ce concept est utilisé pour décrire un réseau de gypse entre des masses isolées de matériaux fin non gypseux (Porta, 1998) et pour éviter la considération de masses de matière fine dans les horizons à structure massive comme agrégats (Herrero et *al.*, 1992). Ce trait est caractérisé par l'existence de cristaux de gypse lenticulaires (Herrero et *al.*, 1992).

Les cristaux de gypse lenticulaires sont des traits classiques qui ont été décrit dans les premières études micromorphologiques (Porta, 1998). Au niveau des lames minces des couches BTM1 et BTM4, nous avons observés le remplissage des chenaux par des cristaux de gypse lenticulaires (Photo IV.01.C). Les autres traits pédologiques cristallins observés consiste à; de très rare hypo-revêtements gypseux au niveau de BTM1, des cristaux de gypse corrodés dans BTM6-2 et de très rare cristaux lenticulaires de gypse complètement dissous (fantômes de gypse) au niveau de BTM2.

Les traits texturaux qui ont été identifiés sont ; de très rare revêtements argileux de couleur rouge autour des grains de quartz, de très rare accumulations d'argile ferrugineuse limpide au niveau de BTM2 et BTM4 et de la fraction fine poussiéreuse soit sous forme de revêtement de grains de quartz ou de vides ou bien aussi de remplissage de vides. Nous pouvons aussi observer que la fraction fine est présente sous forme d'accumulations arrondies

dans la plupart des lames de BTM. Le remplissage de vides par des grains de quartz peut être aussi observé au niveau de BTM5 (Photo IV.01.D).

Couche	Micros	structure	М	asse bas	ale	Traits pédologiques		
couche	Туре	Vides	F.g.	F. f.	G/F	Traits texturaux	Traits cristallins	
BTM1	Complexe	-Vides d'entassement complexes. - Chambres. - Chenaux.	G Q	L	8/2 Mo. por.	<ul> <li>Revêtements de grains de quartz avec de la fraction fine.</li> <li>Remplissage de vides par de la fraction fine poussiéreuse.</li> <li>Accumulation arrondie de fraction fine poussiéreuse de couleur brune.</li> </ul>	<ul> <li>-Remplissage de vide (chenal) par des cristaux de gypse.</li> <li>-Hypo-revêtement de vide par des cristaux de gypse de petites tailles.</li> </ul>	
BTM2	Complexe	<ul> <li>Vides</li> <li>d'entassement</li> <li>complexes.</li> <li>-Chenaux.</li> <li>-Vésicules.</li> </ul>	G Q B	L	8/2 Mo. por.	-Accumulations arrondies de fraction fine. -Accumulation d'argile ferrugineuse plus ou moins limpide. -Revêtements argileux rougeâtres de grain de quartz.	- Cristal de gypse dissous.	
BTM3-1	Str. à entassement de grains et de microagrégats	-Vides d'entassement complexes. - Chambres.	G Q B	L	9/1 Mo.	- Fraction fine sous forme d'amas arrondis très abondants.	-	
BTM3-2	En chambre	<ul><li>Chambres.</li><li>Chenaux.</li><li>Vésicules.</li></ul>	G Q B Ga	L	7/3 Géf.	-Accumulation de la fraction fine sous forme arrondie.	-	
BTM4	En chambre	- Chambres. - Chenaux.	G Q B	L	6/4 por.	<ul> <li>Accumulations arrondies de la fraction fine.</li> <li>Accumulation d'argile ferrugineuse.</li> <li>Revêtements poussiéreux dans les parois internes des vides et même autour des accumulations de fraction fine.</li> </ul>	- <b>R</b> emplissage de vides par des cristaux de gypse.	
BTM5	En chambre	- Chambres. - Chenaux.	Q G	L	6/4 Géf.	<ul> <li>-Remplissage de vides par des grains de quartz.</li> <li>- Revêtements de grains de quartz avec de la fraction fine.</li> <li>- Revêtements poussiéreux dans les parois internes des vides et même autour des accumulations de fraction fine.</li> </ul>	-	
BTM6-1	Polyédrique subangulaire	-Chenaux. -Cavités.	G Q B Ga	L/A	6/4 por.	<ul> <li>Remplissage de vides par de la fraction fine poussiéreuse.</li> <li>Revêtements poussiéreux sur les parois internes des vides et même autour des accumulations de fraction fine.</li> </ul>	- <b>R</b> emplissage de vide principalement par le gypse+quartz+ fraction fine.	
BTM6-2	En chambre	- Chambres. - Chenaux.	G Q B Ga	L/A	6/4 Géf.	<ul> <li>Accumulation de fraction fine poussiéreuse de forme arrondie.</li> <li>Revêtements poussiéreux dans les parois internes des vides et même autour des accumulations de fraction fine.</li> </ul>	- Cristaux de gypse corrodés.	

Tableau	IV 1	$ \cdot $ P	Princir	pales	caractéristiq	ues mi	cromorr	pholo	giques	de 1	a butte	témoin	(BTM	)
ruoreau	1 4 . 1		1 mic ip	Juios	curactoristig	ues min		11010	Sigues	uc i	u oune	temom		1.

Str.: structure; F.g.: fraction grossière; F.f.: fraction fine; G/F: rapport fraction grossière/fraction fine; G: gypse; Q: quartz; B: bivalves; Ga: gastéropodes; L: limoneuse; A: argileuse; Mo.: monique; Por.: porphyrique; Géf.: géfurique;

### IV.3.2. La coupe PLM

La description micromorphologique de cette coupe (Tableau IV.2) met en évidence des microstructures en chambre, grumeleuse et particulaire à entassement de grains. Les vides observés sont surtout des chambres et des chenaux. La fraction grossière est composée de cristaux de gypse lenticulaires, de grains de quartz et de coquilles fossiles de gastéropodes et de bivalves (Photo IV.01.E).

La fraction fine est limoneuse. La distribution relative des fractions grossières et fines est porphyrique, énaulique et géfurique avec un rapport G/F qui varie entre 4/6 et 7/3.

Les traits gypseux constituent les traits pédologiques les plus représentés dans les couches de la coupe PLM et la butte témoin BTM. Ils consistent à : des remplissages de vides par des cristaux de gypse lenticulaires, des cristaux de gypse corrodés (PLM1) et l'accumulation de petits cristaux de gypse lenticulaires au sein de la masse basale de la lame mince de la couche PLM3.

Couche	Microstructure		Masse basale			Traits pédologiques		
couche	Туре	Vides	F.g.	F.f.	G/F	Traits texturaux	Traits cristallins	
PLM1	Grumeleuse	Vides d'entassement complexes	G Q B Ga	L	4/6 Ena.	<ul> <li>Accumulations arrondies de fraction fine poussiéreuse.</li> <li>Revêtements poussiéreux dans les parois internes des vides et même autour des accumulations de fraction fine.</li> </ul>	- Cristaux de gypse corrodés.	
PLM2	En chambre	- Chambres -Chenaux	G Q B Ga	L	6/4 Géf.	<ul> <li>Accumulations arrondies de fraction fine poussiéreuse.</li> <li>Revêtements poussiéreux sur les parois internes des vides et même autour des accumulations de fraction fine.</li> </ul>	-Remplissage de vides par du gypse.	
PLM3	Particulaire à entassement de grains	<ul> <li>Vides</li> <li>d'entassement</li> <li>simples</li> <li>Chambres</li> <li>-Chenaux</li> </ul>	G Q B Ga	L	7/3 Mo. Ena.	-Accumulations arrondies de fraction fine.	-Accumulation de petits cristaux de gypse lenticulaires.	
PLM4-1	En chambre	Chambres	G Q B	L	5/5 Por.	-	-	
PLM4-2	En chambre	- Chambres. - Chenaux.	G Q B	L	4/6 Por.	-Remplissage de vide par de la fraction fine (poussiéreuse).	-	

Tableau IV.2: Principales caractéristiques micromorphologiques de la coupe PLM.

*F.g.: fraction grossière; F.f.: fraction fine; G/F: rapport fraction grossière/fraction fine; G: gypse; Q: quartz; B: bivalves; Ga: gastéropodes; L: limoneuse; A: argileuse; Mo.: monique; Por.: porphyrique; Géf.: géfurique; Ena.: énaulique.* 

Les traits texturaux observés sont :

- Des accumulations de fraction fine poussiéreuse arrondies ;

- Des revêtements de vides et de certaines accumulations de fraction fine par une fraction fine poussiéreuse;

- Remplissage de vide par de la fraction fine (poussiéreuse).



Photo IV.01: Photomicrographes de lames minces (BTM et PLM). A: Gastéropodes fossiles (BTM) (LPNA), B: organisations en ilots (BTM2) (LPA), C: Remplissage de vide par des cristaux de gypse (BTM4) (LPA), D: Remplissage d'un vide par des grains de quartz (BTM5) (LPA), E: Coquilles fossiles et cristaux de gypse (PLM2) (LPA).

### IV.3.3. La coupe PLA

La description micromorphologique de la coupe PLA est résumée au niveau du tableau IV.3. La microstructure est particulaire à entassement de grains pour toutes les lames minces étudiées sauf pour PLA2 qui a une structure complexe (structure à grains pontés et microstructure particulaire à entassement de grains). La microporosité est caractérisée dans la majorité des lames minces, par des vides d'entassement simple.

	Micro	Microstructure			sale	Traits pédologiques		
Couche	Туре	Vides	F.g.	F.f.	G/F	Traits texturaux et de M.O.	Traits cristallins	
PLA2	Complexe	- Chambres - Vides d'entassement Simples	Q G	L	9/1 Por. Chi.	- M.O. dispersée entre les grains de quartz et parfois accumulée en fragments.	-Remplissage de vides par du gypse.	
PLA3	Particulaire à entassement de grains	Vides d'entassement Simples	Q G	L/A	9/1 Mo.	-Accumulation arrondie de fraction fine avec des grains de quartz à l'intérieur.	-	
PLA5	Particulaire à entassement de grains	Vides d'entassement Simples	Q G	L/A	8/2 Mo.	<ul> <li>Accumulation arrondie de fraction fine.</li> <li>-Revêtement argileux minces de grains de quartz de couleur rougeâtre.</li> <li>-Accumulation arrondie d'argile ferrugineuse avec des cristaux de gypse à l'intérieure.</li> </ul>	<ul> <li>Cristaux de gypse lenticulaires de petite taille.</li> <li>-Revêtements calcitiques de vides.</li> </ul>	
PLA8	Particulaire à entassement de grains	- Vides d'entassement Simples - Chambres	Q G	L/A	9/1 Mo.	<ul> <li>Accumulation arrondie de fraction fine avec des grains de quartz à l'intérieur.</li> <li>Revêtements de parois internes de vides par la fraction fine.</li> </ul>	-Accumulation de gypse lenticulaire de grande taille entouré de grains de quartz.	
PLA9	Particulaire à entassement de grains	- Vides d'entassement Simples	Q G	L	9/1 Mo.	- Accumulation arrondie de fraction fine avec des grains de quartz à l'intérieur.	<ul> <li>Accumulation de très petits cristaux de gypse lenticulaires.</li> <li>Cristaux de gypse de grande taille avec des grains de quartz à la surface.</li> </ul>	
PLA10	Particulaire à entassement de grains	- Vides d'entassement Simples	Q G	L/A	9/1 Mo.	<ul> <li>Accumulation arrondie de fraction fine avec des grains de quartz à l'intérieur.</li> <li>-Revêtement argileux mince de grains de quartz de couleur rougeâtre.</li> </ul>	-Grands cristaux de gypse avec des grains de quartz à la surface et autour.	

Tableau IV.3: Principales caractéristiques micromorphologiques de la coupe PLA.

*F.g.: fraction grossière; F.f.: fraction fine; G/F: rapport fraction grossière/fraction fine; G: gypse; Q: quartz; L: limoneuse; A: argileuse; Mo.: monique; Por.: porphyrique; chi: Chitonique; M.O.: matière organique.* 



Photo IV.02: Photomicrographes de la coupe PLA. A: Grains de quartz et de gypse (PLA8)
(LPA), B: revêtements argileux de grains de quartz (PLA5) (LPA), C: Accumulation arrondie de fraction fine (PLA5) (LPNA), D: Revêtements calcitiques de vides (PLA5) (LPA), E: Grains de quartz à la surface des cristaux de gypse (PLA5) (LPA).

La fraction grossière est constituée essentiellement de quartz avec une abondance de 60 à 90% et de gypse (Photo 02.A). La fraction fine est de nature limoneuse à limonoargileuse. Le rapport G/F varie de 8/2 (une seule lame) à 9/1.

Des revêtements argileux minces de couleur rougeâtre (Photo IV.02.B) sur les grains de quartz sont observés au niveau de PLA5 et PLA10. Des accumulations de la fraction fine sous forme arrondie avec parfois des cristaux de quartz ou de gypse noyés à l'intérieur ont été aussi observées (Photo IV.02.C). Un autre trait textural consiste à des revêtements de parois internes de vides par la fraction fine. Une accumulation arrondie d'argile ferrugineuse avec des cristaux de gypse noyés à l'intérieur a été observé au niveau de PLA5. La matière organique est fine et dispersée entre les grains de quartz et parfois accumulée en fragments.

Les traits cristallins sont prédominés par le gypse. La calcite est présente dans cette coupe (PLA5) sous la forme de revêtements de vides très peu abondants. Au niveau de PLA2, des remplissages de vides par des cristaux de gypse ont été observé. Nous avons aussi observé des grains de quartz à la surface et parfois autour des cristaux de gypse (Photo IV.02.E). Les accumulations de très petits cristaux de gypse lenticulaires caractérisent cette coupe et deviennent plus abondants avec la profondeur.

#### IV.3.4. La coupe PLI

La description micromorphologique de cette coupe est présentée au niveau du tableau IV.4. Pour la première couche la microstructure est de type microstructure en cavités, puis elle varie pour les autres couches entre structure complexe, structure à grains pontés, structure en chambre et structure particulaire à entassement de grains. Les vides sont des cavités pour la première couche, puis on remarque une apparition des vides d'entassement simples et des vides d'entassement complexe et aussi des chenaux et des chambres.

La fraction grossière est constituée essentiellement de quartz en plus d'espèces fossiles et microfossiles dans les trois premières couches de la coupe. La fraction fine est limoneuse à limono-argileuse. Le rapport G/F varie de 70/30 à 95/5 pour la plupart des lames sauf pour PLI4 et PLI5 correspondant à des couches noires et qui ont un G/F égale à 40/60.

Concernant les traits texturaux, des masses arrondies (PLI2) et parfois allongées (PLI3) de fraction fine de couleur brune ont été observées (Photo IV.03.A). L'existence d'une accumulation d'argile ferrugineuse au niveau de PLI2 a été notée. Certains grains de quartz sont revêtus d'une pellicule argileuse. Des remplissages de vides par des grains de quartz ont été observés au niveau de PLI8. La matière organique existe sous forme de taches noires (PLI1 et PLI3) ou bien sous forme de structures végétales nettes (PLI3, PLI4 et PLI5) (Photos

IV.03.A, IV.03.B et IV.03.C). Dans certains cas, les fragments de matière organique noire sont présents à l'intérieur de vides (PLI8) ou dispersés dans la masse basale (PLI6).

~ .	Micro	structure	Ma	sse basa	le	Traits pédologiques	
Couche	Туре	Vides	F. g.	F.f.	G/F	Traits texturaux Et de M.O	Traits cristallins
PLI1-1	En cavités	cavités	Q Ca Ga M.F.	L/A	8/2 Por.	Taches noires de M.O.	<ul> <li>Microcristaux de calcite très abondants dispersés dans la masse fine.</li> <li>Pédoreliques calcaires</li> </ul>
PLI1-2	En cavités	cavités	Q M.F. Ca.	L/A	7/3 Por.	Taches noires de M.O.	<ul> <li>Pédoreliques calcaires.</li> <li>Dispersion de calcite dans la masse fine.</li> <li>Pseudomorphose de gypse en calcite.</li> </ul>
PLI2	Complexe	- Vides d'entassement simples - Vides d'entassement complexes	Q M.F.	L/A	8/2 Ena. Por.	<ul> <li>Accumulations arrondies de fraction fine.</li> <li>Accumulation d'argile ferrugineuse.</li> </ul>	-
PLI3	Str. à grains pontés	- Vides d'entassement complexes -Chenaux	Q M.F.	L/A	7/3 Géf. Ena.	<ul> <li>-Accumulation de la fraction fine sous forme arrondie ou allongée.</li> <li>-La matière organique existe sous forme de taches noires ou bien elle forme des structures végétales nettes.</li> </ul>	-
PLI4	Complexe	- Chenaux. - Chambres - Vides d'entassement complexes	Q	L/A	4/6 Por.	-Structure végétale nette.	-Remplissage de vides par des cristaux de gypse lenticulaires.
PLI5	En chambre	- Chambres - Chenaux	Q	L/A	4/6 Por.	- Structures végétales nettes.	-Remplissage de vides par des cristaux de gypse lenticulaires.
PLI6	Particulaire à entassement de grains	<ul> <li>Vides</li> <li>d'entassement</li> <li>simples</li> <li>Chenaux.</li> <li>Chambres</li> </ul>	Q	L	95/5 Mo.	<ul> <li>-Revêtements argileux de grains de quartz.</li> <li>-Fragments de M.O. noire.</li> </ul>	-
PLI8	Str. à grains pontés	- Chambres	Q	L	8/2 Por.	<ul> <li>Fragments de M.O. noire à l'intérieur des vides.</li> <li>Remplissage de vides par des grains de quartz.</li> </ul>	-

Tableau IV.4: Principales caractéristiques micromorphologiques de la coupe PLI.

F.g.: fraction grossière; F.f.: fraction fine; G/F: rapport fraction grossière/fraction fine; G: gypse; Q: quartz; Ga: gastéropodes; Ca: calcite; M.F.: microfossiles; L: limoneuse; A: argileuse; Mo.: monique; Por.: porphyrique; Géf.: géfurique; Ena.: énaulique; M.O.: matière organique.

Au niveau de la couche PLI1, la calcite est présente sous forme de microcristaux très abondants dispersés dans la masse fine, et sous forme de pédoreliques calcaires. Des pseudomorphoses de gypse en calcite (Photo IV.03.D) sont aussi présente au niveau de PLI1. Les traits calcitiques disparaissent à partir de PLI2.

Pour les traits cristallins gypseux, nous pouvons observés au niveau des couches PLI4 et PLI5 une accumulation de cristaux de gypse lenticulaires à l'intérieur de vides.



Photo IV.03: Photomicrographes de la coupe PLI. A: Accumulation de fraction fine (PLI1-2) (LPNA), B: Tissu végétal (PLI4) (LPNA), C: Matière organique (PLI4) (LPNA), D: Pseudomorphose de gypse en calcite (PLI1-1) (LPA).

# IV.3.5. La coupe PLO

La microstructure varie surtout entre structure en éponge et structure en cavités, avec des vides principalement en cavités ou en chenaux (tableau IV.5). La fraction grossière est constituée principalement de grains de quartz. Des fragments de coquilles fossiles plus ou moins abondants ont été observés au niveau de la couche PLO3. La fraction fine de nature limono-argileuse à argileuse ou limoneuse et de couleur grise verdâtre n'est pas limpide; on observe des cristaux de calcite dispersés. Au niveau de la lame mince de la couche PLO2, nous avons remarqué de la matière organique de couleur noire (Photo IV.04.A).

Couche	Micro	structure	Masse basale			Traits pédologiques		
couone	Туре	Vides	F. g.	F. f.	G/F	Traits texturaux et de M.O.	Traits cristallins	
PLO1	Complexe	- Vides d'entassement simples - chenaux	Q G	L	7/3 Géf. Chi.	<ul> <li>Revêtements argileux rouges sur les grains de quartz.</li> <li>Revêtements argileux jaunes sur les grains de quartz.</li> <li>Revêtements argileux rouges et jaunes sur les grains de quartz.</li> </ul>	Cristaux de gypse lenticulaires	
PLO2	En éponge	<ul> <li>Chenaux</li> <li>Cavités</li> </ul>	Q	А	6/4 Géf.	Revêtement argileux des grains de quartz.	-	
PLO3	En cavités	- Cavités - Chenaux	Q	A	6/4 Géf.	<ul> <li>Remplissage de vide par du sable.</li> <li>Revêtements argileux rouges sur les grains de quartz.</li> </ul>	<ul> <li>Revêtements calciques d'un vide.</li> <li>-Revêtements</li> <li>calcitiques sur les grains de quartz.</li> <li>Remplissage de vides par la calcite.</li> <li>Pseudomorphose de gypse lenticulaire en calcite.</li> </ul>	
PLO4	En éponge	Vides d'entassement complexes	Q	L/A	8/2 Chi. Géf.	<ul> <li>Revêtement argileux rouge sur les grains de quartz.</li> <li>Revêtement argileux jaune sur les grains de quartz.</li> </ul>	-	
PLO5	En cavités	- Cavités - Chenaux	Q	L/A	4/6 Géf.	-	-	
PLO6	En cavités	- Cavités -chenaux	Q	L/A	2/8 Géf.	-	Revêtements calcitiques de vides.	
PLO7	En cavités	Cavités	Q	L/A	6/4 Por.	-	<ul> <li>Revêtements calcitiques de vides.</li> <li>Cristaux de calcite dispersés dans la masse basale.</li> </ul>	

# Tableau IV.5: Principales caractéristiques micromorphologiques de la coupe PLO.

*F.g.: fraction grossière; F.f.: fraction fine; G/F: rapport fraction grossière/fraction fine; G: gypse; Q: quartz;; L: limoneuse; A: argileuse; Por.: porphyrique; Géf.: géfurique; Chi: chitonique.* 

Le rapport G/F diminue avec la profondeur et il est en liaison avec le type de microstructure; on observe l'apparition de structure en cavités avec la diminution du rapport G/F (dominance de la fraction fine). La distribution relative des fractions grossières et fines varie entre géfurique et géfuro-chitonique.

Les traits texturaux disparaissent en allant en profondeur. Nous avons observé des revêtements argileux autour des grains de quartz qui sont de couleur rouge (argile ferrugineuse), ou jaune ou bien les deux ensembles. Un autre trait est lié au remplissage d'un vide par le sable au niveau de la couche PLO3.

La calcite existe soit sous forme de revêtements de grains de quartz ou de vides (Photo IV.04.B) soit de remplissage de vides, avec une abondance variant de 10 à 20%. Au niveau de la couche PLO3, nous avons observé une pseudomorphose de gypse lenticulaire en calcite. Des cristaux de gypse lenticulaires, n'ont été observés que dans l'horizon de surface (Photo IV.04.C).



Photo IV.04: Photomicrographes de la coupe PLO. A: matière organique (LPNA), B: revêtements calcitiques de vides (LPA), C: Cristaux lenticulaires de gypse (LPA).

## IV.4. Etude paléontologique et micropaléontologique

Dans cette partie, nous nous intéresserons à l'étude du contenu paléontologique et micropaléontologique sur la base des observations sur terrain, de la séparation des microfossiles (décrite précédemment -chapitre III-) et à l'aide des observations faites par la loupe binoculaire et le microscope polarisant (lames minces).

Ces études nous ont permet l'identification de trois espèces de fossiles: *Melanoïdes tuberculata*, *Melanopsis praemorsa* et *Cerastoderma glaucum* et de trois espèces de microfossiles appartenant aux: ostracodes, aux charophytes et aux diatomées (Tableau IV.6).

A coté de ces espèces fossiles des ossements d'animaux ont été identifiés (étude microscopique) au niveau de la coupe PLI. Ils s'ajoutent aux ossements qui sont observés sur terrain dans cette même coupe.

			Fossiles		Microfossiles			
Coupe		Melanoïdes	Melanoïdes Melanopsis		Ostracodes	Charophytes	Diatomées	
		tuberculata	praemorsa	glaucum	ostitueodes	Churophytes	Diutomees	
PI I	PLI1	$\checkmark$			$\checkmark$	$\checkmark$	$\checkmark$	
1 121	PLI2				$\checkmark$			
	PLI3	$\checkmark$			$\checkmark$	$\checkmark$		
PLSC	PLSC4	✓ **	✓ **		$\checkmark$	$\checkmark$		
	PLSC6				$\checkmark$			
PLM	PLM1	✓		$\checkmark$	$\checkmark$			
	PLM2				$\checkmark$			
	PLM3				$\checkmark$			
	BTM2	$\checkmark$			$\checkmark$			
DTM	BTM3	✓						
BIM	BTM4	✓		$\checkmark$	$\checkmark$			
	BTM6	$\checkmark$		$\checkmark$	$\checkmark$			
DI O	PLO3				$\checkmark$	✓		
PLU	PLO4				$\checkmark$	$\checkmark$		

Tableau IV.6.: Résultats des études paléontologiques et micropaléontologiques.

\*\* Sur les dunes proches de la coupe PLSC

### **IV.4.1.Les fossiles**

La première espèce est *Melanoïdes tuberculata*. Cette espèce a été observée dans les horizons supérieurs et sur la surface de la coupe PLI (Photo IV.05.A) et sur les dunes proches de la coupe PLSC à N'Goussa (Photo IV.05.B). A la Sebkha Mellala aussi, l'espèce *Melanoïdes tuberculata* a été observée au niveau de la butte témoin BTM et de la coupe PLM (Photo IV.05.C). La classification de l'espèce *Melanoïdes tuberculata* (Müller, 1774) est la suivante:

Règne	Embranchement	Classe	Ordre	Famillle
Animalia	Mollusca	Gastropoda	Sorbeoconcha	Thiaridae

En comparant les sites dans lesquels cette espèce est présente, nous avons remarqué qu'elle est plus abondante au niveau de la coupe PLI avec l'existence de nombreux individus de petite taille et la butte témoin BTM.

La deuxième espèce est *Cerastoderma glaucum* (Cardium): Observée seulement dans le site de la Sebkha Mellala (Photo IV.05.C) au niveau de la butte témoin (BTM) et de la coupe PLM.

La classification de l'espèce Cerastoderma glaucum (Poiret, 1789) est la suivante:

Règne	Embranchement	Classe	Ordre	Famillle
Animalia	Mollusca	Bivalvia	Veneroida	Cardiidae

La troisième espèce est *Melanopsis praemorsa:* Son existence a été notée sur les dunes du site de N'Goussa (Photo IV.05.D) associée à l'espèce *Melanoïdes tuberculata*.

La classification de Melanopsis praemorsa (Linnæus, 1758) est la suivante:

Règne	Embranchment	Classe	Ordre	Famillle	
Animalia	Mollusca	Gastropoda	Sorbeoconcha	Melanopsidae	

### **IV.4.2.** Les microfossiles

Concernant les microfossiles, les résultats de l'étude micropaléontologique ont montré la présence de trois espèces aquatiques représentées par les ostracodes, les charophytes et les diatomées.

# IV.4.2.1. Les ostracodes

Les ostracodes ont été observés au niveau des horizons PLI1, PLI3, PLO3, PLO4, PLSC4, PLSC6, BTM2, BTM4, BTM6, PLM1, PLM2et PLM3 (Photo IV.06.A).

Les ostracodes constituent une classe importante de petits bivalves crustacés (Cohen et *al.*, 2007), dont les parties molles sont enfermées dans une carapace bivalve (Gliozzi et *al.*, 2015).

Les ostracodes possèdent les meilleurs fossiles de tout groupe d'arthropodes : la carapace est généralement bien imprégnée de calcite (Cohen et *al.*, 2007).



Photo IV.05: Espèces fossiles des paléolacs de la région de Ouargla. A: *Melanoïdes tuberculata* (Coupe PLI), B: *Melanoïdes tuberculata* (N'Goussa), C: *Melanoïdes tuberculata* et *Cerastoderma glaucum* (Sebkha Mellala), D: *Melanopsis praemorsa* (N'Goussa).

#### **IV.4.2.2.** Les charophytes

L'utilisation de charophytes en paléoécologie est assez récente en comparaison avec d'autres groupes de biomarqueurs lacustres comme les diatomées et les ostracodes (Soulié-Märsche, 1991).

Les Charophytes sont des macro-algues submergées qui peuvent avoir soit une reproduction végétative ou sexuée (Soulié-Märsche et García, 2015). Dans le dernier cas, elles peuvent produire un grand nombre d'oospores qui, selon l'espèce et les conditions environnementales, développent une ultime étape de maturation impliquant la calcification intracellulaire des cellules spirales qui entoure les oospores (Soulié-Märsche et García, 2015). Ces fructifications calcifiées sont nommées gyrogonites. Généralement, les restes fossiles sont représentés par les gyrogonites (fructifications femelles) qui ont une structure en spirale typique

et unique (Soulié-Märsche, 2008) et possèdent un grand potentiel de préservation (Apolinarska et *al.*, 2011).

Des gyrogonites ont été observées dans les couches PLI1, PLI3, PLO3, PLO4 et PLSC4 (Photos IV.06.B et IV.06.C).

En plus des gyrogonites, des débris de tiges de charophytes ont été observés aussi dans ces mêmes couches (Photo IV.06.C et IV.06.D). Ces débris de tiges ont une paroi cortiquée.

L'identification des charophytes a été faite en se référant aux travaux de Soulié-Märsche (1991), Soulié-Märsche et *al.* (2010) et Soulié-Märsche et García (2015).

Contrairement à la coupe PLI où les gyrogonites et les débris de tiges sont très abondants, au niveau de la coupe PLO on remarque que les gyrogonites sont très rares et on observe par contre que c'est les débris de tiges qui sont abondants.

Selon Soulié-Märsche (1991), l'absence de débris de tiges dans les sédiments caractérise *Lamprothamnium* puisque les parties végétatives des espèces appartenant à ce genre ne se calcifient pas. D'un autre coté l'apparition de tiges cortiquées dans des dépôts Quaternaires fait preuve d'après Soulié-Märsche et García (2015) et Soulié-Märsche et *al*. (2010), d'une présence ancienne du genre *Chara*, car ce sont les seuls taxons existants avec cortication contigue. De ce fait les espèces observées au niveau de ces sites ne peuvent appartenir au genre *Lamprothamnium* mais plutôt au genre *Chara*.

Règne	Classe	Ordre	Famillle	Genre
Plantes	Charophyta	Charales	Characeae	Chara

#### IV.4.2.3. Les diatomées

Les diatomées, algues unicellulaires à frustule siliceux présentes dans tous les milieux aquatiques, sont un des types les plus connus du phytoplancton (Saint Martin S. et Saint Martin J.P., 2005; Seckbach et Kociolek, 2011). Elles sont fréquemment utilisées comme outil paléoécologique pour la reconstitution des paramètres paléoenvironnementaux (Saint Martin S. et Saint Martin S. et Saint Martin J.P., 2005).

Ces organismes n'ont été observés que grâce au microscope polarisant dans la lame mince de l'horizon PLI1.



Photo IV.06: Espèces microfossiles des paléolacs de la région de Ouargla. A: Ostracodes (Coupe PLI) (en LPA), B: Gyrogonite de charophytes (PLI) (en LPA), C: Gyrogonites, tiges de charophytes et ostracodes, D: Débris de tiges cortiquées du genre *Chara* et gyrogonites.

# IV.5. Minéralogie totale

Les résultats de la minéralogie totale sur poudre (fraction < 2 mm) sont résumés au niveau des figures IV.57, IV.58, IV.59, IV.60 (échantillons: PLSC1, PLI1, PLE4 et PLSB6) et IV.61 et de l'annexe N°08.

Sur le plan qualitatif, la DRX sur poudre totale nous a permis d'identifier les minéraux suivants:

- Les silicates: Quartz (SiO<sub>2</sub>), feldspaths potassiques (KAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>) et phyllosilicates;
- Les carbonates: Calcite (CaCO<sub>3</sub>);
- Les oxydes: Hématite (Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>);
- Les sels: Gypse (CaSO<sub>4</sub>2H<sub>2</sub>O), bassanite (CaSO<sub>4</sub>1/2H<sub>2</sub>O), anhydrite CaSO<sub>4</sub> et halite (NaCl).



Figure IV.57: Diffractogramme de rayons X de la couche PLSC1.


Figure IV.58: Diffractogramme de rayons X de la couche PLI1.



Figure IV.59: Diffractogramme de rayons X de la couche PLE4.



Figure IV.60: Diffractogramme de rayons X de la couche PLSB6.

Ces résultats confirment les résultats des analyses chimiques surtout le dosage du gypse et du calcaire total.

D'une manière générale, on remarque que le taux des phyllosilicates est très faible variant entre 0 et 0,7%, le taux de quartz est très important sauf pour les croûtes gypseuses GKJ1, PLSC1 et PLE1 présentant des taux élevés de gypse ainsi que pour l'horizon PLSC6 qui présente un taux très élevé en calcite. Le taux d'halite est faible (variant entre 0 et 5,3%) sauf pour GKJ2 avec 11,3% (Annexe N°8).

L'hématite présente des taux relativement importants pour les horizons: GKJ2, GKJ7, PLSC6 et PLSC7 par rapport aux autres (Figure IV.61). La bassanite présente des valeurs allant de 0 à 4,6% et l'anhydrite des valeurs de 0 à 2,2%.

Pour la coupe PLSC, on remarque que le taux de quartz est faible au niveau de l'horizon de surface représentant une croûte gypseuse (Figure IV.61). Ce taux augmente au niveau des horizons profonds (PLSC7 et PLSC8). La même constatation est faite pour les taux d'hématite.

Concernant la coupe PLI (Figure IV.61), le taux de quartz est très important avec un maximum de 97,1% pour l'horizon PLI6.



Figure IV.61: Estimation semi-quantitative des minéraux des échantillons de sol étudiés par DRX (Profils GKJ, PLE, PLSC, PLI, PLO et PLSB).

# IV.6. Etude des minéraux argileux par spectroscopie IRTF

Les résultats de l'étude minéralogique de la fraction argileuse (<  $2\mu m$ ) par spectroscopie IRTF sont résumés au niveau du tableau IV.7.

Couche	Montmorillonite	Palygorskite	Illite	Kaolinite	Calcite
PLI1	+	+	+	+	
PLI4	+	+	+	+	
PLI5	+	+	+	+	
PLI6	+	+	+	+	
PLI7	+	+	+	+	
PLI8	+	+	+	+	
CSL2	+	+	+	+	+
CSL3	+	+	+	+	
CSL4	+	+	+	+	+
CSL5	+	+	+	+	
CSL6	+	+	+	+	
PLSC2	+	+	+	+	
PLSC5	+	+	+	+	
PLSB4	+	+	+	+	
PLE2	+	+	+	+	
GKJ2	+	+	+	+	
GKJ7	+	+	+	+	

Tableau IV.7 : Résultats de la spectroscopie IRTF des minéraux argileux et non argileux.

# IV.6.1. Coupe CSL

Les spectres IRTF des horizons de la coupe CSL montrent la présence d'une bande intense aux alentours de 3625 cm<sup>-1</sup> dans le domaine d'élongation des liaisons hydroxyles (OH stretching). Selon Farmer (1974), Al<sub>2</sub>OH stretching d'une montmorillonite dioctaédrique se situe aux alentours de 3630 cm<sup>-1</sup>.

On note aussi la présence de bandes aux alentours de 3666, 3647, 3625 et 3685 cm<sup>-1</sup> attribuées à la kaolinite (Farmer et Russell, 1964; Farmer, 1968; Nayak et Singh, 2007). Selon Farmer (1968), une kaolinite bien cristallisée présente quatre liaisons distinctes dans le domaine des OH stretching entre 3700 et 3620 cm<sup>-1</sup>.

Dans le domaine toujours des OH stretching, une bande aux alentours de 3616 cm<sup>-1</sup> fait son apparition indiquant la présence de la palygorskite (Madejova et Komadel, 2001). Bien que selon ces derniers auteurs cette bande également associée aux vibrations d'élongation de AlAlOH peut être observée pour des minéraux argileux dioctaédriques et aluminique comme la kaolinite et la montmorillonite.

Dans le domaine des Si-O stretching, on note une bande aux alentours de 1196 cm<sup>-1</sup> présente dans tous les échantillons de cette coupe indiquant selon Madejova et Komadel (2001) la présence de palygorskite (Figure IV.62).

Un épaulement à 1092 cm<sup>-1</sup> a été observé. Blanco et *al.* (1989), ont attribué la bande à 1093 cm<sup>-1</sup> aux vibrations d'élongation de Al-O dans la couche octaédrique.

La bande à 1029 cm<sup>-1</sup> en plus d'une bande intense à 983 cm<sup>-1</sup> (Figure IV.62), sont caractéristiques de palygorskite et correspondent à l'élongation de la liaison Si-O (Blanco et *al.*, 1989).

La bande structurale à 3615 cm<sup>-1</sup> déjà observée en plus de la bande de déformation bien définie de AlAlOH située à 912 cm<sup>-1</sup> et une légère inflexion proche de 860 cm<sup>-1</sup> reflètent selon Madejova et Komadel (2001) la nature dioctaédrique de la palygorskite.

Pour les minéraux non argileux présents dans ces échantillons, nous avons observé une bande aux alentours de 873 cm<sup>-1</sup> au niveau des deux horizons CSL2 et CSL4, attribuable à la calcite (Suarez et Garcia-Romero, 2006; Aranda et *al.*, 2014) ce qui confirme les résultats du dosage du calcaire total qui a une valeur plus élevé dans ces deux horizons. Une bande à 711cm<sup>-1</sup> qui est aussi plus intense dans le cas des horizons CSL2 et CSL4 indique aussi la présence de calcite (Aranda et *al.*, 2014).

Une bande à 509 cm<sup>-1</sup> qui passe à 511 cm<sup>-1</sup> pour CSL5 et CSL6 (Figure IV.62) est aussi observée au niveau de ce profil. Selon Suarez et Garcia-Romero (2006) la bande à 510 cm<sup>-1</sup> en plus de celle à 912 cm<sup>-1</sup> (précédemment décrite), peuvent être attribuées aux palygorskites contenant une teneur importante en Al.

Une bande aux alentours de 478 cm<sup>-1</sup> indique la présence de l'illite (Srasra et *al.*, 1994). La bande située à 1633 cm<sup>-1</sup> peut aussi révéler l'existence de ce minéral.

# IV.6.2. Coupe PLI

On note pour cette coupe aussi l'apparition de la kaolinite identifiable dans le domaine des OH stretching par ses quatre bandes caractéristiques entre 3700 et 3620 cm<sup>-1</sup>.

La bande aux alentours de 3625 cm<sup>-1</sup> dans le domaine d'élongation des liaisons hydroxyles (OH stretching) indique la présence de montmorillonite et/ou de l'illite.

La bande aux alentours de 1030 cm<sup>-1</sup> dans le domaine des Si-O stretching indique la présence de palygorskite. Ce qui est aussi confirmé par la bande aux alentours de 3618 cm<sup>-1</sup> (OH stretching) et la bande aux alentours de 987 cm<sup>-1</sup> indiquant elle aussi la présence de la palygorskite et qui est plus intense pour les couches 6 et 7 (Figure IV.62).

Dans le domaine des Si-O stretching, on note l'apparition d'un épaulement aux alentours de 912 cm<sup>-1</sup> au niveau des horizons PLI5, PLI6 et PLI7 indiquant la présence de palygorskite. La bande aux alentours de 509 cm<sup>-1</sup> indique aussi la présence de palygorskite.

# IV.6.3. Coupe PLSC

Les pics aux nombres d'ondes de 3689, 3666, 3645 et 3625 cm<sup>-1</sup> attribuable à la kaolinite font leur apparition dans cette coupe aussi. La bande à 3625 cm<sup>-1</sup> peut aussi indiquer l'existence de la montmorillonite et/ou de l'illite.

Une bande intense de 1029,9 cm<sup>-1</sup> dans le domaine des Si-O stretching, une autre à 3616 cm<sup>-1</sup> dans le domaine des OH-stretching, une aux alentours de 987 cm<sup>-1</sup> au niveau de PLSC5 et deux autres de 513 cm<sup>-1</sup> et de 912 cm<sup>-1</sup> indiquent la présence de la palygorskite.

La montmorillonite est identifiable par les bandes aux alentours de 912 et 914 cm<sup>-1</sup> (Farmer et Russell, 1964). Une bande aux alentours de 470 cm<sup>-1</sup> peut indiquer aussi la présence de l'illite.

# **IV.6.4.** Coupe PLE

Les fréquences 3666, 3645 et 3683 cm<sup>-1</sup> indiquent la présence de la kaolinite. La bande aux alentours de 1191 cm<sup>-1</sup> peut être attribuée à la présence de la palygorskite.

La palygorskite est identifiable aussi par les bandes suivantes: 3616, 1031, 910, 511 et 985 cm<sup>-1</sup>.

Les bandes d'absorption allant de 1037 à 1018 cm<sup>-1</sup> attribuées à l'élongation de la liaison Si-O peuvent indiquées la présence de kaolinite et de montmorillonite (Farmer et Russell, 1964).

L'illite est identifiable par la bande aux alentours de 482 cm<sup>-1</sup> et celle de 1633 cm<sup>-1</sup>.

# IV.6.5. Coupe GKJ

Les quartes fréquences (3685, 3666, 3645 et 3625) caractéristiques de la kaolinite sont présentes au niveau de ce profil. La bande à 1195 cm<sup>-1</sup> peut être attribuée à la présence de la palygorskite.

Un épaulement aux alentours de 1087 cm<sup>-1</sup> (GKJ7) est attribué à l'élongation de Si-O de la kaolinite caractérisée par des cristaux de grande taille (Farmer et Russell, 1964).

La bande à 1093 cm<sup>-1</sup> a été observée par Blanco et *al.* (1989) qu'ils ont attribuée aux vibrations d'élongation de Al-O dans la couche octaédrique.

Les bandes à 1029,9 et 983 cm<sup>-1</sup> présentes dans les spectres de l'horizon GKJ7 (Figure IV.62) indiquent la présence de palygorskite.

La bande à 1022 cm<sup>-1</sup> qui apparait sur le spectre IRTF de l'horizon GKJ2 peut être attribuée à l'élongation de la liaison Si-O pouvant indiquée la présence de kaolinite et de montmorillonite.

Les bandes à 910 cm<sup>-1</sup> et 509 cm<sup>-1</sup> présentes seulement dans les spectres de l'horizon GKJ7 sont attribuables à la palygorskite.



Figure IV.62: Variations de la position des bandes d'absorption (500-1250 cm<sup>-1</sup>).

#### IV.6.6. Coupe PLSB

La kaolinite est présente par ses quatre fréquences caractéristiques entre 3700 cm<sup>-1</sup> et  $3620 \text{ cm}^{-1}$ .

La palygorskite est identifiable dans cette coupe par les bandes aux alentours de 3616, 1029.9 et 516.9 cm<sup>-1</sup>.

La présence dans le domaine des Si-O stretching d'une bande aux alentours de 914 cm<sup>-1</sup> peut indiquée la présence de la montmorillonite. La bande aux alentours de 470 cm<sup>-1</sup> peut indiquer aussi la présence de l'illite.

#### IV.6.7. Minéraux argileux des coupes étudiées

Les minéraux argileux des coupes étudiées dans la région de Ouargla par IRTF sont: la palygorskite, la montmorillonite, la kaolinite et l'illite.

Ces résultats montrent une homogénéité de la composition minéralogique dans les différentes coupes étudiées révélée par la stabilité de la position des bandes d'absorption des spectres IRTF en fonction de la profondeur, sauf pour la coupe PLI où l'intensité des bandes entre 900 et 1200 cm<sup>-1</sup> diminue au niveau des spectres des couches (PLI1, PLI4, PLI5 et PLI8) mais pour les autres couches (PLI6 et PLI7) la forme générale des spectres est la même que les autres coupes.

#### **IV.6.8.** Conclusion

L'étude *morphologique* sur terrain, nous a permis de tirer des informations précieuses concernant l'existence de paléolacs montrant des signes de fonctionnement passé dans la région d'étude. Elle a permis aussi à travers l'étude des sols calcaires et gypseux d'identifier les principaux types d'accumulation de ces deux sels.

A travers l'étude *micromorphologique*, il a été possible en étudiant le sol à cette échelle de mieux caractériser les sols de la région et d'identifier des propriétés microscopiques importantes comme les revêtements argileux, la matière organique, les traits gypseux et cristallins...etc.

L'étude *paléontologique et micropaléontologique* ont révélés l'existence d'espèce de fossiles et de microfossiles. Ces espèces peuvent avoir une grande utilité pour la reconstitution du paléoenvironnement de la région de Ouargla.

Les résultats de la *minéralogie totale* montre la dominance du Quartz et parfois de gypse avec d'autres minéraux comme l'hématite, l'halite, la bassanite et l'anhydrite. Le taux des minéraux argileux est faible.

L'étude *spectroscopique par IRTF* révèle l'existence des minéraux argileux suivant: la palygorskite, la kaolinite, la montmorillonite et l'illite.

# CHAPITRE V

Discussion

# Discussion

# V.1. Introduction

Sur la base des différentes observations morphologiques et micromorphologiques et des résultats des analyses effectués sur les échantillons de sols étudiés nous pouvons dans cette partie discuter:

- D'une part, des sédiments de paléolacs de la région à travers les différents indicateurs (fossiles, couches noires...), qui permettront de tirer des informations ayant une grande utilité pour la reconstitution du paléoenvironnement;
- D'autre part de l'origine et de l'histoire des processus pédologiques qui caractérisent les sols de la région et d'en déduire les conditions paléoenvironnementales qui ont aboutit à leur formation. L'accent sera mis sur l'origine des différentes formes d'accumulation de calcaire et de gypse. L'interprétation paléoenvironnementale des différents minéraux argileux sera aussi discutée.

# V.2. Signification paléoenvironnementale des sédiments de paléolacs

Plusieurs indices témoignent de l'existence de paléolacs dans la région de Ouargla. Ces paléolacs ne peuvent existés sous un climat hyperaride comme celui qui caractérise la région actuellement.

Les différentes coupes effectuées dans des sites de paléolacs montrent une nette stratification. Le nombre de couches est assez important, si on le compare aux sols des régions arides.

L'existence d'une croûte gypseuse épaisse à la surface de certaines coupes a permis la préservation de ces sédiments contre l'érosion éolienne. Nous avons noté que les coupes PLSA, PLSB et PLSC n'ont été dévoilées que grâce aux travaux d'aménagement dans la région, si non elles étaient couvertes par une croûte gypseuse très épaisse surmontée de sable de dunes.

#### V.2.1. Origine et signification paléoenvironnementale des couches noires

Les couches noires qui caractérisent ces coupes, montrent des épaisseurs différentes d'un site à l'autre, variant entre 1,5 et 69 cm ; les plus épaisses ont été observées au niveau de la coupe PLI.

La couleur noire qui caractérise ces couches constitue une exception pour les sols des régions sahariennes. Dutil (1971), en étudiant les paléosols des dépressions du Hoggar et dans les zones des grands étalements alluviaux du Sahara méridional admet que la couleur grise foncée à noirâtre à l'état sec de ces sols, constitue une originalité dans les formations pédologiques du désert.

Cette couleur noire des horizons de sol peut être expliquée par différents processus de formation du sol, et qui ne sont pas en relation avec l'activité humaine. Pour Kooïstra M.J. et Kooïstra L.I. (2003), elle peut être liée à la déposition magnésienne ou aussi à des horizons organiques enfouis ou bien aux zones de réduction avec accumulation des polysulphides et de pyrite. Selon Baize et Jabiol (2011), la couleur noire peut aussi être due à des accumulations de fer et/ou de manganèse.

Selon ces derniers auteurs, un horizon noirâtre ou noir en profondeur peut aussi correspondre à des niveaux tourbeux dans des alluvions, à des accumulations de matières humiques en milieu podzolique mais peut aussi être l'indice d'un ancien sol enfoui sous des apports récents, naturels ou anthropiques.

Certains auteurs (ex. Cheverry et *al.*, 1972; Gibert, 1989) considèrent que ces couches noires sont le résultat d'un dépôt de matière organique déjà évoluée et fragmentée en milieu engorgé, ce qui les amènent à dire qu'elles pourraient alors être considérées comme des témoins de phases humides. Cependant, les observations de Fedoroff et Courty (1989), sur les sols et les dépôts noirs bordant les paléolacs Holocènes du Grand Erg Occidental viennent renforcer des conclusions quant à l'importance des incendies dans la formation des sols et des dépôts noirs au Sahara. Les sols et les niveaux noirs dans le Grand Erg Occidental n'existent qu'en bordures des paléolacs.

Selon ces auteurs, les sols et niveaux noirs ne sont pas les restes de sols à caractère tourbeux, indicateurs de périodes humides, comme le laissaient supposer les travaux antérieurs, mais sont les témoins d'incendies qui ravageaient la végétation existant en bordure des lacs, ou dans des dépressions partiellement asséchées. Ces incendies se produisaient probablement lorsque la végétation se desséchait par suite d'un abaissement du niveau de la nappe.

L'étude micromorphologique des couches noires observées montre, au niveau de la coupe PLO, une matière organique avec des contours distincts et qui ne présentent pas de

structures cellulaires végétales reconnaissables (Photo IV.09.A), ce qui est le cas de la coupe PLA aussi et celui des minces couches grises de la coupe PLM à la Sebkha Mellala. Cependant, les lames minces des couches noires (PLI4 et PLI5) et même des couches PLI3, PLI6 et PLI8 de la coupe PLI, montre des tissus végétaux reconnaissables (Photo IV.08.B et C). L'état de préservation de la matière organique était bien meilleur au niveau de cette dernière coupe.

Le taux élevé de matière organique au niveau de ces couches vient confirmer leurs origine organique et ce malgré l'absence ou le faible couvert végétal actuel au niveau de ces sites et que par conséquent il n'y aura pas de production de matière organique. Ce stock organique représente donc un héritage d'une période plus humide.

Nous pouvons donc attribuer la couleur noire de ces couches à une évolution de la matière organique dans un milieu lagunaire après la déposition des débris végétaux dans le fond du lac pendant une période plus humide que l'actuelle. Cette période humide a permis l'existence de paléolacs Holocènes qui pourraient être synchrones avec le paléolac de Mellala signalé par des études antérieures (Marmier et *al.*, 1972; Boyé et *al.*, 1978; Gibert, 1989).

L'existence de toutes ces couches noires et d'autres observées dans la région de Ouargla (Hamdi-Aïssa et *al.*, 2014) confirme qu'elles résultent d'un phénomène naturel. Au niveau de la Sebkha Mellala, Gibert (1989) a observée une couche organique en étudiant une butte témoin, qu'elle a expliqué par le passage par un stade marécageux pendant une phase plus humide.

Selon Baudin et *al.* (2007), plus la matière organique est abondante dans les sédiments, plus les réactions de sulfato-réduction pourront être intense et prolongées, et plus il se formera de sulfure de fer. Ceci explique que les sédiments riches en matière organique soient souvent de couleur sombre. Cette teinte est conférée par les sulfures de fer (finement divisés et dispersés) et non pas toujours par la matière organique elle-même, qui est un pigment moins efficace (Baudin et *al.*, 2007).

L'épaisseur importante des couches noires de la coupe PLI, le taux très élevé de matière organique dans ces sédiments ainsi que l'existence de structures végétales reconnaissables signifie une production primaire importante par une végétation assez abondante. De même pour les autres couches organiques qui représentent des taux de matière organique élevés par rapport aux sols de la région de Ouargla.

Cette épaisseur importante en plus de l'étendu de ces couches noires peut indiquer aussi des eaux permanentes pendant une période assez importante pour qu'une telle quantité de matière organique puisse être accumulée.

# V.2.1.1. Conditions de préservation de la matière organique (Coupe PLI)

Dans cette partie nous allons essayer d'expliquer les conditions qui ont permis la bonne préservation de la matière organique au niveau de la coupe PLI comme il a été déjà signalé à différentes échelles d'observation. Tout d'abord sur terrain où des débris de végétaux ont été observés au niveau des couches PLI3, PLI4, PLI6, PLI7 et PLI8 puis sous la loupe binoculaire (Photo V.1), qui a révélé aussi l'existence des débris de végétaux et des graines de plantes et enfin, par l'étude micromorphologique des lames minces.

La bonne préservation de ces débris végétaux, signifie qu'après leur dépôt les conditions du milieu n'étaient pas favorables à leur décomposition. Cette matière organique comme nous l'avons déjà expliqué a évoluée dans un milieu aquatique et plus précisément dans le fond du paléolac.



PhotoV.1: Débris de végétaux bien préservés, graines et gyrogonites (PLI3).

Selon Foucault (2009), des restes de plantes ne peuvent être conservés que s'ils sont protégés de l'oxydation de l'air. L'oxygène dissous dans l'eau joue aussi un rôle important dans la dégradation de la matière organique, ce qui veut dire que le fond du paléolac du site PLI au moment du dépôt de ces restes végétaux avait des conditions anoxiques. L'effet de telles conditions sur la préservation de la matière organique a été prouvé par plusieurs auteurs (Meyers et Ishiwatari, 1993; Foucault, 2009; Ghadeer et Macquaker, 2012; Brauneck et *al.*, 2013; Jagniecki et Lowenstein, 2015).

Selon Foucault (2009), il est donc nécessaire, pour que les restes de plantes persistent qu'ils soient séparés de l'air par une lame d'eau, ce qui ne peut se produire que dans un climat humide. Ceci confirme l'évolution de la matière organique pour le cas de la coupe PLI dans un milieu aquatique.

L'existence des couches noires au dessous des couches superficielles contenant les restes de charophytes suppose que ce paléolac était fonctionnel après le dépôt de la matière organique ce qui a permis aussi de la préserver.

La décomposition de la matière organique est liée aussi à l'activité des microorganismes comme les bactéries et les champignons qui ont un rôle important dans la décomposition des restes de plantes. Ces êtres vivants peuvent être aérobies ou anaérobies (Craft, 2001). Dans le premier cas, ils ne peuvent pas fonctionner à cause du manque de l'oxygène dans le fond du lac et pour ce qui est des êtres vivants anaérobies la préservation de la matière organique confirment leur faible effet. L'explication la plus probable dans ce cas est que le milieu avait un pH faible, puisque selon Brauneck et *al.* (2013), la matière organique est bien conservée dans un milieu à pH faible. La nature de ce milieu selon van Bergen et *al.* (1998) n'est pas favorable à l'activité des microorganismes. Selon ce dernier, même les biomolécules sont mieux préservées dans les sols à pH faible. Dans le même ordre d'idées Funakawa et *al.* (2014), affirment qu'une forte acidité du sol peut améliorer l'accumulation de matières organiques facilement minéralisables en diminuant l'activité microbienne responsable de la décomposition de matière organique.

Selon Meyers et Ishiwatari (1993), pendant le processus de dépôt dans le fond du lac, la matière organique est soumise à une activité microbienne, dont le résultat est une altération de sa composition originale. Le degré d'altération fournit encore plus d'informations sur les paléoenvironnements des lacs, notamment l'épaisseur de la colonne d'eau pendant le dépôt des sédiments (Meyers et Ishiwatari, 1993).

Pour Brauneck et *al.* (2013), le taux élevé de matière organique peut indiquer un lac avec une profondeur élevée et des conditions anoxiques. Par contre, Selon Meyers et Ishiwatari (1993), dans les lacs peu profonds, la matière organique aurait un temps réduit de dépôt et par conséquent une exposition courte à l'oxydation dans la colonne d'eau. Ces lacs ont donc généralement des sédiments plus riches en matière organique par rapport aux lacs profonds comme les Grands Lacs laurentiens. Les lacs peu profonds sont définis par Lévêque et Quensière (1988) comme des lacs ne dépassant pas 10 m de profondeur moyenne qui n'ont pas de stratification permanente et ils produisent une quantité importante de matière organique.

La préservation de la matière organique au niveau de ce site indique que les eaux de ce paléolac étaient permanentes puisqu'une période aride causant une diminution importante du niveau du paléolac conduisait à une exposition directe de cette matière organique à l'air et de ce fait sa décomposition.

Les facteurs qui avaient une influence sur la préservation de la matière organique au niveau de ce paléolac sont donc: un fond de lac à conditions anoxiques, un pH faible ne favorisant pas l'activité des microorganismes et des eaux permanentes avec une profondeur d'eau inférieure à 10 mètres (Figure V.1). Cette matière organique est le résultat d'une évolution en milieu aquatique sous un climat plus humide pour permettre la production de cette quantité importante de matière organique.



Figure V.1: Schéma simplifié de l'évolution de la matière organique (Coupe PLI).

# V.2.1.2. Source de la matière organique des couches noires

La matière organique accumulée au niveau des sites de paléolacs de la région de Ouargla résultent d'une végétation plus abondante. En effet, selon Meyers et Ishiwatari (1993) et Meyers et Lallier-Vergès (1999), la matière organique dans les sédiments lacustres peut soit avoir principalement une origine algale dans certains lacs ou être le résultat d'une végétation terrestre dans d'autres. L'existence d'une végétation plus abondante dans la région a été prouvée par les restes d'algues, de graines, de débris végétaux et des taux élevés de matière organique au niveau des sites de paléolacs de la région. Dans le même contexte Aumassip et *al.* (1972), confirment l'existence d'une végétation plus dense avec des espèces comme *Acacia raddiana* et *Olea* dans des gisements en bordures de la Sebkha Mellala.

La matière organique de ces paléolacs résulte fort probablement des algues aquatiques submergés et de la végétation terrestre du bord des lacs. Nous pouvons supposer que la source principale de la matière organique de ces paléolacs était surtout constituée par les restes de charophytes en s'appuyant sur trois arguments probables:

(i) En admettant que le temps que prend la matière organique pour arriver au fond du lac peut avoir une influence sur sa décomposition, les restes des algues submergées sont donc moins susceptibles à la dégradation dans la colonne d'eau et atteint le fond du lac rapidement par rapport à la végétation du bord du lac ce qui limite leur décomposition;

(ii) En ajoutant à cela la décomposition lente qui caractérise les charophytes. En effet, selon Schneider et *al.* (2015) du fait que les charophytes sont toujours verts et leur biomasse se décompose généralement assez lentement, du carbone et des nutriments peuvent être efficacement stockés sur une longue période dans les sédiments;

(iii) Le troisième argument est que les charophytes sont caractérisés par leur densité importante. Certaines espèces peuvent atteindre un mètre et constituent une biomasse importante (Schneider et *al.*, 2015).

# V.2.1.3. Relation entre l'épaisseur des couches noires et le taux de matière organique

Il existe une forte corrélation positive (r = 0.889) entre l'épaisseur des différentes couches noires étudiées et le taux de matière organique de chacune d'entre elles (Figure V.2).

En effet, selon Baudin et *al.* (2007), un grand nombre d'études ont montré qu'il existe une corrélation positive entre le taux de sédimentation -ou plus précisément l'épaisseur de sédiments accumulés par unité de temps- et la teneur en carbone organique des sédiments marins, récents comme anciens. Dans le même contexte Kristensen et *al.* (2015), ont trouvés que l'épaisseur de l'horizon peut être un bon prédicteur des stocks de carbone des couches organiques.

111



Figure V.2: Relation entre le taux de matière organique et l'épaisseur des couches noires des sédiments des paléolacs de la région de Ouargla.

L'épaisseur importante d'une couche noire peut signifiée donc un taux de matière organique plus important. En effet, un sédiment plus épais signifie logiquement un taux de sédimentation plus important ou un temps de formation plus long pour pouvoir donner naissance à une couche épaisse de tel ou tel sédiment. De ce fait, l'épaisseur importante des couches noires indique déjà une accumulation plus importante de la matière organique et donc une végétation plus dense sous des eaux permanentes, d'une part pour assurer la préservation de cette matière organique et d'autre part pour assurer une certaine continuité de sédimentation.

#### V.2.2. Signification paléoenvironnementale des bioindicateurs

A travers l'étude paléontologique et micropaléontologique réalisée sur les sédiments de paléolacs dans la région de Ouargla, des fossiles appartenant à des espèces faunistiques et floristiques ont été identifiés. Ces bioindicateurs représentent des outils intéressants pour la reconstitution du paléoenvironnement.

#### V.2.2.1. Les mollusques

Trois espèces de mollusques fossiles ont été observées dans la région de Ouargla, à savoir: *Melanoïdes tuberculata*, *Cerastoderma glaucum* et *Melanopsis praemorsa*.

Selon Lhote (1984), le climat actuel du Sahara ne favorise pas la vie des mollusques. On rencontre toutefois plusieurs espèces aquatiques, vivant dans les eaux de sources ou de gueltas du Tassili-n-Ajjer et de l'Ahagar (planorbes, melania et ferussacia) (Lhote, 1984). L'espèce *Melanoides tuberculata* a été observée dans les sites de la Sebkha Mellala, de la coupe PLI et à N'goussa proche de la coupe PLSC. Cette espèce tolère généralement des eaux légèrement saumâtre (dominée par le NaCl); Cependant, les grandes coquilles, bien développées, jusqu'à 3 cm de long, correspondent à des conditions de vie optimales pour cette espèce (Kröpelin et Soulié-Märsche, 1991). Elle est capable de survivre dans des eaux relativement alcalines et salines (van Damme, 2014) et elle peut tolérer des salinités allant jusqu'à 23‰ (Plaziat et Younis, 2005). Elle se trouve dans tous les types d'eaux permanentes, de petites sources aux vastes lacs, et de lacs oligotrophes aux lacs eutrophes (van Damme, 2014).

Au niveau de la Sebkha Mellala Boyé et *al.* (1978) ont aussi signalé l'existence de cette espèce fossile. Cependant, Gibert (1989), n'avait pas observée son existence dans le site, ce qui l'a poussé à dire que l'interprétation faite par Boyé et *al.* (1978) concernant la nature des eaux du paléolac de Mellala comme étant des eaux douces à peu salées est erronée. L'observation de cette espèce au niveau du site (Butte témoin BTM et coupe PLM) confirme donc l'interprétation de Boyé et *al.* (1978).

De ce fait l'espèce *Melanoides tuberculata* indique des eaux douces à peu salées dans les paléolacs de la région de Ouargla.

L'espèce *Cerastoderma glaucum* n'existe qu'au niveau du site de la Sebkha Mellala. Elle est capable de tolérer des variations de salure entre 3 et 60 g/l au moins et de subsister, même à l'état relicte, dans des biotopes évoluant vers le régime continental (Lévy, 1985).

Les espèces *Melanoides tuberculata* et *Cerastoderma glaucum* observées aussi à la Sebkha Mellala par Boyé et *al.* (1978) indiquent selon ces derniers auteurs un milieu lagunaire faiblement salé.

L'espèce *Melanopsis praemorsa* observée seulement sur les dunes de sables à N'Goussa, est une espèce oligo à mésohaline (Ghetti et *al.*, 2002).

Selon Plaziat et Younis (2005), les coquilles vides flottent facilement et par conséquent s'accumulent sur les rives des lacs. Ce qui peut expliquer l'existence des espèces fossiles sur les dunes à N'Goussa en plus de l'action éolienne qui pourrait avoir un rôle dans le déplacement des coquilles.

De ce fait, la composante biotique et plus particulièrement les mollusques de ces paléolacs indiquent des eaux peu salées.

#### V.2.2.2. Les ostracodes et les diatomées

Des carapaces d'ostracodes sont présentes au niveau de la Sebkha Mellala, la coupe PLI et la coupe PLO. Les ostracodes sont principalement benthiques et sont très strictement liée à leur environnement. Ils sont particulièrement sensibles à la salinité, la profondeur, la température, et le substrat de fond, ainsi que l'hydrochimie, la teneur en éléments nutritifs, et la pollution (Gliozzi et *al.*, 2015).

D'une manière générale, les ostracodes d'eaux douces ont des carapaces peu épaisses, à surface lisse ou faiblement ponctuée, et à charnière adonte, à la différence des espèces marines dont les carapaces sont en générale plus robustes et fréquemment ornées (Bignot, 1982).

Beaucoup d'études ont montrées l'importance des diatomées pour les reconstitutions paléoenvironnementales. Cependant, une étude plus détaillée est nécessaire pour étayer les conditions de vie de ces fossiles. Dans ce travail, nous les avons observées au niveau de la lame mince de la couche PLI1.

A ce niveau là, la seule détection de ces bioindicateurs dans les sédiments étudiés ne nous apporte pas beaucoup d'informations vis-à-vis leurs conditions de vie, à part l'existence d'un milieu lacustre. Cependant, une identification précisant les espèces qui appartiennent à ces groupes donnera des informations plus précises sur la nature des eaux de ces paléolacs.

#### V.2.2.3. Les charophytes

Pour les restes fossiles de ces algues appartenant au genre *Chara*, nous avons distingués deux cas, le premier est celui de la coupe PLO où les débris de tiges sont très abondants alors que les gyrogonites sont rares, le deuxième cas est celui de la coupe PLI caractérisée par l'abondance des deux types de restes fossiles. La préservation de tous ces fragments de tiges qui est un caractère commun pour les deux sites, signifie selon Soulié-Märsche et *al.* (2010) des eaux permanentes en les comparants avec des espèces actuelles. L'abondance et le degré de préservation des débris de tiges indique que le compactage et l'écrasement étaient négligeable (Anadon et *al.*, 2000).

Les gyrogonites représentent des fossiles autochtones (Soulié-Märsche, 1993; Soulié-Märsche et *al.*, 2008; Apolinarska et *al.*, 2011) et leur présence indique une immersion pendant au moins 3 mois, le temps nécessaire dans un environnement temporaire pour que la plante complète un cycle de croissance à partir de la dormance à la formation d'organes mûr reproducteurs calcifiés qui forment une nouvelle génération de fossiles (Soulié-Märsche,1991; Soulié-Märsche, 1993).

Les dépôts de charophytes selon Soulié-Märsche (1991) ne peuvent donc pas être attribués à des environnements éphémères crées par des eaux stagnantes résultat de fortes

précipitations ou des inondations exceptionnelles, même si cela dure 3 à 4 semaines, comme dans le cas des précipitations qui tombent sur certaines régions désertiques actuellement.

Dans le cas de la coupe PLI, la présence des gyrogonites abondantes associées à des débris de tiges indique que les conditions sèches auraient été rares (Gasse et *al.*, 1987) en plus de l'absence de l'action des vagues (eaux calmes) (Soulié-Märsche et *al.*, 2010). En effet, la plupart des sites fossiles provenant de grands lacs ne montrent qu'un seul type de matériau du fait de poids très différent des particules. À l'origine, les gyrogonites complètement remplies de grains d'amidon sont lourds et chute vers le bas sur la boue où les plantes croissent, tandis que les fragments de thalles flottent facilement par le biais de mouvements de l'eau (Soulié-Märsche et *al.*, 2010).

Un grand nombre de gyrogonites signifie toujours un dépôt *in situ* résultant d'eaux stagnantes ou à mouvement lent (Soulié-Märsch, 1993). Une seule plante peut facilement produire quelques centaines de gyrogonites pendant une période de fructification et la végétation est généralement dense (Soulié-Märsche, 1991).

Cependant, un dépôt qui contient peu de gyrogonites ce qui est le cas de la coupe PLO signifie souvent qu'il y a eu des modifications après le dépôt des restes fossiles par dissolution diagénétique par exemple (Soulié-Märsche, 1991). Cela est surtout le cas des eaux courantes où, bien que les charophytes se développent dans de nombreux endroits, les gyrogonites sont dispersées et mêlaient aux éléments détritiques et donc ne forment pas un dépôt de charophyte (Soulié-Märsche, 1991).

En étudiant les échantillons de Hassi el Mejna (Grand Erg Occidental, Algérie), Gasse et *al.* (1987), ont expliqué le nombre élevé des gyrogonites et des tiges de charophytes par une densité importante de la population de ces macrophytes.

En matière de la qualité physico-chimique des eaux dans lesquelles les charophytes observés au niveau des deux sites de la région de Ouargla ont pu se développer, Détriché et *al.* (2009) admettent que les charophytes préfèrent des eaux calmes claires et oxygénées. En plus de ces conditions selon Bignot (1982), elles préfèrent aussi des eaux peu profondes. Les Charophytes (characées) sont un groupe de macrophytes non-vasculaire benthiques vivant entièrement immergées dans l'eau douce et l'eau saumâtre (Soulié-Märsche, 2008).

Selon cette dernière, les charophytes sont fréquents dans les sédiments de Sebkhas d'âge Pléistocène et Holocène. Ils ont un intérêt du fait qu'ils fournissent des conclusions sur la paléo-salinité dans des habitats actuellement hypersalins (Soulié-Märsche, 2008). Elles ne se développent jamais dans les habitats marins ni dans les plans d'eau avec une forte salinité permanente (Soulié-Märsche, 1991). Ainsi, les charophytes vivant ne se trouvent pas habituellement dans des milieux comme les Sebkhas (Soulié-Märsche, 2008). La salinité,

impose des contraintes spécifiques sur la physiologie et les processus osmotiques dans les cellules des characées (Beilby et Casanova, 2014). Plusieurs espèces de *Chara* qui est le genre identifié au niveau des coupes PLO et PLI peuvent être trouvées dans et semblent préférer des conditions légèrement salines (Beilby et Casanova, 2014). De ce fait, les paléolacs des deux sites étudiés ont été caractérisés par des eaux douces à faiblement salées contrairement aux conditions salines et hypersalines qui caractérisent les eaux des milieux aquatiques actuels dans la région de Ouargla et qui ne permettent pas le développement des charophytes.

Pour ce qui est du pH de ces eaux Beilby et Casanova (2014), admet que les espèces du genre *Chara* préfèrent un pH légèrement alcalin.

Au niveau de la Sebkha Mellala, les études de Soulié-Märsche (2008) et de Gibert (1989) sur les gyrogonites fossiles contenus dans les sédiments de ce paléolac, ont montrés qu'elles appartiennent à l'espèce *Lamprothamnium papulosum* qui indiquent les caractéristiques d'un habitat correspondant à des étendues d'eau saumâtre soumises à un régime d'eau intermédiaire avec des phases périodiquement diluées et une salinité inférieure ou égale à 20 g  $l^{-1}$ .

Ces données montrent que les charophytes appartenant au genre *Chara* qui ont peuplées ces paléomilieux représentées par des paléolacs permanents dans la région de Ouargla, ont nécessités certainement des conditions plus humides que celles d'aujourd'hui. Les eaux de ces paléolacs ont été douces à faiblement salées, oxygénées, à pH alcalin, calmes et peu profondes. Cette dernière caractéristique confirme l'explication de l'évolution de la matière organique dans un lac peu profond au niveau de la coupe PLI.

#### V.2.2.4. Les ossements d'animaux

Des os d'animaux (Photos V.2) ont été observés au niveau de la coupe PLI (PLI2). En plus de ces derniers des petits ossements (Photo V.2.B et C) et des restes d'animaux (Photo V.2.D) ont été aussi observés sous la loupe binoculaire.

L'origine de ces ossements peut être attribuée soit à des animaux d'élevage, ou à des animaux sauvages qui auraient peuplés la région au moment du fonctionnement de ce paléolac. Les petits ossements aussi peuvent appartenir à une faune aquatique ou terrestre.

Ces os indiquent aussi que des animaux ont vécus proche de ce paléolac où la nourriture constituée par la flore du bord du paléolac -et/ou de la région- pour les animaux terrestres en plus d'une source d'eau étaient disponibles.

C'est le seul site dans lequel nous avons observés des ossements. En effet, selon Aumassip (1986) une extrême rareté du matériel osseux caractérise le bas Sahara ce qui réduit les éléments susceptibles d'apporter une réponse à la question de production de nourriture par les populations bas-sahariennes et indiquent selon cette dernière seulement la possibilité pour ces animaux, de vivre dans ces régions.

Selon Aumassip et *al.*, (1972), quelques vestiges de faune récoltés dans le gisement de Hassi-Mouillah (Prés de la Sebkha Mellala) ont permis de reconnaître malgré leur mauvais état de conservation, tortue, Equidé (zèbre?), grande antilope, autruche, *Gazella dorcas*, phacochère, le tout suggérant un paysage de steppe à arbustes. Les restes osseux identifiés dans d'autres sites à Ouargla montrent des gazelles, un Bovidé (bœuf ou buffle), un gros oiseau de la taille d'un aigle, un Batracien Anoure, des poissons et coquillages fluvio-lacustres (Aumassip, 1972).



Photo V.2: Les ossements d'animaux au niveau de la coupe PLI (A-D).

Wendorf et Schild (2001), admettent que parmi les découvertes les plus intéressantes à l'oasis de "Nabta" au désert égyptien, sont les os de bovins, dont certains venus de sites datant

aussitôt que 9500 BP. Ils ont suggéré que ces bovins étaient domestiques, et parmi les plus anciens bovins domestiques connus dans le monde. En effet, la rareté des os de bovins au Sahara empêche de savoir si la production laitière était pratiquée par les populations préhistoriques (Dunne et *al.*, 2012). Ces derniers auteurs ont eu recours à l'étude des graisses animales présentes au niveau des poteries utilisés par ces populations confirmant ainsi que les bovins domestiques, utilisés dans le cadre d'une économie laitière, étaient présents en Afrique du Nord au cours du cinquième millénaire avant JC.

Les ossements observés au niveau du site de la coupe PLI présentent des fractures. Selon Karr (2015), ces fractures peuvent être attribuées soit à des actions anthropiques (fabrication d'outils, l'exploitation des graisses d'os...) ou à différents processus taphonomiques naturels qui affectent les assemblages d'ossements durant leur déposition qui incluent l'effet des carnivores, le piétinement, la charge sédimentaire, les processus chimiques, l'action fluviale, l'érosion, et d'autres.

Ces ossements appartenant à différentes espèces animales confirment une foi de plus a coté des autres indicateurs l'existence d'une phase humide permettant l'apparition de ce paléolac, qui constituait un écosystème abritant une faune et une flore appartenant à différentes espèces. Cette flore était plus dense que celle qui caractérise le milieu hyperaride actuel pour assurer une nourriture suffisante à des grands animaux. Aumassip (1986), supposent une végétation moins dégradée que l'actuelle, en particulier une strate herbacée plus développée.

# V.3. Signification paléoenvironnementale des accumulations gypseuses

Les traits gypseux sont très fréquents dans les sols arides (Bullock et *al.*, 1985; Casby-Horton et *al.*, 2015). L'omniprésence de ce minéral dans les régions arides et semi-arides est liée à sa solubilité (Porta, 1998). En effet, c'est l'équilibre du lessivage par rapport à l'évaporation qui favorise l'accumulation et la persistance de gypse dans les sols ayant des régimes d'humidité arides ou xériques (Casby-Horton et *al.*, 2015).

L'étude morphologique et micromorphologique des sols de la région nous a permis d'observer plusieurs formes d'accumulation de gypse. Les conditions permettant la préservation de ce minéral évaporitique semblent être en harmonie avec les conditions climatiques de la région d'étude. Cependant, c'est l'étude de ses différentes formes d'accumulation, leur profondeur d'apparition dans le sol et/ou le taux élevé de gypse qui peuvent nous renseigner sur leur signification paléoenvironnementale.

118

#### V.3.1. Les croûtes gypseuses

Selon Watson (1985), les croûtes gypseuses existent dans tous les continents, y compris l'antarctique et sont généralement définies comme des accumulations ayant 0,1 m à 5 m d'épaisseur et contenant plus de 15% de gypse (CaSO<sub>4</sub>,  $2H_2O$ ) et au minimum 5% de gypse que la roche mère sous-jacente.

Les croûtes gypseuses sont omniprésentes dans les régions de N'goussa et El-Bour (Ouargla). On peut facilement les repérer surtout avec leurs épaisseurs importantes et leurs couleurs blanchâtres. Le climat hyperaride de la région de Ouargla, caractérisé à la fois par un très fort ensoleillement et de faibles précipitations a permis la conservation et la non dissolution de ces croûtes gypseuses. Elles sont très dures et formées de gypse microcristallin.

L'origine des croûtes gypseuses a été discutée par plusieurs auteurs (Watson, 1985; Chen, 1997; Coque, 1962; Durand, 1963; Watson, 1988; Pouget, 1968; Toomanian et *al.*, 2001; Hashemi et *al.*, 2011) et différentes hypothèses ont été avancées pour expliquer leur formation.

Les croûtes gypseuses étudiées par Watson (1985) comme étant des croûtes de surface, ont comme origine suivant ce dernier auteur une dégradation des accumulations de sub-surface et une dissolution des cristaux de gypse par les eaux météoriques, puis une conservation dans le sol, jusqu'à ce qu'une évaporation ultérieure précipite les sels solubles. Dans le même contexte, la formation des croûtes gypseuses pédo-génétiques en Australie est expliquée par une dissolution des sédiments gypseux parentaux et puis une précipitation sous forme de microcristaux (Chen, 1997). Selon Fromm et *al.* (2005), les croûtes gypseuses (ne dépassant pas les 10 cm) sont très résistantes à l'altération et la formation de ce matériau microcristallin est expliquée par la pénétration des eaux de surface dans le sol, pas plus de quelques cm et l'ascension capillaire pendant les périodes d'aridité.

D'autres auteurs (Pouget, 1968; Dutil, 1971) par contre attribuent l'origine de ces croûtes à un niveau plus haut des nappes phréatiques. Selon Pouget (1968), depuis le début du Quaternaire, les niveaux statiques des grands appareils artésiens ayant baissé de plusieurs mètres, il n'y a aucune surprise à trouver d'anciennes formations gypseuses de nappe en des lieux maintenant topographiquement surélevés par rapport aux niveaux actuels des nappes. En effet selon van Breemen et Buurman (2003), les dépôts massifs, laminaires sont dus à l'évaporation des eaux souterraines.

Pour Dutil (1971), le gypse a été un élément très mobile dans le paysage du Bas-Sahara, malgré une solubilité relativement faible, de tels déplacements impliquent des conditions d'humidité très différentes des conditions actuelles. L'existence de telles conditions dans la région de Ouargla est confirmée par plusieurs auteurs (Gibert, 1989; Hamdi-Aissa, 2001; Youcef, 2006; Soulié-Märsche, 2008; Youcef et Hamdi-Aïssa, 2014). En outre d'après Fedoroff et Courty (1989), dans les conditions climatiques actuelles du Sahara, les eaux sont trop rares pour véhiculer les ions nécessaires à la formation des grandes accumulations gypseuses.

Les croûtes gypseuses étudiées montrent une morphologie différente de la croûte gypseuse qui a été étudiée à la Sebkha Mellala (Profil PLG), et qui montre des cristaux de gypse bien cristallisés et pure. Cependant, leur épaisseur très importante a nécessité surement des quantités importantes d'eau et une nappe d'eau proche de la surface pour véhiculer cette quantité énorme de gypse, puis une évaporation très intense pour permettre la consolidation de ces croûtes gypseuses (Figure V.3).

La préservation de ces croûtes gypseuses à la surface du sol indique l'existence d'un climat aride depuis leur formation (Fedoroff et Courty, 1987a; Aref, 2003).



Figure V.3: Formation des croûtes gypseuses de surface.

# V.3.2. Origine lagunaire de la croûte gypseuse de la Sebkha Mellala

Au cours des dernières périodes humides Quaternaires, le gypse a été un élément très mobile dans les paysages du Bas-Sahara, à tel point qu'il est venu tapisser tous les bas-fonds de cette région (Dutil, 1971). Selon ce dernier lorsqu'il y a des bancs assez épais de gypse pur, sans sable, on peut évoquer des dépôts effectués en eau libre, ce qui est le cas de la coupe PLG où le gypse se présente sous forme de croûte épaisse à la surface (Photo V.3) avec des cristaux en fer de lance et constitue une formation continu tout au long de cette coupe. D'autre part, le gypse étant relativement soluble, sa présence en surface ou à proximité de la surface

indique que le climat, depuis sa formation est resté relativement aride (Fedoroff et Courty, 1987a; Aref, 2003). Les effets de cette sécheresse se traduisent selon Dutil (1971) par la cristallisation du gypse.

Les accumulations gypseuses en bordures de sebkhas traduisent une forte remontée des eaux phréatiques et une faible sédimentation (Fedoroff et Courty, 1989) ces croûtes se sont formées de façon cyclique (Fedoroff et Courty, 1987a).

Les accumulations gypseuses de la sebkha Mellala ont été donc formées dans un milieu lagunaire, sous des conditions plus humides que celles d'aujourd'hui. En plus la nature des dépôts toujours riches en sulfates de calcium, montre que la surface des eaux était soumise à une forte insolation entraînant une évaporation intense (Boyé et *al.*, 1978). Ces conditions ont probablement accompagnés la période de fonctionnement du paléolac de Mellala, décrite par (Marmier et *al.*, 1972; Boyé et *al.*, 1978; Gibert, 1989).



Photo V.3: Croûte gypseuse de la Sebkha Mellala. A: vue générale; B: Croûte gypseuse de surface.

# V.3.3. Les pseudomorphoses de gypse lenticulaire en calcite

Au niveau des lames minces des coupes PLI et PLO, des pseudomorphoses de gypse lenticulaire en calcite ont été observées (Photo IV.8.D). Ces traits paraissent sous la forme de fantômes de gypse qui se sont formés après la dissolution des cristaux de gypse lenticulaires puis la précipitation des cristaux de calcite à l'intérieur des vides qui en résultent. Selon Becze-Deák et *al.* (1997), ce caractère peut être utilisé comme indicateur d'un changement de paramètres climatiques locaux. Dans le même contexte Mestdagh et *al.* (1999), ont admis que ces pseudomorphoses indiquent un changement de l'état d'humidité du sol sous l'effet de changement des conditions climatiques aride-semiarides à des conditions plus humides. Les pseudomorphoses de gypse en calcite, traduisent selon Hamdi-Aïssa (2001) et Hamdi-Aïssa et *al*. (2004) le changement paléo-hydrogéochimique des solutions du faciès sulfaté-calcique au carbonaté-calcique, puis à nouveau au faciès sulfaté-calcique.

Podwojewski (1995) attribue ce phénomène à des pluies beaucoup plus importantes qu'aujourd'hui; au contact de la solution de carbonate, le sulfate de calcium se dissout et le carbonate de calcium précipite à sa place, tandis que le sulfate est exporté hors du profil selon la réaction:

$$CaSO_4 2H_2O + CO_3^{2-}aq \longrightarrow CaCO_{3} + SO_4^{2-}aq + 2H_2O$$

Ce trait est donc un caractère hérité et signifie un changement de climat d'un climat aride caractérisé par la précipitation des cristaux de gypse à un climat plus humide caractérisé par une dissolution de ces derniers et un remplacement par les cristaux de calcite. Ces fluctuations de climat ont eu probablement une relation avec les variations du niveau d'eau dans les paléolacs de la région.

# V.3.4. Accumulation du gypse en bas des graviers

Au niveau des profils GHA et GHB réalisés au niveau de la station d'El-Hedeb (Rouissat), les accumulations du gypse laisse penser au rôle de l'eau dans leur formation. L'accumulation du gypse en bas des graviers (Photo IV.5.D) indique probablement une percolation de l'eau du haut vers le bas du profil, puisque si c'était le résultat d'une fluctuation de la nappe phréatique, l'accumulation du gypse sera fort probablement concrétisée par un horizon de surface gypseux après l'évaporation des eaux de la nappe.

Ces eaux de percolation serait-elles le résultat de précipitations plus fortes? Ou c'étaient des eaux d'un Oued? La première hypothèse est fort probable et elle est déjà prouvée puisque les signes d'un climat plus humide sont nombreux surtout avec l'existence des différents paléolacs. La deuxième hypothèse concernant les eaux d'un Oued est justifiée par l'existence de graviers émoussés (Photo IV.5.B, C et D). Le même type de graviers a été observé au niveau du profil GSA à Sidi-Khouiled (Photo IV.04.A). Au niveau de ces deux sites la fraction granulométrique dominante était celle du sable grossier, ce qui laisse penser à l'action de l'eau à coté de la charge importante en gravier qui ne peut être expliquée que par un transport hydrique d'un Oued avec un débit assez important vu la quantité importante de ces graviers et leur forme émoussée.

Un autre fait qui peut être déduit de ces observations c'est la nature géochimique des eaux qui ont aboutis à ces accumulations. Elles ont été chargées en ions  $Ca^{2+}$  et  $SO_4^{2-}$  pour pouvoir permettre la formation de ces accumulations riches en gypse.

#### V.3.5. Les rhizolites

Les manchons de gypse (rhizolites) observés au niveau de plusieurs coupes (PLO, PLA, CSL, GBH et GAB) étudiés sont très abondants au niveau du site d'El-Hdeb (Photo IV.5.B) où ils forment un réseau ramifié. L'existence de ces accumulations peut être liée à des racines anciennes.

Aref (2003) a observé ce qu'il appel des rhizotubules remplies de gypse, au niveau des croûtes gypseuses du désert de Fayum (Egypte), ce que nous avons aussi observé au niveau du profil GBH, et ce qu'il explique par des précipitations relativement plus élevées. Les manchons de gypse observés dans le versant Ouest de Ouargla par Hamdi-Aïssa (2001) et qui pénètrent dans le substrat de sable argileux de Mio-Pliocène sont en rapport avec l'activité biologique des anciennes racines.

Nous pouvons donc expliquer les rhizolites observés comme étant des restes de systèmes racinaires anciens vu d'une part que les sites dans lesquels ils ont été observés contient peu ou pas de végétation et d'autres part leurs existence au niveau d'une croûte gypseuse épaisse difficilement pénétrable par les racines. La formation de ces rhizolites remonte donc à une période plus humide avec des précipitations plus importantes. Leur abondance au niveau du site d'El-Hdeb confirme l'existence d'un climat plus humide déduit des explications précédentes sur l'origine des accumulations gypseuses en bas des graviers et la forme émoussée de ces derniers.

#### V.3.6. Autres traits gypseux

Le gypse est présent sous forme de petits cristaux dans les couches supérieures des coupes PLO (PLO1 et PLO2) et PLA, et en allant en profondeur on ne peut pas l'observer à l'œil nu. Les minéraux comme les carbonates, le gypse et les sels solubles fréquents dans les régions arides peuvent être au moins en partie transportés par le vent. Cependant, leur persistance dans le sol est du au lessivage limité dans ces régions (Ugolini et *al.*, 2008). Catt (1990) admet aussi que des traces de gypse peuvent être incorporées dans les horizons de surface de certains sols recevant des sédiments éoliens. La présence de bassins évaporitiques avec des marnes gypseuses ou des affleurements de gypse suggère une autre origine de gypse provenant de ces sources peut être transporté par l'eau superficielle et souterraine, par le vent, et aussi par le mouvement de masse (coulée de boue) (Porta, 1998). Dans le cas des coupes PLO et PLA, nous pouvons attribués le gypse présent au niveau des couches superficielles à une origine éolienne témoignant du passage de la région au climat hyperaride actuel. Les

faibles précipitations qui caractérisent la région d'étude ont empêchées la lixiviation du gypse accumulé.

Des cristaux de gypse lenticulaires ont été observés au niveau des coupes: PLO, PLM, PLG, BTM, PLA et PLI. Ayant une solubilité relativement faible dans des systèmes aqueux, le gypse peut être dissous et ses ions transloqués dans le sol ou d'un endroit dans le paysage à un autre (Porta, 1998). Des précipitations supplémentaires de  $Ca^{2+}$  et  $SO_4^{2-}$  sous forme de gypse conduit à la formation de gypse lenticulaire dans le sol (Porta, 1998). Sur la base des expérimentations réalisées par Cody R.D. et Cody A.M. (1988), la forme lenticulaire des cristaux de gypse indique des températures élevées lors de leur formation. La teneur élevée de Ca/SO<sub>4</sub> est du à la présence d'ions Ca provenant de minéraux carbonatés ou de la dissolution du gypse (Porta, 1998).

D'après Eswaran et Zi-Tong (1991), l'espace limité est l'un des facteurs déterminants la forme des cristaux; la cristallisation dans des vides où l'espace n'est pas limité conduit à la formation de cristaux de gypse lenticulaires. Owliaie et *al.* (2006), indiquent que la formation de ce type de cristaux nécessite un temps relativement long et de ce fait ils seront plus fréquents dans des sols développés.

Les organisations en ilots (isles fabric) ont été observées au niveau de la Sebkha Mellala (Yardang BTM). Ce trait est composé de limon et d'argile avec une taille variant de quelques millimètres à quelques centimètres et il a été interprété comme résultat du développement des cristaux de gypse, ce développement continu du gypse produit des parties de plus en plus petites (ilots) des matériaux aluminosilicate-carbonaté qui sont dispersés dans la masse gypseuse (Artieda et Herrero, 2003).

# V.3.7. Relation entre le taux de gypse et la profondeur

Une corrélation négative (r= -0,35) existe entre le taux du gypse et la profondeur (Figure V.4). Ce qui confirme les explications précédentes où on trouve que la plupart des accumulations gypseuses sont présente au niveau des horizons superficiels.

En calculant les taux moyens de gypse des sols étudiés pour les horizons de surface (H1) les horizons de subsurface (H2) et les horizons de profondeurs (Hp) incluant le reste des horizons des différents profils, nous pouvons observés aussi que le taux moyen de gypse diminue avec la profondeur (Figure V.5).

Ceci indique que l'origine principale de ces accumulations est l'évaporation des eaux suite à un climat aride et une préservation de ces accumulations à la surface suite à la persistance de ces conditions arides.



Figure V.4: Relation entre le taux de gypse et la profondeur des couches.



Figure V.5: Variation des taux moyens de gypse des sols étudiés en fonction de la profondeur.

# V.4. Signification paléoenvironnementale des accumulations calcaires

La morphologie et l'importance des accumulations et individualisations du calcaire dans les dépôts sont fonction à la fois de l'importance de l'hydromorphie, de la quantité de calcaire préexistant dans le dépôt et apporté par les eaux qui circulent, de la vitesse à laquelle ces eaux circulent et de la cadence à laquelle le dépôt peut s'humidifier et s'assécher (Ruellan, 1967).

Selon Paquet et Ruellan (1997), il y a une transition progressive dans la distribution verticale des accumulations de calcaire en passant par des accumulations diffuses et discontinues à l'accumulation continue et enfin à des horizons indurés plus différenciés. Le

même type d'accumulation peut apparaître dans diverses régions. Ainsi, les amas friables et les nodules se rencontrent depuis les zones tempérées d'Europe jusqu'aux régions arides d'Afrique du Nord et du Sénégal, dans des sols de texture fine (Kaemmerer et *al.*, 1991).

L'accumulation du calcaire commence toujours par une accumulation diffuse (Ruellan, 1967). Cette forme a été observée dans les sols de la région au niveau des coupes PLSB, CRG, GKJ et GAB. Selon Dutil (1971), les quantités de précipitations actuelles sont encore relativement faibles pour expliquer le phénomène de l'accumulation diffuse du calcaire.

A l'échelle microscopique, les traits carbonatés sont présents au niveau des coupes PLO, PLA et PLI. Ils résultent d'une précipitation du calcaire pendant une période sèche suite à une forte évaporation.

#### V.4.1. Les nodules calcaires

La formation des nodules est souvent liée à un fonctionnement pédogénètique (décarbonatation, hydromorphie de type rédoxique ...), mais certains nodules sont parfois seulement des résidus de très vieilles pédogénèses à une échelle de temps géologique et sont alors plus à interpréter comme des éléments grossiers hérités d'une histoire complexe que comme des signes d'un fonctionnement actuel (Baize et Jabiol, 2011).

Les nodules calcaires ont été observés au niveau de plusieurs profils (CHC2, PLI3, PLSA2, 5, 7, PLSB7 et 8, PLE7, CSA2, CHA1, 2, 3 et CHB1, 2, 3).

Fedoroff et Courty (1994), admettent que les nodules calcaires indiquent une percolation du sol accompagnée de dissolution des carbonates pendant une saison humide et une aggradation pendant la saison déficitaire. L'existence de ces formes au Sahara a été indiquée par Fedoroff et Courty (1999), dans des formations alluviales ou sableuses interdunaires, mais seraient, d'après Dutil (1971), héritées de périodes plus humides. Elles sont les témoins d'une variation rapide et importante d'une hydromorphie relativement poussée par des eaux qui apportent beaucoup de calcaire (Ruellan, 1967).

La formation des nodules calcaires nécessite donc un climat plus humide pour assurer l'eau nécessaire à la dissolution des carbonates qui donneront naissance à ces accumulations après une évaporation des eaux.

Nous pouvons observés que les nodules calcaires sont plus abondants dans les profils situés à Hassi Ben-Abdellah (CHA et CHB) au point d'exister dans tous les horizons. Dans ces profils caractérisés par une texture dominée par le sable grossier, les nodules calcaires sont reconnaissables par leur couleur blanchâtre, leur forme et leur dureté, bien qu'elles contiennent des grains de sable noyés au sein d'elles.

126

Ces nodules rappellent celles décrites par Wieder et Yaalon (1974), qu'ils ont qualifiés de nodules orthiques; ils ont des grains de squelette analogues au sol environnant et une transition progressive vers la matrice du sol. Ces nodules sont formés *in situ* selon ces derniers auteurs. Ils ont été formés par précipitation progressive du carbonate dans les microcavités de la matrice entraînant une plus grande densité et une expulsion partielle de l'argile non-carbonaté vers les bordures (Wieder et Yaalon, 1974). Dans les régions arides, l'eau fait défaut et par conséquent la dissolution du carbonate de calcium n'est pas possible et une telle précipitation ne peut être expliquée que par une période plus humide. Ces nodules sont donc un héritage d'une phase plus humide. L'état de surface de ces sols et l'analyse granulométrique qui montre une dominance du sable grossier ressemble au cas des sols étudiés à El-Hdeb (GHB et GHA) où nous avons supposés des eaux avec un sens de percolation du haut vers le bas. L'existence de ces nodules au niveau de tous les horizons de ces profils témoigne de la profondeur que ces eaux chargées en ions  $Ca^{2+}$  et  $CO_3^-$  ont pu atteindre.

#### V.4.2. Les amas calcaires

Les amas calcaires sont présents au niveau des horizons profonds des profils (PLO, CHA, CSA et GKJ).

Selon Bonvallot et Delhoune (1978), le drainage faible favorise la précipitation du calcaire sous forme d'accumulations discontinues de type amas et taches. Leur formation est le résultat d'une hydromorphie qui varie assez peu et lentement (Ruellan, 1967). Ces conditions correspondent à un climat plus humide que celui de la région de Ouargla. Elles sont considérées par Ruellan (1967) comme fossiles et témoignent d'un milieu humide qui a aujourd'hui disparu.

En effet, selon Djili et *al.* (1999), pour les zones avec une pluviométrie moyenne annuelle inférieure à 350 mm, le climat actuel semble peu affecter la distribution des formes et des taux de calcaire dans les sols, c'est l'héritage des climats passés qui est conservé.

# V.4.3. Croûtes et encroûtements calcaires

La formation de l'encroûtement calcaire de la coupe PLO correspond fort probablement à une période plus humide caractérisée par une augmentation du niveau du paléolac. La présence des débris de tiges de charophytes et des ostracodes au niveau de cet encroûtement confirme sa formation dans un milieu lacustre. En effet, selon Apolinarska et *al*. (2011) les charophytes contribuent de manière significative à la sédimentation lacustre par la précipitation des carbonates sur les tiges et les oospores.

127

L'encroûtement calcaire témoigne selon Dutil (1971), de climat humide. En le comparant avec des phénomènes voisins situés sur les hauts plateaux impliquerait déjà un climat avec une hauteur de précipitations voisine de 300 à 400 mm/an. Cependant, dans ces mêmes régions, le climat actuel n'apparaît pas suffisamment humide pour justifier de telles formations. On devrait donc, invoquer un climat un peu plus humide. D'autre part, Hamdi-Aïssa (2001) avait déterminé que le faciès carbonaté-calcique des solutions dans la région de Ouargla était équivalent à celui sous climat méditerranéen actuel. Gibert (1989), admet que l'augmentation de la profondeur du paléolac de Mellala se traduit par une dilution des eaux et par la cristallisation de calcite et surtout le développement de biomarqueurs.

Quant à l'encroûtement calcaire présent au niveau de la coupe CSL, l'essai de recherche d'un contenu microplaléontologique n'a pas aboutit à un résultat. Cependant, on ne peut admettre que sa formation sous un climat plus humide.

En terme de bilan géochimique, l'existence de croûtes et d'encroûtements signifie que des eaux suffisamment abondantes et agressives étaient capables de mettre en solution une quantité importante de carbonates de provenances diverses (roches en place, dépôts détritiques, apports de poussières éoliennes), mais aussi que les conditions bioclimatiques étaient telles que la totalité de ces solutions n'était pas exportée à l'extérieur des « paysages » et qu'au contraire une partie d'entre elles précipitait à une relative proximité de leur source (Beaudet, 1986). Il convient donc d'éliminer de la gamme des climats Quaternaires responsables de ces accumulations les climats trop arides ou trop humides, les premiers ne permettant pas une mise en solution suffisante, les seconds provoquant l'exportation lointaine des solutions (Beaudet, 1986).

Les croûtes calcaires se rencontrent très rarement en surface; elle sont relativement plus fréquentes à la base du profil (Djili et *al.*, 1999) comme c'est le cas du profil CRG.

Les croûtes calcaires ont donc nécessitées des quantités importantes d'eau et leur formation ne pourra être liée à un climat aride.

#### V.4.4. Accumulation du calcaire en bas des graviers

Des accumulations de calcaire ont été observées en bas des graviers au niveau du profil CHB. Ces accumulations ressemblent à celles observées au niveau du site d'El Hdeb (profils GHA et GHB) sauf que celles-ci correspondent à une accumulation du calcaire au lieu du gypse. Leur position en bas des graviers indique un sens de percolation des eaux du haut vers le bas.

Ces accumulations sont accompagnées (comme pour les mêmes accumulations de gypse décrites précédemment) de graviers émoussés et de sols présentant une texture

dominées par le sable grossier. En effet, selon van Breemen et Buurman (2003), dans un matériau grossier, l'eau circule autour des cailloux et s'accumule à leur fond, si ce dernier ne touche pas les autres particules du sol. A chaque fois que l'eau s'évapore, les solutés précipiteront au fond de ces éléments grossiers. Le premier précipité qui sera formé normalement est la calcite.

Ces eaux proviennent probablement de précipitations plus abondantes sous un climat plus humide que l'actuel et/ou des eaux d'un ancien Oued. Une évaporation de ces eaux chargées en ions  $Ca^{2+}$  et  $CO_3^{-}$  est responsable de la précipitation du calcaire.

#### V.4.5. Relation entre le taux de calcaire et la profondeur

L'observation du nuage des points représentant la relation entre le taux de calcaire totale des différents horizons et la profondeur de ces derniers (Figure V.6) montre que la plupart ont des taux inférieurs à 30% et se concentrent au niveau de profondeurs inférieures à 70 cm. Les horizons les plus profonds possèdent des teneurs ne dépassant pas les 15% dans la plupart des cas.

En calculant les taux moyens de calcaire des sols et sédiments étudiés pour les horizons de surface (H1) les horizons de subsurface (H2) et les horizons de profondeur (Hp) incluant le reste des horizons des différents profils, nous pouvons observés aussi que le taux moyen de calcaire est à son maximum au niveau des horizons de subsurface (Figure V.7). Le minimum s'observe au niveau des horizons de surface.

En effet, les traits cristallins calcitiques ou de sels plus solubles se trouvant proches de la surface du sol indiquent des conditions arides ou de longues périodes de sécheresse régulières (Catt, 1990). Les teneurs et les formes d'accumulations calcaires observées au niveau de la région de Ouargla représentent un héritage de périodes plus humides. Actuellement, la région est caractérisée par des précipitations très faibles ne permettant pas une dynamique du calcaire dans le sol.

Ces conditions humides sont caractérisées par des précipitations qui ne sont pas très élevées pour évacuer le calcaire hors du profil ni très faible.

En effet, selon Djili et *al.* (1999), des précipitations supérieures à 600 mm permettront une lixiviation du calcaire et une accumulation au niveau des horizons de profondeur mais des précipitations comprises entre 270 et 500 mm caractérisent les régions avec des sols ayant des teneurs plus élevées en calcaire. C'est-à-dire que ces précipitations sont capables de provoquer une dynamique du calcaire dans le sol sans pouvoir l'évacuer hors du profil.

129



Figure V.6 : Relation entre le taux de calcaire total et la profondeur des couches.



Figure V.7: Variation des taux de calcaire moyens des horizons étudiés en fonction de la profondeur.

# V.4.6. Relation entre les teneurs de gypse et de calcaire total

Dans les sols arides, le gypse se trouve toujours en association avec la calcite et souvent avec des sels solubles. Les sols purement gypsifères sont rares et ne se trouvent que sur les vieux sédiments évaporitiques (van Breemen et Buurman, 2003).

Dans les sols avec fluctuation de la nappe phréatique, la remonté capillaire de l'eau transporterait le gypse en haut du profil et l'accumulation du gypse se trouverait au-dessus de celle de calcite (van Breemen et Buurman, 2003). Ce qui a été observé au niveau de certains profils de sol comme GKJ, GBH et GEA. Cependant, pour les sites de ces profils, nous avons remarqué que le niveau de la nappe phréatique n'est pas proche de la surface et que même pour les sites des profils réalisés à N'Goussa, une prospection des périmètres agricoles les plus

proches des coupes réalisées a montré que les agriculteurs ont creusés des puits de plus de 8 mètres de profondeur pour pouvoir utiliser l'eau de la nappe.

De ce fait, les fluctuations permettant l'apparition de ces accumulations ne peuvent être expliquées que par des fluctuations anciennes de la nappe phréatique, et elles ne peuvent pas être liées aux caractéristiques du climat actuel de la région.

Il existe une corrélation négative (Figure V.8) entre les teneurs en calcaire totale et les taux de gypse (r =-0,126).

Hamdi-Aïssa (2001), en étudiant les microassemblages calcitiques et gypsiques dans les sols de la région de Ouargla a constaté que ces derniers ne sont ni juxtaposés, ni superposés; une telle hiérarchie signifie que la calcite et le gypse ne sont pas aggradés simultanément, parce que leur aggradation exige d'une façon ou d'une autre des conditions géochimiques plus ou moins antagonistes (Watson, 1988). Cette relation entre calcaire total et gypse est confirmée par l'étude des pseudomorphoses de gypse en calcite.



Figure V.8: Relation entre le taux de calcaire total et le taux de gypse au niveau des sols étudiés.

# V.5. Les revêtements argileux

Les revêtements argileux observés au niveau des lames minces des sédiments de paléolacs PLO, PLA et BTM, sont dans la plupart des cas constitués d'une argile rougeâtre mince et discontinue. Cependant, dans le cas de la coupe PLO en plus du revêtement rougeâtre, un autre de couleur jaunâtre a pu être observé.
Selon Fitzpatrick (1993) et McCarthy et *al.* (1998), il apparaît actuellement que les revêtements argileux peuvent être formés par différents modes. Leur présence, a été utilisée en même temps comme évidence de translocations verticales et d'accumulation d'argile.

A travers l'étude micromorphologique des sols de la région de Ouargla, nous avons observé l'absence de ponts argileux entre les grains de quartz qui peut résulter selon Fedoroff et Courty (1987b), d'une porosité importante du sable combinée à des flux d'eaux rapides résultants de pluies fortes occasionnelles.

La discontinuité de ces revêtements peut révéler une certaine dissolution qui est selon Cremaschi et Trombino (1998), indicatrice d'un sol ancien, de même que leur abondance qui suppose l'ancienneté de leur genèse (Hamdi-Aissa, 1995). D'autre part, la grande adhérence de particules d'argiles aux grains de sable explique la persistance d'argile lorsque les grains ont été légèrement transportés par le vent (Fedoroff et Courty, 1985).

La morphologie non microlité des enduits argileux autour des grains de quartz est un indicateur d'une origine sédimentaire et non pédologique (Hamdi-Aissa, 1995).

Cette argile rouge autour des grains de quartz, étudiée déjà par Hamdi-Aïssa (2001) dans le matériau gréseux du Mio-Pliocène de la région de Ouargla, a une forme fibreuse. L'observation par le microscope électronique à balayage par Youcef et Hamdi-Aïssa (2014), d'échantillons provenant de la couche PLO3 montre cette même forme fibreuse qui pourrait être attribué à la palygorskite, un des minéraux argileux identifié au niveau de la coupe PLO (Youcef et Hamdi-Aïssa, 2014) et même au niveau de ce travail (étude par IRTF). Chellat (2014) a confirmé l'existence et la dominance de la palygorskite par rapport aux autres minéraux argileux au niveau des formations du gré de Mio-Pliocène de la région de Ouargla.

En effet selon Fedoroff (1997), les revêtements argileux rouges noirâtres sont communément attribués à une formation sous conditions chaudes avec un bon drainage où l'argile et le fer peuvent migrer ensemble. Tandis que les revêtements jaunes pales ou argilolimoneux nécessitent une illuviation sous conditions de mauvais drainage en croissance, et possiblement plus humides.

Les revêtements argileux observés dans cette étude ont donc une origine sédimentaire ancienne, et reflètent la fluctuation des conditions climatiques entre des périodes arides et d'autres plus humides. Ces revêtements argileux sont minces, et parfois même absents, ce qui est expliqué par Hamdi-Aïssa (2001) comme étant une conséquence de phénomènes hydro-éoliens qui au cours du Quaternaire ont affecté la région.

#### V.6. Les minéraux et les minéraux argileux

L'étude de la minéralogie totale par DRX montre une dominance du quartz dans la plupart des coupes sauf pour les croûtes gypseuses.

L'hématite ayant des taux plus élevés au niveau des horizons GKJ2 et GKJ7 explique la couleur identifiée sur terrain de ces derniers (Photo IV.04.C) et même au niveau des couches profondes de la coupe PLSC (PLSC6, PLSC7, PLSC8) (Photo IV.2.C). En effet, Chellat (2014) avait déterminé une forte concentration de l'hématite dans les formations Mio-Pliocène de la région.

En plus du gypse deux autres minéraux sulfatés ont été signalés: l'anhydrite et la bassanite. Ils résultent selon Watson (1988), d'une déshydratation partielle du gypse à cause des températures élevées et ne sont pas fréquents dans les sols.

Les minéraux argileux présents dans les sols et les sédiments étudiés, révélés par la spectroscopie IRTF sont: la palygorskite, la montmorillonite, l'illite et la kaolinite. Ces minéraux ont été détectés aussi dans la fraction argileuse des sols de la région de Ouargla étudiés par Hamdi-Aïssa (2001), au niveau de la coupe PLO par Youcef et Hamdi-Aïssa (2014) et dans les grés du Mio-Pliocène par Chellat (2014) dans la même région.

La palygorskite, est décrite par Caillère et Hénin (1963) et Velde et Meunier (2008) comme un minéral fibreux. C'est un phyllosilicate allumino-magnésien di-octaédrique (Velde et Meunier, 2008). Ce minéral est formé sous des conditions hydrologiques spécifiques (Velde et Meunier, 2008).

Khademi et Mermut (1998) attribuent à la Palygorskite dans les sols arides deux origines principales: (1) l'héritage du matériau parental; et (2) la formation pédogénétique. La palygorskite héritée est soit transmise de la roche-mère au sol ou ajouté au sol par les poussières éoliennes riches en palygorskite ou des matériaux alluvionnaires (origine détritique). La palygorskite d'origine pédogénétique peut être le résultat de la transformation soit en place d'un autre minéral ou la formation authigène à partir d'une solution (Khademi et Mermut, 1998).

Singer (1980) part du principe que la palygorskite dans les paléosols est un excellent indicateur des conditions arides ou semiarides. Cependant, sa néogenèse nécessite selon Federrof et Courty (1989), la circulation de l'eau, soit des eaux souterraines ou de drainage. Ainsi, sa formation dans des conditions hyperaride est exclue. Le climat actuel de la région de Ouargla est hyperaride avec 64,94 mm/an de précipitations ce qui suggère sa formation pendant une période plus humide. Son existence au niveau du gré du Mio-Pliocène signalée par des études précédentes (Hamdi-Aïssa, 2001; Chellat, 2014) suppose son héritage à partir du matériau parental. Les conditions de sa stabilité (pH neutre et abondance de Mg<sup>2+</sup>) n'ont

pas trop changé avec le temps, ce qui a permis sa préservation dans le sol (Hamdi-Aïssa, 2001).

La kaolinite a été aussi détectée à travers l'étude par IRTF. Singer (1980), admet que la kaolinite témoigne d'un climat humide à bon lessivage. Lorsque le climat devient aride, il est très probable que l'argile préservera son caractère kaolinitique et le message climatique est donc préservé (Singer, 1980). Dans le même contexte Catt (1990), admet que dans les climats chauds et humides les sols bien drainés situés dans des paysages élevés ont une fraction argileuse souvent kaolinitique alors que ceux situés dans des sites mal drainés contiennent la smectite ou d'autres minéraux argileux 2:1. La présence de la kaolinite dans les sols de la région de Ouargla indique donc une formation sous un climat plus humide que celui d'aujourd'hui.

L'illite se forme pédogénétiquement dans les horizons de surface des sols arides et semi-arides. Le potassium nécessaire pour le processus de l'illitisation est introduit dans les sols par le dépôt de poussières désertiques qui contiennent des minéraux portant du potassium. Le processus de l'illitisation est favorisé par les cycles d'humidification et de séchage qui affectent généralement les horizons de surface des sols des régions arides (Singer, 1988).

La présence de grandes quantités d'aluminium limite la formation des argiles silicatées fibreuses et favorise la formation de smectites (Khademi et Mermut, 1998). Ce minéral est formé dans des milieux confinés (Halitim, 1985; Catt, 1990). L'existence de la smectite au niveau des différents horizons étudiés et son existence au niveau des grés du Mio-Pliocène étudiés par Chellat (2014) indique que ce minéral est hérité.

#### V.7. Synthèse générale sur le paléoenvironnement

#### V.7.1. Les paléolacs de la région de Ouargla

Il est évident à travers l'étude que nous avons réalisée sur la région de Ouargla que cette dernière a connu des conditions différentes de celles d'aujourd'hui avec l'existence de plusieurs paléolacs. Disparus actuellement, ces derniers ont nécessités un climat plus humide que celui qui caractérise la région d'étude, avec des précipitations plus importantes contribuant à l'alimentation de ces paléolacs. Les indicateurs de cette période humide sont nombreux (micromorphologique, paléontologique, morphologique et analytique).

#### V.7.1.1. Origine des eaux des paléolacs de la région de Ouargla

A travers l'étude réalisée sur les sédiments des paléolacs de la région de Ouargla, nous avons constaté des différences dans la nature géochimique et la composante biotique fossile d'un paléolac à l'autre. Par exemple pour la Sebkha Mellala, il y a une dominance du gypse et des fossiles indiquant des eaux peu salées tandis que pour PLO c'est le calcaire dans certaines couches qui est très important et les fossiles sont représentés par des ostracodes et des charophytes. Pour PLI par contre les deux sels ne présentent pas de valeurs importantes et la composante biotique est différente des deux autres sites. Cette variation latérale des sédiments et de la composante biotique liée à ces paléolacs est accompagnée d'une variation verticale au sein de chaque paléolac. Ceci est du fort probablement à l'origine différente des eaux qui alimentaient ces anciens milieux aquatiques.

Cette origine peut être attribuée à des précipitations plus importantes liées à un climat plus humide. Dans le même contexte, Boyé et *al.* (1978) en étudiant le paléolac de Mellala admettent que l'existence de ce dernier devait exiger des précipitations annuelles supérieures à celles de la région de Ouargla qui sont impuissantes à le faire reparaître, donc un climat de marges désertiques avec précipitations très modérées et fort ensoleillement. De même pour Petit-Maire (2002), qui suppose des précipitations 10 fois plus importantes que l'actuelle; 5 à 30 mm/an, dans les paléolacs de la ceinture désertique saharo-arabienne, pour expliquer le maintien de ces paléolacs. L'alimentation de ces lacs était assurée selon (Gasse, 2000 ; Hoelzmann et *al.*, 2002; Petit-Maire, 2002) à partir des montagnes de l'Atlas et les précipitations locales. Lécuyer et *al.* (2016), ajoutent à cette origine la contribution des eaux de rivière dans l'alimentation du paléolac I-n-Atei (250 km au sud ouest du Massif du Hoggar) et une autre origine peut être liée aux eaux souterraines. Cette dernière source est citée aussi par Callot et Fontugne (2008) pour expliquer l'origine des eaux des paléolacs Holocènes à l'est du Grand Erg occidental.

La double variation latérale et verticale de la nature des sédiments et de leur composante biotique, signifie une origine différente des eaux qui les alimentaient, qui peuvent être soit des eaux météoriques ou des eaux de surface (Oueds) ou bien des eaux souterraines (Figure V.9), ces conditions hydrologiques ne peuvent être expliquées par les conditions actuelles de la région de Ouargla, ne permettant que l'existence de surfaces d'eaux salines (Chotts) alimentées par les remontées saisonnières de la nappe phréatique et les rejets liés aux activités anthropiques.



Figure V.9: Les paléolacs de la région de Ouargla avant et après le dessèchement et origines possibles de leurs eaux.

La nature douce à peu salée des eaux qui ont caractérisées ces paléolacs a été déduite des différents indicateurs surtout biotiques qui ont peuplés ces milieux. Selon De Deckker et *al.* (2011), la salinité a un intérêt particulier dans le cas des conditions climatiques, lorsqu'elles changent de conditions arides à des conditions moins arides. Par exemple, une Sebkha sèche ou éphémère, qui peut être sous l'influence d'une nappe d'eau salée, doit se rapporter à une phase aride; un lac salé permanent pourrait exister dans des conditions moins arides; un lac à faible salinité (inférieure à la salinité de l'eau de mer) est engendrée soit par un climat plus humide et/ou caractérisé par un rayonnement solaire plus faible; et un lac d'eau douce est certainement lié à des conditions encore plus humides que la situation précédente (De Deckker et *al.*, 2011).

A travers cette étude nous pouvons lier les paléolacs de la région de Ouargla aux troisième cas caractérisant les climats plus humides et/ou caractérisés par un rayonnement solaire plus faible. Ces paléolacs ont disparus et actuellement des Sebkhas d'eaux salées caractérisent la région et correspond au climat hyperaride actuel incapable de faire réapparaître ces paléolacs.

#### V.7.1.2. Comparaisons régionales

Pour situer les paléolacs de la région de Ouargla dans le temps afin de leur attribuer un âge de fonctionnement approximatif nous avons tenté de les comparer avec les multiples paléolacs Sahariens et en particulier avec le paléolac de Mellala existant dans la même région et bénéficiant des mêmes conditions climatiques.

En effet, deux datations en  $C^{14}$  sur des fossiles prélevés des deux couches correspondant aux périodes de grande activité biologique à la Sebkha Mellala ont donné une date de 9550±130 ans B.P. pour la couche inférieure et 7900±110 ans B.P. pour la couche supérieur (Boyé et *al.*, 1978). Les travaux de Gibert (1989), sur ce même site ont montré l'existence de deux phases majeures de remise en eau, la première après 10600 ans B.P. et la deuxième vers 7000 ans B.P.

Les preuves paléoclimatiques et archéologiques nous apprennent qu'il y a 11000-5000 ans, le Sahara actuel était une terre couverte de végétation et de lacs (deMenocal et Tierney, 2012). Le début de la phase humide au Sahara se traduit par l'apparition de lacs et marais entre 10000 et 9500 B.P., selon la situation géographique (Petit-Maire et Guo, 1996) avec deux épisodes lacustres majeurs qui sont parvenu à ca. 10500-8000 et 7500- 4500 B.P., respectivement, séparés par un épisode aride centré autour de 8000 B.P. (Gasse, 2002).

Il est apparent que la majorité des lacs de l'Afrique de l'Hémisphère Nord étaient de hauts niveaux ou de niveaux intermédiaires entre 10000 et 6000 ans B.P. (Damnati, 2000).

Ces conditions humides ont d'abord été enregistrées en Afrique de l'Est (entre 0° et 14°N) et ont gagné progressivement le Sahel et le Sahara où ces conditions ont été bien marquées entre 9500 et 7000 ans B.P. La majorité des lacs d'Afrique septentrionale étaient à un haut niveau à 6000 ans B.P., mais certains commençaient déjà à descendre. Les lacs indiquaient des conditions progressivement plus sèches après 6000 ans B.P (Damnati, 2000).

Brauneck et *al.* (2013) ont montré qu'un régime de lac exceptionnellement stable existait de 10600 à 7300 B.P. au niveau de la Sebkha Seggedine (Nord est du Niger). Ce régime, reflétant des conditions humides, a été caractérisé par le dépôt continu et stratifié de diatomite avec un taux élevé en matière organique. Un changement de régime du lac est survenu à 7300 B.P., interprété comme le début d'une transition vers des conditions arides.

Les carbonates lacustres du paléolac Ouest nubien (Nord-Ouest du Soudan : 18,5°N/25,5°E) confirment l'existence de conditions stables d'eaux douces entre approximativement 9500 et 4000 ans B.P. dans une région actuellement hyperaride (15 mm/an) (Hoelzmann et *al.*, 2000). Ces dates correspondent approximativement à la période d'existence du paléolac de Mellala. Dans le même contexte Lézine (1993) avait déterminée l'existence d'un paléolac dans la Sebkha Chemchane en Mauritanie (21°N et 12°O, pluviosité moyenne de 60 mm/an), entre 8100 et 6400 B.P.

Nous pouvons observés que ces paléolacs montrent approximativement la même période d'activité qui correspond aux conditions humides de l'Holocène, ce qui nous amène à dire que les paléolacs de Ouargla parait être actif pendant la même durée; entre 10000 et 4000 ans B.P. pour évoluer en fin vers l'hyperaridité actuelle (Figure V.9). Cependant, ces dates ne sont qu'approximative et restent à confirmer par des datations absolues (C<sup>14</sup>, thermoluminescence...) pour donner une idée précise de la période d'activité de ces paléolac.

# V.7.1.3. Fonctionnement ancien des paléolacs de la région de Ouargla et rôle des différents êtres vivants

Les coupes de paléolacs étudiés montrent que ces derniers ont été des écosystèmes anciens représentés par un biotope incluant les eaux de ces lacs avec toutes leurs caractéristiques physico-chimiques et abritant une biocénose diversifiée représentée par les différentes espèces faunistiques et floristiques.

Dans cette partie nous allons essayer de reconstituer le fonctionnement de ces paléolacs en s'appuyant sur les différentes caractéristiques du milieu et des espèces identifiées. Ces dernières sont incomplètes et différentes d'un site à l'autre, c'est pour cette raison que nous avons appuyé notre reconstitution sur les paléolacs dont on dispose de plus de données.

Les végétaux chlorophylliens sont à la base du fonctionnement de tous les écosystèmes aquatiques et terrestres. Ils sont représentés dans ces paléolacs essentiellement par les charophytes qui sont des algues vertes submergées. D'autres algues qui sont les diatomées peuvent avoir une place avec les charophytes dans le premier niveau trophique qui est celui des producteurs primaires. En effet, les macrophytes comme les charophytes sont principalement responsables de la production de biomasse dans les eaux peu profondes contrairement aux lacs stratifiés profonds où le phytoplancton est responsable de la majorité de la productivité photosynthétique (Apolinarska et *al.*, 2011). En plus, les charophytes peuvent être les principales composantes de certains écosystèmes d'eau douce et en tant que producteurs primaires (Rey-Boissezon et Auderset Joye, 2015), ils fournissent l'habitat, la nourriture et le refuge pour divers organismes comme le périphyton, les invertébrés, les poissons et les microorganismes (Rey-Boissezon et Auderset Joye, 2015; Schneider et *al.*, 2015). S'ajoute à leur rôle dans les écosystèmes la capacité a améliorer la clarté de l'eau, et a stocker le carbone et les nutriments (Schneider et *al.*, 2015).

Parmi les mollusques identifiés *Melanoïdes tuberculata* est une espèce commune entre plusieurs paléolacs. Cette espèce est considérée comme fouisseuse de microalgues et est détritivores se nourrissant de détritus, feuilles de plantes et d'animaux morts (van Damme, 2014). D'autres êtres vivants qui sont les ostracodes ont été aussi observés au niveau de PLI, PLO, PLSC, PLM et BTM. Selon Karanovic (2012), tous les ostracodes d'eau douce et la plupart des ostracodes marins sont détritivores. Dans les environnements naturels les ostracodes d'eau douce sont considérés comme généralistes, se nourrissant d'algues, de détritus organiques, le matériel végétal mort et vivant, les excréments d'invertébrés, et les organes des animaux morts (Karanovic, 2012). Certaines espèces même recherchent activement des lits de charophytes pour se nourrir sur le périphyton et se cacher des prédateurs (Karanovic, 2012). En plus de ces espèces les ossements d'animaux détectés au niveau de la coupe PLI témoignent que des animaux terrestres et même d'autres fort probablement aquatiques ont peuplés le paléolac et ses alentours.

Nous pouvons donc établir à travers le rôle des différents êtres vivants qui ont peuplés ces paléolacs, en partie la chaîne alimentaire de ces milieux et les différentes interactions entre ces organismes vivants (Figure V.10).



Figure V.10: Fonctionnement ancien des paléolacs de la région de Ouargla.

### V.7.2. Succession des sédiments hydo-éoliens dans les sols et sédiments de la région de Ouargla

L'étude des différents profils et coupes de paléolacs de la région de Ouargla montre en général une succession de sédiments de nature différentes. Ces derniers ont été le résultat de succession d'évènements paléoclimatiques arides et d'autres plus humides qui ont caractérisés la région durant l'Holocène.

En *profondeur*, l'apparition du sable témoigne d'un climat aride où l'action éolienne était prédominante permettant l'accumulation de sable et surtout le sable fin.

En allant vers le *milieu*, les horizons et les couches montrent des propriétés indiquant un climat plus humide. Les indicateurs de cette période sont multiples:

- L'apparition des couches noires organiques et des fossiles qui témoignent de l'existence de paléolacs dans la région de Ouargla actuellement;
- Les encroûtements calcaires témoignant de précipitations plus importantes et d'une formation dans un milieu lacustre (PLO);
- Les accumulations calcaires comme les nodules et les amas sont indicatrices de climat où les précipitations ont été plus abondantes.

En surface, plusieurs indicateurs montrent une évolution vers le climat hyperaride actuel:

- La prédominance de la fraction sableuse en surface pour beaucoup de profils et de coupes;
- L'apparition du gypse sous forme de cristaux mais surtout de croûtes gypseuses indiquant un climat aride avec un très fort ensoleillement;

Cette succession des sédiments hydro-éoliens est expliquée selon Swezey (2001), par une mobilisation des sédiments par les processus éoliens durant les périodes plus arides, et une stabilisation par la végétation et ou enfouissement par les sédiments fluvio-lacustres durant les périodes plus humides. Cette séquence est liée selon ce dernier avec les conditions arides du dernier Pléistocène, les conditions humide de l'Holocène ancien, et un retour à des conditions plus arides pendant le dernier Holocène.

On peut retracer donc la fluctuation des conditions climatiques dans la région (FigureV.11), à travers les paléoprocessus observés dans les sols et les sédiments étudiés, ce qui confirme la fluctuation climatique au cours de l'Holocène déjà décrite par plusieurs auteurs (Petit-Maire et Guo, 1996 ; Petit-Maire, 2002 ; Mayewski et *al.*, 2004) et confirmée dans la région de Ouargla par les études de (Hamdi-Aissa, 2002a; Hamdi-Aissa et *al.*, 2004; Youcef et Hamdi-Aissa, 2014) ainsi que les travaux de (Boyé et *al.*, 1978; Gibert, 1989) en étudiant la Sebkha Mellala.



FigureV.11: Succession des sédiments hydro-éoliens au niveau des sols de la région de Ouargla (exemple des coupes PLO, PLSC et CSL).

#### V.8. Conclusion

Les sites étudiés montrent des indicateurs de conditions paléoenvironnementales différentes de celles d'aujourd'hui. Ces conditions ont permis l'existence de paléolacs et d'espèces animales et végétales actuellement disparues de la région de Ouargla.

Les couches noires avec leurs taux élevés en matière organique constituent une particularité pour les sols du Sahara. Elles indiquent un climat plus humide et une formation dans un milieu engorgé d'eau surtout au niveau de la coupe PLI où leurs épaisseur est très importante associée à un bon état de préservation de la matière organique.

L'étude des bioindicateurs révèle que les eaux des paléolacs de la région de Ouargla ont été de nature douce à peu salée, peu profondes, oxygénées, calmes et permanentes.

L'étude des accumulations de calcaire et de gypse indique aussi que leur origine supposait des conditions climatiques plus humides.

Ces conditions plus humides ont permis l'appariation de paléolacs Holocène dans la région de Ouargla. On comparant les données obtenues pour ces paléolacs avec d'autres paléolacs situés dans des régions sahariennes, nous pouvons accorder une période d'activité approximative à ces paléolacs entre10000 et 4000 ans B.P.

# CONCLUSION GENERALE

### **Conclusion générale**

Le climat hyperaride du Sahara lui offre une grande importance pour la reconstitution des changements paléoenvironnementaux du fait surtout des faibles précipitations permettant une bonne préservation des processus pédologiques anciens. A l'Holocène, le Sahara connaissait des périodes plus humides avec l'existence de nombreux paléolacs.

L'étude des sols anciens et des sédiments de paléolacs dans la région de Ouargla montre qu'ils conservent un certain nombre d'indicateurs de fonctionnement passé qui peuvent être utilisé comme moyen pour la compréhension des changements paléoenvironnementaux durant le Quaternaire.

Au terme de cette étude, il nous est possible de reconstituer ne serait ce qu'une partie des changements environnementaux qui ont touchés la région de Ouargla.

Les sites étudiés constituent une opportunité pour l'étude de ces changements non seulement dans la région de Ouargla mais aussi dans tout le Sahara. Les résultats obtenus montrent généralement une fluctuation du climat entre des conditions arides et d'autres plus humides.

Les coupes de paléolacs de la région de Ouargla montrent l'existence de couches noires ayant un taux élevé en matière organique comparativement aux sols des régions arides. Cette dernière caractéristique associée à l'observation des lames minces réalisées au niveau de ces coupes qui montrent dans certains cas des structures végétales reconnaissables témoigne de leur origine organique. Ces niveaux organiques constituent de bons indicateurs d'un environnement différent de celui d'aujourd'hui avec des précipitations plus importantes permettant l'apparition de lacs abritant une biocénose végétale qui a donnée naissance à ce stock ancien de matière organique qui s'est formé fort probablement dans un milieu engorgé d'eau.

La matière organique au niveau de la coupe PLI est caractérisée par un taux élevé et un bon état de préservation, ce qui peut être expliqué par une formation dans un fond de lac à conditions anoxiques et a pH faible ne favorisant pas l'activité des microorganismes. Les eaux de ce paléolac étaient permanentes avec une profondeur inférieure à 10 mètres.

La source principale de la matière organique accumulée au niveau de ces paléolacs est représentée par les algues aquatiques submergées à coté d'une deuxième source qui est la végétation terrestre du bord des lacs. Ces algues sont représentées surtout par des charophytes qui peuvent avoir une biomasse importante et une décomposition lente en plus de leur caractère submergée qui leur confèrent un temps de dépôt moins important et de ce fait une décomposition plus lente.

Ces écosystèmes lacustres ont permis aussi la vie à une biocénose animale constituée surtout par des espèces d'eaux douces à peu salées. Ces espèces fossiles sont *Melanoïdes tuberculata*, *Melanopsis praemorsa* et *Cerastoderma glaucum*. L'étude micropaléontologique a montré aussi l'existence de microfaune constituée par des ostracodes. Les algues fossiles sont représentées par les charophytes et les diatomées.

Les charophytes qui ont peuplées ces paléomilieux appartiennent au genre *Chara* et représentent des fossiles autochtones qui ont évolués dans des paléolacs permanents nécessitant certainement des conditions plus humides que celles d'aujourd'hui. Les eaux de ces paléolacs ont été douces à faiblement salées, oxygénées, à pH alcalin, calmes et peu profondes.

Les ossements existants au niveau du paléolac PLI appartiennent à différentes espèces animales et confirment aussi l'existence d'une phase humide permettant l'apparition de ce paléolac. Ces conditions ont permis la vie à des animaux terrestres et aquatiques qui ont trouvés dans ce milieu une source d'eau et une nourriture constituée par la végétation du bord du lac qui était plus dense que celle qui caractérise la région de Ouargla actuellement pour assurer une nourriture suffisante à ces animaux.

L'étude des accumulations gypseuses omniprésentes dans la région de Ouargla permit de tirer des conclusions sur leur origine et les conditions de leurs formation. Les profils de sol à croûte gypseuse de surface, nous amène a dire que la formation des croûtes gypseuses étudiées ayant des épaisseurs importantes, a certainement nécessité une grande quantité d'eau et de ce fait des conditions climatiques plus humides que les conditions d'hyperaridité qui caractérisent la région de Ouargla. L'aridité qui a suivie cette période humide a conduit à une évaporation intense permettant la cristallisation du gypse et la préservation des croûtes gypseuses à la surface.

Les croûtes gypseuses existantes au niveau du site de la Sebkha Mellala caractérisées par des cristaux de gypse pur sans sable, ont une origine lagunaire avec un système hydrogéochimique dominé par  $SO_4^{2-}$  et  $Ca^{2+}$ , sous un climat moins aride pour permettre la mobilisation de ces quantités de gypse. Cette période humide correspond à la période de fonctionnement du paléolac de Mellala.

Les pseudomorphoses de gypse lenticulaire en calcite représentent un caractère hérité et signifie un changement de climat d'un climat aride caractérisé par la précipitation des cristaux de gypse à un climat plus humide caractérisé par une dissolution de ces derniers et un remplacement par les cristaux de calcite. Ces fluctuations de climat ont eu probablement une relation avec les variations du niveau d'eau dans les paléolacs de la région.

L'accumulation du gypse en bas des graviers indique une percolation de l'eau du haut vers le bas du profil. Ces eaux résultent probablement de précipitations plus importantes et/ou d'apports superficiels d'un Oued. Ces conditions plus humides expliquent aussi la formation des rizholites qui représentent des restes de systèmes racinaires anciens.

Le gypse présent au niveau des coupes PLO et PLA sous forme de cristaux à la surface a une origine éolienne. La forme lenticulaire du gypse fréquente dans de nombreux sites de paléolacs est formée à partir d'eau saturée avec des ions  $Ca^{2+}$  et  $SO_4^{2-}$  puis cristallisée avec l'aridité croissante.

Les accumulations calcaires dans la région de Ouargla représentent un héritage de période humide et ne peuvent être expliquées par le climat actuel. Les nodules calcaires contenant des grains de sable de même nature que celui de l'horizon dans lequel elles sont présentes sont formés *in situ* à partir d'eau chargées en ions Ca<sup>2+</sup> et CO<sub>3</sub><sup>-</sup>. Les amas calcaires sont le signe d'un drainage faible. La formation des encroûtements calcaires signifie des eaux relativement importantes avec probablement une hauteur de précipitations de plus de 300-400 mm/an. L'encroûtement de la coupe PLO est riche en microfossiles (ostracodes et charophytes) ce qui indique une origine lacustre. L'accumulation du calcaire en bas des graviers possède la même origine que celle avec une cristallisation du gypse au lieu du calcaire c'est-à-dire des eaux plus abondantes avec un sens de percolation du haut vers le bas du profil. Les croûtes calcaires ont nécessitées aussi des quantités importantes d'eau et leur formation ne peut être liée à un climat aride.

L'existence de revêtements argileux autour des grains de quartz a été observée au niveau de certaines lames minces des sols de la région de Ouargla indiquant une origine sédimentaire ancienne, et la fluctuation des conditions climatiques entre des périodes arides et d'autres plus humides. Les minéraux argileux (Palygorskite, kaolinite, illite et montmorillonite) présents dans les sols et les sédiments étudiés, révélés par la spectroscopie infrarouge à transformée de Fourier sont hérités. Les conditions actuelles de la région de Ouargla permettent la stabilité de ces minéraux.

A travers les résultats de cette étude on peut conclure que la région de Ouargla a été exposée à des fluctuations climatiques pendant l'Holocène, et ceux-ci sont responsables de la modification dans les paléoenvironnements qui se manifestent essentiellement dans l'alternance des périodes humides responsable de l'existence des paléolacs et des périodes arides responsables de l'apparition du gypse en surface et l'assèchement de la végétation.

Les paléolacs de la région de Ouargla ont nécessité des conditions climatiques plus humides avec des précipitations plus importantes permettant d'abriter une biocénose représentée essentiellement par les charophytes qui constituent le premier niveau trophique dans ces écosystèmes (Producteurs primaires) à coté des diatomées. La faune est représentés par des détritivores (ostracodes et mollusques) et des animaux non identifiés qui représentent le niveau des consommateurs. L'environnement de ces paléolacs était favorable à la vie d'animaux terrestres qui ont trouvés une source d'eau et une végétation terrestre plus dense que l'actuelle. Ces paléolacs qui paraissent synchrones avec le paléolac de Mellala -le seul ayant une datation absolue dans la région- et d'autres paléolacs sahariens, avaient une période d'activité probable entre 10000 et 4000 ans B.P. L'alimentation de ces paléolacs a été assurée par trois sources probables; les précipitations, les eaux d'Oueds et les eaux souterraines.

Nous avons constaté que les sols et les sédiments étudiés conservent des caractères hérités qui traduisent la fluctuation des conditions climatiques qui ont touchés la région; succession des sédiments hydro-éoliens s'expliquant par une mobilisation des sédiments par les processus éoliens durant les périodes arides et une stabilisation par les sédiments fluvio-lacustres durant les périodes plus humides.

Enfin, notre étude ne constitue qu'un petit maillon dans une longue chaîne constituée par les différentes disciplines qui ont pour objet l'étude du paléoenvironnement. Cette dernière ne sera plus complète qu'en l'intégrant au sein d'une approche pluridisciplinaire faisant appel à d'autres disciplines comme: la thermoluminescence, la datation en  $C^{14}$ , l'étude des variations paléohydrologiques, et la palynologie.

Un fait très important doit être signalé à la fin de ce travail. Il concerne malheureusement les sites très intéressants de la région de Ouargla qui risquent une dégradation anthropique qui menace leur environnement. C'est le cas de la coupe PLO aujourd'hui disparues et de la coupe PLI très proche des travaux de construction. Ces sites peuvent encore contribuer d'une manière importante à la reconstitution du paléoenvironnement surtout avec le développement des techniques d'études qui nous montrent toujours de nouvelles méthodes et applications dans ce domaine.

#### Perspectives de recherche

- Datation absolue des fossiles et des couches noires pour connaître l'âge exact de la période d'activité des paléolacs étudiés;
- Etude palynologique des couches noires et des sédiments de paléolacs pour avoir une idée du type de végétation qui régnait dans la région et de ce fait de la nature du climat sous lequel elle s'est développée;

- Identification des microfossiles surtout les ostracodes et les diatomées qui permettront d'avoir une idée plus précise de la qualité des eaux de ces paléolacs;
- Prospection dans la région de Ouargla et dans d'autres régions sahariennes pour la découverte probable de nouveaux sites de paléolacs. Dans ce cas, nous pouvons même se référer à d'autres méthodes comme les images satellitaires qui ont prouvées leur utilité en tant que moyen dans la détection de nouveau sites de paléolacs;
- L'étude détaillée (surtout micromorphologique) des différentes accumulations de gypse et de calcaire qui pourra nous informé sur les conditions précises de leur formation.

# RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

## Références bibliographiques

- Anadon, P., Utrilla, R. & Vazquez, A. 2000. Use of charophyte carbonates as proxy indicators of subtle hydrological and chemical changes in marl lakes: example from the Miocene Bicorb Basin, eastern Spain. *Sedimentary Geology* 133: 325-347.
- Apolinarska, K., Pełechaty, M. & Pukacz, A. 2011. CaCO3 sedimentation by modern charophytes (Characeae): can calcified remains and carbonate δ13C and δ18O record the ecological state of lakes? – a review. *Studia Limnologica et Telmatologica (STUD LIM TEL)* 52: 55-66.
- Aranda, V., Domínguez-Vidal, A., Comino, F., Calero, J. & Ayora-Cañada, M.J. 2014.Agro-environmental characterization of semi-arid Mediterranean soils using NIR reflection and mid-IR-attenuated total reflection spectroscopies. *Vibrational Spectroscopy* 74: 88-97.
- Aref, M.A.M. 2003. Classification and depositional environments of Quaternary pedogenic gypsum crusts (gypcrete) from east of the Fayum Depression, Egypt. Sedimentary Geology 155: 87-108.
- Armitage, S.J., Drake, N.A., Stokes, S., El-Hawat, A., Salem, M.J., White, K., Turner, P. & McLaren, S.J. 2007. Multiple phases of North African humidity recorded in lacustrine sediments from the Fazzan Basin, Libyan Sahara. *Quaternary Geochronology* 2: 181-186.
- Artieda, O. & Herrero, J. 2003. Pedogenesis in Lutitic Cr horizons of gypsiferous Soils. Soil Science Society of America Journal 67:1496–1506.
- Aubert, G., 1978. Méthodes d'analyses des sols. C.R.D.P., Marseille, 189 p.
- Aumassip, G., Dagorne, A., Estorges, P., Lefevre-Witier, Ph., Mahrour, M., Marmier, F., Nesson, C., Rouvillois-Brigol, M., & Trecolle, G. 1972. Aperçu sur l'évolution du paysage Quaternaire et le peuplement de la région de Ouargla. *Lybica* XX: 206-256.
- Aumassip, G. 1986. Le Bas-Sahara dans la Préhistoire. CNRS, Paris, 612 p.
- Baize, D. & Jabiol, B. 1995. Guide de description des sols. Ed. AFES-INRA, Paris, 388 p.
- Baize, D. & Jabiol, B. 2011. Guide pour la description des sols. Ed. Quæ, Versailles, 429 p.
- Baudin, F., Tribovilland, N., & Trichet, J. 2007. Géologie de la matière organique. Ed. Vuibert, Paris, 263 p.

- Beaudet, G. 1986. A propos des croûtes et encroûtements calcaires. *Annales de Géographie*: 531: 617-627.
- Becze-Deák, J., Langohr, R. & Verrecchia, E.P. 1997. Small scale secondary CaCO<sub>3</sub> accumulations in selected sections of the European loess belt. Morphological forms and potential for paleoenvironmental reconstruction. *Geoderma* 76: 221-252.
- Beilby, M.J. & Casanova, M.T. 2014. The Physiology of Characean Cells. Ed. Springer Verlag, Berlin Heidelberg, 197 p.
- Bignot, G. 1982. Les microfossiles. Ed. Dunod, Paris, 211 p.
- Blanco, C., Gonzalez, F., Pesquera, C., Benito, I., Mendioroz, S. & Pakhares, J.A. 1989. Differences between one palygorskite and another magnesic by infrared spectroscopy. *Spectroscopy letters* 22(6): 659-673.
- B.N.E.D.R., 2000. Etude de périmètre de mise en valeur agricole (Drine II 60 ha) dans la commune de Guerrara. Programme de mise en valeur des terres par le biais de la concession. Rapport définitif DG/515, Alger, 49 p.
- Bonvallot, J. & Delhoune, J.P. 1978. Etude de différentes accumulations carbonatées d'une toposéquence du centre Tunisien (DJEBEL SEMMAMA). Communication présentée au 103e Congrès National des Sociétés Savantes -Nancy-Metz, France.
- Boyé, M., Marmier, F., Nesson, C. & Trécolle, G. 1978. Les dépôts de la sebkha Mellala (environs d'Ouargla, Sahara algérien nord-oriental). Sédimentologie, âge, enseignement morphoclimatique. *Revue de Géomorphologie Dynamique* 28: 49-62.
- Brauneck, J., Mees, F. & Baumhauer, R. 2013. A record of early to middle Holocene environmental change inferred from lake deposits beneath a sabkha sequence in the Central Sahara (Seggedim, NE Niger). *Journal of Paleolimnology* 49: 605-618.
- Briere, P.R. 2000. Playa, Playa lake, sabkha: proposed difinitions for old term. *Journal of Arid Environments* 45: 1-7.
- Buck, B.J. & Van Hoesen, J.G. 2005. Assessing the applicability of isotopic pedogenic gypsum as a paleoclimate indicator, Southern New Mexico. *Journal of Arid Environments* 60: 99-114.
- Bullock, P., Fedoroff, N., Jongerius, A., Stoops, G., Tursina, T., & Babel, C. 1985. Handbook for soil thin section description. Waine Research Publications, Wolverhampton. 152 p.
- Caillère, S., & Hénin, S. 1963. Minéralogie des argiles. Masson et Cie, Paris. 210 p.
- Callot, Y. 1987. Géomorphologie et pléoenvirennements de l'Atlas saharien au grand Erg occidental: dynamique éoliennes et paléo-lacs Holocénes. Thése de Doctorat es-science, université P.M Curie, 412p.

- Callot, Y., Marticorena, B. & Bergametti, G. 2000. Geomorphologic approach for modelling the surface features of arid environments in a model of dust emissions: application to the Sahara desert. *Geodinamica Acta* 13: 245-270.
- Callot, Y., & Fontugne, M. 2008. Les sites lacustres d'âge holocène dans l'est du Grand Erg occidental (nord-ouest du Sahara algérien): interprétation géomorphologique et paléoclimatique. *Géomorphologie : relief, processus, environnement* 3: 187-200.
- Casby-Horton, S., Herrero, J. & Rolong, N.A. 2015. Gypsum Soils-Their Morphology, Classification, Function, and Landscapes. In: Advances in Agronomy 130. (Ed. D.L. Sparks,), pp. 231-290. Elsevier.
- Castany, G. 1982. Principes et méthodes de l'hydrogéologie. Ed : DUNOD, Paris, 233p.
- Catt, J.A. 1990. Paleopedology manual. Quaternary international 6: 1-95.
- Chellat, S. 2014. Cadre Sédimentologique et Paléoenvironnemental des Formations Mio-Pliocènes de la région de Guerrara (Ghardaïa, Algérie). Thèse de doctorat es-science, université Constantine 1, 154 p.
- Chen, X. Y., 1997. Pedogenic gypcrete formation in arid central Australia. *Geoderma* 77: 39-61.
- Cheverry, C., Fromage, M. & Bocquier, G. 1972. Quelques aspects micromorphologiques de la pédogénèse des sols de polders conquis sur le lac Tchad. *Cahier ORSTOM, série Pédologie* 10: 373-387.
- Chukanov, N.V. 2014. Infrared spectra of mineral species. Ed: Springer, Dordrecht, 1703p.
- Cody, R.D., & Cody, A.M. 1988. Gypsum nucleation and crystal morphology in analog saline terrestrial environments. *Journal of Sedimentary Petrology* 58: 247-255.
- Cohen, A.C., Peterson, D.E. & Maddocks, R.F. 2007. Ostracoda. In: The Light & Smith Manual: Intertidal Invertebrates from Central California to Oregon. (Ed. J.T. Carlton), pp. 417-446. 4<sup>ième</sup> Edition. Presse de l'université de Californie, Berkeley & Los Angeles.
- Conrad, G. 1971. Synthèse de l'évolution continentale post-Hercynienne du Sahara Algérien (Saoura, Erg Chech Tanezrouft, Ahnet-Mouydir). *Bulletin du service géologique de l'Algérie* 41: 143-159.
- Cooke, R.U., Warren, A. & Goudie, S.A. 1993. Desert geomorphilogy. Ed. UCL, London, 526p.
- Coque, R. 1962. La Tunisie présaharienne. Etude géomorphologique. Thèse de doctorat, Faculté des lettres, Paris, 488 p.
- Coudé-Gaussen, G. 1991. Les poussières sahariennes, cycle sédimentaire et place dans les environnements et paléoenvironnements désertiques. Ed. John Libby, Paris, 485 p.

- Courty, M.A., Goldberg, P. & Macphail, R. 1989. Soils and Micromorphology in Archaeology. Cambridge University Press, Cambridge.
- Coutinet, S. 1965. Méthodes d'analyses utilisables pour les sols salés, calcaires et gypseux. *Agronomie Tropicale* 12: 1242-1253.
- Craft, C.B. 2001. Biology of wetland soils. In: Wetland soils: Genesis, Hydrology, and Classification. (Ed. Richardson, J.L. & Vepraskas, M.J.), pp. 107-135. CRC Press, Boca Raton, USA.
- Cremaschi, M. & Trombino, L. 1998. The palaeoclimatic significance of paleosols in Southern Fezzan Libyan Sahara: morphological and micromorphological aspects. *Catena* 34: 131-156.
- Cremaschi, M., Zerboni, A., Mercuri, A.M., Olmi, L., Biagetti, S., di Lernia, S. 2014. Takarkori rock shelter (SW Libya): an archive of Holocene climate and environmental changes in the central Sahara. *Quaternary Science Reviews* 101: 36-60.
- Damnati, B. 2000. Holocene lake records in the Northern Hemisphere of Africa. *Journal of African Earth Sciences* 31 (2): 253-262.
- De Deckker, P., Magee, J.W. & Shelley, J.M.G. 2011. Late Quaternary palaeohydrological changes in the large playa Lake Frome in central Australia, recorded from the Mg/Ca and Sr/Ca in ostracod valves and biotic remains. *Journal of Arid Environments* 75: 38-50.
- deMenocal, P.B, Ortiz, J., Guilderson, T., Adkins, J., Sarnthein, M., Baker, L., & Yarusinski,
  M. 2000. Abrupt onset and termination of the African Humid Period: Rapid climate response to gradual insolation forcing. *Quaternary Science Reviews* 19: 347-361.
- deMenocal, P. B. & Tierney, J. E. 2012. Green Sahara: African Humid Periods Paced by Earth's Orbital Changes. *Nature Education Knowledge* 3(10):12.
- Dergacheva, M. 1998. Palaeosols and new approaches to paleoenvironment reconstuction. In: 16<sup>éme</sup> Congrès Mondial de Science du Sol, Montpellier, 4p (publié en CD-Rom).
- Détriché, S., Bréhéret, J.-G., Soulié-Märsche, I., Karrat, L. & Macaire, J.-J. 2009. Late Holocene water level fluctuations of Lake Afourgagh (Middle-Atlas Mountains, Morocco) inferred from charophyte remains. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 283: 134-147.
- Djili, K., Daoud, Y. & Ayache, N. 1999. Analyse de la distribution verticale et spatiale du calcaire dans les sols de l'Algérie septentrionale. *Etude et gestion des sols* 6(3): 201-213.
- Drees, L.R. & Wilding, L.P. 1987. Carbonate forms in the rolling plains of Texas. *Geoderma*, 40: 157-175.

- Dubief, J. 1950. Evaporation et coefficients au Sahara. *Travaux de l'institut de recherches Sahariennes* 6: 13-44.
- Dubief, J. 1952. Le vent et le déplacement du sable au Sahara. Ed.: I. R. S., Alger, Tome VIII, 123-163.
- Dubief, J. 1953. Essai sur l'hydrologie superficielle au Sahara. Ed. Service des études scientifique, Alger, 457 p.
- Dubief, J. 1959. Le climat du Sahara.Ed. Inst. Rech.Saha., Alger. Mémoire hors série. Tome I. 307 p.
- Dunne, J., Evershed, R.P., Salque, M., Cramp, L., Bruni, S., Ryan, K., Biagetti, S. & di Lernia, S. 2012. First dairying in green Saharan Africa in the fifth millennium BC. *Nature* 486: 390-394.
- Durand, J.H. 1963. Les croûtes calcaires et gypseuses en Algérie : formation et âge. *Bulletin de la Socièté Géologique de France* 7: 959-968.
- Dutil, P., Martinez, C. & Quézel, P. 1959. Étude pédologique et palynologique d'un profil de formations quaternaires de la Daïa de M'RARA (W de l'Oued Rhir). Bulletin de la société d'Histoire Naturelle d'Afrique du Nord 50(5-6): 196-203.
- Dutil, P. 1971. Contribution à l'étude des sols et des paléosols du Sahara. Thèse doc. d'état, faculté des sciences de l'université de Strasbourg, 346 p.
- El Atfy, H., Sallam, H., Jasper, A., Uhl, D. 2016. The first evidence of paleo-wildfire from the Campanian (Late Cretaceous) of North Africa. *Cretaceous Research* 57: 306-310.
- Eswaran, H. & Barzanji, A.F. 1974. Evidence for the neoformation of attapulgite in some soils of Iraq. 10<sup>th</sup> Int. Congr. Soil. Sci., Moscow, VII, 154-161.
- Eswaran, H. & Zi-Tong, G. 1991. Properties, genesis, classification, and distribution of soils with gypsum. In: Occurrence, characteristics, and genesis of carbonate, gypsum, and silica accumulation in soils. Ed. W. D. Nettleton. Madison, *Soil Science Society of America Publication* 26: 89-119.
- FAO-AQUASTAT, 2005. Carte de l'Algérie. Disponible à:

http://www.fao.org/nr/water/aquastat/countries\_regions/dza/DZA-map\_detailed.pdf

- Farmer, V.C., & Russell, J. D. 1964. The infra-red spectra of layer silicates. *Spectrochimica Acta* 20: 1149-1173.
- Farmer, V. C. 1968. Infrared spectroscopy in clay mineral studies. Clay Minerals 7: 373-387.
- Farmer, V. C. 1974. The layers silicates. In: The Infrared Spectra of Minerals. (Ed. V.C. Farmer), pp. 331-363. Mineralogical Society, London.

- Faust, D. 2005. Reconstructing climate: What may soils tell us? In International Environnement workchop: The last 15 Ka of environnemental change in Mditerranean regions. Interpreting different archives. International University of Andalusia.
- Fedoroff, N. 1997. Clay illuviation in red mediterranean soils. Catena 28: 171-189.
- Fedoroff, N. & Courty, M.A. 1985. Micromorphology of recent and buried soils in a semiarid region of northwestern India. *Geoderma* 35: 287-332.
- Fedoroff, N. & Courty, M.A. 1987a. Paléosols. In : Géologie de la Préhistoire. (Ed. J.C. Misckovsky), pp. 251-280. Géopré, Paris.
- Fedoroff, N. & Courty, M.A. 1987b. Morphology and distribution of textural features in arid and semiarid regions. In soil Micromorphology (Eds. N. Fedoroff, L.M. Bresson & M.A. Courty), Pp. 213-219, A.F.E.S., Paris.
- Fedoroff, N. & Courty, M. A. 1989. Indicateurs pédologiques d'aridification: exemple du Sahara. *Bulletin de la Société Géologique de France* 5: 43-53.
- Fedoroff, N., & Courty, M.A. 1994. Organisation du sol aux échelles microscopiques. In: *Pédologie: Constituants et propriétés des sols*. (Ed. P. Duchaufour et B. Souchier), pp. 349-375, Masson, Paris.
- Fedoroff, N. & Catt, J. A. 1998. Records in soils of environmental and anthropegenic Changes. In ISSS ed., 16<sup>th</sup> World Congress of Soil Science, Montpellier, 4p. (CD-Rom publication).
- Fedoroff, N. & Courty, M.A. 1999. Soil and soil forming processes under increasing aridity. In :Paleoenvironmental reconstruction in arid lands. (Ed. A.K. Singhvi & E. Derbyshire), pp. 73-108. Oxford & IBH publishing CO. PVT. LTD. New Delhi.
- Fedoroff, N., Courty, M.A. & Guo, Z. 2011 .Palaeosoils and Relict Soils. In: Interpretation of Micromorphological Features of Soils and Regoliths. (Ed. G. Stoops, V. Marcelino & F. Mees), pp. 623-662. Elsevier.
- Fitzpatrick, E.A. 1993. Soil microscopy and micromorphology. Ed. JOHN WILLEY & SONS, London, 304 p.
- Fontes, J.C., & Gasse, F. 1986. Palhydaf: état d'avancement novembre 1985, pp. 149–152, in: Inqua-Asequa eds., Dakar Symposium, 'Changements globaux en Afrique durant le Quaternaire passé, présent, futur''. Orstom, Bondy.
- Foucault, A. 2009. Climatologie et paléoclimatologie. Ed.: Dunod, Paris, 307p.
- Fromm, R., Hachicha, T., Smykatz-Kloss, W. 2005. Aridic crusts and vein mineralisations in the playa Areg el Makrzene, South Tunisia. *Chemie der Erde* 65: 357-373.
- Funakawa, S., Fujii, K., Kadono, A., Watanabe, T. & Kosaki, T. 2014. Could Soil Acidity Enhance Sequestration of Organic Carbon in Soils? In: *Soil Carbon*. Progress in Soil

Science (Ed. A.E. Hartemink and K. McSweeney), pp. 209-216. Springer International Publishing, Switzerland.

Gardi, R. 1973. Sahara. Ed.: Kummerly et Frey, Paris, 3<sup>ème</sup> edition: 49-51.

- Gasse, F., Fontes, J. C., Plaziat, J. C., Carbonel, P., Kaczmarska, I., De Deckker, P., Soulié-Märsche, I., Callot, Y. & Dupeuble, P.A. 1987. Biological remains, geochemistry and stable isotopes for the reconstruction of environmental and hydrological changes in the Holocene lakes from north Sahara. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 60: 1-46.
- Gasse, F., Barker, P., Gell, P.A., Fritz, S.C. & Chalié, F. 1997. Diatome inferred salinity in paleolaks: an indirect tracer of climate change. *Quaternary Science Review* 16: 547-563.
- Gasse, F. 2000. Hydrological changes in the African tropics since the Last Glacial Maximum. *Quaternary Science Review* 19: 189-211.
- Gasse, F. 2002. Diatom-inferred salinity and carbonate oxygen isotopes in Holocene waterbodies of the Western Sahara and Sahel (Africa). *Quaternary Science Review* 21: 737-767.
- Gasse, F. 2005. Continental palaeohydrology and palaeoclimate during the Holocene. *Comptes Rendus Géoscience* 337: 79-86.
- Ghadeer, S.G. & Macquaker, J.H.S. 2012. The role of event beds in the preservation of organic carbon in fine-grained sediments: analyses of the sedimentological processes operating during deposition of the Whitby Mudstone Formation (Toarcian, Lower Jurassic) preserved in northeast England. *Marine and Petroleum Geology* 35:309-320.
- Ghetti, P., Anadón, P., Bertini, A., Esu, D., Gliozzi, E., Rook, L. & Soulié-Märsche, I. 2002.
  The Early Messinian Velona basin (Siena, central Italy): paleoenvironmental and paleobiogeographical reconstructions. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 187: 1-33.
- Gibert, E. 1989. Géochimie et paléohydrologie des bassins lacustres du Nord-Ouest saharien. Programme Palhydraf, site2. Thèse de doctorat Université Paris XI, Orsay, 210p.
- Ginau, A., Engel, M., Brückner, H. 2012. Holocene chemical precipitates in the continental sabkha of Tayma (NW Saudi Arabia). *Journal of Arid Environments* 84: 26-37.
- Gliozzi, E., Pugliese, N., Zarikian, C.A. 2015. Ostracoda as proxies for paleoenvironmental changes. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology* 419: 1-2.
- Goldberg, P., & Macphail, R.I. 2003. Short contribution: strategies and techniques in collecting micromorphology samples. *Geoarchaeology* 18: 571-578.

- Guendouz, A., Moulla, A.S., Edmunds, W.M., Zouari, K., Shand, P. & Mamou, A. 2003. Hydrogeochemical and isotopic evolution of water in the Complexe Terminal aquifer in the Algerian Sahara. *Hydrogeology Journal* 11: 483-495.
- Guilloré, P. 1985. Méthode de fabrication mécanique et en série des lames minces. CNRS-INA PG., Paris.
- Halitim, A. 1985. Contribution a l'étude des sols des zones arides (hautes plaines steppiques de l'Algérie) : morphologie, distribution et rôle des sels dans la genèse et le comportement des sols. Thèse de doctorat, Rennes, 384 p.
- Hamdi-Aissa, B. 1995. Fonctionnement des sols de la cuvette de Ouargla: essai micromorphologique et géochimique. DEA pédologie, Univ. Nancy I, INA-PG, ENSA-Rennes, 52p.
- Hamdi-Aïssa, B. & Fedoroff, N. 1997. Salt affected soil functioning at the Ouargla oasis (Northern Sahara, Algeria). In: International Symposium on Sustainable Management of salt affected Soils. (ed. El-Gala, A., & Blum, W.E.H.), ISSS-FAO, Cairo : 153-154.
- Hamdi-Aïssa, B., Halitim, A., Bensaad, A., Halilat, M.T. & Daddi Bouhoun M. 2000. Gestion de l'eau pour une agriculture durable au Sahara algérien. In: Colloque international « Eaux Souterraines en Région Agricole ». (ed. Banton, O. & Porel, G.), INRS Quebec, Université Poitiers, Poitiers S3 : 63-66.
- Hamdi-Aïssa, B. & Girard, M. C. 2000. Utilisation de la télédétection en régions sahariennes, pour l'analyse et l'extrapolation spatiale des pédopaysages. *Sécheresse* 3: 179-188.
- Hamdi-Aissa, B. 2001. Le fonctionnement actuel et passé des sols du Nord Sahara (cuvette de Ouargla). Approche micromorphologique, géochimique et minéralogique et organisation spatiale. Thèse de doctorat, Institut National Agronomique, Paris Grignon, 307p.
- Hamdi-Aïssa, B. 2002a. Paleogeochemical interpretation of some gypsic microfabrics in hyper-desert soils. In: ISSS ed., 17<sup>th</sup> World Congress of Soil Science, Bangkok, 9p (CD-Rom publication).
- Hamdi-Aissa, B. 2002b. Analysis and modelling of spatial organisation of pedo-landscape of desert endoreïc basin in North African Sahara. pp. 407-408, In: International Symposium on Sustainable Use and Management of Soils in Arid and Semiarid Regions, SUUMASS 2002, Cartagena, Spain.
- Hamdi-Aissa, B., Djili, B., Messen, N., Hacini, M. Gaouar, A., & Youcef-Ettoumi, F. 2004. Application de l'approche paléopédologique pour la datation relative des événements paléoclimatiques. pp 40-42. In. CRSTRA, EUR-OPA & Université de Ouargla ed.

Journée d'étude sur la datation des enregistrements climatiques en Afrique du nord et des événements hydrologiques et thermiques, Ouargla.

- Hamdi-Aïssa, B., Youcef, F., Sellami, F., Prodeo, F. & Hadj-Mahammed, M. 2014.
  L'héritage pédo-sédimentaire des paléo-lacs Holocènes du Nord Sahara : signification paléo-climatique, cas de site de Sedrata cuvette de Ouargla), Algérie (Prospections préliminaires). 2<sup>ième</sup> Réunion des Chercheurs Francophones en Géochimie Organique, 3-4 Juillet 2014.
- Hashemi, S.S., Baghernejad, M. & Khademi, H. 2011. Micromorphology of Gypsum Crystals in Southern Iranian Soils under Different Moisture Regimes. *Journal of Agriculture Science Technology* 13: 273-288.
- Hoelzmann, P., Kruse, H-J. & Rottinger, F. 2000. Precipitation estimates for the eastern Saharan palaeomonsoon based on a water balance model of the West Nubian Palaeolake Basin. *Global and Planetary Change* 26: 105-120.
- Hoelzmann, P., Keding, B., Berke, H., Kropelin, S. & Kruse, H.J. 2001. Environnemental change and archeology: lake evolution and human occupation in the eastern Sahara during the Holocene. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 169: 193-217.
- Hoelzmann, P., Gasse, F., Benkaddour, A., Dupont, L., Leuschner, D. C., Salzmann, U., Sirocko, F. & Staubwasser, M. 2002. Palaeoenvironmental changes in the arid and subarid belt (Sahara-Sahel Arabian Peninsula) from 150 ka to present. In: Past Climate Variability Through Europe and Africa. (Ed. R. Batterbee, F. Gasse & C. Stickely). (Hrsg.), Kluwer Academic Press.
- Herrero, J., Porta J., & Fédoroff, N. 1992. Hypergypsic soil micromorphology and landscape relationships in N.E. Spain. *Soil Science Society of America Journal* 56: 1188-1194.
- Jagniecki, E.A. & Lowenstein, T.K. 2015. Evaporites of the Green River Formation, Bridger and Piceance Creek Basins: Deposition, Diagenesis, Paleobrine Chemistry, and Eocene Atmospheric CO2. In: Stratigraphy and paleolimnology of the green river formation, Western USA. (Ed. Michael Elliot Smith & Alan R. Carroll), pp 277-312. Springer, Dordrecht.
- Joly, B. 1989. Arid and subarid geomorphology. In Second international conference on geomorphology. Recent advences in French Geomorphology., Frankfurt, 67-77.
- Joly, F. 2008. Paysages désertiques. In: Les formations superficielles, genèse, typologie, classification, paysages et environnements, ressources et risques. (Ed. Y. Dewolf & G. Bourrié), pp 577-592. Ellipses, Paris.

- Kaemmerer, M., Revel, J.-C., Barlier, J. F. 1991. Formation des amas friables et des nodules calcaires dans des sols argileux en régions tempérée et semi-aride. *Science du sol* 29 (l): 1-12.
- Karanovic, I. 2012. Recent freshwater ostracods of the world. Ed. Springer Verlag Berlin, Heidelberg, 608 p.
- Karr, L.P. 2015. Human use and reuse of megafaunal bones in North America: Bone fracture, taphonomy, and archaeological interpretation. *Quaternary international* 361: 332-341.
- Kemp, R.A. 1998. Role of micromorphology in paleopedological research. *Quaternary International* 51/52: 133-141.
- Khademi, H. & Mermut, A. R. 1998. Source of palygorskite in gypsiferous Aridisols and associated sediments from central Iran. *Clay Minerals* 33: 561-578.
- Khademi, H. & Mermut, A.R. 1999. Submicroscopy and stable isotope geochemistry of carbonates and associated palygorskite in Iranian Aridisols. *European Journal of Soil Science* 50: 207-216.
- Khokhlova, O.S. & Kouznetsova, A. M. 2004. Carbonate accumulation morphology in a soil chronosequence in the southern Pre-Ural, Russia: Significance for Holocene paleoenvironmental reconstruction. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* (21) 1: 185-194.
- Kooïstra, M.J. & Kooïstra, L.I. 2003. Integrated research in archaeology using soil micromorphology and palynology. *Catena* 54: 603-617.
- Kovda, I.V., Wilding, L.P. & Drees, L.R. 2003. Micromorphology, submicroscopy and microprobe study of carbonate pedofeatures in a Vertisol gilgai soil complex, South Russia. *Catena* 54: 457-476.
- Kristensen, T., Ohlson, M., Bolstad, P. & Nagy, Z. 2015. Spatial variability of organic layer thickness and carbon stocks in mature boreal forest stands-implications and suggestions for sampling designs. *Environmental Monitoring and Assessment*: 187:521.
- Kröpelin, S. & Soulié-Märsche, I. 1991.Charophyte remains from Wadi Howar as evidence for deep mid-Holocene freshwater lakes in the eastern Sahara of Northwest Sudan. *Quaternary Research* 36 (2): 210-223.
- Kröpelin, S., Verschuren, D., Lézine, A.M., Eggermont, H., Cocquyt, C., Francus, P., Cazet, J.P., Fagot, M., Rumes, B., Russell, J. M., Darius, F., Conley, D. J., Schuster, M., von Suchodoletz, H., Engstrom, D. R. 2008. Climate-Driven Ecosystem Succession in the Sahara: The Past 6000 Years. *Science* 320: 765-768.
- Latrech, D. 1997. Eaux et sols d'Algérie. Ed.: A.N.R.H., Alger, 60p.

- Lécuyer, C., Lézine, A.M., Fourel, F., Gasse, F., Sylvestre, F., Pailles, C., Grenier, C., Travi,
  Y. & Barral, A. 2016. I-n-Atei palaeolake documents past environmental changes in central Sahara at the time of the "Green Sahara": Charcoal, carbon isotope and diatom records. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 441: 834-844.
- Le Houérou, H.N. 1995. Bioclimatologie et biogéographie des steppes arides du Nord de l'Afrique: diversité biologique, développement durable et désertisation. In : *Bioclimatologie et biogéographie des steppes arides du Nord de l'Afrique : diversité biologique, développement durable et désertisation*. (Ed. Le Houérou H.N.), pp 1-396. CIHEAM (Options Méditerranéennes : Série B. Etudes et Recherches; n. 10), Montpellier.
- Lelubre, M. 1952. Conditions structurales et formes de relief dans le Sahara. Ed.: Inst. Rech. Saha., Alger, Tome VIII, Pp. 189.
- Lévêque, C. & Quensière, J. 1988. Les peuplements ichtyologiques des lacs peu profonds. In: Biologie et écologie des poissons d'eaux douces Africains. (Ed. C. Lévêque, M. Bruton & G. Ssentongo), pp. 303-324. ORSTOM, Collection Travaux et Documents 216, Paris.
- Lévy, A. 1985. Une nouvelle conception de l'origine énigmatique des *Cerastoderma glaucum* Quaternaire du Sahara. *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 301, série II, n°6: 347-442.
- Lézine, A. M. 1993. Chemchane, Histoire d'une Sebkha. Sécheresse 4(1): 25-30.
- Lézine, A.M., Tiercelin, J.J., Robert, C., Saliège, J.F., Cleuziou, S., Inizan, M.L. & Braemer,
  F. 2007. Centennial to millennial-scale variability of the Indian monsoon during the
  early Holocene from a sediment, pollen and isotope record from the desert of Yemen. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 243: 235-249.
- Lhote, H. 1984. Le Hoggar, espace et temps. Ed: Armand Colin, Paris, 240 p.
- Madejovà, J. & Komadel, P. 2001. Baseline studies of the clay minerals society source clays: infrared methods. *Clays and Clay Minerals* 49 (5): 410-432.
- Madejovà, J. 2003. FTIR techniques in clay mineral studies. *Vibrational Spectroscopy* 31: 1-10.
- Mainguet, M. 1999. Aridity Droughts and Human Development. Ed. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, 295 p.
- Manning, K., Timpson, A. 2014. The demographic response to Holocene climate change in the Sahara. *Quaternary Science Reviews* 101: 28-35.
- Mathieu, C. & Pieltain, F. 1998. Analyse physique des sols, méthodes choisies. Ed. Tech et Doc. Lavoisier, Paris, 275p.

- Marmier, F., Nesson, C. & Trecolle, G. 1972. Etude sédimentologique du gisement préhistorique de Hassi-Mouillah (Sahara algérien nord-oriental). *Revue de géomorphologie dynamique*, Strasbourg, tome 21, n° 1: 1-18.
- Mayewski, P.A., Rohling, E.E., Stager, J. Curt, Karlen, W., Maasch, K. A., Meeker, L. D., Meyerson, E. A., Gasse, F., Kreveld, S., Holmgren, K., Lee-Thorph, J., Rosqvist, G., Rack, F., Staubwasser, M., Schneider, R.R. & Steig, E.J. 2004. Holocene climate variability. *Ouaternary Research* 62: 243-255.
- McCarthy, P.J., Martini, P.I. & Leckie, D.A. 1998. Use of micromorphology for palaeoenvironmental interpretation of complex alluvial palaeosols: an example from the Mill Creek Formation (Albian), southwestern Alberta, Canada. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 143: 87-110.
- Meddi, M., & Meddi, H. 1998. Etudes des pluies annuelles et journalières dans le Sahara algérien. *Sécheresse* 9: 193-200.
- Medinger, G. 1961. La crue de décembre 1960 de l'Oued Mya. *Travaux de l'institut de recherche Saharienne* XX: 203-206.
- Mercuri, A. M. & Sadori, L. 2014. Mediterranean Culture and Climatic Change: Past Patterns and Future Trends. In: The Mediterranean Sea: Its history and present challenges. (Ed. Stefano Goffredo, Zvy Dubinsky), pp. 507-527. Springer, Netherlands.
- Mestdagh, H., Haesaerts, P., Dodonov, A. & Hus, J. 1999. Pedosedimentary and climatic reconstruction of the last interglacial and early glacial loess-paleosol sequence in South Tadzhikistan. *Catena* 35: 197-218.
- Meyers, P.A., & Ishiwatari, R. 1993. Lacustrine organic geochemistry: an overview of indicators of organic matter sources and diagenesis in lake sediments. *Organic Geochemistry* (20)7: 867-900.
- Meyers, P.A. & Lallier-Vergès, E. 1999. Lacustrine sedimentary organic matter records of Late Quaternary paleoclimates. *Journal of Paleolimnology* 21: 345-372.
- Millot, M.G., Paquet, H., & Ruellan, A. 1969. Néoformation de l'attapulgite dans les sols à carapaces calcaires de la basse Moulouya (Maroc oriental). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris* 268: 2771-2774.
- Millot, M.G., Nahon, D., Paquet, H, Ruellan, A. & Tardy, Y. 1977. L'épigénie calcaire des roches silicatées dans les encroûtements calcaires en pays sub-aride, Anti-Atlas, Maroc. *Sciences Géologiques Bulletin* 30: 129-152.
- Monod, T. 1973. Les déserts. Ed.: Horizons de France, Paris, 247 p.
- Monod, T. 1992. Du désert. Sécheresse 3(1): 7-24.

- Mukherjee, S. 2013. The Science of Clays Applications in Industry, Engineering and Environment. Ed. Springer, Dordrecht, Netherlands et Capital Publishing Company, New Delhi, India, 325 p.
- Nayak, P. S. & Singh, B. K. 2007. Instrumental characterization of clay by XRF, XRD and FTIR. *Bulletin of Materials Science* 30(3): 235-238.
- Nesson, C. 1978. L'évolution des ressources hydrauliques dans les oasis du Bas Sahara algérien. In : Recherche sur l'Algérie. Ed. CNRS, Paris, 7-100.
- O.N.M. 2012. Données climatiques de la station de Ghardaïa et de Ouargla. Ed. O.N.M. Ouargla, 6 p.
- Owliaie, H.R., Abtahi, A. & Heck, R.J. 2006. Pedogenesis and clay mineralogical investigation of soils formed on gypsiferous and calcareous materials, on a transect, southwestern Iran. *Geoderma* 134: 62-81.
- Ozenda, P. 1983. Flore du Sahara. Ed. C.N.R.S., paris, 622 p.
- Pachur, H.J., Hoelzmann, P. 2000. Late Quaternary palæoecology and palæoclimates of the eastern Sahara. *Journal of African Earth Sciences* 30 (4): 929-939.
- Pansu, M. & Gautheyrou, J. 2006. Handbook of Soil Analysis. Mineralogical, Organic and Inorganic Methods. Ed. Springer-Verlag Berlin ,Heidelberg, 993 p.
- Paquet, H. & Ruellan, A. 1997. Calcareous Epigenetic Replacement (Epigénie) in Soils and Calcrete Formation. In: Soils and Sediments Mineralogy and Geochemistry. (Ed. H. Paquet & N. Clauer), pp. 21-48. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg.
- Parikh, S. J., Goyne, K. W., Margenot, A. J., Mukome, F.N.D. & Calderón, F. J. 2014. Soil Chemical Insights Provided through Vibrational Spectroscopy. *Advances in Agronomy* 126: 1-148.
- Petit, S. & Madejovà, J. 2013. Fourier Transform Infrared Spectroscopy. In: Handbook of Clay Science (Ed. F. Bergaya & G. Lagaly), pp. 213-231, *Developments in Clay Science*, Volume 5, Seconde édition, Elsevier.
- Petit-Maire, N. 1991. Recent Quaternary climatic change and Man in the Sahara. *Journal of African Earth Sciences* 12 (1/2): 125-132.
- Petit-maire, N. 1992. Lire l'avenir dans les archives géologiques. *La recherche* 23(243): 566-569.
- Petit-maire, N. & Guo, Z. 1996. Mise en évidence de variations climatiques Holocènes rapides, en phase dans les déserts actuels de Chine et du Nord de l'Afrique. *Comptes rendus de l'académie des sciences de Paris* 322: 847-851.
- Petit-Maire, N. 2002. Large integlacial lakes in the Saharo-Arab Desrt Belt. *Geosciences in northern Africa*: 371-374.

- Petit-Maire, N., Sanlaville, P., Abed, A., Yasin, S. Bourrouilh, R., Carbonel, P. Fontugne, M. & Reyss, J.L. 2002. New data for an Eemian lacustrine phase in southern Jordan. Episodes 25(4): 279-280.
- Plaziat, J.C. & Younis, W. R. 2005. The modern environments of Molluscs in southern Mesopotamia, Iraq: A guide to paleogeographical reconstructions of Quaternary fluvial, palustrine and marine deposits. *Notebooks on Geology*, Article 2005/01 (CG2005 A01).
- PNUD-UNESCO. 1972. Projet Reg 100. Etude des ressources en eau du Sahara septentrional. Rapport sur les résultats du projet, UNESCO, Paris.
- Podwojewski, P. 1995. The occurrence and interpretation of carbonate and sulfate minerals in a sequence of Vertisols in New Caledonia. *Geoderma* 65: 223-248.
- Porta, J. 1998. Methodologies for the analysis and characterization of gypsum in soils: A review. *Geoderma* 87: 31–46.
- Pouget, M. 1968. Contribution à l'étude des croûtes et encroûtements gypseux de nappe dans le Sud tunisien. *Cahier de l'ORSTOM, série Pédologie* 6: 309-365.
- Rey-Boissezon, A., Auderset Joye, D. 2015. Habitat requirements of Charophytes-Evidence of species discrimination through distribution analysis. *Aquatic Botany* 120: 84-91.
- Risacher, F. & Fritz, B. 1995. La genèse des lacs salés. La recherche 26(276): 516-522.
- Robert, M., & Tessier, M. 1974. Méthode de préparation des argiles des sols pour des études minéralogiques. *Annales Agronomiques* 25: 859-882.
- Rognon, P. 1976a. Les oscillations du climat saharien depuis 40 millénaires. Introduction à un vieux débat. *Revue de géographie physique et de géologie dynamique*, Numéro spécial: oscillation climatiques au Sahara depuis 40 000 ans, Vol. XVIII, Fasc.2-3: 147-156.
- Rognon, P. 1976b. Essai d'interprétation des variations climatiques au Sahara depuis 40000 ans. *Revue de géographie physique et de géologie dynamique*, Numéro spécial : oscillation climatiques au Sahara depuis 40 000 ans, Vol. XVIII, Fasc.2-3: 251-282
- Rognon, P. & Miskovsky, J. C. 1987. Changements climatiques et pléoenvironnements. In: Géologie de la préhistoire: méthodes, techniques et applications. (Ed. Miskovsky, J. C.), pp. 89-99. Maison de la géologie, Paris.
- Rouvillois-Brigol, M. 1975. Le pays de Ouargla, variation et organisation d'un espace rural en milieu désertique. Pub. Univ. Sorbonne, Paris, 109-113.
- Ruellan, A. 1967. Individualisation et accumulation du calcaire dans les sols et les dépôts Quaternaires du Maroc. *Cahier O.R.S.T.O.M. série Pédologie* 5(4): 421-462.
- Sadori, L. 2005. Late glacial and Post glacial vegetation and climate changes deduced from Mediterranean limnological archives. In International Environnement workchop: The

last 15 Ka of environnemental change in Mditerranean regions. Interpreting different archives. International University of Andalusia.

- Saint Martin, S. & Saint Martin, J. P. 2005. Enregistrement par les diatomées des variations paléoenvironnementales durant le Sarmatien dans l'aire paratéthysienne (Roumanie). *Comptes Rendus Palevol* 4: 191-201.
- Seckbach, J. & Kociolek, J. P. 2011. Diatoms: General introduction. In: The diatom world. (Ed: J. Seckbach & J. P. Kociolek), Springer.
- Seltzer, P. 1946. Le climat de l'Algérie. Ed. "La Typo-litho" & J. Carbonel, Alger, 219 p.
- Schneider, S.C., García, A., Martín-Closas, C., & Chivas, A.R. 2015. The role of charophytes (Charales) in past and present environments: An overview. *Aquatic Botany* 120: 2-6.
- Schütt, B., & Krause, J. 2009. Comparison of proxy-based palaeoenvironmental reconstructions and hindcast modelled annual precipitation-a review of Holocene palaeoenvironmental research in the Central Sahara. In: Holocene Palaeoenvironmental History of the Central Sahara. (Ed. R. Baumhauer & J. Runge), pp. 23-37. *Palaeoecology of Africa* vol. 29.
- Singer, A. 1980. The paleoclimatic interpretation of clay minerals in soils and weathering profiles. *Earth Science Reviews* 15: 303-326.
- Singer, A. 1988. Illite in aridic soils, desert dusts and desert loess. *Sedimentary Geology* 59: 251-259.
- Singer, A. 1995. The mineral composition of hot and cold desert soils. In : Arid ecosystems. (Ed. Blume, H.P. & S.M., Berkowicz), pp. 13-28. Advances in geoecology 28, CATENA VERLAG, Cremlengen.
- Smykatz-Kloss, W. & Felix-Henningsen, P. 2004. The Importance of Desert Margins as Indicators for Global Climatic Fluctuations (Introduction). Paleoecology of Quaternary Drylands Werner Smykatz-Kloss Peter Felix-Henningsen (Eds.) Springer-Verlag Berlin Heidelberg.
- Soler, J. & Soler, N. 2016. Cattle without herdsmen: Animal and human beings in the prehistoric rock art of the Western Sahara. *Quaternary International*, http://dx.doi.org/10.1016/j.quaint.2015.09.068 (Article sous presse).
- Soulié-Märsche, I. 1991. Charophytes as lacustrine biomarkers during the Quaternary in North Africa. *Journal of African Earth Sciences* 12 (1/2): 341-351.
- Soulié-Märsche, I. 1993. Apport des charophytes fossiles à la recherche de changements climatiques abrupts. *Bulletin de la Société Géologique de France* 164: 123-130.
- Soulié-Märsche, I. 2008. Charophytes, indicators for low salinity phases in North African sebkhet. *Journal of African Earth Sciences* 51: 69-76.

- Soulié-Märsche, I., Benkaddour, A., El Khiati, N., Gemayel, P., Ramdani, M. 2008. Charophytes, indicateurs de paléobathymétrie du lac Tigalmamine (Moyen Atlas, Maroc). *Geobios* 41: 435-444.
- Soulié-Märsche, I., Bieda, S., Lafond, R., Maley, J., M'Baitoudji, Vincent, P.M. & Faure, H.
  2010. Charophytes as bio-indicators for lake level high stand at "Trou au Natron", Tibesti, Chad, during the Late Pleistocene. *Global and Planetary Change* 72: 334-340.
- Soulié-Märsche, I. & García, A. 2015. Gyrogonites and oospores, complementary viewpoints to improve the study of the charophytes (Charales). *Aquatic Botany* 120: 7-17.
- Stewart, P. 1968. Quotient pluviométrique et dégradation biosphérique quelques réfléxions. Bulletin de la Socièté d'Histoire Naturelle d'Afrique du Nord, Alger.
- Suarez, M. & Garcia-Romero, E. 2006. FTIR spectroscopic study of palygorskite: Influence of the composition of the octahedral sheet. *Applied Clay Science* 31: 154-163.
- Suryanarayana, C. & Grant Norton, M. 1998. X-Ray diffraction a practical approach. Ed. Springer, New York, 273 p.
- Srasra, E., Bergaya, F. & Fripiat J. J. 1994. Infrared spectroscopy study of tetrahedral and octahedral substitutions in an interstratified illite-smectite clay. *Clays and Clay Minerals* 42 (3): 237-241.
- Swezey, C. 1999. The lifespane of the Complex Terminal Aquifer. Algerian-Tunisian Sahara. *Journal of African Earth Sciences* 28(3): 751-756.
- Swezey, C. 2001. Eolian sediment responses to late Quaternary climate changes: temporal and spatial patterns in the Sahara. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology* 167: 119-155.
- Swezey, C.S. 2009. Cenozoic stratigraphy of the Sahara, Northern Africa. *Journal of African Earth Sciences* 53: 89-121.
- Thierriot, C. & Matari, A. 1998. Peut-on parler de sécheresse au Sahara? Ed.: C.R.S.T.R.A.
- Toomanian, N., Jalalian, A. & Eghbal, M.K. 2001. Genesis of Gypsum Enriched Soils in Northwest Isfahan, Iran. *Geoderma* 99: 199-224.
- Tooth, S. 2000. Process, form and change in dryland rivers: a review of recent research. *Earth-Science Reviews* 51: 67-107.
- Ugolini, F.C., Hillier, S., Certini, G. & Wilson, M.J. 2008. The contribution of aeolian material to an Aridisol from southern Jordan as revealed by mineralogical analysis. *Journal of Arid Environments* 72: 1431-1447.
- van Bergen, P.F., Nott, C.J., Bull, I.D., Poulton, P.R. & Evershed, R.P. 1998. Organic geochemical studies of soils from the Rothamsted Classical Experiments IV.

Preliminary results from a study of the effect of soil pH on organic matter decay. *Organic Geochemistry* 29: 1779-795.

- van Damme, D. 2014. *Melanoides tuberculata*. The IUCN Red List of Threatened Species 2014: e.T155675A42420839. Téléchargé le: 12 Septembre 2015 à: http://www.iucnredlist.org/apps/redlist/details/155675/0
- van Breemen, N. & Buurman, P. 2003. Soil formation. 2<sup>ième</sup> Edition. Kluwer academic publishers. Dordrecht. 415 p.
- van der Meer, J.J.M. & Menzies, J. 2011. The micromorphology of unconsolidated sediments. *Sedimentary Geology* 238: 213-232.
- Veit, H. 1998. Relict soils as paleoclimatic indicators : examples from the Austrian Alpes and the central Ands. In: 16<sup>éme</sup> Congrès Mondial de Science du Sol, Montpellier, 11p (publié en CD-Rom).
- Velde, B. & Meunier, A. 2008. The origin of clay minerals in soils and weathered rocks. Ed. Springer, Heidelberg, 406 p.
- Waseda, Y., Matsubara, E. & Shinoda, K. 2011. X-Ray Diffraction Crystallography Introduction, Examples and Solved Problems. Ed. Springer, Heidelberg, 310 p.
- Watson, A. 1985. Structure, chemistry and origins of gypsum crusts in southern Tunisia and the central Namib Desert. *Sedimentology* 32: 855-875.
- Watson, A. 1988. Desert gypsum crusts as palaeoenvironmental indicators: A micropetrographic study of crusts from southern Tunisia and the central Namib Desert. *Journal of Arid Environments* 15: 19-42.
- Wendorf, F. & Schild, R. 2001. Holocene Settlement of the Egyptian Sahara. Vol. 1: The archeology of Nabta Playa. Ed: Springer, New York: Klewer/Plenum, pp 1-10.
- Wieder, M. & Yaalon, D.H. 1974. Effect of matrix on carbonate nodule crystallization. *Geoderma* 11: 95-121.
- Wynn, J.G. & Retallack, G.J. 2001. Paleoenvironmental reconstruction of middle Miocene paleosols bearing *Kenyapithecus* and *Victoriapithecus*, Nyakach Formation, southwestern Kenya. *Journal of Human Evolution* 40: 263-288.
- Youcef, F. 2006. Indicateurs paléo- écologiques dans les sols des basins endoréiques (Sebkha et Daya) du Sahara septentrional. Exemple des Sebkhas de Ouargla et Mellala et de la Daya d'El- Amied. Mémoire de Magister, Université de Ouargla, 83 p.
- Youcef, F. & Chehma, A. 2005. Variations interannuelles des pluies au Sahara septentrional : cas de Ouargla, Touggourt et Ghardaïa. Séminaire national sur l'Oasis et son environnement: un patrimoine à préserver et à promouvoir. Université de Ouargla.

- Youcef, F. & Hamdi-Aïssa, B. 2014. Paleoenvironmental reconstruction from palaeolake sediments in the area of Ouargla (Northern Sahara of Algeria). *Arid Land Research and Management* 28: 129-146.
- Zerboni, A., Trombino, L. & Cremaschi, M. 2011. Micromorphological approach to polycyclic pedogenesis on the Messak Settafet plateau (central Sahara): Formative processes and palaeoenvironmental significance. *Geomorphology* 125: 319-335.
- Zuppi, G.M. & Sacchi, E. 2004. Hydrogeology as a climate recorder: Sahara–Sahel (North Africa) and the Po Plain (Northern Italy). *Global and Planetary Change* 40: 79-91.