Université de Sfax École Nationale d'Ingénieurs de Sfax

> Ecole Doctorale Sciences et Technologies

Thèse de DOCTORAT

Génie Géologique



Université de Lille 1

Ecole Doctorale SESAM

Thèse de DOCTORAT

Géographie

N° d'ordre: 40873



THESE EN COTUTELLE

Présentée à

L'École Nationale d'Ingénieurs de Sfax

En vue de l'obtention du

DOCTORAT

en Géographie

Par

Hajer MEJRI

Paléorivages marins pléistocènes du littoral est tunisien : chronologie IRSL, paléoenvironnements et régime tectonique

Encadrée par :

Sanda Balescu, HDR, Université de Lille 1 ; Directrice de thèse

Samir Bouaziz, Professeur, Ecole Nationale d'Ingénieurs de Sfax ; Directeur de thèse

Soutenue le 23 Novembre 2012, devant le jury composé de :

Kamel Zouari, Professeur, Ecole Nationale d'Ingénieurs de Sfax ; Président

Ameur Oueslati, Professeur, Faculté des Sciences Humaines et Sociales de Tunis; Rapporteur

André Weisrock, Professeur émérite, Université de Nancy ; Rapporteur

David Lefèvre, Professeur, Université Montpellier 3 (Paul Valéry) ; Examinateur

Avant - propos

Cette étude qui a débuté en 2006 dans le cadre d'une cotutelle de thèse a nécessité plusieurs missions de terrain dans le littoral Est de la Tunisie et l'intervention d'une équipe pluridisciplinaire. C'est pourquoi, il est pour moi un grand honneur et un réel plaisir de livrer ce mémoire à tous ceux qui m'ont permis, par leur aide et leurs encouragements, de le mener à son terme.

En premier lieu, je tiens particulièrement à remercier Madame Sanda Balescu, ma directrice de thèse et HDR à l'université Lille 1 qui m'a accordé l'opportunité de réaliser ce travail de recherche et qui a bien voulu accepter de le diriger. Que ce soit à Lille, ou en Tunisie sur le terrain, c'est toujours avec beaucoup d'intérêt et de rigueur que Madame Sanda Balescu m'a accompagné sur le terrain et a suivi l'évolution de ce travail et toutes les datations IRSL de mes échantillons de terrain. Qu'elle trouve ici l'expression de ma profonde gratitude.

C'est à Monsieur Samir Bouaziz, Professeur au département de Génie Géologique à l'ENIS., que j'exprime également ma profonde reconnaissance pour avoir accepté la direction de mon travail, de m'avoir reçu dans son laboratoire à l'Ecole Nationale d'Ingénieurs de Sfax. En plus de son haut niveau scientifique en Géologie structurale, son encadrement m'a fait voir des aspects de la déformation tectonique sur le terrain que je n'avais pas auparavant le bon réflexe pour les voir.

Je remercie vivement Mr Kamel Zouari, Professeur à l'Ecole Nationale d'Ingénieurs de Sfax, d'avoir accepté de présider mon jury de thèse. Qu'il trouve ici ma profonde reconnaissance et mes respects des plus sincères.

Mes respects les plus distingués vont à Monsieur David Lefèvre, Professeur à l'Université de Montpellier 3 pour avoir accepté d'examiner mon travail de thèse et de s'être déplacé pour assister à sa présentation et faire partie du Jury.

J'adresse ma profonde reconnaissance à Monsieur Ameur Oueslati, Professeur à la Faculté des Sciences Humaines et Sociales de Tunis, à qui je dois beaucoup ma passion pour mon travail. Son intérêt pour mon sujet de recherche, sa participation à le rapporter et sa confiance, constituent une responsabilité dont j'espère me montrer digne.

Mes vifs remerciements et mes respects les plus distingués vont à Monsieur André Weisrock, Professeur émérite de l'Université de Nancy pour avoir accepté de rapporter mon travail de thèse et d'y apporter une touche de sa grande expérience du Quaternaire.

Je tiens également à remercier Monsieur Alain Tuffreau, Professeur à l'Université Lille 1 et directeur du laboratoire Préhistoire et Quaternaire de m'avoir cordialement accueillie au bâtiment de Géographie et au sein de son laboratoire de l'USTL. Qu'il trouve ici ma profonde reconnaissance.

J'aimerais remercier Monsieur Michel Lamothe, chef du laboratoire de luminescence et professeur de l'Université du Québec à Montréal pour sa participation à la datation des échantillons du littoral Est tunisien et pour son suivi et son grand intérêt pour mon travail de recherche. Sans sa précieuse collaboration, ce travail n'aurait pas été mené à terme.

Je dois à Monsieur Noamen Rebai, à l'Ecole Nationale d'Ingénieurs de Tunis, son soutien, sa disponibilité et ses conseils fort précieux pour la réalisation de ma thèse.

J'exprime ma profonde gratitude à Monsieur Abdelhakim Abichou de l'Université des Sciences Humaines et Sociales qui n'a jamais ménagé ses efforts pour me faciliter la tâche dans la réalisation de mon travail. Qu'il trouve ici ma profonde reconnaissance pour son soutien matériel et moral et pour l'intérêt qu'il a toujours montré pour mon sujet d'étude.

Spéciale dédicace mon très cher ami Alain Wacogne. Je le remercie profondément pour toute l'attention et l'aide qu'il m'a portées aussi bien lors de mes premères démarches administratives à l'USTL que durant mes séjours à Lille et même en Tunisie.

Je remercie très spécialement mes amis Simone Mulazzani, Mehdi Ben Hassen, Tarek Slama, Abdelkarim Boujelben et Idir Amara qui occupent dans ce travail, au niveau de sa préparation, de sa réalisation ou de la simple vie quotidienne, une place inestimable. Je les remercie pour leur disponibilité de tous les moments, pour les discussions scientifiques que nous avons pu échangés durant ce long parcours et pour leurs encouragements sans faille et leur soutien moral.

Je tiens aussi à remercier Monsieur Henri de Lumley de m'avoir accepté durant deux mois au sein des locaux du Centre Européen de Recherches Préhistoriques de Tautavel et qui m'a donné l'occasion d'y élaborer toutes les analyses sédimentologiques relatives à mon sujet de thèse. Je remercie par la même les chercheurs du Centre, Christian Perrenoud et Thibaud Saos qui m'ont encadré et m'ont fait bénéficier du granulomètre laser et du microscope éléctronique à balayage ainsi que Brahim Mestour pour m'avoir accordé de son temps pour discuter de mes lames minces et mon ami Tony Chevalier m'a beaucoup encouragé et fait preuve d'une grande hospitalité.

Mes remerciements les plus sincères vont à Madame Josette Renault-Miskovsky et Monsieur Vincent Lebreton qui m'ont chaleureusement ouvert les portes du laboratoire de palynologie à l'Institut de Paléontologie Humaine de Paris. Je remercie aussi Erwan Messager et Laurent Maquer du laboratoire de palynologie pour leurs conseils, leur aide lors des manipulations délicates d'extraction du pollen et pour la bonne humeur avec laquelle ils m'ont toujours accueillie.

J'ai trouvé auprès du personnel technique de la faculté des Sciences de Tunis, Mokhtar et Hatem, toute l'aide et tout le soutien pour la réalisation de mes lames minces dans des conditions souvent difficiles. Je leur suis profondément reconnaissante.

Je remercie plus particulièrement Madame Néjia Ouazaa et Madame Samia Kassaa pour leur accueil chaleureux et leur aide précieuse dans la photographie de mes lames minces à la Faculté des Sciences de Tunis.

Je ne peux achever cet avant – propos sans remercier mes proches amies Sarra, Emira, Naima et Nouha pour leur soutien et leurs encouragements incessants pour l'élaboration de mon travail.

Je m'excuse auprès des miens, notamment ma mère, pour les moments souvent très délicats et difficiles que nous avons endurés durant la réalisation de ma thèse. Je les remercie pour leur patience, leur amour et leur soutien.

Résumé

Sur la côte du Sahel tunisien, les dépôts littoraux pléistocènes sont organisés en trois formations marines distinctes : Douira, Réjiche et Chebba définies par Paskoff et Sanlaville (1976) et redéfinies ultérieurement par Mahmoudi (1988) en unités lithostratigraphiques Douira, Khniss et Rejiche. Cependant, il n'a pas toujours été aisé de préciser la chronostratigraphie, la répartition géographique, et le rapport tectonique/eustatisme au cours du Pléistocène moyen et supérieur. La présente thèse se propose d'établir des subdivisions chronostratigraphiques régionales en s'appuyant sur la méthode de datation par luminescence IRSL. Les âges IRSL obtenus pour l'ensemble des dépôts littoraux pléistocènes (marins, lagunaires et dunaires) du Cap Bon oriental, du Sahel et du SE tunisien, s'échelonnent entre 335 ka et 66 ka. Ils se répartissent en six ensembles corrélés aux MIS 9, MIS 7, MIS 6/5, MIS 5.5, MIS 5.3/5.1 indifférencié et MIS 4. Ces âges IRSL démontrent qu'au Sahel, les dépôts marins littoraux pré-tyrrhéniens attribués à l'unité Douira sont corrélatifs de deux hauts niveaux marins interglaciaires distincts corrélables au MIS 9 et au MIS 7. Les âges IRSL des dépôts littoraux tyrrhéniens de la côte Est tunisienne (unités de Khniss et de Rejiche au Sahel), jusqu'ici attribués au MIS 5.5, s'inscrivent dans une chronologie beaucoup plus longue qui s'étend de la transition du MIS 6/5.5 au MIS 4. L'analyse tectonique de détail des populations de plans striés et des systèmes de joints qui affectent les unités littorales du Pléistocène moyen et supérieur (MIS 9 à MIS 4) a permis de préciser le régime tectonique et de déterminer les différents tenseurs de contrainte. Ceux-ci ont été classés et comparés en fonction des données chronostratigraphiques. Les nouvelles données lithostratigraphiques, chronologiques, sédimentologiques et tectoniques acquises dans le cadre de cette thèse sont ensuite replacées dans le contexte plus large de la Méditerranée occidentale.

Mots clés: paléorivages marins, hauts niveaux marins interglaciaires, datation par luminescence IRSL, régime tectonique, littoral Est Tunisien, Pléistocène supérieur et moyen, Tyrrhénien, Tunisie

The pleistocene marine paleoshores of the eastern coast of Tunisia: IRSL chronology, paleoenvironments and tectonic regime

Abstract

Pleistocene marine paleoshores are frequent on the northern – east and eastern coasts of Tunisia. These deposits of limited geographical extension are indicative of paleoclimatic and eustatic variability in the medieterranean area. They are organized in three distinct marine formations: Douira, Rejiche and Chebba defined by Paskoff and Sanlaville, 1976 and redefined later by Mahmoudi, 1988 in terms of lithostratigraphic units Douira, Khniss and Réjiche. Nevertheless, the chronostratigraphy, distribution and relationship between tectonics and eustatism during the middle – upper Pleistocene were not easy to figure out for these deposits. The present work offers to establish regional chronostratigraphic subdivisions by means of IRSL luminescence dating by emphasizing the climatic and eustatic variability which marked every humid and arid Pleistocene period from MIS 9 to MIS 4. The obtained IRSL ages are spread out over 335 and 66 ka for marine, lagoonal and eolian deposits. They are subdivided into six units correlative with MIS 9, MIS 7, MIS 6/5, MIS 5.5, MIS 5.3/5.1 and MIS 4. These IRSL ages show that Douira unit groups two marine interglacial high stands correlative with MIS 9 and MIS 7. The IRSL results also reveal that Tyrrhenian deposits (marine, lagoonal and eolian) of Tunisia are consistent with a larger chronology that extends from MIS 6/5 transition to MIS 4. The whole obtained IRSL ages are stratigraphically coherent. The detailed tectonic analysis of fault populations and joint sets data affecting these middle – upper Pleistocene (MIS 9 to MIS 4) units permitted to specify the tectonic regime. It also helped to ascertain the different stress tensors. These latter were classified and compared with each other according to IRSL data. These new lithostratigraphic, chronological, sedimentological and tectonic data are replaced in the larger context of western Mediterranean basin. They represent at a distance the geodynamic features of the northern African margin.

Keywords: marine paleoshores, interglacial high sea levels, IRSL luminescence dating, tectonic regime, Tunisian eastern coast, middle and upper Pleistocene, Tyrrhenian, Tunisia.

Laboratoire Préhistoire et Quaternaire de l'université de Lille 1 – Cité scientifique 59655 Villeneuve d'Ascq cedex

et

Laboratoire 3E (Eau – Energie – Environnement) de l'Ecole Nationale d'Ingénieurs de Sfax – Université de Sfax - route de la Soukra, BP W 3038

Sommaire

INTRODUCTION	1
1. Problématique	2
2. Objectifs	3
3. Démarche scientifique	3
3.1. Travaux de terrain	4
A. Etude lithostratigraphique de terrain	4
B. Le choix des sites étudiés	4
3.2. Méthodes d'analyses sédimentologiques	6
A. Etude des lames minces	6
B. La calcimétrie	6
C. La granulométrie	6
D. La morphoscopie	6
E. L'exoscopie	7
F. L'analyse par diffraction aux rayons X	7
3.3 Datation IRSL des formations littorales pléistocènes	7
3.4 Analyse de la déformation tectonique prétyrrhénienne et tyrrhénienne	7
4. Organisation de la thèse	7

CHAPITRE I. GENERALITES

1. Le bassin méditerranéen occidental au cours des trois derniers interglaciaires du Pléistocène : cadre chronoclimatique et variations glacio-eustatiques du niveau marin

9

10

1.1 Alternance de phases humides et arides en relation avec la migration de l'ICTZ	_11
A. Les hauts niveaux lacustres	_15
B. Les sapropèles	_15
C. Les spéléothèmes	_17
D. La palynologie	18
1.2. Caractéristiques des trois dernières périodes « interglaciaires » ou humides (MIS 5	5,
7, 9): fluctuations climatiques et variations du niveau marin	19
A. Le Dernier Interglaciaire (MIS 5)	_23

B. MIS 7	27
2. Synthèse des travaux antérieurs sur les dépôts littoraux pléistocènes de la côte tunisionne	28
3 Chronologia des hauts niveaux marins interglaciaires (MIS 5.7 at 0) sur le nou	20
5. Chi onologie des nauts inveaux marins intergracianes (1915 5, 7 et 9) sur le pour	loui
du bassin méditerranéen occidental	42

CHAPITRE II .PRESENTATION DU MATERIEL D'ETUDE _____47

1. Chronostratigraphie et chronologie des hauts niveaux marins inter 5, 7 et 9) de Tunisie	glaciaires (MIS 48
1.1 Sahel	49
1.2 Cap Bon oriental	51
1.3 Sud-Est tunisien	51
2. Contexte géologique, géomorphologique et tectonique	51
2.1 Le Cap Bon oriental	53
2.2 Le littoral du Sahel	57
2.3 Le littoral méridional	59
A. Le golfe de Gabès	59
B. Dans l'île de Djerba	60
3. Description des séquences lithostratigraphiques	62
3.1. La côte orientale du Cap Bon	62
A. Coupes de l'Oued Chiba	62
a. L'affleurement A (Chiba-A)	62
b. L'affleurement B de l'oued Chiba	66
B. Affleurement de la berge droite de l'oued Dar Oufa	68
3.2 La côte sahélienne	75
A. Coupes <i>de</i> la falaise d'Hergla	75
a. Secteur Hergla Sud	75
b. Secteur Hergla-Nord	100
c. Secteur Hergla- Nord Port	104
B. La grande carrière de Khniss	106
a. Paroi Ouest de la carrière	107
b. Paroi Est de la grande carrière de Khniss	110
C. Coupes de la carrière d'Ashraf	112
D. Coupes dans la grande carrière de Réjiche	122
E. Coupe de la carrière d'El Hajeb	131

E. Falaise de CHEBBA (Sidi Abdallah Merracchi)	137
3.3 Le littoral du Sud – Est tunisien (Ile de Djerba)	154
A. Coupe de Sidi Yati	154
B. Cimentation	158

CHAPITRE III . ANALYSES SEDIMENTOLOGIQUES	165
1. Introduction	166
2. Calcimétrie	166
2.1 Introduction	166
2.2 Méthodologie	166
A. Méthode utilisée	166
B. Calcul de la calcimétrie	167
2.3 Présentation des résultats	167
A. Faciès lagunaires	167
B. Faciès marins (intertidal et subtidal)	167
C. Faciès éoliens et de haut de plage	168
3. Analyse granulométrique	168
3.1 Méthodologie	168
3.2 Présentation des résultats	169
A. Les dépôts lagunaires	169
A.1. Cap Bon oriental	170
a. Oued Chiba	170
b. Oued Dar Oufa	172
A.2. Sahel	173
b. Hergla	173
b. Khniss	175
c. Chebba	177
B. Les dépôts éoliens	179
B.1. Sahel	179
a. Hergla	179
b. Ashraf	185
c. Réjiche	187
C. Les dépôts de haut de plage	189
C.1. Cap Bon	189
a. Oued Chiba (Coupe A)	189

C.2. Sahel	_191
a. Hergla	_191
D. Les dépôts marins	_193
D.1. Sahel	_193
a. Khniss	_193
b. Ashraf	_195
c. Réjiche	_201
d. El Hajeb	_205
e. Djerba	_209
e.1. SIDI YATI	_209
E. Les dépôts continentaux	_211
E.1. Cap Bon oriental	_211
a. Oued Dar Oufa	_211
3.3. Synthèse des résultats	_213
A. Les dépôts lagunaires	_213
C. Les dépôts dunaires et de haut de plage	_216
D. Les dépôts marins	_219
E. Les dépôts continentaux	_223
4. Morphoscopie et exoscopie des grains de quartz	225
4 1 Introduction	
A Rannels: Caractérisation des milieux d'évolution des grains de quartz d'anrès	_223
Legigan (2002) et Le Ribault (1977)	225
4.2. Présentation et analyse des résultats de la morphoscopie et de l'exoscopie des qu	
	_228
A. Sédiments lagunaires	228
a. Cap Bon oriental	228
a.1. Oued Chiba	228
a.2. Dar Oufa	_231
b. Sahel	_236
b.1. Hergla	_236
b.2. Khniss	_238
B. Faciès continentaux	_241
b. Cap Bon oriental	_241
b.1. Dar Oufa	241
C. Faciès dunaires et de haut de plage c. Sahel	_243
C.1. Hergla	_243
D. Faciès marins	_253

d. Sahel	253
d.1. El Hajeb	253
E. Sud-Est	256
e.1. Sidi Yati	256

CHAPITRE IV. DATATION IRSL DES PALEORIVAGES PLEISTOCENES DE TUNISIE______258

1. Principes de la méthode de datation IRSL	259
2. Matériel d'étude	260
2.1. Sites datés et choix des échantillons IRSL	260
3. Méthodologie	_263
3.1. Préparation des échantillons	263
3.2. Estimation de la paléodose ou dose équivalente De	263
3.3 Estimation de la dose annuelle Da	263
3.4. Correction des âges IRSL pour le fading	264
4. Présentation des résultats IRSL et comparaison avec les données	chronologiques
disponibles (U/Th, RAA, OSL sur quartz)	265
4.1. Le Sahel	267
A. Dépôts du cordon de Douira	270
B. Dépôts du cordon de Réjiche	272
4.2. Le Cap Bon oriental	274
4.3. Sud-Est Tunisien (Ile de Djerba)	275
5. Discussion et conclusions : proposition d'un nouveau schéma chro	onostratigraphique
	276
5.1. Sahel	278
5.2. Cap Bon oriental	282
5.3. Sud-Est tunisien (Djerba)	283

1. Travaux antérieurs sur les déformations tectoniques pléistocènes des côtes de la	
Tunisie: Evolution néotectonique de la Tunisie	285
1.1 Le littoral septentrional	285
1.2 Le littoral nord – oriental de la Tunisie (Cap Bon)	286

1.3 Le littoral oriental (Sahel de Tunisie)	_288
1.4 Le littoral méridional	_291
2. Travaux antérieurs sur les déformations tectoniques pléistocènes des côtes de la Méditerranée	293
3. Caractérisation des déformations tectoniques pré-tyrrhéniennes en Tunisie	_295
3.1 Introduction	_295
3.2 Le Sahel (côte orientale de la Tunisie)	_295
A. Structure générale	_295
B. Caractérisation de la déformation tectonique	_298
B.1. Au Miocène	_298
a. Au Tortonien	_298
a.1. Structure générale	_299
a.2. Analyse tectonique	_299
b. Au Messinien	_301
b.1. Structure générale	_302
b.2. Analyse tectonique	_302
B.2. Au Pliocène	_302
a. Les affleurements	_302
b. Structure générale	_302
c. Analyse tectonique	_303
B.3. Au Pléistocène inférieur (Villafranchien)	_305
B.3.1. Au Sahel	_305
a.Les affleurements	_305
b.Analyse tectonique	_306
3.3. Sud-Est	_306
A. Mio-Pliocène	_306
B. Post-Villafranchien	_306
4. Caractérisation des déformations tectoniques post-tyrrhéniennes (post MIS 9 et MIS 7)	: 307
4.1. Le littoral du Sahel tunisien	307
A. Hergla	- 307
a.Affleurements	307
b.Structure générale	307
c.Analyse tectonique	308
B. Région de Monastir	_309
B.1. Site de Khniss	_309
a.Affleurement	_309

b.Structure générale	309
c. Analyse tectonique	310
B.2. Site de Ksiba El Mediouni	311
a.Affleurements	312
b.Analyse tectonique	312
C. Région de Mahdia	313
C.1. Région de Réjiche	313
a.Affleurements	313
b.Analyse tectonique	314
b.1. Unité UMR/UMK2 ? de la formation Réjiche	314
b.2. Unité UCR	315
D. Site d'El Hajeb	315
a.Affleurement	315
b.Analyse tectonique des unités UMD1 et UMD2	316
E. Site de Salakta	318
a.Les affleurements	318
b.Analyse tectonique	319
b.1. Unité UMK2 ou UMR ?	319
b.2. Unité UCR	322
c. Discussion	323
F. Chebba (Sidi Abdallah Meracchi)	324
a.Affleurement	324
b. Structure générale	324
c. Analyse tectonique	325
4.2. Littoral Sud-Est tunisien (Ile de Djerba)	326
a.Affleurements	326
b.Structure générale	327
c. Analyse tectonique	327
5. Synthèse et discussion	329
5.1 Classification des états de paléocontraintes	329
A. Sahel	329
a.Les extensions :	329
b.Les compressions :	329
B.Sud – Est (île de Jerba)	329
5.2 Synthèse et discussion des résultats des données numériques en term	es de régime de
contraintes dans le Sahel et le Sud-Est tunisien (Tableau 20)	330
A. Au Miocène :	330

Conclusion	335
D. Pléistocène moyen et supérieur	331
C.Post – Villafranchien	331
B. Au Pliocène	331

CHAPITRE VI. SYNTHESE	337
1. Bilan des données IRSL : révision du cadre chronostratigraphique des format littorales pléistocènes (MIS 9 à MIS 4) du Sahel, du Cap Bon oriental et du SE	tions
tunisien	338
1.1. Dépôts littoraux du Pléistocène moyen (MIS 9 et 7)	338
1.2. Dépôts littoraux du Pléistocène supérieur (MIS 5 et 4)	339
2. Evolution spatio-temporelle de la sédimentation littorale le long de la côte Est tunisienne du MIS 9 au MIS 4	341
2.1. Caractéristiques de la sédimentation littorale du Pléistocène moyen (MIS 7 et l (UMD1 et UMD2)	MIS 9) 341
 2.2. Caractéristiques de la sédimentation littorale du Pléistocène supérieur (MIS 5 e 4) 	et MIS 342
A. La sédimentation marine et lagunaire du MIS 5.5 (UMK1 et UMK2)	342
B. Le niveau conglomératique (« boulder bed ») : transition entre le MIS 5.5 et le 5.3-5.1	e MIS 342
C. La sédimentation marine du MIS 5.3-5.1 indifférencié (UMR)	344
D. La sédimentation éolienne du MIS 4 (UCR)	344
E. Spécificité texturale des dépôts littoraux d'Hergla (Sahel)	345
F. Evolution spatio-temporelle du taux de carbonates	345
a. Evolution temporelle	345
b. Différenciation régionale	346
G. La répartition des Strombes au sein des dépôts marins littoraux pléistocènes _	347
H. La répartition des oolithes au sein des dépôts littoraux pléistocènes	347
2.3. La sédimentation continentale du MIS 6	348
2.4. Processus pédogénétiques	349
A. Encroûtements calcaires	349
a. Encroûtements calcaires discontinus	349
b. Encroûtements calcaires continus	350
B. Rubéfaction	350
C. Hydromorphie	350

3. Evolution des conditions paléoclimatiques le long du littoral tunisien du MIS 9 au	
MIS 4 dans le contexte du bassin méditerranéen occidental	350
3.1. MIS 9 et 7 (UMD1 et UMD2)	351
3.2 La transition MIS 6/5 (UMK1)	353
3.3. MIS 5.5 (UMK2)	353
3.4. MIS 5.3-5.1 indifférencié (UMR)	354
3.5. MIS 4 (UCR)	354
4. Altitude des paléorivages et néotectonique	355
4.1 Altitudes des paléorivages pléistocènes	355
A.Paléorivages du MIS 9	355
B.Paléorivages du MIS 7	356
C.Paléorivages du MIS 5	356
a.Transition MIS 6/5	356
b.MIS 5.5	357
c.MIS 5.3 – 5.1	357
4.2. Déformations tectoniques affectant les formations littorales pléistocènes	358
A. La compression	358
B. L'extension	358
CONCLUSION GENERALE	360
BIBLIOGRAPHIE	363
ANNEXES	378

Liste des figures

Figure 1. *Carte de localisation des sites littoraux pléistocènes de la Tunisie (cités dans le texte)* ______1

Figure 2. Chronostratigraphie orbitale haute résolution de Martinson et al. (1987). Courbe isotopique Standard (SPECMAP) traduisant les variations du \Box ¹⁸O standard en fonction du temps en ka. Les chiffres au-dessus de la courbe indiquent les stades isotopiques marins __10

Figure 3. SPECMAP \Box an fonction du temps d'Imbrie et al. (1984)°_____10

Figure 4. Diagrammes résumant la relation entre variation de l'index de mousson en Afrique du Nord, les changements orbitaux de l'insolation à 30°N et 30°S (d'après Trauth et al. 2003) et le dépôt des sapropèles (S1 à S6) en Méditerranée orientale au cours des derniers 170 ka (d'après Rossignol – Strick, 1985). Les stades isotopiques marins sont réglés suivant l'échelle SPECMAP (Martinson et al. 1987)_____11

Figure 5. *A. Carte de localisation de la zone de convergence intertropicale (ITCZ) pendant les mois de Juin et de Janvier. B. Direction de la mousson au mois de Juin lors du déplacement de l'ITCZ vers le Sud. C. Direction de la mousson au mois de Janvier lors du déplacement de l'ITCZ vers le Nord (d'après Trauth et al. 2009)* _______13

Figure 6. Carte de l'ensemble du bassin méditerranéen et de l'Afrique du Nord avec localisation des grottes à spéléothèmes, des carottes marines à sapropèles, des séquences palynologiques et paléolacustres évoqués dans le texte ______14

Figure 7. Fluctuations climatiques, variation des températures et du niveau marin sur 350 ka (Watanabe et al. 2003): Diagrammes obtenus à partir des forages VOSTOK et Dôme Fuji (situé à 1,500 km de VOSTOK). Comparaison des températures à partir des isotopes de l'oxygène et des enregistrements de l'excès de Deutérium. **a** variation de la température de surface de l'océan. Terminaisons : TI (MIS 5/4), TII (MIS 6/5), TIII (MIS 8/7) ; **b** et **c** : courbes lissées des variations du Deutérium de VOSTOK et du Dôme Fuji . **b,c** Courbes lissées du VOSTOK et du Dôme Fuji (d'après Watanabe et al. 2003) _______20

Figure 8. Comparaison des profils isotopiques du Dôme F (courbe **a**, adaptée de Watanabe et al. 2003), de VOSTOK (courbe **c**, adaptée de Petit et al. 1999) et d'EPICA Dôme C (courbe **d** adaptée de E.P.I.C.A. Community, 2004). La courbe **b** correspond aux variations de la concentration en gaz carbonique du forage Vostok, courbe adaptée de Petit et al. 1999) et la courbe **e** correspond à la variation du niveau de la mer (adaptée de l'enregistrement en oxygène marin publié par Bassinot et al. (1994) avec une échelle en mètres). D'après Jouzel et al. (2005) _________21

Figure 9. Enregistrement climatique et pics de la poussière à partir des carottes de glace de l'EPICA Dôme C et Vostok (d'après Delmonte et al. 2004): (a) Profil du Deutérium de

l'EPICA (d'après Jouzel et al. 2001). (b) Profil de concentration de la poussière (en ppb) jusqu'à 2201 m de profondeur. (c) Profil du Deutérium du VOSTOK pour les derniers 220 ka. Les stades climatiques majeurs sont indiqués (d'après Jouzel et al. 2005) _____ 22

Figure 10. Variations du niveau marin et du $\Box^{18}O$ océnaique au cours des derniers 450 ka (d'après Waelbroeck et al. 2002). Axe gauche = niveau marin en mètres et axe droit= variations du δO^{18} . Courbe noire= courbe composite du niveau marin relatif à partir des variations du δO^{18} dans le Pacifique Ouest et dans l'Atlantique Nord. Courbe grise= courbe de Shackleton et al. (2000) à partir du $\Box O^8$ océanique. Les cercles noirs indiquent des bas niveaux marins (d'après Rohling et al. 1998). ______23

 Figure 11. Carte de localisation des sites de Tunisie cités dans le texte
 30

Figure 12. Localisation des sites du bassin occidental de la Méditerranée cités dans le texte 42

Figure 13. Chronostratigraphie des dépôts littoraux interglaciaires du Pléistocène moyen et supérieur (MIS 5 à MIS 13) au Sahel, au Cap Bon otriental et au Sud-Est tunisien _____48

Figure 14. Synthèse des données chronologiques disponibles pour les dépôts littoraux interglaciaires du Pléistocène moyen et supérieur (MIS5 à MIS9) au Sahel, au Cap Bon otriental et au Sud-Est tunisien _____49

Figure 15. Carte de localisation des sites littoraux pléistocènes de la Tunisie avec les trois régions étudiées (Cap Bon oriental, Sahel et île de Djerba sur le littoral méridional). Les chiffres indiquent l'altitude en m du Tyrrhénien_____52

Figure 16. Carte géomorphologique avec tracés des extensions des lignes de rivage pliocènes et pléistocènes (adaptée de la carte des rivages, Oueslati, 1994). 1 : ligne de rivage de l'unité de Réjiche ; 2 : falaise morte tyrrhénienne 3 : ligne de rivage de l'unité Douira; 4 : ligne de rivage de l'unité Diar Ben Salem ; -5 : ligne de rivage de l'unité Oued Youssef ; 6 : Altitude des lignes de rivage ______53

Figure 17. Coupes synthétiques des terrasses marines et des dépôts littoraux pléistocènes du Cap Bon oriental établies par Oueslati (1994). Numérotation des plateformes (Pf) et des unités marines (UMP) d'après El Mejdoub et Jedoui (2009). A. au Nord de Korba **B.** dans le secteur Sud de Korba ______55

Figure 18. Coupe transversale au niveau de la plateforme III au Sud de Korba (d'après ElMejdoub et Jedoui, 2009)55

Figure 19. *Courbe des variations batyhmétriques au large de la côte tunisienne* 56

Figure 20. Répartition des cordons littoraux pléistocènes le long de la côte sahélienne ____58

Figure 21. *Coupe synthétique des cordons tyrrhéniens (MIS5.5) de Douira et Réjiche dans le Sahel tunisien (d'après Mahmoudi, 1986)* ______59

Figure 22. Carte de répartition des dépôts tyrrhéniens sur l'île de Djerba. 1: Cordon littoral tyrrhénien ; 2 : Altitude des lignes de rivage (par rapport au niveau actuel de la mer ; 3 : Failles (d'après Bouaziz et al. 2003) _____60

Figure 23. Coupe synthétique des dépôts marins tyrrhéniens (MIS 5.5) du Sud-Est de la Tunisie (d'après Jedoui et al. 2003) _____61

Figure 24. Emplacement des coupes A et B de l'oued Chiba (Nord de Korba). D'après la carte géologique de Menzel Bouzelfa au 1/50.000 _____63

Figure 25. *A.* Log schématique de la coupe d'oued Chiba A. *B.* Log séquentiel de la coupe d'oued Chiba A ______64

Figure 26. *A. Cordon dunaire de haut de plage fortement bioturbé par les rhizolithes (unité CA-D de l'oued Chiba–A). B. Calcarénite bioclastique de l'unité CA-M de l'oued Chiba-A. Remarquer la faille normale qui décale les lits à granoclassement décroissant qui structurent la calcarénite_____65*

Figure 27. *A. Log schématique représentatif de la coupe d'oued Chiba B. B. Log séquentiel représentatif de la coupe d'oued Chiba B_____66*

Figure 28. *A.* Superposition des unités lithostratigraphiques formant l'affleurement de l'oued Chiba-B. Noter la surface d'érosion (trait tireté blanc) qui sépare l'unité lagunaire CB-LL de l'unité marine transgressive CB-M. **B:** Lame mince du sommet de l'unité marine CB-M montrant un microfaciès d'encroûtement suite à l'émersion de cette unité. Lumière naturelle grossissement x 20. **C:** Microfaciès gréso-carbonaté de la base de l'unité marine CB-M renfermant des grains de quartz (q), de gros fragments de lamellibranches (l) et des particules micritisées (p). Lumière polarisée analysée grossissement x 20_____68

Figure 29. Localisation de la coupe de Dar Oufa, Sud de Korba (d'après la carte géologique au 1/50000 de Nabeul ______69

Figure 30. A. Log schématique représentatif de la coupe de Dar Oufa. B. Log séquentiel représentatif de la coupe de Dar Oufa _____70

Figure 31. Faciès et microfaciès des unités lithostratigraphiques de la coupe de Dar Oufa. **A.** et **B.** Affleurement de la berge droite de Dar Oufa avec les unités lithostratigraphiques constitutives. **C** et **D**: Microfaciès carbonaté oolithique de l'unité D-M2 renfermant des pellets (p), oolithes (o), des fragments de lamellibranches et quelques grains de quartz (q). Lumière polarisée analysée, grossissement x 10. Remarquer la présence d'un grain de zircon (z) dans la photo C remanié à partir de l'arrière pays______71

Figure 32. *A. Schéma de localisation des coupes de la falaise de Hergla et de l'arrière – pays (Boujelben, sous presse). B. Schéma de localisation des coupes étudiées. C. Répartition des coupes étudiées le long de la falaise littorale de Hergla ______74*

Figure 33. Coupe synthétique des unités littorales pléistocènes de la falaise de Hergla ____75

Figure 34. Corrélations des logs représentatifs de la falaise de Hergla _____77

Figure 35. *A. Log schématique représentatif du profil 1 de la falaise de Hergla Sud. B. Log séquentiel représentatif du profil 1 de la falaise de Hergla Sud______78*

Figure 36. Affleurement et microfaciès de l'unité H-M1 au Sud de la falaise de Hergla (profil 1) : A et B: affleurement de l'unité marine inférieure H-M1 des falaises de Hergla Sud, de l'unité dunaire H-D4? qui la surmonte et de la croûte carbonatée. C. Détail de l'unité marine H-M1. Noter les stratifications obliques de plage qui structurent cette unité. D. Détail des structures bulleuses en « birds eyes » (flèches blanches) de l'unité H-M1 qui constituent les limites des marées hautes et de la zone intertidale supérieure. E. Microfaciès de l'unité H-M1 à dominance quartzeuse. Noter l'enveloppe d'aragonite micritique qui entoure les grains de quartz (flèche blanche). Lumière polarisée analysée grossissement x 10 ______79

Figure 38. *A. Log schématique représentatif du profil 3 de la falaise de Hergla. B. log séquentiel représentatif du profil 3 de la falaise de Hergla* ______81

Figure 39. Affleurement de l'unité lagunaire H-LL1 du Sud de la falaise de Hergla (Profil 3). A. Superposition de l'unité lagunaire H-LL1 et de l'unité transgressive et bioclastique H-M3m. B. Détail d'affleurement de l'unité H-LL1 de Hergla. Noter l'aspect laminaire de la recarbonatation et l'augmentation de la taille des nodules carbonatés de la base de cette unité vers son sommet. C. Détail de l'affleurement de l'unité H-M3 au Sud de la falaise de Hergla. Noter l'agencement de lits bioclastiques grossiers qui structurent cette unité. D et E. Microfaciès de l'unité marine H-M3 montrant des grains de quartz (q) associés à des pellets (p), des fragments de lamellibranches (l) ainsi que des débris d'algues (a) et d'endoclastes (e). Lumière naturelle grossissement x 10 ________82

 Figure 40. A. Log schématique représentatif du profil 4 de la falaise de Hergla. B. Log

 séquentiel représentatif du profil 4 de la falaise de Hergla

 84

Figure 41. Superposition des unités du Sud de la falaise de Hergla (Profil 4) : **A.** Superposition des trois unités lithostratigraphiques (H-M1, H-LL1 et H-M3m) du Sud de la falaise de Hergla. Noter l'aspect conglomératique et très bioclastique de l'unité H-M3m ainsi que le contact transgressif érosif net de cette dernière sur l'unité lagunaire H-LL1. **B.** Détail de l'unité H-M3 montrant des lits grossiers à coquilles de lamellibranches et de gastéropodes impliquant des eaux fortement agitées (tempêtes et marées hautes). **C.** faciès bioclastique de l'unité H-M3 formant une terrasse marine taillée en falaise ______85

Figure 42. A. Log schématique représentatif du profil 5. B. Log séquentiel du profil 5 _____86

Figure 43. Le conglomérat à Strombes de la falaise de Hergla (Profil 5) : A. Aspect conglomératique de la base de l'unité H-M3m surmontant l'unité lagunaire H-LL1. B. Détail de l'aspect conglomératique hétérogène et bioclastique de l'unité transgressive H-M3m. Noter la présence de fossiles de Strombes au sein du conglomérat. C. Détail du fossile de Strombe contenu dans le conglomérat à la base de l'unité H-M3m. D. Microfaciès gréso-carbonaté de l'unité H-M3m renfermant des grains de quartz (q) associés à des sections

longitudinales de gastéropodes (g) dont les loges sont remplies de micrite. L. mince, LN (x 5). **E.** faciès oolithique de l'unité H-M3m. Les oolithes montrent un cortex aragonitique bien développé qui épouse parfaitement la forme des grains qu'elles entourent. L. mince, LN (x 5) 87

 Figure 44. A. Log schématique représentatif du profil 6 des falaises de Hergla. B. Log

 séquentiel représentatif du profil 6 des falaises de Hergla______88

Figure 45. Différenciation de l'unité lagunaire H-LL1 (Profil 6) : A. Superposition des unités lithostratigraphiques H-M1, H-LL1 et H-M3m du Sud de la falaise de Hergla. L'unité H-M1 montre son complexe intertidal supérieur avec stratifications entrecroisées surmontées de stratifications obliques de plage. **B.** Détail de la photo A. **C.** Faciès bioclastique à Strombes remaniés de l'unité H-M3m. **D.** Détail de la photo B. Différenciation de l'unité lagunaire H-LL1 de Hergla en trois horizons : sables rubéfiés à recarbonatations secondaires laminaires à la base. L'horizon intermédiaire est franchement lagunaire tandis que sa partie supérieure est affectée par une rubéfaction et des nodules calcaires d'origine pédogénique ______89

Figure 46. *A. Log schématique représentatif du profil* 6 - 7. *B. Log séquentiel représentatif du profil* 6 - 7_____90

 Figure 47. A. Log schématique représentatif du profil 7. B. Log séquentiel représentatif du profil 7

 ______92

Figure 48. *A.* Log schématique représentatif du profil 8 de la falaise de Hergla. B. Log séquentiel représentatif du profil 8 de la falaise de Hergla ______93

Figure 49. *A.* Log schématique représentatif du profil 9 des falaises de Hergla. B. Log séquentiel représentatif du profil 9 des falaises de Hergla_____95

Figure 50. Variation latérale de la succession lithostratigraphique des unités pléistocènes constituant la falaise de Hergla entre sa partie Sud et l'affleurement villafranchien : A. Succession stratigraphique montrant l'apparition de trois nouvelles unités sédimentaires : une deuxième unité lagunaire H-LL2 et son paléosol, surmontée de l'unité H-M3m, une unité dunaire H-D3 au sommet pédogénéisé et une troisième unité transgressive bioclastique H-M3'm (profil 9). **B.** continuité latérale des faciès et unités sédimentaires observées dans la photo A avec apparition du terme caverneux du haut de plage de l'unité H-M3'm suivant un contact érosif. Noter aussi la surface d'érosion transgressive qui tronque le sommet du sable dunaire pédogénéisé H-D3 (profil 9). **C** et **D.** prédominance des faciès de haut de plage et disparition des termes marins des unités H-M3m et H-M3'm. L'unité H-LL2 montre une épaisseur réduite (profil 9). **E** et **F.** continuité latérale et même succession lithostratigraphique avec réapparition du terme marin de l'unité H-M3'm (profil 9)_____96

Figure 51. A. Log schématique représentatif du profil 10 des falaises de Hergla. B. Logséquentiel représentatif du profil 10 des falaises de Hergla______97

 Figure 52. A. Log schématique représentatif du profil 10'des falaises de Hergla. B. Log

 séquentiel représentatif du profil 10' des falaises de Hergla _______99

Figure 53. Les faciès caverneux de haut de plage du Sud de la falaise de Hergla (Profil 10') : A et **B** : apparition des faciès caverneux de haut de plage qui constituent la base du cordon dunaire ; unités H-M2c ; H-M3c et H-M3'c. **C.** microfaciès quartzeux de l'unité caverneuse de haut de plage H-M3c. Les grains de quartz (q) constituent l'essentiel du sédiment. Ils sont associés à des coprolithes (c) qu'on retrouve dans le cordon dunaire du Nord de la falaise de Hergla (Hergla port). Lame mince en lumière polarisée analysée grossissement (x 10). L. mince, LP (x 5) _______100

Figure 54. A. Log schématique représentatif du profil 11. B. Log séquentiel représentatif du profil 11______101

Figure 55. Transgression « tyrrhénienne » sur le Villafranchien (Profil 11). A. transgression des dépôts littoraux pléistocènes (marin – éolien) matérialisés par les unités H-M ? et H-D4 sur les sables limoneux ocres du Villafranchien (unité H-V). Noter l'importante épaisseur du paléosol villafranchien au sommet des sables limoneux ocres. B. base conglomératique des dépôts marins subtidaux à intertidaux sur le paléosol villafranchien, d'épaisseur réduite. Remarquer le passage d'un faciès subtidal – intertidal au niveau du conglomérat vers un faciès de plage à stratifications obliques planes (H-M ?). Le dépôt dunaire tronque les faciès marins sous-jacents suivant une surface d'érosion (trait tireté blanc). C. détail de la photo B montrant la transgression marine « pléistocène » sur le Villafranchien ______102

Figure 57. A et B. Logs schématiques représentatifs des profils A et B de la falaise de Hergla.C. Log séquentiel représentatif du profil B de la falaise de Hergla ______105

Figure 58. Les dunes fossiles de la falaise de Hergla (profils B et A). A. Affleurement du cordon dunaire H-D4 de Hergla. Remarquer les structures sédimentaires à stratifications en auge de grande amplitude qui caractérisent cette dune. B. Superposition de deux unités dunaires H-D4 et H-D4b suivant une surface d'érosion (trait pointillé blanc). C. Superposition localisée du dépôt dunaire H-D4 et du paléosol H-Vv villafranchien ? _____106

Figure 59. Schéma de localisation des coupes de la grande carrière de Khniss (d'après carte topographique de Sousse au 1/50.000) ________107

Figure 60. A. Log schématique représentatif de la coupe de Khniss. B. Log séquentiel représentatif de la coupe de Khniss (paroi Ouest) ______108

Figure 61. Les dépôts pléistocènes de la grande carrière de Khniss. **A.** Affleurement des différentes unités lithostratigraphiques de la paroi Ouest de la carrière de Khniss. **B.** Détail de l'unité sédimentaire à terriers de Calliannasses de l'unité marine H-M. **C.** Détail de la zone à terriers fins et verticaux de l'unité marine K-M. **D.** Détail des stratifications entrecroisées (flèche noire) et des stratifications obliques de plage (flèche blanche) de l'unité marine K-M. **E.** Microfaciès de l'unité marine K-M. Les grains de quartz (q) et les grains carbonatés sont oolithisés (o) avec présence de pellets (p). L. mince, LN (x 10) ______ 109

Figure 62. *A.* Log schématique représentatif de la coupe de la grande carrière de Khniss (paroi Est). *B* : Log séquentiel de la coupe de Khniss paroi Est ______111

Figure 63. *A.* Affleurement de la coupe de la paroi Est de la carrière de Khniss montrant l'apparition d'une unité lagunaire K-LL pédogénéisée et d'un complexe littoral formé de l'unité marine K-M surmonté de l'unité dunaire K-D. B. Mirofaciès de l'unité lagunaire quartzeuse (q) de Khniss K-LL. La flèche blanche indique des plages sombres de boue micritique. La flèche noire indique des plages claires de microsparite provenant de la recristallisation de la micrite. L. mince, LP (x 5)______112

 Figure 64. Schéma de localisation de la coupe de la carrière d'Ashraf
 113

Figure 65. A. Log schématique représentatif de la coupe de la carrière d'Ashraf _____114

Figure 65. B. Log séquentiel représentatif de la coupe de la carrière d'Ashraf _____115

Figure 66. Les dépôts pléistocènes « quartzeux » de la carrière d'Ashraf. A. Affleurement de l'unité A-M1 d'Ashraf. Remarquer la diversité des structures sédimentaires constituant cette ride. **B.** Microfaciès de l'unité A-M1 renfermant de nombreux foraminifères benthiques d'assez grande taille, associés à des particules micritisées (p) et des grains de quartz (q). L. mince, LN (X5). **C.** Présence de fossiles de crabes en position de vie dans les sables de plage de l'unité A-M2. **D.** Mirofaciès de plage de l'unité A-M2 renfermant essentiellement des grains de quatz (q) associés à des particules micritisées (p). L. mince, LN (x 5)_____116

Figure 67. Le premier niveau conglomératique de la coupe d'Ashraf (unité A-M3). A. lithostratigraphie des unités marines et dunaire pléistocènes de la carrière d'Ashraf. B. Image rapprochée des deux niveaux conglomératiques de la coupe d'Ashraf. C. détail du premier conglomérat à Strombes formant la base de l'unité A-M3 composé de galets hétérogènes, de pierres ponces et de coquilles de gastéropodes et lamellibranches. D. Microfaciès carbonaté de l'unité A-M3 montrant une majorité de pellets (p) dont certains sont oolithisés (o), associés à des débris de lamellibranches (l). LM mince, LP (x 10). E. Oolithes et pellets de l'unité A-M3. L. mince, LP (x 10)______118

Figure 68. Le deuxième niveau conglomératique de la coupe d'Ashraf (unité A-M4). A. Succession lithostratigraphique de la coupe d'Ashraf montrant le contact transgressif de l'unité A-M4 sur l'unité A-M3. **B.** Détail du deuxième niveau conglomératique montrant des galets hétérogènes plus ou moins dispersés dans la masse gréseuse, associés à des coquilles de lamellibranches à face concave vers le haut. Noter le contact érosif (trait tireté noir) des séquences bioclastiques du sommet de l'unité A-M4. **C**. Détail du sommet de l'unité A-M4 montrant des séquences aggradantes à bases érosives dues à des tempêtes répétitives. Le trait tireté blanc indique la limite entre l'unité A-M4 et le dépôt dunaire littoral qui la surmonte (unité A-D). L. mince, PA (x 5). **D.** Microfaciès carbonaté oolithique de l'unité A-M4. **R**emarquer la fréquence des oolithes (o) dans cette unité où elles sont associées à des agrégats (ag) en bon nombre remaniés du fond subtidal, et grains de quartz (q). L. mince, LP. (x 5). **E:** Gros débris d'algues (a), des débris de lamellibranches (l), des particules micritisées (p) et de rares grains de quartz (q) dans l'unité A-M4.

Figure 69. La dune d'Ashraf. A et **B.** Superposition des unités marines A-M2, A-M3 et A-M4 et de l'unité dunaire A-D d'Ashraf. Le trait tireté blanc indique la limite entre la séquence marine d'Ashraf et la séquence dunaire. **C.** Microfaciès gréso-carbonaté de la dune d'Ashraf formé d'une majorité de pellets (p), oolithes (o) et renfermant des débris de gastéropodes (g), échinodermes (ech) et grains de quartz. **D.** Microfaciès gréso-carbonaté de l'unité dunaire A-D d'Ashraf. L. mince, LP (x 10) ______121

Figure 70. Schéma de localisation des coupes de Réjiche et d'El Hajeb d'après la cartegéologique de Mahdia au 1/50.000122

Figure 71. *A. Log schématique représentatif du profil A de la grande carrière de Réjiche. B. Log séquentiel représentatif du profil A de la grande carrière de Réjiche* 123

Figure 72. L'unité marine R-M1 et l'unité R-D de la coupe de Réjiche (Profil A). A. Affleurement du profil A de la carrière de Réjiche. **B.** Détail de l'affleurement de l'unité marine R-M1 de Réjiche à stratifications obliques de plage. **C.** Microfaciès essentiellement quartzeux (q) de l'unité R-M1 renfermant des particules micritisées (p), entre autre des algues (a). L. mince, LP (x 4). **C :** Même microfaciès quartzeux de l'unité R-M1. L. mince, LP (x 5).**D.** Détail d'affleurement de la dune de Réjiche. **E.** Microfaciès gréso-carbonaté oolithique (o) de la dune de la carrière de Réjiche. L. mince, LN (x 5). **F.** Aggrandissement du microfaciès de l'unité dunaire R-D. Le cortex des oolithes (o) épousent parfaitement la forme des grains. L. mince, LP (x 10) ________125

Figure 73. Log schématique représentatif du profil A' de la grande carrière de Réjiche __126

Figure 74. Affleurement du profil A' de la carrière de Réjiche. A. Extension latérale de l'unité R-M1. B. Détail de l'affleurement de l'unité R-M1 dans le profil A'. C. Même microfaciès quartzeux de l'unité R-M1. L. mince, LP(x 5) ______127

Figure 75. *A. Log schématique représentatif du profil B de la grande carrière de Réjiche. B. Log séquentiel représentatif du profil B de la grande carrière de Réjiche* 128

Figure 77. *A. Log schématique représentatif du profil C de la grande carrière de Réjiche. B. Log séquentiel représentatif du profil C de la grande carrière de Réjiche* ______130

Figure 78. Dépôts carbonatés non oolithiques pléistocènes de la grande carrière de Réjiche (Profil C). A. Unité marine carbonatée R-M2-2. B. Faciès carbonaté de l'unité R-M2-1 de la coupe de Réjiche renfermant une faune variée composée de gastéropodes en section transversale (g), des débris d'échinodermes (ech) et des particules micritisées (p). L. mince, LN (x 10). C. Microfaciès carbonaté des lits lumachelliques (unité R-M2-2). Remarquer la

disposition oblique des éléments figurés selon le sens de la stratification de l'unité intertidale *R-M2-1. LP* (x 2) ______130

 Figure 79. A. Log schématique représentatif de la coupe d'El Hajeb. B. Log séquentiel

 représentatif de la coupe d'El Hajeb
 _______132

Figure 80. L'unité E-M1 d'El Hajeb : **A.** Affleurement de l'unité E-M1 à stratifications subhorizontales formant la base du cordon de la « formation Douira ». **B.** Microfaciès quartzeux de l'unité E-M1 renfermant notamment des débris d'algues (a) et des particules grossières micritisées (p). L. mince, LN (x 2)______133

Figure 82. L'unité lumachellique E-M3 d'El Hajeb. **A.** Contact érosif (trait tireté noir) séparant l'unité lumachellique E-M3 de l'unité E-M2. **B.** Microfaciès de l'unité E-M3 montrant un encroûtement affectant l'ensemble du dépôt. **C.** Même microfaciès en LN (x2) que dans la photo B montrant la nature phosphatée de l'encroûtement_____136

 Figure 83. Localisation des falaises de Sidi Abdallah Meracchi (Chebba) d'après la carte

 géologique de Chebba au 1/50.000______138

 Figure 84. Coupe lithostratigraphique synthétique de Chebba
 138

 Figure 85. Corrélations des logs représentatifs de la falaise de Chebba (Sidi Abdallah Meracchi)
 139

Figure 87. Blocs conglomératiques bioclastiques et lumachelle de Chebba (Profil A). A. *Microfaciès carbonaté et oolithique des blocs conglomératiques bioclastiques renfermant des débris de diatomites (d) remaniés à partir de dépôts lagunaires, des oolithes (o) et des pellets (p). L. mince, LN (x 4). B. Microfaciès oolithique de la lumachelle de Chebba. L. Mince, LP (x 10). C. Microfaciès bioclastique de l'unité lumachellique Ch-M2-2 de Chebba à débris de lamellibranches (l) et foraminifères benthiques (f.b). L. mince, LP (x 4)______142* **Figure 88.** *A. Log schématique représentatif du profil B des falaises de Chebba. B. Log séquentiel représentatif du profil B des falaises de Chebba* ______ 144

Figure 89. *A.* Log schématique du profil B - C de la coupe de Chebba. *B.* log séquentiel du profil B - C de la coupe de Chebba _______144

Figure 90. La calcarénite oolithique de Chebba (Profil B - C): A. Affleurement de la calcarénite de Chebba sous forme de dalle oolithique transgressive sur le paléosol de l'unité lagunaire Ch-LL. B. Détail de la calcarénite. Remarquer les nombreuses diaclases et fractures qui l'affectent. C. Microfaciès oolithique de l'unité Ch-M1 de Chebba. Les grains de quartz sont pour la plupart oolithisés. Les pellets (p) correspondent à de grosses particules micritisées. L. mince, LN (x 5). D. Microfaciès carbonaté oolithique de l'unité Ch-M1. L. mince, LP (x 4) _________145

Figure 91. *A. Log schématique du profil C de la coupe de Chebba. B. log séquentiel du profil C de la coupe de Chebba_______*147

Figure 92. *A.* Log schématique du profil *D* de la coupe de Chebba. *B.* Log séquentiel du profil *D* de la coupe de Chebba ______148

Figure 93. *A. Log schématique du profil E de la coupe de Chebba. B. Log séquentiel du profil E de la coupe de Chebba* ______151

Figure 95. A. *Log schématique du profil F de la coupe de Chebba.* **B.** *Log séquentiel du profil F de la coupe de Chebba* ______153

 Figure 96. Localisation de la coupe de Sidi Yati (île de Jerba)
 154

Figure 97. A. Log schématique représentatif de la coupe du marabout Sidi Yati. B. Log séquentiel représentatif de la coupe de Sidi Yati ______155

Figure 98. A Dépôts de l'unité lagunaire pléistocène de Sidi Yati. **B.** Détail de l'unité lagunaire Y-LL de Sidi Yati. **C.** Microfaciès de l'unité Y-LL montrant un sédiment composé

essentiellement de grains de quartz revêtus d'une couche micritique épaisse par endroit (flèches blanches). Les grains de quartz sont associés à de rares pellets (p). L.mince, LN (x 5) _____156

Figure 99. Dépôts marins pléistocènes de Sidi Yati. **A** et **B**. Unités pléistocènes affleurant à la coupe de Sidi Yati. **B**. Détail de l'unité marine bioclastique Y-M de Sidi Yati. **C**. Microfaciès de l'unité Y-M montrant des particules micritisées (p), quelques endoclastes (end) et un sédiment interne (s.i) indice d'une lithification précoce. L. mince, LN (x 5).**D**. Microfaciès de la même unité Y-M à débris d'algues (a), foraminifères benthiques (f.b), pellets (p) et grains de quartz (q). L. mince, LP (x 5) _______157

Figure 100. Cimentation marine phréatique **A.** Aragonite micritique sombre et épaisse (flèche blanche) autour des grains de quartz (q) et bioclastes (b), suivie d'un ciment fibreux isopaque (flèche noire). Blocs anguleux à la base de l'unité H-M3m de Hergla Sud. L.mince, LN (x 5). **B.** Aragonite micritique en plaquettes en liserés noirs uniformément répartis autour des grains. Elle est suivie d'un ciment fibreux isopaque sous forme de cristaux fins allongés (flèche noire). Blocs de calcarénite à la base de l'unité H-M3m de Hergla Sud. L.mince, LN (x 5). **C.** Ciment micritique en frange sombre et épaisse autour des grains (flèche blanche). Unité marine Y-M de Sidi Yati au Sud de l'île de Djerba. L.mince, LP (x 5)______158

Figure 101. Cimentation marine vadose : **A.** Ciment aragonitique fibreux poussant en stalactite à la face inférieure d'un fragment de gastéropode. Unité intertidale R-M2-1 de Réjiche. L. mince, LN (x 10). **B.** Ciment fibreux poussant en stalactites à la face inférieure d'un débris de lamellibranche. Unité intertidale R-M2-1 de Réjiche. L.mince, LP (x 10)_159

Figure 102. Cimentation continentale phréatique : A. Calcite palissadique en frange isopaque autour des grains (flèche). Grès caverneux de haut de plage de l'unité H-M2c de Hergla. L.mince, LN(x 5). **B**. Cimentation avec une calcite palissadique isopaque autour des grains dont les cristaux se terminent en pointe (flèche noire). Une autre phase de cimentation continentale vadose par une calcite en ponts calcitiques au contact des grains (flèche grise). Grès marins oolithiques de l'unité K-M de Khniss. L. mince, LN (x 10). C. Ciment calcitique isopaque autour des grains (flèche) et ciment calcitique granulaire occupant toute la porosité (g). Calcarénite oolithique de l'unité A-M3 d'Ashraf. D. Ciment calcitique en mosaïque occupant tout l'espace intergranulaire (flèche). Unité marine A-M4 de la carrière d'Ashraf. L.mince, LN (x 5). E. Ciment calcitique isopaque (flèche) et ciment équigranulaire occupant toute la porosité (g). Unité dunaire A-D d'Ashraf. F. Ciment calcitique palissadique en frange isopaque autour des grains. Remarquer la forme trapue des cristaux. Calcarénite de l'unité Ch-M1 de Chebba. L.mince, LN (x 10). G. Ciment calcitique en « dents de chien » en frange isopaque autour des grains (flèche). Sables quartzeux de l'unité R-M1 de Réjiche. L. mince, LN (x 5). H. Ciment calcitique réparti régulièrement autour des grains (flèche). Unité dunaire R-D de Réjiche. L. mince, LN (x 10) 160

Figure 103. *Cimentation vadose continentale.* **A.** *Ciment calcitique stalactitique poussant à la face inférieure d'un bioclaste (flèche blanche) et ciment en ménisque au contact des grains (flèche noire). Unité lagunaire H-LL1 de Hergla Sud. L. mince, LN (x 5).* **B.** *Ponts calcitiques*

se développant juste au contact des grains (flèches). Grès de l'unité dunaire élémentaire H-D4b de Hergla port. L.mince, LN (x 5). C. Ciment calcitique dont les cristaux sont à faces planes, déposé en stalactite (flèche) à la face inférieure des particules micritisées (p). Calcarénite oolithique à Strombes de l'unité D-M2 de Dar Oufa. L. mince, LN (x 10).D. Ciment stalactitique en éventail (flèche blanche) déposé à la face inférieure d'un miliolidé (m) et ciment calcitique en ménisque (flèche noire) au contact des grains. Grès carbonatés de l'unité A-M1 s'Ashraf. L. mince, LN (x 5). E. Ciment en ménisque autour des grains. Grès calcaires de l'unité R-M2 de Réjiche. L. mince, LN (x 2). F. Ciment en ponts calcitiques au contact des grains (flèche). Grès calcaires de l'unité R-M2 de Réjiche. L. mince, LP (x 10). G. Ponts calcitique se développant au contact des grains. Unité lumachellique R-M2-2. H. Ciment stalactitique calcitique déposé à la face inférieure d'un gros débris de lamellibranche de l'unité Ch-M2-2 de Chebba. L. mince, LN (x 10). I. Ciment en ponts calcitiques développés juste au contact des grains (flèche). Sables quartzeux de l'unité E-M1 d'El Hajeb. L. mince, LN (x 10). J. Ciment en ponts calcitiques dans les sables quartzeux de l'unité E-M2 d'El Hajeb (flèche). L. mince, LN (x 10)__________162

Figure 104. Affleurement de l'unité Douira à l'Oued Chiba B monrant l'emplacement de l'échantillon (CHIBB4) analysé ______170

Figure 106. Courbe cumulative semi-logarithmique représentative de la granulométrie de l'échantillon CHIBB4 ______171

 Figure 107. Courbe de volume différentiel plurimodale représentative de l'échantillon DAR1

 _______172

Figure 108. Courbe cumulative semi-logarithmique représentative de l'échantillon DARI 173

Figure 110. *Courbe de volume différentiel représentative de la distribution granulométrique de l'échantillon HER3-3* _______174

Figure 111. *Courbe cumulative semi-logarithmique représentative de la distribution granulométrique de l'échantillon HER3-3* _______175

Figure 112. *Affleurement de l'unité lagunaire de la carrière de Khniss (A) au- dessous de l'unité de Réjiche (B) et emplacement de l'échantillon KH2* ______175

Figure 113. Courbe de volume différentiel représentant la distribution granulométrique de l'échantillon HER3-3 ______176

Figure 114. Courbe cumulative semi-logarithmique représentative de la distributiongranulométrique de l'échantillon HER3-3177

Figure 115. *Affleurement de l'unité lagunaire de Chebba ou unité Ch-LL (A) au-dessous de l'unité Ch-M1(B) et emplacement de l'échantillon SIDI2* _______177

 Figure 116. Courbe de volume différentiel à caractère plurimodal représentative de l'échantillon SIDI2
 178

Figure 117. Courbe cumulative semi-logarithmique représentative de la granulométrie de l'échantillon SIDI2 _______179

Figure 118. Affleurement de l'unité dunaire H-D3 à Hergla Sud et emplacement de l'échantillon analysé HER08-2______179

Figure 119. *Courbe de distribution granulométrique unimodale représentative de la granulométrie de l'échantillon HER08-2*______180

 Figure 120. Courbe cumulative semi-logarithmique représentative de la granulométrie de l'échantillon HER08-2
 181

 Figure 121. Affleurement de l'unité dunaire H-D4a de Hergla port et emplacement de l'échantillon HERA1
 181

 Figure 122.
 Courbe de distribution unimodale représentative de la distribution granulométrique de l'échantillon HERA1______182

Figure 123. Courbe cumulative semi-logarithmique représentative de la distribution granulométrique de l'échantillon HERA1______183

 Figure 124. Affleurement de l'unité dunaire H-D4b de Hergla port et emplacement de l'échantillon HERA1
 183

 Figure 125. Courbe de volume différentiel unimodale représentative de l'échantillon HER08

 3_______184

 Figure 126. Courbe cumulative semi-logarithmique représentative de l'échantillon HER08-3

 _______185

 Figure 127. Affleurement de l'unité dunaire A-D d'Ashraf et emplacement de l'échantillon

 ASHC4______185

Figure 128. *Courbe de distribution granulométrique représentative de la granulométrie de l'échantillon ASHC4* _______186

Figure 129. Courbe cumulative semi-logarithmique représentative de la granulométrie de l'échantillon ASHC4 _______187

Figure 130. Affleurement du faciès dunaire de l'unité de Réjiche dans la grande carrière de Réjiche et emplacement de l'échantillon REJA3______187

 Figure 131. Courbe de distribution granulométrique représentative de la granulométrie de l'échantillon REJ A3

 188

Figure 132. Courbe cumulative semi-logarithmique à allure en « S » représentative de la granulométrie de l'échantillon REJA3 _______189

Figure 135. Courbe cumulative semi-logarithmique représentative de la granulométrie de l'échantillon CHIB-A1 ______191

 Figure 137. Courbe de distribution granulométrique représentative de la granulométrie de l'échantillon HER9
 192

 Figure 138. Courbe cumulative semi-logarithmique à allure sigmoïde représentative de la granulométrie de l'échantillon HER9______193

Figure 139. *Affleurement de la calcarénite oolithique de l'unité K-M de la carrière de Khniss et emplacement de l'échantillon KHI* ______193

Figure 140. *Courbe de distribution granulométrique représentative de la granulométrie de l'échantillon KH1* ______194

 Figure 141. Courbe cumulative semi-logarithmique représentative de la granulométrie de l'échantillon KH1
 195

 Figure 142. Affleurement des dépôts de plage de l'unité A-M1 et emplacement de l'échantillon ASH1
 195

Figure 143. *Courbe de distribution granulométrique représentative de la granulométrie de l'échantillon ASH1* ______196

 Figure 144. Courbe cumulative semi-logarithmique représentative de la granulométrie de l'échantillon ASH1
 197

 Figure 145. Affleurement des dépôts de plage de l'unité A-M2 et emplacement de l'échantillon ASHC1
 197

Figure 146. *Courbe de distribution granulométrique représentative de la granulométrie de l'échantillon ASH C1* ______198

Figure 147. Courbe cumulative semi-logarithmique représentative de la granulométrie de l'échantillon ASH C1 ______199

 Figure 148. Affleurement des dépôts intertidaux de l'unité A-M3 et emplacement de l'échantillon ASHC3
 199
Figure 149. Courbe de volume différentiel représentative de la granulométrie de l'échantillon

 ASH C3
 ______200

Figure 150. *Courbe cumulative semi-logarithmique à allure parabolique représentative de la granulométrie de l'échantillon ASH C3* ______200

 Figure 151. Affleurement des dépôts de l'unité R-M2 et emplacement de l'échantillon REJC5

 _______201

Figure 152. *Courbe de volume différentiel unimodale représentative de la distribution granulométrique de l'échantillon REJ C5 (granulométrie laser)* _____ 201

Figure 153. Courbe de distribution bimodale, déduite à partir de la granulométrie par tamis, sur l'échantillon REJ C5 (granulométrie classique)_____202

 Figure 154. Courbe cumulative semi-logarithmique représentative de la granulométrie de l'échantillon REJ C5 (granulométrie laser)
 203

Figure 155. *Courbe cumulative semi-logarithmique à allure parabolique représentative de la granulométrie de l'échantillon REJ C5 (granulométrie au moyen des tamis)* _____203

 Figure 156. Affleurement des dépôts de l'unité R-M1 et emplacement de l'échantillon REJA1

 ______204

Figure 157. Courbe de volume différentiel unimodale représentative de la distribution granulométrique de l'échantillon REJ A1_____204

Figure 158. Courbe cumulative semi-logarithmique représentative de la distribution granulométrique de l'échantillon REJ A1______205

 Figure 159. Affleurement des dépôts de plage de l'unité E-M1 et emplacement de l'échantillon ELHA2
 206

Figure 160. Courbe de distribution granulométrique représentative de la distribution granulométrique de l'échantillon ELHA2_____206

 Figure 161. Courbe cumulative semi-logarithmique représentative de la distribution

 granulométrique de l'échantillon ELHA2
 207

 Figure 162. Affleurement des dépôts de plage de l'unité E-M2 et emplacement de l'échantillon ELHA1
 208

Figure 163. Courbe de distribution granulométrique représentative de l'échantillon ELHA1 208

 Figure 164. Courbe cumulative semi-logarithmique représentative de la distribution

 granulométrique de l'échantillon ELHA1______209

 Figure 165. Affleurement de l'unité Y-M (unité quartzeuse, tyrrhénienne) de Sidi Yati et

 emplacement de l'échantillon YATI4
 210

 Figure 166. Courbe de volume différentiel unimodale représentative de la distribution

 granulométrique de l'échantillon YATI 4
 210

 Figure 167. Courbe cumulative semi-logarithmique représentative de la distribution

 granulométrique de l'échantillon YATI 4
 211

 Figure 168. Affleurement de l'unité D-Cl de Dar Oufa et emplacement de l'échantillon

 DAR2_______212

Figure 169. *Courbe de volume différentiel plurimodale représentative de la distribution granulométrique de l'échantillon DAR 2* ______212

 Figure 170. Courbe cumulative semi-logarithmique représentative de la distribution

 granulométrique de l'échantillon DAR 2
 213

Figure 171. Superposition des courbes de distribution par granulométrie laser des unités pléistocènes lagunaires du Cap Bon oriental et du Sahel (20 – 2000µm) _____ 214

Figure 172. Superposition des courbes cumulatives par granulométrie laser des unités pléistocènes lagunaires du Cap Bon oriental et du Sahel $(20 - 2000 \ \mu m)$ _____215

 Figure 173. Courbes microgranulométriques renfermant un taux important de matière organique (d'après Chaari, 2005)
 216

Figure 174. Superposition des courbes de distribution des unités dunaires de Hergla Nord port $(20 - 2000 \ \mu m)$ obtenues par granulométrie laser _____216

Figure 175. Superposition des courbes cumulatives obtenues par diffraction laser des unités dunaires de Hergla Nord port $(20 - 2000 \ \mu m)$ _____217

Figure 176. Superposition des courbes de distribution obtenues par granulométrie classique des unités dunaires de Hergla Nord port (20 – 2000 μm) ______217

Figure 177. Superposition des courbes cumulatives obtenues par granulométrie classique des unités dunaires de Hergla Nord port $(20 - 2000 \ \mu m)$ _____218

Figure 178. Superposition des courbes de distribution obtenues par granulométrie laser sur des dépôts marins littoraux pléistocènes $(20 - 2000 \ \mu m)$ _____220

Figure 179. Superposition des courbes cumulatives obtenues par granulométrie laser sur des dépôts marins littoraux pléistocènes (20 – 2000 µm) _____ 221

Figure 180. Superposition des courbes de distribution obtenues par granulométrie classique sur des dépôts marins littoraux pléistocènes (20 – 2000 µm)_____222

Figure 181. Superposition des courbes cumulatives obtenues par granulométrie classique sur les dépôts marins littoraux pléistocènes $(20 - 2000 \ \mu m)$ _____ 223

Figure 182. Courbe de distribution obtenue par granulométrie laser sur les dépôts continentaux de l'unité D-C1 (20 – 2000 µm) _____ 223

Figure 183. Courbe cumulative obtenue par granulométrie classique sur les dépôts continentaux de l'unité D-C1 (20 – 2000 µm) _____ 224

 Figure 184. Morphoscopie des grains de quartz de l'unité CB-LL
 229

Figure 185. *A.* éolisation antérieure marquée par des cupules et croissants de choc et reprise hydrique (éch. CH4G2C). *B.* forte éolisation antérieure, reprise hydrique ultérieure et évolution pédologique finale (éch. DAR1G49B). *C.* éolisation antérieure et reprise en milieu intertidal (éch. DAR2G28C). *D.* phase antérieure de forte éolisation marquée par des coups d'ongle éoliens et croissants de choc. Reprise en eaux intertidales (éch. DAR0003). *E.* phase d'éolisation antérieure et reprise du grain de quartz dans un environnement marin intertidal. Cette évolution est indiquée par la précipitation de globules de silice dans les dépressions du grain (éch. DAR1G12A). *F.* éolisation antérieure de forte énergie et reprise marine subtidale par décapage de la surface du grain et le développement d'un réseau anastomosé de dissolution (éch. ELHA2G1) ______231

 Figure 186. Morphoscopie des grains de quartz de l'échantillon DAR1
 232

Figure 187. Exoscopie des grains de quartz portant des traces d'éolisation antérieure. *A.*rond mat montrant un croissant de choc éolien de taille assez importante témoignant d'une éolisation de forte énergie (éch. DAR1G12A). *B.* éolisation antérieure violente indiquée par une surface du grain de quartz parsemée de coups d'ongle et de croissants de choc de taille remarquable (éch. YATI4G5A) ______235

Figure 188. Exoscopie des grains de quartz ayant évolué dans un milieu marin intertidal. **A.** et **B.** première phase marine intertidale caractérisée par la précipitation de globules de silice dans les dépressions du grain (éch. DAR1G36A et éch. DAR1G36B). **C.** évolution intertidale traduite par des sursaturations de silice dans les dépressions créées par la cassure conchoïdale du quartz et désagrégation de la silice (éch. DAR2G2B)_____235

 Figure 189. Morphoscopie des grains de quartz de l'échantillon DAR1_____236

Figure 190. Morphoscopie des grains de quartz de l'échantillon KH2_____238

Figure 191. Grains de quartz ayant évolué dans un milieu subtidal. **A.** arêtes émoussées et surfaces indiquant une évolution du grain de quartz dans un environnement subtidal statique (éch. DAR1G3). **B.** évolution subtidale marquée par un réseau de dissolution anastomosée à partir des arêtes vers les faces planes et absence de dépôt (éch. KHN2G3). **C.** grain de quartz à surface propre évoluant dans un environnement subtidal statique (éch. HER3 - 50). **D.** quartz rond à surface propre. Les arêtes sont affectées par des figures de dissolution qui s'étendent progressivement jusqu'aux faces planes (éch. HER3 - 30) _____ 240

Figure 192. Morphoscopie des	grains de quartz de l'échantillon DAR2	241
------------------------------	--	-----

 Figure 193. Morphoscopie des grains de quartz de l'échantillon DAR2
 243

Figure 194. *Grains de quartz portant les traces d'une évolution hydrique continentale. A. Les arêtes sont abrasées et attaquées par la dissolution chimique de la silice amorphe en milieu*

hydrique continental (éch. CH4G3B). **B.** grain de quartz laiteux présentant un réseau de dissolution anastomosée. Les arêtes sont abrasées et corrodées (éch. DARG11). **C.** Précipitation de globules de silice à proximité immédiate des arêtes et sur les faces planes indiquant une évolution fluviatile à énergie modérée (éch. YATI4G6). **D.** grain de quartz montrant une reprise hydrique continentale de très forte énergie. Des traces de broutage sub-émoussées existent sur une arête du grain et témoignent de la violence du transport (éch. HER9D). **E.** évolution fluviatile à énergie modérée marquée par des globules de silice limités aux faces planes et aux extrémités immédiates des arêtes (éch. HER9G). **F.** évolution fluviatile à énergie modérée des arêtes (éch. HER9G). **F.** évolution qui se développent principalement sur les arêtes du grain de quartz (éch. HER9M) _____245

Figure 195. Morphoscopie des grains de quartz de l'échantillon HER08-2 _____247

Figure 196. Grains de quartz ayant connu une évolution pédologique. A. évolution pédologique – premier stade d'évolution marqué par la desquamation progressive de la surface du grain (éch. DAR1G47A). **B.** évolution pédologique – desquamation de la surface du grain de quartz, désorganisation de la silice amorphe et formation d'écailles siliceuses (éch. YATI4G2B). **C.** coalescence de nombreux globules de silice suite à une immobilisation du grain de quartz dans un horizon pédologique (éch. YATI4GA). **D.** la corrosion est limitée aux dépressions et aux fissures du quartz; globules de silice limités à proximité immédiate des arêtes (éch. HER 3 – 3AA). **E.** desquamation progressive de la surface du quartz et sursaturations de silice à la proximité des arêtes (éch. HER08 – 2A). **F.** évolution pédologique indiquée par des figures de dissolution qui se développent notamment dans les cavités et fissures du grain de quartz (éch. HER08 – 3C) _______250

Figure 197. Morphoscopie des grains de quartz de l'échantillon HERA1 _____ 250

Figure 198. Morphoscopie des grains de quartz de l'unité H-D4b252

Figure 199. Morphoscopie des grains de quartz de l'unité E-M1 d'El Hajeb_____254

Figure 200. Morphoscopie des grains de quartz de l'unité marine Y-M de Sidi Yati _____256

Figure 201. Courbes de croissance IRSL_____264

 Figure 202. Données IRSL en regard de la courbe isotopique océanique de Waelbroeck et al.

 (2002)
 ______267

Figure 203. Schéma corrélatif des séquences littorales pléistocènes (MIS 4 à MIS 9) duSahel, du Cap et du Sud-Est tunisien basé sur les données IRSL268

 Figure 204. Stratigraphie synthétique des cordons de Douira et Réjiche à Réjiche (modifié d'après Mahmoudi, 1986, 1988)
 280

 Figure 205. Stratigraphie synthétique du cordon de Réjiche, de Khniss à Monastir (modifié d'après Mahmoudi, 1986, 1988)
 281

 Figure 206. Stratigraphie synthétique du cordon de Réjiche à Hergla (modifié d'après

 Mahmoudi, 1986, 1988 et complété par la présente étude)
 282

Figure 207. Carte structurale de la péninsule du Cap Bon (d'après Ben Ayed, 1993) _____287

Figure 208. Carte géologique du Sahel tunisien (Ghribi, 2010)296

 Figure 209. Carte structurale du sahel Tunisien (d'après Bédir (1986) et Ghribi (2010),

 modifiée)
 297

Figure 210. Affleurement de la formation Saouaf dans la falaise de Skanès (Monastir)____298

Figure 211. Discordance angulaire (trait - tireté noir) entre la formation Saouaf et le Tyrrhénien dans la coupe de la falaise de Skanès ______299

Figure 212. *Extension NE-SW liée à des failles normales N110 – 130 affectant la formation Saouaf et reprise en failles inverses des failles normales N110 – 130 (photos C et D)* _____300

Figure 214. Affleurement du Pliocène marin (formation Porto Farina) dans le secteur deMonastir montrant le basculement des couches du Pliocène de 25°E dans le site du maraboutde Sidi Mansour303

Figure 215. *A.* Affleurement du Pliocène marin dans la falaise de Monastir. *B.* Affleurement du Pliocène marin dans l'île de Ghedamsi (La Marina de Monastir). Remarquer la discordance angulaire entre le Tyrrhénien (MIS 5 au sens large) et le Pliocène marin ____303

Figure 217. *A. Structure monoclinale du Pliocène marin de Monastir. B. Faille inverse* N60 – 80 liée à une compression subméridienne (N142 – N160) *C. Faille normale synsédimentaire* N145 – 150 liée à une extension NE-SW______305

Figure 218. Discordance des dépôts conglomératiques pléistocènes (unité UMR MIS 5.3/5.1) sur les dépôts continentaux attribués au Villafranchien______308

 Figure 219. Joints de cisaillements décrochants conjugués formant un nœud tectonique en compression (d'après Ghribi, 2010)
 309

 Figure 220. Joints de cisaillement normal dans l'unité UMR de la grande carrière de Khniss

 (d'après Ghribi, 2010)
 ______310

 Figure 221. Reconstitution des états de paléo contraintes dans les dépôts marins et dunaires

 de l'unité marine Réjiche 1 à Khniss
 ______311

 Figure 222. Reconstitution des états de paléo contraintes dans les dépôts dunaires de l'unité

 Réjiche à Ksiba el Mediouni (Région de Monastir)
 312

Figure 223. *A et B. Affleurements marins UMR ou UMK2 ? et dunaires UCR de la formation Réjiche dans la carrière de Réjiche. C. Blocs intraformationnels dans les dépôts marins UMR ou UMK2 ? de la formation Réjiche* ______313

 Figure 224. Reconstitution des états de paléo contraintes dans l'unité marine UMK2 ou

 UMR ? de la grande carrière de Réjiche
 314

 Figure 225. A. Populations de failles normales conjuguées N170 et N030 dans les dépôts marins de UMR/UMK2 ? de la formation Réjiche. B.et.C. Systèmes de joints de même direction _______315

 Figure 226. Reconstitution des états de paléo contraintes dans les unités UMD1 et UMD2 de l'unité Douira à El Hajeb
 316

Figure 227. *A.* Joints obliques dûs à des décrochements compressifs au sein de l'unité UMD2. *B.* Plans conjugués de décrochements dans l'unité UMD2. *C.* Décrochement compressif à axe σl : N170 affectant le contact entre unité UMD1 et unité UMD2. *D.* Détail de la photo C. *E et F.* Faille inverse à strie de direction N160 affectant les dépôts marins des unités UMD1 et UMD2 ______318

Figure 228. *A. Affleurement de la falaise littorale de Salakta. Remarquer les plans de décrochements conjugués compressifs affectant les dépôts mains de l'unité UMK2/UMR de Salakta. B. Présence d'un fragment de Strombe remanié dans les dépôts intertidaux de la falaise de Salakta* ______319

 Figure 230. A. Plans de décrochements dextres affectant les dépôts marins de l'unité Réjiche

 de Salakta. B. Plans de décrochements conjugués senestres. C et D. Stries de glissement. E.

 Décrochements conjugués dextres et senestres compressifs affectant le terme marin de l'unité

 Réjiche de Salakta.
 321

 Figure 231. Reconstitution des états de paléo contraintes dans l'unité Réjiche (marine et dunaire) de Salakta
 322

Figure 232. Affleurement des dépôts dunaires de l'unité UCR de Salakta ______ 322

Figure 233. *A.* Failles normales N174 – N020 conjuguées. Structuration en horsts et en grabens. *B. et C. Joints de cisaillement normal de même direction dans l'unité dunaire UCR de Salakta* ______323

Figure 234. *A. Affleurement du dépôt marin de l'unité UMK2 dans la falaise de Sidi* Abdallah Meracchi. B. Affleurement de la calcarénite oolithique (unité UMK2) sur l'unité lagunaire UMK1 ________324

 Fig. 235. Fracture majeure subméridienne N025 affectant l'unité UMK2 de la falaise de Chebba.
 325

 Figure 236. Reconstitution des états de paléocontraintes dans l'unité UMK2 (MIS 5.5) de

 Chebba
 _______326

 Figure 237. Reconstitution des états de paléo contraintes dans l'unité Réjiche de Tarbella (île de Djerba)
 328

 Figure 238. Synthèse chronostratigraphique des formations littorales pléistocènes de l'Est

 tunisien basée sur les données IRSL
 339

Figure 239. Synthèse des données paléoclimatiques : hauts niveaux marins interglaciaires de l'Est tunisien, hauts niveaux lacustres interglaciaires du sud-ouest Tunisien et de Lybie, SST et sapropèles du bassin méditerranéen, du MIS 9 au MIS 5. ______352

Liste des tableaux

Tableau 1. Synthèse des hauts niveaux marins cités dans le texte et datant des MIS 5, 7 e sur les côtes de la Méditerranée occidentale	t 9 46
Tableau 2 . Taux de calcimétrie des dépôts lagunaires pléistocènes du Cap Bon et du Sahe	el _167
Tableau 3. Taux de calcimétrie des dépôts marins pléistocènes du Sahel	_167
Tableau 4. Taux de calcimétrie des dépôts dunaires et de haut de plage pléistocènes du Satunisien	ahel _168
Tableau 5. Synthèse des données de la granulométrie laser sur les faciès lagunaires	_213
Tableau 6. Synthèse des données de la granulométrie laser sur les faciès dunaires et de ha de plage	aut _219
Tableau 7. Synthèse des données de la granulométrie classique sur les faciès dunaires et d haut de plage	de _219
Tableau 8. Synthèse des données de la granulométrie laser sur les faciès marins	_219
Tableau 9. Synthèse des données de la granulométrie classique sur les faciès marins	_220
Tableau 10. Synthèse des données de la granulométrie laser sur les faciès continentaux _	_223
Tableau 11. Liste des échantillons destinés à la datation IRSL, position chronostratigraph basée sur les schémas de Mahmoudi (1986) ; Miller et al. (1986), Oueslati (1994) ; Jedou al. (2002, 2003) et Chakroun (2006)	nique i et _261
Tableau 12. Résultats IRSL et données de la radioactivité	_266
Tableau 13. Comparaison des âges U/Th, RAA, OSL, et IRSL des formations littorales obtenus au Sahel (A), au Cap Bon (B) et dans le Sud-Est tunisien (C)	_269
Tableau 14. Nouveau schéma litho-chronostratigraphique des formations littorales tunisiennes du MIS 9 au MIS 4 basé sur les données IRSL	_277
Tableau 15. Synthèse des déformations néotectoniques affectant le littoral septentrional of Tunisie	de la _286
Tableau 16. Synthèse des déformations néotectoniques affectant le littoral oriental du Ca Bon	.p _288

ableau 17. Synthèse des déformations néotectoniques affectant le littoral du Sahel tunisie	n
2	289
ableau 18. Régime de contraintes et évènements majeurs dans le Sahel tunisien d'après.	
amoun, 1981et Ghribi, 2010)2	290
ableau 19. Synthèse des déformations néotectoniques affectant le littoral méridional de la	L
inisie2	292
ableau 20. Synthèse des données de mesures des déformations affectant les dépôts littora	ux
Pliocène au MIS4 sur la côte sahélienne et le Sud-Est de la Tunisie3	332
ableau 21. Classification des états de contraintes dans les dépôts littoraux pléistocènes (N	1IS
à MIS 4) 3	334
ableau 22. Variation du taux des carbonates des dépôts littoraux pléistocènes (MIS 9 à M	IS
du littoral Est tunisien3	345

INTRODUCTION

L'ensemble de la côte tunisienne est jalonné de nombreux dépôts pléistocènes témoins de hauts niveaux marins interglaciaires (Fig. 1). Ils se présentent sous forme de cordons littoraux qui renseignent sur les variations glacio-eustatiques de la Méditerranée en relation avec les changements globaux du climat.



Sites datés par IRSL

Figure 1. Carte de localisation des sites littoraux pléistocènes de la Tunisie (cités dans le texte)

1. Problématique

Les dépôts littoraux pléistocènes de la Tunisie ont fait l'objet de nombreuses études géomorphologiques, stratigraphiques, sédimentologiques, tectoniques et géochronologiques. Le but de ces études était de retracer les variations du niveau marin et d'en déceler la signature climatique dans un contexte tectoniquement actif (rapprochement Afrique – Eurasie). Toutefois il n'a pas été toujours aisé de préciser la chronostratigraphie de ces dépôts, leur répartition, leur subdivision et le rapport tectonique /eustatisme au cours du Pléistocène moyen – supérieur.

Trois formations marines furent identifiées par Paskoff et Sanlaville (1976, 1980): la Formation Douira, la plus ancienne, la Formation. Réjiche et la Formation Chebba, la plus récente. Ce schéma a été ultérieurement critiqué et quelque peu modifié pour les dépôts du Sahel par Mahmoudi (1986) qui suggère de redéfinir les formations marines en unités stratigraphiques locales (unités Douira, Khniss et Réjiche).

L'âge tyrrhénien (Dernier Interglaciaire, MIS 5.5) assigné à ces formations et unités s'appuyait sur des arguments géomorphologiques, lithostratigraphiques, biostratigraphiques (présence de Strombes pour les dépôts tyrrhéniens) et des âges Th/U mesurés sur des coquilles de mollusques (*Glycymeris, Ostrea, Strombus*). La fiabilité de ces résultats fut toutefois contestée en raison de l'ouverture du système et de l'incorporation post-mortem d'Uranium (Bernat *et al.* 2005).

L'analyse par racémisation des acides aminés (Miller *et al.* 1986) a pris le relais des datations Th/U. cette analyse a confirmé l'âge tyrrhénien des formations Réjiche et Chebba mais a démontré l'âge pré-tyrrhénien de la formation Douira. Cependant, la position chronologique de cette dernière au sein du Pléistocène moyen demeure encore incertaine. Son attribution au MIS 7 ou au MIS 9 reste problématique et n'a pu jusqu'ici être précisée en l'absence de nouveaux repères chronologiques fiables. L'application récente de la méthode OSL aux quartz des dépôts marins de la formation Douira (Mauz *et al.*, 2009) n'a en effet pas permis de lever cette incertitude chronologique.

De même, une autre datation OSL sur quartz a été appliquée à des dépôts marins littoraux pléistocènes du Sahel tunisien (Hergla et Chebba) par Wood (1994). Les résultats OSL obtenus suggèrent une mise en place respectivement au MIS 5.5 et au MIS 7. Ils se révèlent par ailleurs en apparente contradiction avec ceux de Mauz *et al.* (2009) qui ont montré que la méthode OSL sur quartz, plafonne à 100-150 ka en raison de l'apparition précoce du seuil de saturation.

Face à cette problématique d'ordre chronostratigraphique, la datation par luminescence IRSL « *Infra-red Stimulated Luminescence* » représente une méthode de datation alternative. Elle s'applique à des grains de feldspaths alcalins dont le seuil de saturation est généralement plus élevé que celui du quartz.

2. Objectifs

La présente thèse traite deux aspects différents :

1/ la sédimentologie, la chronostratigraphie et la chronologie des dépôts littoraux pléistocènes ;

2/ les déformations tectoniques en termes de tenseurs de contraintes, ayant affecté ces dépôts littoraux ;

Elle constitue donc la continuité des thèses de Géologie qui ont été réalisées d'une part en sédimentologie sur le Pléistocène (1) de la côte nord orientale (Chakroun, 2006), (2) du Sahel (Mahmoudi, 1986) et (3) de la côte méridionale de la Tunisie (Jedoui, 2000) et d'autre part en néotectonique par Kamoun (1986), Ben Ayed (1986 ; 1993) et Ghribi (2010).

Ce travail est aussi complémentaire des travaux de Géomorphologie dont, en particulier, la thèse de Brahim (2001) qui concerne la caractérisation des formes et des dépôts de la côte du Sahel méridional et leur évolution au cours du Pléistocène.

Les trois principaux objectifs de la présente thèse sont les suivants :

1/ préciser la position chronologique des dépôts littoraux pléistocènes tyrrhéniens et prétyrrhéniens (MIS 5, MIS 7/9) de la côte Est tunisienne (Fig. 1) en appliquant la méthode IRSL aux feldspaths alcalins détritiques grossiers (> 80µm). L'obtention d'âges IRSL cohérents et fiables vise à :

• établir des subdivisions chronostratigraphiques révisées et fiables au sein des unités lithostratigraphiques régionales;

• proposer une synthèse chronostratigraphique à l'échelle du littoral Est tunisien, en s'inspirant du modèle chronostratigraphique établi pour les côtes du Maroc (Lefèvre et Raynal, 2002);

• replacer ce nouveau schéma chronostratigraphique dans un cadre élargi à la Méditerranée occidentale ;

2/ reconstituer l'évolution des conditions paléoenvironnementales et paléoclimatiques sur la côte Est tunisienne du MIS 5 au MIS7/9 à partir de l'analyse de la répartition spatio-temporelle des faciès littoraux.

3/ analyser les déformations tectoniques affectant les dépôts prétyrrhéniens et tyrrhéniens du littoral Est tunisien dans le but de reconstituer les différents états de contrainte et de préciser le régime tectonique post-tyrrhénien en relation avec les variations du niveau marin.

3. Démarche scientifique

Sachant que jusqu'ici les datations ont toujours été ponctuelles, on a opté pour une démarche de synthèse des unités chronostratigraphiques du Pléistocène moyen et supérieur (MIS 5 à MIS 9) englobant les régions du Cap Bon oriental, du Sahel et du Sud-Est tunisien.

Le point de départ de ce travail était le Sahel tunisien, région stratotypique du Tyrrhénien, où les premiers schémas chronostratigrahiques ont été établis. Le schéma chronostratigraphique de Mahmoudi (1986, 1988) sert encore aujourd'hui de référence pour le Sahel. Ce schéma a été adopté dans les régions adjacentes du Cap Bon oriental (Chakroun, 2006) et du Sud-Est tunisien (Jedoui, 2000). Dans le cadre de cette thèse, les premiers levés lithostratigtraphiques ont donc été faits dans le Sahel. L'investigation a ensuite été étendue aux deux régions adjacentes : le Cap Bon oriental et le Sud-Est tunisien, ceci dans le but d'avoir à la fois une dimension régionale (à l'échelle du Sahel) et une dimension plus large (à l'échelle de l'ensemble du littoral Est tunisien).

Ce travail présente donc une démarche originale qui se distingue des travaux antérieurs par:

• la mise en œuvre, pour la première fois en Tunisie, de la méthode de datation IRSL, qui, contrairement à la méthode U/Th, n'est pas limitée aux dépôts fossilifères ; elle est ici appliquée aussi bien aux dépôts marins, lagunaires que dunaires.

• l'application systématique de la méthode IRSL aux différentes unités chronostratigraphiques tyrrhéniennes et prétyrrhéniennes du littoral Est tunisien reconnues jusqu'ici.

• la combinaison des datations IRSL et des levés lithostratigraphiques afin de bien contrôler la position stratigraphique des échantillons datés. Ainsi, pour chaque échantillon daté, ont été précisées à la fois : 1/ la position stratigraphique grâce à des levés stratigraphiques détaillés, 2/ la localisation géographique (coordonnées GPS) et 3/ l'altitude par rapport au niveau marin actuel.

3.1. Travaux de terrain

A. Etude lithostratigraphique de terrain

Elle constitue la première étape de l'étude chronostratigraphique. Le but est de contrôler la position des échantillons destinés à la datation IRSL dans une échelle stratigraphique relative. L'étude lithostratigraphique se fait par analyse de l'organisation des couches lithologiques en unités, définies par leur aspect à l'affleurement, leur nature (calcaire, argile, sable,..) et leur contenu fossilifère. Pour cela, un levé détaillé des coupes géologiques a été établi : les différentes couches ont été décrites (couleur, cassure, litage, contenu en faune, présence de discontinuités) et leurs épaisseurs mesurées. La position géographique a été notée pour chaque site étudié afin de faciliter le repérage et l'altitude par rapport au niveau marin actuel. L'échantillonnage a été systématique à chaque variation de faciès. Il constitue également le point de départ pour les analyses de laboratoire qui serviront à fournir davantage d'informations sur l'environnement de dépôt.

Enfin, des logs lithostratigraphiques ont été établis dans le but de sauvegarder et rendre plus lisibles les observations de terrain. Ces logs ont servi par la suite à repérer et corréler les associations de faciès d'une région à l'autre.

B. Le choix des sites étudiés

Le choix des sites est fonction de deux critères de sélection : 1/ l'accessibilité des coupes naturelles de référence (coupes clé) notamment celles du Sahel où le Tyrrhénien est le plus riche, le plus complet et le mieux exposé. 2/ la présence d'affleurements préthyrrhéniens et tyrrhéniens au Cap Bon oriental et au Sahel qui ont été datés auparavant par différentes méthodes.

• Au Sahel

Hergla : La falaise de Hergla offre sur près de 7 km des coupes complexes, riches en figures sédimentaires, montrant de fréquentes variations latérales des faciès et des épaisseurs. La stratigraphie très complexe et la diversité des faciès font de la falaise de Hergla un site privilégié pour l'étude du Tyrrhénien. Dans le secteur Hergla Sud, on reconnaît facilement la stratigraphie décrite par Mahmoudi (1986) qui correspond à la superposition de deux séquences marines tyrrhéniennes (Khniss et Réjiche) séparées par un paléosol.

Khniss : Dans la carrière de Khniss (à proximité du stade), les dépôts tyrrhéniens (unités Khniss et Réjiche) y sont bien représentés.

Ashraf : La coupe d'Ashraf montre une superposition de dépôts marins tyrrhéniens (unités Khniss et Réjiche) entrecoupés de plusieurs niveaux conglomératiques. Cette coupe enregistre plusieurs variations du niveau marin soulignées par des niveaux conglomératiques à Strombes caractéristiques de l'Unité Réjiche de Mahmoudi (1986). La dune oolitique tyrrhénienne qui surmonte l'ensemble des dépôts marins y est bien développée.

Réjiche : Au sein de la carrière actuelle de Réjiche a été observée une superposition de dépôts marins tyrrhéniens siliciclastiques et bioclastiques (unités Khniss et Réjiche) surmontés par la dune oolithique tyrrhénienne. Par contre, le faciès marin à Strombes n'y est pas observable actuellement

El Hajeb : Située à proximité de la localité de Douira, la carrière d'El Hajeb renferme le stratotype de l'unité Douira (Paskoff et Sanlaville, 1976). Elle montre une superposition de trois unités siliciclastiques appartenant à l'unité Douira de Mahmoudi (1986).

Salakta : Il s'agit d'un cordon tyrrhénien formé d'un dépôt marin fortement induré. Il ne se prête donc pas à la datation IRSL mais enregistre plusieurs déformations tectoniques.

Chebba : A Sidi Abdallah Merracchi, au Nord-Est du bourg de la Chebba, affleure la calcarénite tyrrhénienne oolithique à Strombes. Celle-ci surmonte un dépôt lagunaire pédogénéisé qui sert de repère stratigraphique tout le long de la falaise. Le dépôt dunaire de Chebba est cependant absent dans cette coupe.

• Au Cap Bon:

Oued Chiba : La particularité de la coupe située à l'embouchure de l'oued Chiba est de montrer un cordon dunaire de haut de plage surmonté par la calcarénite oolithique tyrrhénienne à Strombes. Une deuxième coupe a été choisie en amont de celle de l'embouchure de l'oued Chiba. Celle-ci présente une lithostratigraphie différente avec du sable marin bioclastique très induré, dépourvu de Strombes, qui surmonte un limon lagunaire pédogénéisé.

Dar Oufa : La coupe de Dar Oufa, stratotype de l'unité Douira au Cap Bon (Oueslati, 1994), montre deux séquences marines distinctes séparées par des dépôts continentaux sur près de 3 m d'épaisseur. La présence d'une calcarénite à Strombes au sommet de la coupe de Dar Oufa (Sud de Korba) constitue un repère stratigraphique qui permet de faire le lien stratigraphique avec les coupes de l'oued Chiba (Nord de Korba).

• Au Sud-Est

Sidi Yati: A Sidi Yati, seuls affleurent les dépôts tyrrhéniens de l'unité quartzeuse du Sud-Est tunisien qui, selon Jedoui (2000), serait l'équivalent de l'unité de Khniss du Sahel.

Ce grès bioclastique à *Ostrea* a été daté par la méthode U/Th. Il surmonte un limon lagunaire pédogénéisé qui n'avait pas été identifié auparavant.

Tarbella : Secteur adjacent à Sidi Yati où seule l'unité carbonatée à Strombes affleure (Jedoui, 2000). Etant très indurée, cette unité ne se prête pas à la datation IRSL mais enregistre des déformations tectoniques survenues durant le Tyrrhénien.

3.2. Méthodes d'analyses sédimentologiques

A. Etude des lames minces

C'est une étape essentielle d'interprétation des faciès sédimentaires. Elle se fait par l'identification des éléments minéraux non argileux, la détermination des constituants squelettiques et non squelettiques et par l'analyse de leur état de conservation (altération, cassure,..) et de la texture de la roche. L'étude de l'orientation des grains, leur taille, leur forme et leur degré d'altération a permis de préciser les conditions de la sédimentation.

Par ailleurs, la détermination des différentes phases diagénétiques a contribué à reconnaître les processus chimiques qui ont accompagné (diagenèse synsédimentaire) ou suivi le dépôt avant l'enfouissement du sédiment (diagenèse précoce).

B. La calcimétrie

Elle évalue les différences des taux de carbonates entre les échantillons par groupes de faciès (lagunaire, marin, dunaire et continental). La calcimétrie a permis de faire le lien entre une différenciation régionale en taux de carbonates et les conditions environnementales et climatiques qui ont régi le dépôt.

C. La granulométrie

Elle renseigne sur la nature de l'agent de transport par la mesure de la taille des particules sédimentaires. Le diamètre qui représente le plus grand pourcentage dans le sédiment est susceptible de fournir de précieuses indications sur le mode de transport et sur la compétence ou la variation de compétence de l'agent de transport. Ceci revient à reconnaître dans une certaine mesure les conditions dynamiques du dépôt et le milieu dans lequel la sédimentation s'est produite. L'allure de la courbe granulométrique est encore plus riche en renseignements qui peuvent être tirés par la détermination de faciès granulométriques prédéfinis par les sédimentologues.

L'ensemble des données granulométriques se sont avérées très complémentaires des informations fournies par la lecture des lames minces.

D. La morphoscopie

La morphoscopie consiste en la détermination statistique des différents types de grains de quartz dans les dépôts sableux. Ceci se fait par tri des principales fractions granulométriques d'un sédiment sous la loupe binoculaire, puis par classement des grains. Ce classement tient compte de deux critères : la forme des grains et leur aspect de surface.

La morphoscopie est une étape essentielle qui prépare à l'étude exoscopique des grains de quartz.

E. L'exoscopie

Elle permet de retracer l'histoire géologique des grains de quartz et leur provenance par examen au microscope électronique à balayage.

F. L'analyse par diffraction aux rayons X

Appliquée au sédiment brut, elle permet d'avoir une idée sur la composition minéralogique du sédiment et d'évaluer une éventuelle différenciation minéralogique de sédiments appartenant à un même groupe de faciès.

3.3 Datation IRSL des formations littorales pléistocènes

La méthode de datation IRSL est ici appliquée aux grains de feldspaths alcalins détritiques (80 - 300 microns) des dépôts marins, lagunaires et éoliens des formations tyrrhéniennes et prétyrréniennes du Sahel, du Cap Bon oriental et du Sud-Est tunisien dans le but d'en préciser et d'en contrôler la chronologie.

3.4 Analyse de la déformation tectonique prétyrrhénienne et tyrrhénienne

Il s'agit d'une analyse quantitative et qualitative des données numériques de la déformation tectonique qui affectent les dépôts prétyrrhéniens et tyrrhéniens. Le but de cette analyse est de reconstituer les paléoétats de contraintes au moyen de la méthode numérique d'inversion directe (INVD) d'Angelier (1989 – 1994). Le traitement numérique de ces données selon la méthode d'inversion directe d'Angelier a permis une classification et une reconstitution des différents états de contrainte.

4. Organisation de la thèse

La présente thèse est organisée en six chapitres :

Le *Chapitre I* présente le cadre chronoclimatique du bassin méditerranéen au cours des trois derniers interglaciaires (MIS 9, MIS 7 et MIS 5). Les notions de phases humides et arides aux latitudes du bassin méditerranéen et de l'Afrique du Nord y sont définies. Les conditions de mise en place des témoins de ces phases climatiques sur le pourtour du bassin méditerranéen y sont développées. Ensuite est présentée une synthèse de tous les travaux bibliographiques antérieurs sur les dépôts littoraux pléistocènes de la Tunisie. Enfin, sont résumés les principaux travaux relatifs à la chronologie des trois derniers hauts niveaux interglaciaires sur le pourtour du bassin méditerranéen occidental.

Le Chapitre II comprend trois volets :

1/ dans le premier volet sont présentés le cadre chronostratigraphique et la chronologie des hauts niveaux marins interglaciaires (MIS 5, 7 et 9) de la Tunisie.

2/ le deuxième volet s'intéresse au contexte géologique, géomorphologique et tectonique des secteurs clés de la côte tunisienne à savoir :

• les deux golfes d'Hammamet (au Nord) et de Gabès (au Sud)

- le Cap Bon oriental (au Nord et au Sud de Korba)
- la côte sahélienne de Hergla à Chebba

jusqu'au MIS 4;

• l'île de Djerba sur le littoral méridional

3/ dans le troisième volet est présenté le matériel d'étude : volet descriptif détaillé de chaque coupe dans le but de regrouper toute l'information sédimentaire. Ce volet présente ainsi les coupes lithostratigraphiques affleurement par affleurement et secteur par secteur : localisation de chaque coupe, description des faciès, des épaisseurs, des couleurs et du substratum, description de la composition minéralogique brute, analyse du microfaciès et de la répartition des ciments au sein des sédiments.

Le *Chapitre III* présente les résultats des analyses sédimentologiques appliquées aux échantillons destinés à la datation IRSL. Chaque échantillon a fait l'objet d'une étude pétrographique, granulométrique, calcimétrique, morphoscopique et exoscopique. Ces analyses sédimentologiques, complémentaires aux études séquentielles de terrain, sont essentielles aux reconstitutions paléoenvironnementales et paléoclimatiques.

Le *Chapitre IV* introduit dans un premier temps les principes de la méthode de datation par luminescence IRSL. Dans un second temps, sont exposés et discutés les âges IRSL des sédiments littoraux pléistocènes de la côte orientale de la Tunisie. Ces âges IRSL sont confrontés et comparés aux données chronologiques disponibles (U/Th, OSL sur quartz, racémisation des acides aminés). La synthèse des données IRSL obtenues sur des échantillons dont la position stratigraphique a été systématiquement contrôlée grâce à des levés lithostratigraphiques détaillés, aboutissant à l'élaboration d'un nouveau schéma chronostratigraphique pour les formations littorales du MIS 9 au MIS 4.

Le *Chapitre V* présente une synthèse sur les déformations tectoniques du Miocène au Pléistocène supérieur en Tunisie et sur le pourtour méditerranéen. Cette synthèse est suivie d'une analyse qualitative et quantitative des données de la déformation tectonique affectant les différentes unités mio-plio-pléistocènes.

Le *Chapitre VI* synthétise tous les résultats obtenus dans le cadre de cette thèse. Il a été organisé en quatre volets qui concernent :

1/ le bilan des données IRSL et la présentation d'un nouveau cadre chronostratigraphique des formations littorales pléistocènes (MIS 9 à MIS 4) du Sahel, Cap Bon oriental et SE tunisien ;
2/ l'évolution et la répartition spatio-temporelle de la sédimentation littorale : synthèse des caractéristiques de la sédimentation littorale le long de la côte tunisienne depuis le MIS 9

3/ l'évolution des conditions paléoclimatiques le long du littoral tunisien du MIS 9 au MIS 4 dans le contexte du bassin méditerranéen occidental ;

4/ la variabilité des altitudes des lignes de rivage sur le littoral Est tunisien et les déformations tectoniques qui les ont affecté;

Ce travail est clôturé par des conclusions générales, des perspectives futures de la présente recherche et par des références bibliographiques.

CHAPITRE I

GENERALITES

- 1. Le bassin méditerranéen occidental au cours des trois derniers interglaciaires du Pléistocène : cadre chronoclimatique et variations glacio-eustatiques du niveau marin
- 2. Synthèse des travaux antérieurs sur les dépôts littoraux pléistocènes de la côte tunisienne

3. Chronologie des hauts niveaux marins interglaciaires (MIS 5, 7 et 9) sur le pourtour du bassin méditerranéen occidental

1. Le bassin méditerranéen occidental au cours des trois derniers interglaciaires du Pléistocène : cadre chronoclimatique et variations glacio-eustatiques du niveau marin

Les paléorivages pléistocènes de Tunisie sont les témoins de hauts niveaux marins interglaciaires. Dans le cadre de cette thèse, nous nous sommes focalisés sur les paléorivages correspondant aux MIS 5, 7 et 9 qui couvrent une période allant de 350 ka à 75 ka (Fig. 2; Fig. 3). Ils s'intègrent dans l'évolution paléoclimatique du bassin méditerranéen occidental dont nous présentons brièvement ci-dessous les points marquants.



Figure 2. Chronostratigraphie orbitale haute résolution de Martinson et al. (1987). Courbe isotopique Standard (SPECMAP) traduisant les variations du \square ¹⁸O standard en fonction du temps en ka. Les chiffres au-dessus de la courbe indiquent les stades isotopiques marins



Figure 3. SPECMAP \square en fonction du temps d'Imbrie et al. (1984)°

1.1 Alternance de phases humides et arides en relation avec la migration de l'ICTZ

La période du « Quaternaire » est caractérisée par d'importantes fluctuations climatiques qui se traduisent par une alternance de périodes glaciaires froides et de périodes interglaciaires chaudes coïncidant avec les phases successives d'avancée et de retrait des inlandsis sur le Canada et le Groenland d'une part et sur le nord du continent euro-asiatique d'autre part.

Durant le Pléistocène, les variations du climat africain semblent être forcées par les variations périodiques de la précession orbitale (Fig 4). (Trauth *et al.* 2003) mais en fait, on commence tout juste à comprendre le lien complexe qui existe entre le forçage orbital et le climat africain (Maslin, 2007). Cette complexité est due, en partie, aux effets du forçage orbital des hautes latitudes via les cycles glaciaires – interglaciaires sur une grande partie de l'Afrique et au forçage direct et local dominé par la précession.



Figure 4. Diagrammes résumant la relation entre variation de l'index de mousson en Afrique du Nord, les changements orbitaux de l'insolation à 30°N et 30°S (d'après Trauth et al. 2003) et le dépôt des sapropèles (S1 à S6) en Méditerranée orientale au cours des derniers 170 ka (d'après Rossignol – Strick, 1985). Les stades isotopiques marins sont réglés suivant l'échelle SPECMAP (Martinson et al. 1987)

La sensibilité du climat africain aux conditions glaciaires dans les hautes latitudes a été examinée en utilisant le modèle de circulation général (Global Circulation Model ou GCM) qui montre l'apparition de conditions plus froides et plus sèches en Afrique durant les maxima glaciaires (De Menocal, 2004). Les périodes glaciaires/arides sont donc caractérisées par l'aridité du continent africain en réponse à la diminution de l'insolation de l'été boréal (Revel *et al.* 2010). Ceci déclenche un affaiblissement de la mousson et un retrait vers le Sud de son front d'été qui a provoqué, en contre partie, les conditions hyperarides du Sahara. Cette aridité a conduit à la variation de l'humidité du sol, à la réduction de la végétation de la savane et à la réduction de la cohésion des particules du sol à travers le Nord du Sahara.

Par ailleurs, l'étude paléoclimatique qui émane de l'ODP (Ocean Drilling Program) dans le site 968 en Méditerranée orientale, a montré que l'intensité des systèmes de mousson répond avant tout au cycle de précession de la Terre de 23 ka (Ziegler *et al.* 2010) et prévaut sur le cycle d'excentricité de 100 ka qui, en revanche, contrôle les conditions humides des périodes interglaciaires dans les latitudes nord. En effet, les modèles climatiques ont mis en évidence la grande sensibilité de la mousson aux variations orbitales de l'insolation d'été (De Menocal *et al.* 2000) (Fig. 4).

Des simulations avec le modèle climatique CLIMBER – 2 ont montré que la variation de l'intensité de la mousson africaine est en phase avec la précession (maximum d'insolation en été à l'hémisphère Nord) (Tuenter *et al.* 2005 : Kutzbach *et al.* 2008). La modélisation climatique montre aussi qu'au niveau des latitudes africaines, les périodes humides du Sahara sont contrôlées par les migrations de la ceinture de mousson en réponse au maxima de l'insolation défini par le cycle de précession de 23 ka (Kutzbach, 1981 ; Rossignol-Strick, 1983 ; Prell et Kutzback, 1987).

Aux latitudes méditerranéennes, les reconstructions paléoclimatologiques locales et régionales ont longtemps été limitées à la succession d'épisodes humides – arides correspondant aux périodes glaciaires – interglaciaires d'Europe.

Cependant, il serait judicieux de prendre en considération la grande variabilité régionale du climat méditerranéen (Horowitz, 1989). Vu sa position de transition entre un climat tempéré au nord et un climat subtropical ou désertique au sud, le climat méditerranéen est soumis, à la fois, à l'influence des dépressions et des anticyclones installés sur l'Atlantique Nord ainsi qu'à celles des déplacements Nord – Sud de la zone de convergence intertropicale ICTZ (Fig. 5). Cette zone latitudinale étroite de convergence de vents et de pluies des systèmes de circulation atmosphérique des deux hémisphères détermine le début, la durée et la fin de la saison pluviale de la mousson dans les tropiques et les subtropiques (Revel *et al.* 2010). Elle relie ainsi les zones de mousson africaine et indienne à la région méditerranéenne par l'intermédiaire du Nil (Paterne, 2006).



Figure 5. A. Carte de localisation de la zone de convergence intertropicale (ITCZ) pendant les mois de Juin et de Janvier. B. Direction de la mousson au mois de Juin lors du déplacement de l'ITCZ vers le Sud. C. Direction de la mousson au mois de Janvier lors du déplacement de l'ITCZ vers le Nord (d'après Trauth et al. 2009)

En période interglaciaire, lorsque l'indice de précession est minimal, l'intensification de la mousson africaine durant le maximum de l'insolation d'été provoque l'augmentation de la décharge du Nil et la pénétration de la mousson africaine vers le Nord au-delà de 21°N accompagnée de ruissellements atteignant le littoral de l'Afrique du Nord. Ceci contribue à l'augmentation des apports en eau douce de la Méditerranée, au dépôt de sapropèles (Figure

4) et à l'expansion de la végétation de type savane au Sahara (Tzedakis, 2007). Il en résulte une meilleure cohésion des particules du sol et une réduction du transport de poussière vers la Méditerranée.

En période glaciaire par contre, lorsque la précession est maximale, l'aridité augmente accompagnée d'une réduction du couvert végétal en Afrique du Nord (Tzedakis, 2007). La position Sud de la zone de convergence intertropicale (Fig. 5) induit une circulation atmosphérique plus vigoureuse associée à de grandes quantités de poussière. Celles-ci sont le résultat d'une déflation éolienne depuis le désert environnant jusqu'à l'embouchure du Nil (Revel *et al.* 2010). Il en résulte donc une augmentation du flux de poussière en Méditerranée.

Notons par ailleurs que l'épisode aride correspondant à la période glaciaire du MIS 6 a été interrompu par de très courts épisodes humides en Afrique du Nord correspondant aux interstades du MIS 6 (MIS 6.5 et MIS 6.3).

Les sédiments marins accumulés sur les marges orientales et occidentales de l'Afrique du Nord subtropicale ont fourni l'évidence incontestée de la récurrence des cycles climatiques arides – humides et de l'augmentation progressive de l'aridité en Afrique durant le Néogène supérieur (De Menocal, 2004).

Cette contemporanéité entre les phases interglaciaires et les phases humides, dans le bassin occidental de la Méditerranée, est attestée en milieu continental et marin par les indicateurs paléoclimatiques suivants : A) les hauts niveaux lacustres de Lybie et de Tunisie, B) les sapropèles du bassin méditerranéen, C) les spéléothèmes d'Italie et du sud de la France, et D) les diagrammes polliniques d'Italie et de Grèce (Fig. 6).





A. Les hauts niveaux lacustres

D'importants paléolacs se sont développés en Libye pendant les périodes « interglaciaires » ou humides. L'occurrence de calcaires lacustres dans le bassin de Murzug (Figure 6) dans le Sahara septentrional (Geyh et Thiedig, 2008) montre que les épisodes climatiques humides en Afrique du Nord coïncident avec les périodes interglaciaires du Pléistocène moyen et supérieur des zones tempérées ou des hautes latitudes de l'hémisphère nord (Szabo et al. 1995). La datation U/Th de ces carbonates lacustres a révélé l'existence d'au moins quatre épisodes humides qui coïncident avec des périodes interglaciaires. Ces épisodes humides sont représentés par les membres de calcaires lacustres de la formation Al Mahruquà, au Sud Ouest de la Libye. Les datations U/Th révèlent, du plus ancien membre au plus récent, les âges suivants : \geq 425 ka (MIS 13 – MIS 11) ; 350 – 290 ka (MIS 9) ; 260 - 205 ka (MIS 7); 140 - 125 ka (MIS 5) (Gevh et Thiedig, 2008). Les périodes d'accumulation de ces carbonates sont corrélées au cycle orbital de l'excentricité de 100 ka, et ce durant les derniers 500 ka. De même, les résultats des datations (U/Th) sur les dépôts lacustres du Sahara oriental au Nord-Ouest du Soudan et Sud-Ouest de l'Egypte (Szabo et al. 1995) révèlent l'existence de 5 paléolacs ou épisodes de grande humidité en Afrique du Nord qui sont corrélés aux interglaciaires datant de 320 - 250 ka (MIS 9), 240 - 190 ka (MIS 7), 155 - 120 ka (MIS 5.5), 90 - 65 ka (MIS 5.3 ou 5.1) et 10 - 5 ka (MIS 1). De même, l'optimum hydrologique du paléolac Shati au centre de la Libye (Figure 6), a été daté par U/Th à 125 – 130 ka (Zhongwei et Petit-Maire, 1994). Malgré sa situation à 27° au Nord des tropiques, il se trouve associé aux pluies de la mousson ou au front intertropical ce qui explique son état permanent. Dans le Sud de la Tunisie, les données chronologiques relatives aux grandes régions des chotts (Fig. 6), au Sud-Ouest du golfe de Gabès, confirment l'occurrence de ces mêmes périodes humides (Causse et al. 2003). Les datations U/Th des coquilles associées aux différents hauts niveaux marins lacustres ont révélé quatre épisodes humides distincts correspondant au développement de lacs aux environs de 30 ka, 95 - 100 ka (MIS 5.3-5.1), 130 – 150 ka (MIS 5.5 – MIS 6) et 200 ka (MIS 7.1).

Enfin, notons que la réduction de la superficie de ces paléolacs confirme une diminution de l'intensité de l'humidité en Afrique du Nord, d'un épisode humide à l'autre depuis le MIS 13 – 11 jusqu'au MIS 5 (Szabo *et al.* 1995; Geyh et Thiedig, 2008).

B. Les sapropèles

Un autre témoin des climats pléistocènes sont les sapropèles préservés dans les séquences marines du bassin méditerranéen.

Les sapropèles correspondent à des sédiments sombres, riches en matière organique, souvent laminés, déposés d'une manière cyclique en Méditerranée depuis la fin du Miocène (Capozzi et Negri, 2009). Ils constituent des couches organiques épaisses de quelques centimètres à quelques dizaines de centimètres, intercalés par des sédiments oxydés (Béthoux et Pierre, 1999). Leur présence sur le fond marin indique une sédimentation sous des conditions anoxiques qui ont favorisé la préservation de la matière organique.

Les sapropèles ont été initialement reconnus dans le bassin oriental de la Méditerranée entre le détroit siculo-tunisien et le bassin levantin ainsi qu'en mer tyrrhénienne depuis 7 Ma (fin du Miocène). Ils ont commencé à se déposer au tout début du Pléistocène jusqu'à 10

ka (sapropèle S1) (Shipboard Scientific Party, Leg 160 et 161, 1996) en Méditerranée occidentale. Ces évènements se produisent aussi bien pendant les périodes interglaciaires que pendant les interstades des périodes glaciaires ou bien encore pendant les transitions climatiques (Paterne, 2006). Par ailleurs, certains sapropèles de Méditerranée orientale sont absents dans le bassin occidental. Ceci implique des évolutions différentes dans les deux bassins de la Méditerranée durant le Pléistocène. Ces évolutions climatiques conduisent à des conditions hydrographiques différentes lors du maximum de l'insolation de l'hémisphère Nord (Weldeab *et al.* 2003).

Au sein des deux bassins de la Méditerranée, les sapropèles sont les témoins des variations climatiques et hydrologiques depuis le début du Pliocène. Ils sont, en conséquence, essentiels pour la reconstitution des modifications qui sont survenues en Méditerranée et dans l'Atlantique Nord en relation avec le climat (Béthoux et Pierre, 1999). L'examen des carottes ODP160 (Fig. 6) dans le bassin oriental de la Méditerranée et ODP161 (Fig. 6) dans son bassin occidental (Béthoux et Pierre, 1999). révèle que la distribution de couches de sapropèles à travers le temps est corrélée au minimum de la précession (Kutzbach, 1981; Rossignol-Strick, 1985; Spaudling, 1991; Béthoux et Pierre, 1999 ; Osmond et Dabous, 2004). Celle-ci est considérée comme la cause de l'augmentation des contrastes saisonniers et du régime de la mousson en rapport avce une augmentation de la précipitation et des décharges fluviatiles en Méditerranée. Ceci a été confirmé par l'étude des carottes KET, DED en mer tyrrhénienne et MD 84-641 dans le bassin levantin (Figure 6) (Kallel et al. 2000) afin de reconstruire les conditions hydrologiques des dépôts de sapropèles glaciaires et interglaciaires durant l'intervalle de temps 60 - 200 ka. Les enregistrements isotopiques de δ^{18} O dans les deux bassins montrent une forte diminution de la salinité associée à la formation de sapropèles. Ceci a été attribué à une forte précipitation qui a transformé toute la Méditerranée en un bassin de non concentration. La faible salinité des eaux de surface a donc conduit à la stratification de la colonne d'eau tandis que les nutriments apportés en Méditerranée par les eaux de ruissellement ont augmenté la productivité primaire. Il en résulte une réduction remarquable du taux d'oxygénation des eaux profondes (Rohling, 1994; Cramp et O'Sullivan, 1999; Larrasoana et al. 2006 et Ziegler et al. 2010) et la formation de sapropèles dans le bassin oriental. La comparaison des enregistrements isotopiques de δ^{18} O de la Méditerranée sont similaires à ceux de la baie du Bengal, très sensible aux précipitations de la mousson d'été. Ceci suggère qu'en Méditerranée, les sapropèles résultent de l'intensification et l'avancée vers le Nord de la mousson africaine, ce qui provoque l'augmentation du flux d'eau douce en Méditerranée orientale, non seulement via le Nil mais aussi via la marge Nord africaine (Larrasoana et al. 2006 ; Paterne, 2006). Cette élévation des précipitations de la mousson est elle-même due à une augmentation de l'insolation d'été conduite par les variations de la précession.

Les couches de sapropèles ont donc été déposées durant les périodes humides de l'Afrique du Nord au cours desquelles les précipitations élevées de la mousson et les écoulements du Nil ont conduit à la stratification des eaux de la Méditerranée (DeMenocal, 2004).

La plupart des sapropèles et les fortes valeurs de variation de l'index de mousson sont bien corrélées avec les phases de diminution du \Box^{18} O ce qui correspond à un climat où la glace était absente des hautes latitudes, et à des tropiques humides sous des conditions climatiques

globalement chaudes.

La chronostratigraphie isotopique basée sur les variations de δ 180 et la séquence de sapropèles est la suivante (Rossignol-Strick, 1985) : MIS 5 = S3, S4, S5 ; MIS 6 = S6 ; MIS 7 = S7, S8, S9 ; MIS 9 = S10.

L'étude des pollens récoltés dans les sapropèles de la mer ionienne à partir de la carotte KC01B (Fig. 6) (Rossignol-Strick et Paterne, 1999) démontre que le lien entre la formation des sapropèles et l'insolation provient de l'évaporation de l'hiver subtropical de l'Atlantique sud jusqu'aux précipitations de la mousson d'été sur l'Afrique de l'ouest, atteignant même l'Ethiopie en Afrique de l'Est. Améliorées par la plus forte insolation d'été dans les latitudes Nord, ces pluies alimentent les plus lourds écoulements du Nil qui stratifient la colonne d'eau de la Méditerranée orientale.

Enfin, les longues séries polliniques enregistrées sur le continent en Italie et en Grèce, permettent de connaître l'environnement climatique de formation des sapropèles. En effet, des concentrations élevées de pollens arborés, témoins de climats chauds et humides, coïncident avec les épisodes de sapropèles qui se sont déposés au cours des derniers 200 ka (Paterne, 2006). Ces conditions climatiques sont caractérisées par d'importants ruissellements dûs à des précipitations élevées dans les deux bassins de la Méditerranée (Kallel *et al.* 2000).

C. Les spéléothèmes

La croissance des spéléothèmes enregistre avec une très grande précision toutes les caractéristiques des précipitations des régions orientales et occidentales de la Méditerranée. L'étude de ces spéléothèmes a ainsi livré des enregistrements uniques des périodes humides qui ont ponctué les derniers cycles glaciaires – interglaciaires (Leziné, 2009). A titre d'exemple, la datation U/Th des spéléothèmes a permis de dater les épisodes humides dans le Sahara oriental égyptien (Osmond et Dabous, 2004). Ces datations montrent que des périodes pluviales sont survenues durant tous les stades isotopiques de l'oxygène, spécialement durant le MIS 5 mais aussi durant le MIS 7 et les interstades du MIS 6. La croissance des spéléothèmes suit également le rythme de dépôt des sapropèles en Méditerranée orientale qui, lui-même, est fonction des variations orbitales de l'insolation à 65°N.

Des âges U/Th précis, mesurés par TIMS et obtenus à partir de la stalagmite ASI de la grotte d'Argentarola (Fig. 6) (Bard *et al.* 2002) en Italie centrale, indiquent que le développement de la stalagmite dépendait de la variation du climat durant le MIS 7.2 et le MIS 6. De même, les résultats des datations isotopiques ($206 \pm 1,9 \text{ ka} - 201,5 \pm 1,7 \text{ ka}$ pour le MIS 7.2 ; $201,6 \pm 1,8 \text{ ka} - 189,7 \pm 1,5 \text{ ka}$ pour le MIS 7.1 et $171,9 \pm 1,3 \text{ ka} - 168,7 \pm 1,4 \text{ ka}$ pour le MIS 6.5) sur cette même stalagmite suggèrent que les précipitations ont dû cesser durant la dernière, et vraisemblablement, la plus froide et la plus sèche partie du MIS 6. Le même cas a été observé pour les spéléothèmes des Bahamas qui ont apparemment cessé de se développer avant les deux dernières transitions MIS 7/6 et MIS 6/5.5, probablement en réponse à une aridité régionale élevée (Smart *et al.* 1998).

Les témoins de ces variations se manifestent aussi dans le Sud de la France dans la stalagmite Cla4 de la grotte de Clamouse (Plagnes *et al.* 2002) (Fig. 6). La datation U/Th de

la stalagmite montre que les phases de son développement sont contemporaines des périodes humides de la Méditerranée, correspondant aux MIS 5.1 (75 – 83 ka), MIS 5.3 (99 – 105 ka), MIS 5.5 (116 – 128 ka) et MIS 7 (186 – 188 ka). Les datations U/Th suggèrent aussi que Cla4 s'est également développée durant une période brève et humide (interstade) du MIS 6, contemporaine du dépôt du sapropèle S6 dans le bassin oriental de la Méditerranée. Cet épisode date entre 162,34 ± 34 ka et 169,10 ± 1,50 ka. Il atteste du changement climatique à grande échelle allant vers des conditions climatiques plus douces et plus chaudes que celles durant le reste du MIS 6.

D. La palynologie

Les enregistrements polliniques du pourtour de la Méditerranée montrent une grande variabilité à travers le temps qui reflète une réponse rapide des communautés végétales aux évènements climatiques (Magri et Tzedakis, 2000).

L'enregistrement pollinique des 4 périodes interglaciaires équivalents aux MIS 5.5, 7.3, 9.3 et 11.3 dans le bassin d'Ionnina (Fig. 6) (Nord-Ouest de la Grèce) (Tzedakis et Bennett, 1995) montre que MIS 5.5 et MIS 7.3 sont caractérisés par le même développement de la végétation malgré les différences du régime climatique relatif à chaque période. Il est, par ailleurs, intéressant de noter que certaines caractéristiques de la végétation sont le résultat de changements climatiques liés à des signatures orbitales spécifiques (Magri et Tzedakis, 2000). Ainsi, deux caractéristiques principales ont été identifiées dans les carottes du lac Ioannina, au Nord-Ouest de la Grèce (Tzedakis *et al.* 2003): 1/ les minimas d'une population d'arbres correspondent à des épisodes arides et/ou froids au moment du périhélie de Mars ; 2/ l'expansion de la végétation méditerranéenne au maximum de la température estivale et du régime d'évaporation pendant les périodes de périhélie de Juin. Cette correspondance végétation/variations orbitales semble être régulièrement opérationnelle à travers au moins les derniers 200 ka, En conséquence, elle fournit l'opportunité de développer des chronologies terrestres par réglage direct selon l'échelle du temps astronomique.

Ainsi, les diagrammes polliniques du lac du Valle di Castiglione en Italie centrale (Fig. 6) (Magri et Tzedakis, 2000) suggèrent que les correspondances entre le périhélie de Mars et le maximum de recul des populations d'arbres et entre les expansions des taxons méditerranéens et le périhélie de Juin ne sont pas aléatoires mais reflètent un lien omniprésent et général entre la végétation et les cycles orbitaux de la Terre. Ainsi, les différentes phases végétales, le timing de certaines populations d'arbres et l'expansion interglaciaire de la végétation méditerranéenne semble correspondre, respectivement, à des épisodes arides et/ou froids aux temps du périhélie de Mars et un maximum de température estivale et de régimes d'évaporation au périhélie de Juin.

Par ailleurs, la chronologie révisée de la séquence de Tenaghi Philippon (Fig. 6), au Nord-Est de la Grèce, fournit l'opportunité d'examiner l'évolution, à long terme, de taxons individuels dans un contexte de changement climatique global (Tzedakis *et al.* 2006). Dans la séquence de Tenaghi Philippon par exemple (Tzedakis *et al.* 2003), bien que MIS 7.3 soit caractérisé par une concentration en CO_2 atmosphérique inférieure à celle du MIS 7.5, l'expansion floristique la plus diversifiée se produit durant MIS 7.3, non seulement à Tenaghi Philippon mais aussi au Valle di Castilione en Italie centrale. Le plus grand recul dans les populations d'arbres au cours des derniers 450 ka est survenu durant les maximas glaciaires des MIS 12, MIS 10, MIS 8, MIS 6 et MIS 4. Ceci converge avec l'extension relative de la glace comme le montrent les enregistrements marins isotopiques sur les foraminifères benthiques (Schackleton, 1987 ; Waelbroeck *et al.* 2002). La fin du MIS 6 est caractérisée, selon le diagramme pollinique d'Ionnina (Tzedakis *et al.* 2003) par des conditions relativement arides, avec de faibles précipitations et/ou une forte évaporation.

De même, les enregistrements polliniques correspondant au MIS 7 (186 – 245 ka) de la carotte I-284 du bassin d'Ionnina au Nord-Ouest de la Grèce.(Roucoux *et al.* 2008) montrent quatre intervalles de forêt corrélés aux MIS 7.5, MIS 7.3 et MIS 7.1 et un évènement d'échelle suborbitale faisant suite au MIS 7.1 mais inclus dans le MIS 7. Le stade le plus long et le plus chaud en terme de succession végétale est le MIS 7.3 même si la succession végétale semble être tronquée par des variations vers des conditions climatiques plus froides et plus arides. Les faibles pourcentages de pollen d'arbres durant MIS 7.4 sont interprétés comme le résultat de conditions climatiques très froides et très sèches concomittantes avec une période de faible insolation à l'hémisphère nord résultant d'une rare combinaison du minimum d'obliquité et du maximum de la précession.

La séquence du bassin d'Ioannina montre aussi que le pic climatique du Dernier Interglaciaire est caractérisé par les plus hautes températures et le maximum de densités de populations d'arbres (Tzedakis *et al.* 2003). Après 142 ka, il y a eu réduction progressive des forêts qui acquièrent un caractère plus ouvert. Ceci a été cependant brièvement interrompu par la réexpansion des populations de chêne entre 112,3 ka et 118 ka avant le début des conditions stadiales (Tzedakis, 2007). En effet, les diagrammes polliniques indiquent une alternance entre forêts méditerranéennes/eurosibériennes et végétation steppique (Sanchez Gõni *et al.* 1999). Cette alternance implique une succession de phases chaudes/froides durant le Dernier Interglaciaire.

1.2. Caractéristiques des trois dernières périodes « interglaciaires » ou humides (MIS 5, 7, 9): fluctuations climatiques et variations du niveau marin

Les stades isotopiques 5, 7 et 9 correspondent à des phases interglaciaires ou humides et des hauts niveaux marins (Fig. 7). Ils sont caractérisés par d'importantes variations de la température et sont accompagnés d'importantes remontées du niveau marin d'origine glacioeustatique, consécutive à la fusion des inlandsis (Pedoja, 2003). Les enregistrements marins ont montré que l'amplitude des fluctuations glaciaires/interglaciaires était la plus marquée durant les quatre derniers cycles glaciaires que durant les cycles précédents (Duplessy *et al.* 2008).

L'amplitude et la durée de ces hauts niveaux marins sont généralement déduites à partir de la stratigraphie du \square^{18} O des carottes marines profondes (Camoin *et al.* 2001). Au cours du dernier 1Ma, les périodes interglaciaires ont été caractérisées par des niveaux marins, des températures en Antarctique et des teneurs atmosphériques de CO₂ différents de l'actuel.

Les enregistrements des isotopes de l'hydrogène (Deutérium) mesurés au sein des carottes de glace VOSTOK et EPICA décrivent l'évolution du climat de l'Antarctique. La carotte de VOSTOK remonte à 420 ka (Jouzel *et al.* 2005) et celle d'EPICA couvre les

derniers 800 ka correspondant aux quatre derniers cycles interglaciaires (MIS 5, MIS 7, MIS 9, MIS 11) (Fig. 8). Les températures les plus élevées enregistrées en Antarctique, correspondent aux optimums climatiques du MIS 5.5 (125 ka) et du MIS 9.3 (335 ka).



Figure 7. Fluctuations climatiques, variation des températures et du niveau marin sur 350 ka (Watanabe et al. 2003): Diagrammes obtenus à partir des forages VOSTOK et Dôme Fuji (situé à 1,500 km de VOSTOK). Comparaison des températures à partir des isotopes de l'oxygène et des enregistrements de l'excès de Deutérium. a variation de la température de surface de l'océan. Terminaisons : TI (MIS 5/4), TII (MIS 6/5), TIII (MIS 8/7) ; b et c : courbes lissées des variations du Deutérium de VOSTOK et du Dôme Fuji . b,c Courbes lissées du VOSTOK et du Dôme Fuji (d'après Watanabe et al. 2003)

Par ailleurs, les carottes issues du Groenland central (Boyle, 2000) montrent des changements rapides de température équivalents à 1/3 de l'amplitude d'un glaciaire/interglaciaire. Ces transitions climatiques rapides sont connues sous le nom de stadial/interstadial. Ainsi, il existe à l'intérieur d'une phase de haut niveau marin (stade ou phase interglaciaire) plusieurs phases de haut niveau relatif (interstade ou interphase) entrecoupées de phases de bas niveau marin relatif (Pedoja, 2003).

Comme le montre la Figure 9, les MIS 2, MIS 4 et MIS 6 sont des phases plus arides caractérisées par une activité éolienne accrue. En effet, la comparaison des pics de poussière éolienne de l'EPICA Dôme C et de Vostok en Antarctique Est (Delmonte *et al.* 2004) révèle un apport considérable en poussière en Antarctique Est pendant les périodes glaciaires en rapport avec l'augmentation de l'aridité des zones continentales et la forte vitesse des vents (Petit *et al.* 1999 ; Delmonte *et al.* 2004).



Figure 8. Comparaison des profils isotopiques du Dôme F (courbe a, adaptée de Watanabe et al. 2003), de VOSTOK (courbe c, adaptée de Petit et al. 1999) et d'EPICA Dôme C (courbe d adaptée de E.P.I.C.A. Community, 2004). La courbe b correspond aux variations de la concentration en gaz carbonique du forage Vostok, courbe adaptée de Petit et al. 1999) et la courbe e correspond à la variation du niveau de la mer (adaptée de l'enregistrement en oxygène marin publié par Bassinot et al. (1994) avec une échelle en mètres). D'après Jouzel et al. (2005)

Les enregistrements de VOSTOK montrent que l'apport en poussière éolienne est maximum durant les périodes pléniglaciaires, bas durant les stades et interstades et minimum durant les interglaciaires (Petit *et al.* 1999).

Les variations du \square^{18} O des foraminifères benthiques dans l'océan Pacifique (Waelbroeck *et al.* 2002) sur une période allant de 38 ka à 432 ka (Fig. 10), ont conduit à la construction d'une courbe composite de niveau marin relatif.



Figure 9. Enregistrement climatique et pics de la poussière à partir des carottes de glace de l'EPICA Dôme C et Vostok (d'après Delmonte et al. 2004): (a) Profil du Deutérium de l'EPICA (d'après Jouzel et al. 2001). (b) Profil de concentration de la poussière (en ppb) jusqu'à 2201 m de profondeur. (c) Profil du Deutérium du VOSTOK pour les derniers 220 ka. Les stades climatiques majeurs sont indiqués (d'après Jouzel et al. 2005)

Cette courbe est concordante avec les données relatives aux terrasses coralliennes du Pacifique. En revanche, elle ne semble pas converger avec les courbes du niveau marin relatif établies par Shackleton *et al.* (2000) sur base du \Box ¹⁸O atmosphérique à partir du Vostok. Les divergences sont nettes pour les MIS 5.4, 6.5, 7.3, 9.2 et 11 (Fig.10).

En effet, les données isotopiques issues des terrasses récifales coralliennes indiquent que le niveau marin était le même ou un peu plus haut que l'actuel durant les MIS 7.3, 7.5, 9.1 et 9.3 (Gallup *et al.* 1994; Bard *et al.* 1996) tandis que les courbes de niveau marin relatif de Shackleton *et al.* (2000) montrent que le niveau marin relatif était plus bas de 20 m par rapport à l'actuel durant les MIS 7.3 et 7.5. Dans le Pacifique, les enregistrements isotopiques marins à partir du $\delta^{18}O_W$ de Cocos Ridge (Lea *et al.* 2002) révèlent que les hauts niveaux marins du MIS 5.5, MIS 7.1 et MIS 7.5 sont comparables au niveau marin actuel. Les niveaux marins étaient de ~ - 120 m durant les MIS 2.2 ; 6.2 ; 8.2 et 10.2. Un niveau marin intermédiaire de - 30 m est survenu durant l'interstade du MIS 6.5.



Figure 10. Variations du niveau marin et du \Box^{18} O océnaique au cours des derniers 450 ka (d'après Waelbroeck et al. 2002). Axe gauche = niveau marin en mètres et axe droit= variations du δO^{18} . Courbe noire= courbe composite du niveau marin relatif à partir des variations du δO^{18} dans le Pacifique Ouest et dans l'Atlantique Nord. Courbe grise= courbe de Shackleton et al. (2000) à partir du \Box O^{18} océanique. Les cercles noirs indiquent des bas niveaux marins (d'après Rohling et al. 1998).

A. Le Dernier Interglaciaire (MIS 5)

Le Dernier Interglaciaire (MIS 5) en Méditerranée a été dénommé «Tyrrhénien ». Ce terme fut crée par Issel, en 1914, pour désigner les dépôts littoraux à *Strombus bubonius* du bassin méditerranéen. *Strombus bubonius* est un gastéropode marin thermophile qui vit aujourd'hui dans les eaux peu profondes du Golfe de Guinée. Ce gastéropode exige une température annuelle moyenne de 21,5°C et une SST constante au-dessus de 23°C durant les six mois de l'année, caractéristique du climat tropical (Meco *et al.* 2002).

Durant le MIS 5.5, entre 115 ka et 135 ka, l'habitat de *Strombus bubonius* s'était étendu plus au Nord et des spécimens bien préservés ont été retrouvés dans les plages pléistocènes des Iles Canaries et des côtes méditerranéennes (Cornu *et al.* 1993). Cependant, l'invasion des Strombes en Méditerranée est encore énigmatique. Certains auteurs (Hillaire-Marcel *et al.* 1986, 1995 ; Goy *et al.* 1986, Zazo, 1999) ont montré que les *Strombus bubonius* ont fait

leur apparition en Méditerranée occidentale durant le MIS 7, devenus très fréquents pendant le MIS 5.5 et ont survécu durant tout le MIS 5 dans des régions privilégiées telles que Almeria, au sud de la péninsule ibérique.

La limite inférieure du Dernier Interglaciaire tyrrhénien et le nombre d'oscillations climatiques qui le caractérisent ont été longuement discutés, d'autant plus que les méthodes isotopiques mises en œuvre pour les dater n'ont pas toujours montré des résultats fiables. Différentes techniques et méthodes ont été tentées, dans les océans et sur les continents, afin d'estimer la durée la plus probable du Dernier Interglaciaire. Nous exposerons ici les résultats de ces différentes méthodes.

Shackleton (1969) a corrélé le Dernier Interglaciaire avec le MIS 5.5 autour de 120 ka. Sa durée est estimée à approximativement 11 ka. D'après la chronologie SPECMAP (Imbrie *et al.* 1984), le MIS 5.5 a duré 13 ka, couvrant l'intervalle 128 – 115 ka. Cependant, lorsque la courbe SPECMAP est réglée en fonction des variations orbitales (Martinson *et al.* 1987), on obtient une durée de 11 ka entre 128 ka et 117 ka (Forsstrôm, 2001), en accord avec la courbe isotopique de Shackleton (1969).

Les âges U/Th des sédiments marins des côtes stables des Bahamas, incluant l'enregistrement du \Box^{18} O pour le Dernier Interglaciaire, indiquent une tranche d'âge entre 120 – 127 ka et une durée maximum d'environ 10 ka (Slowey *et al.* 1996). Certains auteurs comme Hearty et Neumann (2001) estiment, par ailleurs, que l'optimum du Dernier Interglaciaire (MIS 5.5) a duré de 132 ka jusqu'à 118 ka. Ce résultat était obtenu par des datations U/Th sur des coraux des Bahamas.

D'après la chronologie SPECMAP (Martinson *et al.* 1987), la période de transition glaciaire- interglaciaire du début du MIS5.est marquée par une remontée du niveau marin en période de déglaciation (Terminaison II). Il y a environ 140 ka (TII), la rupture de calottes de glace a initié le Dernier Interglaciaire dans la péninsule de Huon (Esat *et al.* 1999). Le niveau marin est monté rapidement et a atteint un niveau d'environ 14 m en-dessous du niveau marin actuel. La TII est mise en évidence en Grèce, dans le golfe de Corinthe (Andrews *et al.* 2007) par la datation Th/U de biohermes coralliens (134.8 \pm 2 ka) corrélatifs d'un haut niveau marin à la transition MIS 6/5 ayant atteint 2 – 4 m en-dessous du niveau marin actuel.

Du point de vue climatique, les diagrammes polliniques au large de la marge ibérique (Sanchez – Goni *et al.* 1999) montrent que la transition MIS 6/5 est caractérisée par un réchauffement général et par une augmentation des précipitations sur le continent, contemporaine d'une baisse d'arrivée de masses d'eau froide et de remontée rapide du niveau marin corrélative de la déglaciation. Ce réchauffement coïncide avec des valeurs élevées des insolations d'été moyennes et annuelles.

Le début du MIS 5.5 en Europe du Nord-Ouest (l'Éémien) est identifié dans la séquence végétale de la carotte MD95-2042 au large de la marge ibérique (Sanchez – Gõni *et al.* 1999) par, simultanément, une baisse en éléments steppiques et une augmentation en arbres eurosibériens et méditerranéens (Shackleton *et al.* 2003). Ce changement coïncide avec une augmentation de 5° de la température de surface de la mer (SST). L'âge de cet évènement sur l'échelle du temps de Shackleton *et al.* (2003) est de 126 ka.

Dans l'état actuel de la recherche sur le Quaternaire, l'optimum du Dernier Interglaciaire

MIS 5.5 se situe entre 130 ka et 118 ka lorsque les températures polaires étaient de 1 à 5° plus élevées qu'aujourd'hui, et le niveau marin global autour de 4 - 6 m asl (Hillenbrand et al. 2009). Ceci a été également démontré par les variations du δ^{18} O des assemblages de foraminifères planctoniques de l'ODP site 977 en Méditerranée occidentale où le MIS 5.5 a été enregistré dans la mer d'Alboran entre ~ 117 ka et 130 ka (Pérez-Folgado et al. 2004). En effet, les enregistrements du δ^{18} O montrent généralement des caractéristiques cycliques attribuées aux variations de la SST. La différence entre les minimas et les maximas de δ^{18} O (variation isotopique saisonnière) est généralement en accord avec la variation saisonnière de la SST déduite à partir des données climatologiques (Cornu et al. 1993). Ainsi, les données δ^{18} O obtenues sur les fossiles de Strombes suggèrent que les SST étaient plus élevées de plusieurs degrés durant le Dernier Interglaciaire. En revanche, l'amplitude de cette différence de température est difficile à quantifier. Ceci est dû précisément au manque de connaissances de la distribution de la salinité de surface de la mer (SSS) durant le Dernier Interglaciaire. Par ailleurs, des analyses détaillées des assemblages de foraminifères planctoniques du site ODP 977 situé en mer d'Alboran dans le bassin occidental de la Méditerranée, ont montré que le maximum de température atteint durant le Dernier Interglaciaire était d'environ 2°C plus élevé qu'aujourd'hui (Pérez-Folgado et al. 2004). Les carottes de glace GRIP-GISP en provenance du Groenland ont montré que le climat

pendant le Dernier Interglaciaire dans l'hémisphère Nord était instable (Ren *et al.* 2009 ; Grootes *et al.* 1993 ; Burckle Llyold *et al.* 1993).

Le forage NGRIP (à environ 300 km au Nord de GRIP) couvrant les derniers 123 ka avec une haute résolution, a révélé qu'un changement rapide est survenu durant le Dernier Interglaciaire. Le forage North GRIP au Groenland (Jouzel *et al.* 2005) a enregistré une entrée en glaciation interrompue, vers 115 ka, par un réchauffement rapide et bien marqué, ayant des caractéristiques similaires aux évènements Dansgaard/Oeschger (DO) de la dernière glaciation (DO24). Il a aussi montré que le Dernier Interglaciaire, de 130 ka à 115 ka, était de 5°C plus chaud qu'aujourd'hui (Masson - Delmotte *et al.* 2010 ; Schackleton *et al.* 2003 ; North Greenland Ice Core Project Members ; Jouzel *et al.* 2007), et que la calotte de glace n'avait pas complètement disparu durant cette période.

Les enregistrements marins et continentaux dans les hautes latitudes de l'hémisphère Nord montrent aussi un refroidissement au sein du Dernier Interglaciaire vers 120 ka avec des salinités basses dans les mers du Nord (Duplessy *et al.* 2008). Les carottes Nord atlantiques révèlent un épisode froid corrélé à une variation remarquable dans la circulation océanique profonde vers 115 ka. Durant les MIS 5.1, 5.2 et 5.3, des changements parallèles dans la température et le δ^{18} O sont enregistrés (Pérez – Folgado *et al.* 2004). La paléo-SST annuelle a fluctué autour de 10° - 11°C entre 130 ka et 127 ka et a ensuite augmenté jusqu'à des valeurs de 20°C. La baisse isotopique à 130 ka, due à une augmentation de la température des eaux, est interrompue à 127 ka par un évènement bref d'un léger enrichissement isotopique. Après 127 ka, le δ^{18} O a encore baissé pour atteindre les valeurs les plus basses entre 125,6 ka et 119, 4 ka. A partir de 119 ka, une élévation progressive de δ^{18} O est détectée définissant la transition MIS 5.5/5.4. Malgré ces petites fluctuations, les enregistrements de la température sont restés relativement stables durant le Dernier Interglaciaire. Les températures les plus élevées des derniers 150 ka ont été atteintes à 122 ka, lorsque la SST a commencé à décroître progressivement vers le MIS 5.4 (Pérez – Folgado *et al.* 2004). Parallèlement aux variations des températures et des SST, le niveau marin a remarquablement fluctué durant le Dernier Interglaciaire (MIS 5) ce qui constitue un autre trait marquant du Dernier Interglaciaire. Le niveau marin était situé à des positions différentes selon les régions du monde (Ferranti *et al.* 2006). Par ailleurs, les enregistrements géologiques et géomorphologiques des variations du niveau marin durant le MIS 5.5 révèlent des épisodes de transition et de stabilité. Pour Hearty *et al.* (2007), le Dernier Interglaciaire (MIS 5.5) enregistre, dans bon nombre de plateformes stables telles que les Bermudes, Bahamas, Ouest de l'Australie, Hawaii et quelques sites méditerranéens, plusieurs hauts niveaux marins. En effet, durant la première moitié du MIS 5.5 (~ 132 ka – ~ 125 ka), le niveau marin était relativement stable à + 2,5 ± 1 m, suivi par une régression mineure ensuite une remontée jusqu'à + 3 à + 4 m. La fin du Dernier Interglaciaire (120 ka – 118 ka) est, en revanche, marquée par des changements eustatiques et climatiques drastiques. Ces changements étaient marqués par une réorganisation océanographique, des changements climatiques et de fortes tempêtes.

Dans les régions tectoniquement stables telles que la Barbade, les fluctuations du niveau marin au sein du MIS 5 ont été retracées grâce à la comparaison d'âges ESR et TIMS U/Th sur des terrasses coralliennes (Schellmann *et al.* 2004). Les résultats qui en découlent révèlent le développement de deux terrasses récifales durant le MIS 5.3 qui traduisent deux oscillations du niveau marin. La première terrasse date de 85 ka et se situe à -21 m endessous du niveau marin actuel. La seconde terrasse date en revanche de 74 ka (ESR) ou 77 ka (U/Th) et se situe à -19 m endessous du niveau marin actuel. Durant le MIS 5.5, le niveau marin a atteint son maximum à +2 m entre 132 et 128 ka. Ensuite, il a baissé jusqu'à -11 m durant le même sous-stade isotopique entre 118 et 120 ka. Aux Bahamas, l'altitude du niveau marin au cours du MIS 5.5 à travers les Bahamas n'a jamais excédé +2,5 m.

Les nouvelles données alpha spectrométriques Th/U effectuées sur la grotte d'Argentarola (Antonioli et al. 2004) en Italie centrale, située sur une côte stable, ont montré qu'au début du MIS 5 (MIS 6/5), le niveau marin était situé à - 18 m. Ces données sont en accord avec les données ²³⁰ Th et ²³¹Pa sur des récifs coralliens aux Barbades (Gallup et al. 2002). Durant le MIS 5, le niveau marin a baissé à - 22 m seulement au cours de courtes périodes occasionnant ainsi le dépôt de couches continentales corrélatives des MIS 5.2 et MIS 5.4. En effet, la comparaison des données TIMS sur les spéléothèmes de la grotte d'Argentarola (Bard et al. 2002) et celles des courbes du niveau marin relatif dans la péninsule de Huon (Waelbroeck et al. 2002; Lambeck et al. 2002), aux Bahamas (Lundberg et Ford 1994 ; Smart et al. 1998) et en Sardaigne (Antonioli et al. 2003) montre qu'entre 110 ka et 70 ka, le niveau de la Méditerranée était plus haut que - 22 m. D'après la courbe composite de Waelbroeck et al. (2002), le niveau marin durant le MIS 5.5 est à $\sim +5$ m au-dessus de son niveau actuel. Il est à ~ - 19 m pour les MIS 5.3 et 5.1. Par ailleurs, le long des côtes italiennes stables, le niveau moyen atteint par la mer durant MIS 5.5 est à ~ + 7 m (Lambeck et al. 2004). Au II est à \sim + 3 m sur la côte stable de l'île de Lampedusa (Antonioli et al. 2006), contenant des fossiles de Strombus bubonius.
B. MIS 7

D'après la chronologie SPECMAP, l'interglaciaire MIS 7 est subdivisé en trois sousstades de hauts niveaux marins situés à 195 ka (MIS 7.5), 216 ka (MIS 7.3) et 238 ka (MIS 7.1) (Bard et *al.* 2002). La reconstitution de la SST à partir du signal δ^{18} O sur les foraminifères planctoniques dans la carotte ODP 980 (Despart *et al.* 2006) montre que MIS 7 est marqué par trois périodes de réchauffements importants, MIS 7.5, 7.3, 7.1 qui, dans l'enregistrement pollinique de la carotte I – 284 du bassin Ioannina au Nord – Ouest de la Grèce (Roucoux *et al.* 2008), sont corrélés à des intervalles de forêt.

Toutefois, la corrélation continent – océan – glace à partir de la carotte MD 01 - 2447 au Nord- Ouest de la côte ibérique (Despart *et al.* 2006) montre que le MIS 7 présente une évolution climatique complexe caractérisée par des fluctuations chaudes et froides. Celui-ci est en effet marqué par l'alternance de plusieurs périodes chaudes et froides, synchrones sur le continent et à la surface des océans : trois périodes chaudes (MIS 7.5, 7.3 et 7.1) et deux périodes froides (MIS 7.4 et 7.2).

La première période majeure de réchauffement (Arousa) est corrélative du MIS 7.5 (242 – 234 ka). Elle est détectée sur le continent et à la surface des océans et coïncide avec une période assez longue et relativement chaude dans l'histoire de la végétation de l'Europe du Sud qui a duré plus de 10 ka (Tzedakis *et al.* 1997). Durant cet optimum climatique, les valeurs maximales des SST d'hiver et d'été sont estimées à ~ 13,5° et 19°C ce qui a permis le développement de bosquets de chêne et l'expansion maximale des forêts de chêne caduque. Vers la fin de cet optimum climatique, entre 236 et 234 ka, est survenue une tendance au refroidissement sur le continent et à la surface de l'océan. Cette tendance au refroidissement s'est manifestée par une diminution de 1,5°C dans les SST d'hiver et d'été. Ces conditions climatiques de début de froid n'ont par ailleurs pas permis le développement de *N. pachyderma*, caractéristique des périodes froides glaciaires. Lors de la transition MIS 7.5/7.4 (230 – 227 ka) est survenue une phase de réchauffement indiquée par l'expansion maximale de la forêt.

Au MIS 7.4 (226 - 221 ka), des conditions climatiques très froides ont été enregistrées sur la marge ibérique nord-occidentale (Despart *et al.* 2006) ainsi que dans les sites ODP 980 et 983. Cet épisode est marqué par de faibles températures sur l'Antarctique (Petit *et al.* 1999), dans le Pacifique du Sud-Ouest (Pahnke *et al.* 2003) et dans le Pacifique Est et Ouest tropical (Lea *et al.* 2003) avec des valeurs proches de celles du MIS 8 dans ces régions et une diminution de la SST supérieure à 3°C (McManus *et al.* 1999). Les faibles pourcentages de pollen arborés durant MIS 7.4 sont, en effet, interprétés comme le résultat de conditions climatiques très froides et très sèches, concomitantes avec une période de faible insolation à l'hémisphère Nord, résultat d'une rare combinaison du minimum d'obliquité et du maximum de la précession. Inversement, des pourcentages plus élevés de pollen durant le MIS 7.2 indiquent un climat doux en accord avec la température marine et les enregistrements du volume de la glace.

Le stade le plus long et le plus chaud en termes de succession végétale est le MIS 7.3 (222 - .199 ka). Il est associé à un maximum de radiation solaire plus important que durant le MIS 7.5. Ceci est confirmé par les données polliniques de Grèce et d'Italie (Tzedakis *et al.* 1997). En Antarctique, le maximum d'insolation est survenu durant le MIS 7.3 tandis que le

maximum de température est enregistré durant le MIS 7.5 (Jouzel *et al.* 2007) et un minimum du volume de la glace est enregistré pour MIS 7.1 (Shackleton, 2000).

Les courbes du δ^{18} O des foraminifères planctoniques de ODP 980 et 983 suggèrent que durant la transition MIS 7/ 6, la diminution de la SST est estimée autour de 5°C en hiver et 8°C en été. La transition MIS 7/6 est aussi affectée par une fluctuation du froid – chaud – froid de relativement grande amplitude, détectée aussi bien sur le continent (MD 47-7-12; MD 47-7-13 et MD 47-6-1) qu'à la surface de l'océan.

La période de forêt commence à se réduire à partir de la fin du MIS 7.3, se poursuit durant la période froide du MIS 7.2, mais atteint son minimum vers la fin de cette période, autour de 198 ka. La période froide du MIS 7.2 (198 – 196 ka) est aussi caractérisée par une légère accumulation de la glace.

Enfin, le MIS 7.1 (195 – 190 ka) constitue une troisième période majeure de réchauffement. Les périodes chaudes du MIS 7.3 et du MIS 7.1 sont caractérisées par le développement d'espèces chaudes de foraminifères planctoniques et d'une SST, d'hiver et d'été, proche de celle du MIS 7.5.

Vu l'évolution climatique complexe du MIS 7, un désaccord apparaît quant à la position du niveau marin pendant le MIS 7. Pour les côtes stables, telles que les Bahamas, Hearty et Kindler (1995) situent le niveau marin à $\pm 2,5$ m au-dessus du niveau marin actuel pour le MIS 7.1. En revanche, Chappell et Shackleton (1986) le situent à -15 m en-dessous du niveau actuel. La courbe composite de Walbroeck *et al.* (2002) indique par contre un niveau situé à -9 m par rapport au niveau marin actuel durant le MIS 7.1 et le MIS 7.5, et un niveau à ~ -5 m durant le MIS 7.3. Les observations et les données isotopiques fournies par les spéléothèmes de la grotte d'Argentarola en Italie (Antonioli *et al.* 2004) suggèrent que le niveau marin le long de la côte tyrrhénienne est situé à -18 m au MIS 7.1 (198,7 $\pm 1,5$ ka $-201,6 \pm 1,8$ ka d'après Bard *et al.* 2002) et à -21,5 m durant le MIS 7.3.

C. MIS 9

Les forages VOSTOK, Dôme C et Dôme F en Antarctique (Jouzel *et al.* 2007) confirment que les températures les plus élevées correspondent au MIS 5.5 (125 ka) et au MIS 9.3 (335 ka). Ces températures étaient supérieures d'environ 5°C à celles de l'Holocène.

Durant l'optimum climatique MIS 9.3, il existe une période approximative de 4 ka, suivie d'un refroidissement rapide et une baisse plus lente de la température (Petit *et al.* 1999 ; Watanabe *et al.* 2003). En effet, le forage VOSTOK ainsi que les données isotopiques montrent clairement que les interglaciaires MIS 5.5 et MIS 9.3 sont différents de l'Holocène mais similaires entre eux dans la durée, la forme et l'amplitude (Petit *et al.* 1999 ; Watanabe *et al.* 2003 ; Forsstrôm, 2001). D'après la courbe composite de Waelbroeck *et al.* (2002), le niveau marin, durant l'optimum climatique MIS 9.3, était situé à ~ 5 m au-dessus du niveau marin actuel.

2. Synthèse des travaux antérieurs sur les dépôts littoraux pléistocènes de la côte tunisienne

Le littoral tunisien constitue l'une des plus importantes régions de la Méditerranée qui renferme des dépôts marins datant du Quaternaire, essentiellement du Tyrrhénien (Figure.

11). Ils traduisent des oscillations eustatiques du niveau de la mer en rapport avec des variabilités climatiques et/ou des mouvements tectoniques. Les recherches sur le Quaternaire de la Tunisie ont débuté depuis le 19^{ème} siècle lorsque Overwerg (1851) a mentionné, pour la première fois, la présence de *Strombus bubonius* dans les séries marines affleurant entre les villes de Hammamet et de Sousse.

Au début du 20^{ème} siècle, les données concernant les dépôts quaternaires des côtes de la Tunisie étaient encore fragmentaires et les corrélations difficiles à établir. Cette période était celle de la découverte des dépôts marins et éoliens post-tertiaires. Leur altitude, souvent variable, ainsi que leur position par rapport au rivage, étaient des critères fondamentaux dans leur caractérisation et leur attribution aux différents étages du Quaternaire.

Vers la fin du 20^{ème} siècle, Paskoff et Sanlaville démarrent une série de publications et de travaux qui offrent plus de cohérence et plus d'éclaircissements. Bien que certains de leurs travaux ont été en partie controversés, ils se présentent néanmoins comme une base de données significative pour tout chercheur entreprenant une étude sur le Quaternaire marin de la Tunisie.



Figure 11. Carte de localisation des sites de Tunisie cités dans le texte

Les dépôts littoraux pléistocènes de Tunisie ont fait l'objet de nombreuses études géomorphologiques, stratigraphiques, sédimentologiques, tectoniques et géochronologiques dont les principales sont présentées ci-dessous. Les résultats des études tectoniques seront présentés dans le chapitre Tectonique.

• Géomorphologie

En 1976, Paskoff et Sanlaville étudient les affleurements quaternaires entre Mahdia et Chebba en partant du schéma stratigraphique établi par A. Jauzein (1967). Ils sont les premiers à attribuer des noms de formations aux différents dépôts d'âge quaternaire situés sur le Sahel méridional de la Tunisie. Ainsi, Paskoff et Sanlaville définissent trois formations correspondant à trois pulsations transgressives du niveau marin. De la plus ancienne à la plus récente, on cite :

- La « formation Douira » conservée à l'Ouest de Réjiche dans la carrière de Douira et les nombreux puits de la région. Il s'agit d'une ancienne plage marine qui a précédé la formation à Strombes. Les deux formations, Douira et Réjiche, sont séparées par une couche continentale sablo-limoneuse brun-rouge, épaisse de 1,20 m, qui reprend à sa base des coquilles et des gravillons de la plage qu'elle surmonte. Elle est formée d'une accumulation de coquilles de lamellibranches, associées à des galets et gravillons de roches diverses parmi lesquels se remarquent des gravillons de la croûte villafranchienne.

- La « formation Réjiche » constituée d'un membre inférieur marin à *Strombus bubonius* en position de vie et d'un membre supérieur dunaire. Les nouvelles observations offertes par les carrières et drains de la région montrent que grès marins à Strombes et grès oolithiques dunaires appartiennent à un même cycle.

- La « formation Chebba » conglomératique où les Strombes sont souvent brisés et mal conservés. A Sidi Abdallah el Merracchi, au Sud-Est de Chebba, la formation Chebba correspond à une plage aux éléments hétérométriques, à 2 m d'altitude, ravinant les grès marins oolithiques de la plage Réjiche. La partie supérieure de cette plage montre un dépôt rougeâtre à *Hélix* et une faune marine qu'ils avaient repérés sur l'estran de Réjiche.

En 1977, Paskoff et Sanlaville identifient dans les environs de l'île de Djerba deux épisodes de la « formation Réjiche » qu'ils désignent par « Réjiche I » et « Réjiche II ». Selon les deux auteurs, ces deux épisodes, séparés par un conglomérat à galets d'origine variée, s'intègrent dans une même grande transgression dont l'unité est soulignée par l'homogénéité de ses accumulations de calcaires gréseux blancs oolithiques. En conséquence, le matériel dunaire surmontant les dépôts marins de l'épisode « Réjiche II » se serait mis en place lors de la régression générale qui à marqué la fin du « Cycle Réjiche ». Concernant la « formation Chebba », « néotyrrhénienne », elle est uniquement visible sur la côte Nord de Djerba entre Sidi Salem et Houmt Souk et sur la côte Est de Ras Rougga à Henchir Ghardayem. Elle s'y présente sous forme d'un conglomérat grossier, à galets de croûte saumon et de calcaire oolithique riche en Strombes.

En 1980, Paskoff et Sanlaville présentent davantage de précisions sur les formations marines tyrrhéniennes identifiées auparavant sur les côtes de la Tunisie. De la plus ancienne à la plus récente, les auteurs citent:

1. La « **formation Douira** »: se retrouve à Douira (Sud de Mahdia), à Menzel Temime (Cap Bon oriental) et peut-être à Hergla. La formation Douira est constituée d'une

lumachelle grossière, formée de coquilles de lamellibranches associées à des galets de croûte villafranchienne, mais elle ne renferme pas d'oolithes. Une couche sablo-limoneuse rouge la surmonte. Quatre datations au ²³⁰Th/²³⁴U effectuées sur des coquilles de *Glycymeris*, lui ont fourni un âge de 120 à 125 ka.

2. La « **formation Réjiche** »: se rencontre tout le long de la côte tunisienne. Le membre inférieur de cette « formation » est marin. Il est particulièrement riche en Strombes bien conservés. Il peut également renfermer deux ou trois niveaux grossiers à galets ravinants. Ces niveaux témoignent, selon les deux auteurs, de pulsations du niveau marin au cours d'une seule phase transgressive. Le membre supérieur est, en revanche, dunaire. Il est mis en place au début de la régression qui a suivi et forme un bourrelet continu, haut de 15 à 25 m.

3. La « **formation Chebba** » : Il s'agit d'une plage marine à faciès conglomératique dont les Strombes sont fortement roulés et brisés. Les datations radiométriques effectuées sur les coquilles de Strombes ont donné un âge de 80 à 35 ka. Cependant, Paskoff et Sanlaville affirment qu'il s'agit d'un épisode distinct rapporté au « Néotyrrhénien ».

Sorel et Kamoun (1980) reviennent sur les affleurements pléistocènes de la grande carrière et du drain de Khniss (région de Monastir). Au niveau de la grande carrière, les auteurs décrivent un cordon littoral formé de sables marins parcourus par trois niveaux conglomératiques encastrés dans les sables du cordon « Réjiche ». Le dernier de ces conglomérats, de couleur rose, est surmonté par des sables continentaux fins, rouges, à petits Hélicidés. Dans le drain de Khniss, les auteurs font état d'une terrasse marine formée d'affleurements identiques à ceux du Nord de la carrière de Khniss, distante d'environ 200 m. A ce niveau, les sables renferment des Strombes associés à des galets de croûte parfois enrobés par des encroûtements de Mélobésiés et Arches. En partant de ces données de terrain, Sorel et Kamoun concluent à la continuité d'un seul cycle sédimentaire qui montre au niveau du cordon son complexe littoral et au niveau de la terrasse son complexe infralittoral. L'encastrement conglomératique de la terrasse de Monastir ne serait alors qu'une image érodée d'un des conglomérats intraformationnels de la « formation Réjiche ». Enfin, dans l'esplanade de l'usine Stivel, les auteurs ont repéré des sables argileux bioclatiques à la base du cordon tyrrhénien de « Réjiche ». Ces sables sont déformés et séparés des dépôts à Strombes par une croûte calcaire dure, zonée de gris et de rose et remaniée sur place. Ces observations ont amené les deux auteurs à reconnaître deux cycles bien distincts dans le temps, à savoir celui des sables fossilifères dépourvus de Strombes et celui, tyrrhénien, à Strombes et conglomérats de Réjiche.

Herm *et al.* (1980) étudient les coupes de la falaise de Hergla où ils reconnaissent les témoins de trois pulsations transgressives qu'ils attribuent au Tyrrhénien. La première coupe, située sous le cimetière marin de Hergla, correspond à un dépôt lagunaire d'arrièrecordon qui passe vers le Sud à des grès marins bioclastiques renfermant des galets de croûte. Ils sont dépourvus de Strombes. L'ensemble est surmonté d'une éolianite oolithique à litage dunaire caractéristique. Un second dépôt marin très bioclastique, riche en Strombes est encastré dans la première éolianite qu'il ravine. Ce dépôt marin passe progressivement vers une nouvelle éolianite, faiblement encroûtée en surface, ocre, vacuolaire et moins cimentée que la première. La seconde coupe s'observe dans le cordon littoral qui sépare la sebkha Halk el Menjel de la mer. Elle correspond à un grès marin oolithique et bioclastique qui se prolonge vers le haut par un faciès de haut de plage. Celui-ci est raviné par un grès franchement marin renfermant des Strombes surmonté par une éolianite à litage dunaire caractéristique. Enfin, les deux coupes font apparaître deux dépôts marins distincts, chacun surmonté d'une éolianite. Ainsi, les auteurs suggèrent de rapporter tout l'ensemble à la formation Réjiche « eutyrrhénienne » définie auparavant par Paskoff et Sanlaville, 1976, 1977. En ce qui concerne la formation Chebba, les auteurs la considèrent comme une formation « néotyrrhénienne » mise en place suite au retour de la mer à un niveau légèrement plus élevé que celui d'aujourd'hui, arrêtée dans sa transgression, par le bourrelet de la formation Réjiche déjà consolidé. Les faciès corrélatifs sont grossiers conglomératiques renfermant des Strombes. Les auteurs rajoutent que des placages de *Vermitidés* signalent une pulsation marine secondaire qui s'est opérée après une régression au cours de laquelle les dépôts de la formation Chebba ont eu le temps de se consolider.

Ben Ouezdou *et al.* (1980) publiepublient une note sur les formations tyrrhéniennes des bords de la mer de Bou Grara (Sud de Djerba). Ils notent, dans un premier temps, que la ligne de rivage la « mer de Réjiche », situé à 5 m d'altitude, affleure d'une manière discontinue avec trois faciès différents complètement dépourvus de Strombes. Dans un second temps, ils repèrent, autour de cette mer, trois faciès différents de la « formation Réjiche » où les strombes font complètement défaut alors qu'ils sont présents dans la presqu'île de Zarzis. En ce qui concerne la « formation Chebba néotyrrhénienne », les auteurs constatent qu'elle est absente sur les bords de la mer de Boughrara tandis qu'elle est bien présente sur les côtes Est et Nord de l'île de Djerba et sur la côte Est de la presqu'île de Zarzis.

Oueslati et al. (1982) soutiennent l'existence de trois pulsations transgressives au cours du dernier interglaciaire. De surcroît, ils apportent plus de précisions concernant leur genèse, leurs variations de faciès et leur répartition géographique. Pour la « formation Réjiche », les auteurs attestent qu'oolithes et pellets sont ses principaux constituants sur la façade occidentale du Cap Bon, à Hergla et à Sahline. Ces derniers sont absents sur les côtes septentrionales de la Tunisie, Ils y sont substitués par des grains de quartz et de fins débris calcaires. A Melloulèche, le bourrelet de la « formation Réjiche » est exclusivement marin jusqu'à son sommet. Sur la côte méridionale (drain Sud de Melloulèche, Kerkennah, et Djerba), le faciès du membre marin de la « formation Réjiche » est marno-sableux très bioclastique. Dans les cas complexes, se développent plusieurs niveaux grossiers à galets et blocs volumineux (deux niveaux à Khniss, Hergla, Korba et Ras el Korane ; trois niveaux à Aghir dans l'île de Djerba et dans le drain d'El Haouaria). Les auteurs attribuent la présence de ces blocs et galets à un remaniement de beach-rock traduisant un changement mineur du trait de côte sans mouvement régressif durable et de grande ampleur. Pour ce qui est de la formation Chebba, elle forme un replat d'abrasion et traduit un début de rhexistasie. D'après Oueslati et al. 1980, elle correspond à une courte pulsation marine du « Néotyrrhénien » n'ayant pas atteint le niveau actuel de la mer. Les auteurs expliquent l'émergence de ses traces par un soulèvement dont l'ampleur est délicate à déterminer.

En 1983, Bonvallot et Paskoff étudient les couches rouges argileuses qui séparent les dépôts tyrrhéniens et post-tyrrhéniens du Cap Bon afin de mieux cerner les oscillations de la ligne de rivage. Leur étude a montré que ces couches, généralement surmontées d'éolianites, sont

corrélatives de phénomènes de colluvionnement dûs à l'érosion des versants. Ces phénomènes se développent au cours de périodes de baisse du niveau marin (éloignement de la ligne de rivage) accompagnée, au moins en partie, d'une augmentation de la pluviosité et d'un rafraîchissement des températures. De ce fait, les deux auteurs déduisent que les éolianites du Quaternaire récent correspondent plutôt à des remontées du niveau marin jusqu'à une côte voisine de l'actuelle et non pas à des récurrences régressives de la mer tyrrhénienne.

En 1984, une étude palynologique a été effectuée par Sauvage et Sorel sur des remplissages de macrofaune marine prélevée autour du plateau de Monastir. Des analyses sporopolliniques ont été donc effectuées sur des remplissages de trois coquilles de Strombes et de lamellibranches récoltés dans le drain de Khniss, dans le cordon littoral de la grande carrière de Khniss, au pied de la faille flexure de l'oued Tefla et sur le remplissage d'un lamellibranche de la terrasse de Douira du niveau inférieur du drain. L'analyse palynologique de ces échantillons relate deux paysages floristiques différents entre les dépôts de faune banale et les couches à Strombes. Pour ces derniers, les auteurs font état de la présence d'éléments qui n'existent plus actuellement en Tunisie et dont certains, tels Liquidambar orientalis, Sapotaceae, Keteleeria, Dacrydium, Podocarpus, Pseudolarix, Sciadopitys sont l'indice d'un climat subtropical. Ils rajoutent que la flore fossile des niveaux tyrrhéniens à Strombes est très riche en le genre Olea qui domine l'ensemble végétal, composé aussi d'angiospermes et de formes sylvatiques telles que Populus, Tilia, Alnus, Pistacia terebenthus, Liquidambar orientalis, Quercus fagus, Castanea ainsi que Moraceae et de rares Palmae dans l'oued Tefla, attribuées à la famille des Sapotaceae. En revanche, dans les niveaux de la formation Douira, la microflore n'est pas diversifiée et le genre Pinus, accompagné de Cupressaceae, domine les Oleaceae. L'assemblage floristique fossile témoigne d'un climat plus sec sinon plus froid que celui du cycle tyrrhénien et incite donc les auteurs à ne pas inclure la formation Douira dans le cycle marin tyrrhénien. Ces résultats confirment, par ailleurs, l'unicité des gisements du plateau de Monastir et ceux du cordon littoral de Khniss en se basant sur l'homogénéité des espèces identifiées dans les deux niveaux. Ils affirment aussi qu'un climat chaud et humide a favorisé le développement de sols rouges d'altération sur le pourtour de la Méditerranée au cours de l'interglaciaire tyrrhénien.

En 1986, Paskoff et Sanlaville remettent en question la stratigraphie et la signification paléoenvironnementale des formations littorales et continentales des côtes de la Tunisie. Les deux auteurs soulignent que l'étude pluridisciplinaire faite sur les dépôts de la formation Réjiche a révélé un climat plutôt tropical de la façade maritime orientale du pays au cours de l'Eutyrrhénien, moins venté qu'il ne l'est aujourd'hui. Ils rajoutent que le dépôt de la formation Réjiche correspondait à une époque de biostasie durant laquelle les apports terrigènes à la côte étaient réduits et les sols rouges argileux, dispersés ultérieurement durant le « Dernier Glaciaire », ont pu se former. De même, les auteurs remettent en question l'attribution de la formation Douira au Tyrrhénien. Les arguments qu'ils avancent à ce propos sont les suivants:

- La couche rouge qui sépare la formation Douira de la formation Réjiche résulte du colluvionnement et de l'épandage d'horizons pédologiques rubéfiés. Elle matérialise donc un hiatus entre la mise en place des deux formations.

- Les datations par racémisation des acides aminés sur des coquilles de *Glycymeris* ont fourni des rapports D/L très différents pour les formations Douira et Réjiche ce qui suggère un laps de temps très important écoulé entre le dépôt des deux formations.

- Aucune espèce thermophile n'a été trouvée dans les dépôts de la formation Douira. Ce fait ne permet pas de la rattacher au Tyrrhénien.

- Les analyses palynologiques effectuées sur un remplissage de lamellibranche pour la formation Douira plaide en faveur d'un climat sec où le genre *Pinus* accompagné de *Cupressaceae* domine les *Oleacea*. Le genre *Quercus* étant rare.

- Des déformations tectoniques affectant la formation Douira et antérieurs à la formation Réjiche ont été repérés par Sorel et Kamoun (1980) dans les environs de Monastir et Mahdia. D'après ces auteurs, intégrer les deux formations dans le même interglaciaire impliquerait un à-coup tectonique brutal qui se conserverait mieux dans le temps plus long qui sépare deux interglaciaires.

Pour la formation Chebba, les auteurs expliquent que la mauvaise conservation des Strombes relate un environnement littoral battu et fortement soumis aux apports fluviatiles continentaux. Ces derniers sont en rapport avec une détérioration climatique due au passage d'un régime de biostasie interglaciaire à un régime de rhexistasie dû à des pluies torrentielles et à l'érosion des versants, principale source d'approvisionnement de la côte en débris terrigènes.

En 1994, Oueslati publie un ouvrage sur la géomorphologie et l'archéologie du Cap Bon. Il montre que les côtes du Cap Bon renferment les témoins de cinq niveaux marins pléistocènes culminant au-dessus du niveau marin actuel. Celles-ci ont été définies comme des unités morphostratigraphiques en rapport avec d'anciens niveaux marins. Au Pléistocène inférieur, les dépôts villafranchiens ont été mis en place dans un contexte de grande instabilité tectonique. Le régime compressif explique les grands traits de la topographie des terrains côtiers du Cap Bon. Au Pléistocène moyen et supérieur, on observe une alternance de formes et de dépôts d'origine continentale et marine. Les dépôts marins sont regroupés en quatre unités : l'unité Oued Youssef, l'unité de Diar Ben Salem, l'unité Douira et l'unité Réjiche. Les unités Réjiche et Douira sont corrélées aux MIS 5 et MIS 7 sur base d'arguments biostratigraphiques et géomorphologiques. La position stratigraphique des deux unités plus anciennes reste par contre incertaine, en l'absence de données chronologiques. Ces différentes unités correspondent donc à des hauts niveaux marins interglaciaires corrélatifs de phases de réchauffement. Quant aux formes et dépôts continentaux, ils coïncident avec des bas niveaux marins. L'auteur affirme également que les déformations tectoniques du Pléistocène ont entraîné le soulèvement de certaines régions du littoral nordest tunisien et ont permis aux formes marines d'échapper à l'érosion des cycles morphogéniques plus récents.

Sédimentologie

En 1986, dans le cadre de sa thèse de spécialité de 3^{ème} cycle, Mahmoudi effectue une étude sédimentologique détaillée des dépôts pléistocènes du Sahel de la Tunisie suite à

laquelle, d'une part, il subdivise le Tyrrhénien de la côte sahélienne en quatre unités stratigraphiques régionales se relayant plus ou moins en continuité d'Est en Ouest et de bas en haut. Ces unités correspondent à l'unité stratigraphique basale, unité stratigraphique intermédiaire, unité stratigraphique inférieure et unité stratigraphique supérieure. D'autre part, les résultats de cette étude montrent que les dépôts tyrrhéniens forment une seule séquence sédimentaire régressive interrompue par les pulsations transgressives traduites par des ravinements et blocs intraformationnels. Cette séquence correspondrait à un cycle tyrrhénien chaud et peu humide avec vent dominant Nord-Sud. La répartition des ciments au sein de la séquence tyrrhénienne traduit des périodes d'émersion locale dans l'unité basale à Douira ou générale mais temporaire survenue à la fin du dépôt de l'unité inférieure dans toute la région du Sahel ainsi qu'une émersion générale et définitive à la fin du cycle tyrrhénien.

Après de nouvelles observations et réflexions sur le Tyrrhénien de la région de Monastir, Mahmoudi (1988), propose de nouvelles subdivisions de ces dépôts en se basant sur la localisation paléogéographique respective des cordons et la superposition des unités stratigraphiques définies par tous les critères disponibles à savoir lithologie, faune et discontinuité de sédimentation. Il reconnaît ainsi :

L'unité stratigraphique locale de Douira: elle se présente sous forme d'un cordon littoral épais de plus de 6 m et long de 10 km. Il se distingue par sa position plus interne, sa faune de littoral battu et l'absence de Strombes. Il atteint 11 m d'altitude par rapport au niveau marin actuel.

L'unité stratigraphique locale de Khniss : située entre 6 et 10 m d'altitude dans la région de Réjiche – Douira. D'après l'auteur, cette unité correspond à des sables marins transgressifs, quartzeux, à granularité fine à moyenne. Elle représente une séquence sédimentaire régressive commençant par des dépôts de la zone infralittorale et se poursuivant par des dépôts de plage. Ils sont localement surmontés de sables éoliens quartzeux visibles à Hergla, Monastir et Teboulba. L'auteur rajoute qu'il existe aussi un terme lagunaire, déposé derrière le cordon de l'unité de Khniss et coiffé par les dépôts dunaires qui débordent la barrière littorale.

L'unité stratigraphique locale de Réjiche : atteint 13 m d'altitude à Réjiche et correspond à un faciès marin à *Strombus bubonius*, riche en faune et en structures sédimentaires diversifiées. Le faciès marin est relayé vers le continent par des sables oolithiques éoliens renfermant des *Hélicidés*. Certains faciès lagunaires recouverts par les sables éoliens oolithiques peuvent être contemporains de ce cordon. L'auteur rajoute que cette succession de faciès marin – éolien constitue une séquence régressive, avec des ravinements remplis par des blocs anguleux de beach-rock dûs à des tempêtes exceptionnelles, qui passent vers le large à des conglomérats intraformationnels. L'auteur souligne, par ailleurs, que la coupe de Hergla montre un ravinement avec son conglomérat à Strombes, reposant sur les dépôts de l'unité de Khniss. Il rajoute que dans chacun des secteurs étudiés du Sahel, il existe au moins trois ravinements dépassent 5 m de profondeur. En partant de ce fait, Mahmoudi précise qu'il est impossible de séparer les divers faciès conglomératiques intraformationnels de celui de la formation Chebba dont la

proximité du rivage actuel, due au début de la régression, est le seul critère.

En 1987, Jedoui et al. reprennent, selon une nouvelle approche sédimentologique, la coupe située à proximité de la route Hergla – Sousse, à environ 4 km au Sud de Hergla (feuille 1/50.000 de Halk el Menjel, coord. L.556,7/300). Leur étude concerne particulièrement la formation Réjiche attribuée par Herm et al. (1980) à la transgression eutyrrhénienne et subdivisée par Mahmoudi (1988) en deux unités qui sont l'unité de Khniss et l'unité de Réjiche. En se basant sur les caractéristiques faciologiques de la séquence sédimentaire, Jedoui et al. (1987) déterminent deux séquences régressives successives allant du subtidal à l'éolien. La première séquence est complète et renferme tous les termes transitoires entre les milieux subtidal et éolien. Ce dernier est brutalement érodé par une deuxième séguence qui débute par des faciès subtidaux, passant directement à des accumulations éoliennes. Les auteurs interprètent cette succession comme le résultat d'un mouvement transgressif qui s'est probablement amorcé dès la base de la série et a pu être soutenu pendant un certain temps par une forte sédimentation. Il s'est ensuite accentué et a pris le dessus sur la sédimentation en entraînant le recul des lignes de rivages et le dépôt de faciès subtidaux au sommet de la séquence inférieure. Toutefois, le passage brutal d'un faciès subtidal à un faciès éolien est expliqué par une inversion de tendance et une régression rapide des eaux marines. De plus, l'étude des ciments indique une lithification survenue après le dépôt des deux séquences sédimentaires en milieu phréatique et vadose d'eau douce lors d'une phase de recul du niveau marin. A la lumière de tous ces résultats, Jedoui et al. (1987) concluent que, contrairement à l'idée de Mahmoudi (1986, 1988) qui dit que les dépôts tyrrhéniens du Sahel de la Tunisie forment une seule séquence sédimentaire régressive interrompue par des pulsations transgressives, les deux séquences étudiées d'Hergla se sont mises en place lors d'un seul mouvement transgressif et résultent de la dualité entre taux de sédimentation et le taux d'élévation du niveau marin.

En 2001, Jedoui et al. se penchent sur la variabilité climatique du dernier interglaciaire à partir de l'étude des enregistrements sédimentaires des littoraux du Sud – Est de la Tunisie. Ces enregistrements correspondent à deux unités marines séparées par une surface d'érosion, nommées par Jedoui « unité quartzeuse » et « unité carbonatée ». La première, située à + 2 - 3 m d'altitude, est principalement quartzeuse. En revanche, la seconde unité est carbonatée et se situe a + 3 - 6 m d'altitude. Chacune de ces deux unités démarre par un conglomérat de base et affiche un faciès régressif. D'après les auteurs, les datations radiochimiques incluent les deux unités dans le Tyrrhénien (MIS 5.5). Les différences pétrographiques remarquables entre ces deux unités sont, de ce fait, attribuées à un changement drastique des conditions climatiques qui ont régné pendant leur mise en place. Il s'agit du passage d'une sédimentation silico-clastique au cours de la première moitié du MIS 5.5, avec écoulement continental important, à une sédimentation carbonatée au cours de la seconde moitié du MIS 5.5. Pour argumenter leurs interprétations, les auteurs ont eu recours aux comparaisons avec les données climatiques obtenues, dans le bassin méditerranéen, à partir de carottes marines ainsi que des séquences palynologiques du Sud de l'Europe. En effet, un climat humide a régné en Méditerranée, au début du MIS 5.5 ce qui a favorisé les apports terrigènes jusqu'à la côte. La régression de ces conditions en Méditerranée occidentale vers la seconde moitié du MIS5.5 aurait été propice à la

sédimentation carbonatée.

En 2004, Le Guern propose la technique d'analyse d'image pour la caractérisation pétrographique et pétrotexturale des éolianites holocènes et pléistocènes. En effet, les comparaisons granulométriques effectuées sur les sables ou les lithofaciès provenant de différents environnements de dépôt ne permettent pas de discrimination. De même, les indices diagénétiques ne permettent pas de distinction entre les grainstones subtidaux et les grainstones supratidaux, puisque tous les faciès rencontrés présentent des ciments aux caractéristiques météoriques et vadoses. Or, l'étude pétrotexturale de lames minces à l'aide des techniques d'analyse d'image montre qu'il est possible de distinguer les environnements de dépôt littoraux en se basant sur la distribution des orientations des particules en position horizontale alors que les dépôts dunaires sont caractérisés par une distribution bimodale des orientations de particules se trouvant en position verticale. Ces observations ont été confirmées grâce à l'étude d'éolianites pléistocènes de Tunisie, de Sardaigne et d'Australie. La verticalisation des grains dans les dépôts éoliens carbonatés semble être un critère déterminant permettant la différenciation entre des dépôts éoliens et des sédiments subtidaux. Les observations faites sur les lithofaciès de Tunisie orientale confirment les celles effectuées sur l'île de Chrissi en Crète. Les particules verticales sont plus nombreuses dans les faciès supratidaux que dans ceux provenant de la plateforme. Cela indique que la verticalisation des particules observée dans les sables des dunes actives de Chrissi n'est pas un artéfact dû aux méthodes d'échantillonnage, mais ce critère pétrotextural est effectivement propre aux accumulations éoliennes.

En 2006, Chakroun effectue une étude sédimentologique des dépôts pléistocènes du Cap Bon oriental dans le cadre de sa thèse de doctorat. Elle subdivise ces dépôts littoraux en 2 unités : l'**unité marine quartzeuse** formée d'un membre marin AI, suivi d'un paléosol AII lequel est surmonté d'un terme dunaire AIII ; l'**unité carbonatée** formée de la base au sommet d'un membre marin BI, suivi de colluvions BII, d'une dune côtière BIII et d'une calcrète BIV. L'ensemble de cette unité est coiffé par un paléosol BV. D'après l'auteur, ces unités quartzeuse et carbonatée du Cap Bon oriental sont équivalentes aux unités Khniss et Réjiche du Sahel définies par Mahmoudi (1986). Elles sont toutes les deux attribuées au MIS 5.5.

En 2008, Le Guern évoque à nouveau le problème de distinction entre les dépôts carbonatés éoliens et les dépôts subtidaux dont ils dérivent. En effet, les dépôts éoliens concentrent des bioclastes de toute la zone de production carbonatée. Les sables éoliens montrent souvent des assemblages de bioclatses en provenance d'environnements distincts et présentent une plus grande diversité faunistique que les dépôts subtidaux. Des foraminifères benthiques abondants et bien préservés sont aussi fréquents dans les dépôts éoliens carbonatés. Ces accumulations bioclastiques peuvent facilement être mal interprétées en tant que dépôts subtidaux. A la base de ces observations, l'auteur démontre que la reconnaissance des dépôts carbonatés éoliens côtiers devrait s'appuyer sur la convergence d'éléments sédimentologiques, stratigraphiques, diagénétiques (diagenèse vadose, traces de pédogenèse) et pétrographiques (verticalisation des gains, rareté des enveloppes micritiques, foraminifères brisés et/ou remaniés). Ainsi, les grainstones bioclastiques ou oolithiques peuvent avoir, selon l'auteur, une origine éolienne.

En 2010, Elmejdoub et Jedoui (2010) reprennent les travaux de Oueslati (1994) au Cap Bon oriental. Les trois terrasses marines reconnues par Oueslati (1994), au Sud de Korba, sont renommées par ces auteurs, Plateforme (Pf) I, II et III. Les dépôts qui les surmontent, attribués aux unités Oued Youssef, Diar Ben Salem, Douira et Rejiche sont renommées Unité Marine Pléistocène (UMP) 1 à 5. Au sein de l'Unité Réjiche, Elmejdoub et Jedoui ont distingué deux unités, UMP 4 et UMP 5. L'UMP 4, correspond à des sables quartzeux bioclastiques dépourvus de Strombes. Cette unité est considérée comme l'équivalent des dépôts siliciclastiques de l'unité quartzeuse du Sud-Est de la Tunisie (Jedoui et al. 2003). L'UMP 5 surmonte l'UMP 4 ; elle est formée de sables oolithiques et bioclastiques à Strombes et est corrélée à l'unité carbonatée du Sud-Est de la Tunisie (Jedoui l'absence de contrôle al.. 2003). En tout chronologique, l'attribution et chronostratigraphique des UMP 1 2, 3, 4-5 respectivement aux MIS 9/11, MIS 9/7, MIS 7 et MIS 5.5 reste totalement hypothétique.

• Faune

En 2005, Chakroun *et al.* identifient dans le site d'El Geffel, à proximité de Menzel Temime, situé sur la côte orientale du Cap Bon, une faune à mammifères dans des dépôts continentaux surmontant l'unité marine carbonatée à *Strombus bubonius*. Celle-ci se constitue de calcaires sableux marins oolithiques, renfermant une malacofaune marine diversifiée dont *Strombus bubonius*. Une éolianite surmonte les dépôts marins et se poursuit par un niveau continental. Ce dernier renferme une faune diversifiée de vertébrés correspondant à des espèces de mammifères de grande taille. La série se termine par une croûte zonaire calcaire indurée, de couleur grise. L'identification de restes d'animaux brouteurs en particulier des équidés, des rhinocéros et des bovidés, a permis aux auteurs de reconnaître une végétation de type savane qui a dominé au cours du Pléistocène supérieur en Afrique du Nord. Toutefois, l'étude de la faune de mammifères du site d'El Geffel ne permet pas d'affiner davantage la chronostratigraphie des dépôts continentaux. Selon les auteurs, ce fait est dû, à la fois, à l'évolution régulière de la faune africaine à partir du Pléistocène moyen jusqu'à la fin du Quaternaire ainsi qu'à l'absence, au sein des dépôts de la grotte d'El Geffel, de marqueurs fossiles du MIS 3.

En 2006, Chakroun étudie dans sa thèse, la faune de mollusques ayant caractérisé le Tyrrhénien de la côte orientale du Cap Bon. L'étude des mollusques montre que la malacofaune marine issue des dépôts tyrrhéniens renseigne sur la température des eaux marines. Ainsi, les genres *Conus*, *Purpura* et *Strombus* se rencontrent dans les eaux marines littorales chaudes et plus particulièrement des régions tropicales et subtropicales. Les Strombes, en particulier, préfèrent les fonds sableux à proximité des aires récifales. Leur fréquence dans les dépôts marins tyrrhéniens nous renseignent sur le développement d'environnements similaires assez proches. Par ailleurs, elle montre que les associations fauniques observées dans les dépôts quaternaires du Cap Bon s'organisent en communautés caractéristiques d'un environnement continental ou marin particulier, régi par des conditions hydrodynamiques qui lui sont propres. Ainsi, l'auteur identifie :

- une communauté caractéristique d'un milieu calme de baie abritée où les coquilles sont entières et bien conservées.

- une thanathocénose à *Cardium* et *Glycymeris* mêlée à des Strombes accumulée lors des tempêtes dans des chenaux sous-marins.

- une association de mer littorale comparable à la communauté actuelle de Strombes vivant dans les eaux côtières du Sénégal.

une association continentale à *Hélicidés* caractéristique des dunes côtières.

• Chronologie

Les datations U/Th, RAA (racémisation des acides aminés), OSL (luminescence stimulée optiquement) des dépôts littoraux pléistocènes de la Tunisie ont jusqu'ici été très ponctuelles et non systématiques.

En S'appuyant sur la méthode U/Th, PaskoffOueslati *et al.* (19821982), suggèrent un âge tyrrhénien pour la« formation formation Réjiche » riche en Strombesla « formation Douira ». Celle-ci a été datée 120 100 130 ka. Quant à la « formation Chebba », souvent confondue avec un niveau grossier au sein de la « formation Réjiche » par U/Th.

En 1985, Bernat *et al.* publient les résultats des datations I_0 -U ($I_0 = {}^{230}U$ et U = ${}^{238}U$) effectuées sur seize coquilles de Strombes et de lamellibranches récoltées sur la côte de Mahdia dans les formations Douira (+ 15 m d'altitude), Réjiche (10 – 12 m d'altitude) et Chebba (2 - 3 m d'altitude). Il importe de noter que six lamellibranches bien conservés ont été analysés pour la formation Douira, quatre Strombes et un lamellibranche pour la formation Réjiche, un Strombe en assez mauvais état et un lamellibranche pour la formation Chebba. Les auteurs rapportent que les coquilles ont été nettoyées et que seules les parties saines ont été utilisées. Ils constatent par ailleurs que les concentrations en Uranium des lamellibranches sont plus faibles et plus dispersées que celles des Strombes. Ils attribuent cette différence de concentration soit à des milieux de vie différents soit à des différences dans les affinités physico-chimiques des coquilles des deux espèces de mollusques. Les datations effectuées ont révélé une contamination récente des coquilles de la formation Réjiche par un gain d'Uranium, d'où les différences marquées dans les rapports isotopiques avec la formation Chebba. Ils ajoutent que cette contamination a dû se produire au cours d'évènements plus récents que l'individualisation de la formation Chebba dont les éléments constitutifs proviennent uniquement de la formation Réjiche. Enfin, les auteurs précisent que la mise en évidence de rapports anormaux sur une série d'échantillons a abouti à des résultats apparemment dispersés et incohérents. Les auteurs montrent que les échantillons de Réjiche, très contaminés et ceux de Chebba, mieux protégés, seraient contemporains et appartiendraient au second épisode du MIS 5.5. La formation Chebba serait, par conséquence, de très peu postérieure à la formation Réjiche. Quant à la formation Douira, elle se serait déposée pendant un épisode de haut niveau marin plus ancien de l'interglaciaire tyrrhénien (MIS 5.5).

En 1986, Miller *et al.* ont mis en oeuvre la méthode de racémisation des acides aminés pour dater les formations marines pléistocènes du Sahel de Mahdia, préalablement définies par Paskoff et Sanlaville (1976, 1979, 1981, 1983). Les rapports D/L mesurés sur des coquilles de *Glycymeris et Arca* récoltées dans les formations marines pléistocènes du Sahel de Mahdia, peuvent être assignés à quatre aminozones. Les mesures réalisées sur les coquilles de *Glycymeris* de la formation Réjiche (D/L= 0,48) sont caractéristiques de l'aminozone E (MIS 5.5). Certains dépôts de la formation Réjiche montrent toutefois un mélange de deux populations de coquilles, appartenant à deux aminozones distinctes: aminozone E (MIS 5.5) et aminozone F (MIS 7) (rapport D/L de 0,59). La formation marine rapportée au MIS 7 (aminozone F) a été repérée à Menzel Temime au Cap Bon oriental où elle est séparée du cordon dunaire de « Réjiche » par un dépôt colluvial pédogénéisé. Pour la formation Douira, le rapport D/L moyen obtenu sur les coquilles de *Glycymeris* est de 0,68. Il s'agit donc de coquilles plus anciennes que celles de la formation Réjiche. Cependant, la formation Douira renferme un mélange de deux populations différentes appartenant aux aminozones F et G, suggérant dès lors un remaniement de coquilles du MIS 9 dans un dépôt du MIS 7. Enfin, les mesures D/L des coquilles de *Glycymeris* recueillies dans la formation Chebba suggèrent un âge d'environ 100 ka. Elles montrent aussi un mélange de plusieurs populations de coquilles (aminozones F, E, C) évoquant une mise en place au MIS 5.3-5.1 avec remaniement des formations marines antérieures du MIS 7 et du MIS 5.5.

Paskoff et Sanlaville (1986) affirment que la seule datation U/Th fiable pour les dépôts tyrrhéniens de la Tunisie est celle obtenue, par Hearty *et al.* (1986) sur un morceau de corail *Cladacora caespitosa* prélevé dans la formation Réjiche du plateau de Monastir et qui a fourni un âge U/Th de 126 ± 7 ka. Ce résultat a permis de placer la formation Réjiche à Strombes dans le MIS 5 .5. La datation par racémisation des acides aminés faite par Miller *et al.* (1986) a confirmé la chronologie relative déjà établie. Elle a par ailleurs révélé la présence d'une unité stratigraphique, attribuable au MIS 7, qui aurait échappé à l'observation de terrain ou aurait été confondue avec la formation Douira.

En 1994, Wood utilise la Luminescence Stimulée Optiquement (OSL) pour déterminer l'âge d'une unité conglomératique à gros blocs affleurant dans les falaises de Hergla et de Chebba. Selon l'auteur, ces blocs pourraient être témoins d'un raz-de-marée qui aurait affecté la Méditerranée à la fin du Tyrrhénien. Les datations OSL sur quartz ont porté sur des unités marines littorales sus et sous – jacentes aux blocs conglomératiques tyrrhéniens (« boulder bed »). Ces résultats préliminaires ont montré que le « boulder bed » serait mis en place pendant le MIS 5.5 (115 - 130 ka). En revanche, l'unité sableuse marine sous-jacente au « boulder bed » se serait déposée durant le MIS 7 (environ 180 ka) ce qui plaide en faveur d'une formation marine pré-tyrrhénienne dans le Sahel. Cependant, l'auteur souligne que ces dates préliminaires méritent d'être considérées avec réserve compte tenu de la faible précision des données.

En 2003, Jedoui *et al.* présentent les résultats des datations U/Th effectuées sur les unités siliciclastique et carbonatée pléistocènes du Sud – Est de la Tunisie. Les auteurs affirment que les échanges post-dépositionnels d'Uranium sont réduits dans les coquilles initialement aragonitiques d'*Ostrea*, et considèrent que le système chimique et isotopique est resté clos après la diagenèse. Les âges obtenus pour huit coquilles d'*Ostrea* issues de l'unité carbonatée s'échelonnent entre 141 et 100 ka. Pour l'unité quartzeuse, les âges obtenus sur neuf coquilles d'*Ostrea* varient entre 147 et 110 ka. En partant du fait de la stabilité tectonique du Sud-Est de la Tunisie, les auteurs considèrent que l'unité quartzeuse ne peut correspondre à un haut niveau marin antérieur au MIS 5.5. Bien que les âges U/Th soient très dispersés et non discriminants, ils affirment néanmoins que ces deux unités, quartzeuse et carbonaté, sont attribuables respectivement à la première moitié et à la seconde moitié du MIS 5.5.

En 2009, Mauz *et al.* appliquent la datation OSL sur quartz à plusieurs dépôts pléistocènes des côtes de la Tunisie. Il s'agit ici de datations très ponctuelles, sans contrôle stratigraphique fiable (pas de localisation précise, pas de description lithostratigraphique détaillée). Les âges obtenus s'échelonnent entre 138 ka et 68 ka A Khniss, le sable marin siliciclastique de l'unité Khniss est daté 121 ± 10 ka. La dune de Réjiche (unité Réjiche) qui la surmonte est datée 68 ± 5 ka. Dans la formation Douira, par contre, les quartz sont saturés. L'âge obtenu, 138 ± 9 ka, est donc un âge minimum. Les auteurs montrent que le long du littoral tunisien, la méthode OSL sur quartz est en effet limitée à 100 ka en raison de l'apparition précoce du seuil de saturation.

3. Chronologie des hauts niveaux marins interglaciaires (MIS 5, 7 et 9) sur le pourtour du bassin méditerranéen occidental

La chronologie des interglaciaires autour du bassin méditerranéen (Tableau 1; Figure 12) est susceptible de fournir des éléments de comparaison pour l'étude des paléorivages tunisiens dont l'histoire géologique s'inscrit dans le cadre des changements climatiques, eustatiques et tectoniques de la Méditerranée et de l'Afrique du Nord.



Figure 12. Localisation des sites du bassin occidental de la Méditerranée cités dans le texte

• Espagne

Un âge U/Th de 187 \pm 20 ka a été obtenu pour les dépôts marins à *Strombus bubonius* dans le Sud-Est de l'Espagne à Guardias Viejas (Goy *et al.* 1986). Dans les îles Baléares, les mesures Th/U par TIMS sur des coquilles de mollusques de la coupe tyrrhénienne de Campo de Tiro (Hillaire-Marcel *et al.* 1995), a révélé deux hauts niveaux marins, datant du MIS 5. Le plus ancien haut niveau marin est conglomératique et renferme des Strombes abondants.

Il est situé à + 3 m d'altitude et est formé par les unités marines E1, E2. Le second, par contre, est un beach-rock à Strombes, situé à + 2,5 m d'altitude et correspondant à l'unité E3. D'après une série de mesures isotopiques par TIMS, un âge de ~ 135 ka a été obtenu pour le plus ancien haut niveau marin (E1, E2) et ~ 117 ka pour le plus récent (E3). Pour la coupe de Campo de Tiro (Mallorque), l'âge de 135 ka conforte l'hypothèse de remontée eustatique lors de la transition MIS6/MIS5.5 (Zazo, 1999 ; Hearty *et al.* 2007) antérieure au maximum d'insolation dans l'hémisphère Nord (128 ka).

Récemment, de nouvelles données stratigraphiques, sédimentologiques et faunistiques (Zazo *et al.* 2003 ; Baradjí *et al.* 2008), suggèrent que la coupe de Campo de Tiro (Tableau 2) présente plutôt trois hauts niveaux marins datant du Dernier Interglaciaire, séparés par des phases de bas niveau marin et des dépôts continentaux intercalés entre l'unité 1 (E1) et l'unité 2 (E2) ainsi qu'une nette surface d'érosion entre E2 et E3. L'unité E3, plus récente, s'élève à + 1 m d'altitude, et renferme une faune chaude dépourvue de Strombes. Elle tronque les unités E2 et E1 suivant une surface d'érosion majeure. Les unités E1 et E2, plus anciennes, sont superposées. Elles sont situées respectivement à + 3 m et + 1,5 m d'altitude et renferment une faune abondante de *Strombus bubonius* (notamment unité 2 équivalente à E2).

L'étude géomorphologique et sédimentologique associée aux datations Th/U des littoraux d'Almeria et d'Alicante (Tableau 1) (côte méditerranéenne espagnole) révèle l'existence de trois terrasses marines à *Strombus bubonius* (Zazo, 1999 ; Bardaji *et al.* 2009). Les terrasses les plus hautes ont été datées 128 ka (MIS 5.5) et 95 ka (MIS 5.3). Elles se situent respectivement à + 15 m et + 10 m d'altitude. La troisième terrasse, n'affleurant que dans les régions côtières fortement soulevées, a été attribuée approximativement au MIS 5.1 faute de datations fiables. L'abondance et la diversité de la faune sénégalaise sont similaires durant les MIS 5.5, 5.3 et 5.1. Les oolithes sont par ailleurs plus abondantes durant l'optimum climatique du MIS 5.5.

Des hauts niveaux marins datant du MIS 7 ont été identifiés et datés par la méthode U/Th (Zazo, 1999 ; Zazo *et al.* 2003). Le plus ancien de ces hauts niveaux marins (représenté à El Pinet par l'unité 7.1), située à + 1,30 m, renferme *Strombus bubonius* et des fragments de corail *Cladocora caespitosa*. La datation U/Th de ces fragments de corail, dans la localité La Marina – El Pinet, donne un âge de 178,2 +9,8/ -8,9 ka corrélatif du MIS 7.1 et confirme l'occurrence de *Strombus bubonius* sur les côtes espagnoles avant le Dernier Interglaciaire (MIS 5).

• Italie

En Italie, la côte fortement tectonisée de la Calabre est jalonnée de nombreuses terrasses étagées (Dumas *et al.* 1988 ; 2005).

Dans la région de Reggio de Calabre, les dépôts marins tyrrhéniens à *Strombus bubonius*, culminant entre +105 et + 125 m, ont fourni des âges TL de 116 \pm 12 ka et 116 \pm 13 ka, respectivement à Ravagnese et à Bovetto (Balescu *et al.*, 1997). Il s'agit de dépôts appartenant à l'aminozone E de Hearty *et al.* (1986) avec des rapports D/L sur *Glycymeris* compris entre 0.39 et 0.46. A Rosarno (péninsule du Capo Vaticano), une terrasse marine a été datée 140 \pm 13 ka.

La bipartition du MIS 5.5 a été reconnue auparavant à Nocella, dans un secteur fortement

tectonisé de Calabre méridionale (Dumas *et al.* 1988) où ces auteurs ont reconnu deux terrasses distinctes VI et VII contenant *Strombus bubonius* (Tableau 1). La terrasse VI s'élève à 157 m d'altitude et la terrasse VII se situe autour de + 125 à + 105 m d'altitude. La racémisation des acides aminés assimilent ces deux terrasses morphologiquement distinctes, au MIS 5.5.

Les terrasses marines étagées de la péninsule de Capo Vaticano ont récemment fait l'objet d'une datation OSL sur quartz (Bianca *et al.* 2011). La terrasse I, la plus haute et la plus ancienne, constituée de sables marins grossiers, a donné un âge OSL de 214 - 207 ka et est corrélée au MIS 7.5. La terrasse II, datée 199 ka, est attribuée au MIS 7.3 ; la terrasse III, datée 184 ka, est attribuée au MIS 7.1 ; la terrasse V, datée 94 ka, est assignée au MIS 5.3 ; la terrasse VI, datée 80 ka, est corrélée au MIS 5.1 et enfin la terrasse VII, la plus récente, datée 62 ka est attribuée au MIS 3.3.

Dans cette même région du Capo Vaticano, la terrasse IV renfermant une faune Sénégalaise a été préalablement datée par TL sur feldspaths (Balescu *et al.* 1997). Les âges obtenus à Paradisoni et à Sacco, respectivement 128 ± 13 ka et 134 ± 13 ka suggèrent une corrélation au MIS 5.5.

En Sicile, les affleurements du MIS 5.5 font complètement défaut le long de la côte Sud-Ouest tandis qu'ils sont abondants sur les rivages Nord et Est (Ferranti *et al.* 2006). Les terrasses bien préservées du MIS 5.5 ont d'abord été identifiées par la présence de *Strombus bubonius* et ensuite datées par racémisation des acides aminés, ESR, U/Th et TL (Antonioli *et al.* 2006). Le long de la côte Nord-Est, la terrasse marine associée à des dépôts renfermant *Strombus bubonius*, a été soulevée à 140 - 175 m (Ferranti *et al.* 2006). En revanche, la côte Nord-Ouest est caractérisée par de nombreuses terrasses marines surmontées de dépôts littoraux culminant à des altitudes différentes. Celles-ci correspondent à des hauts niveaux marins du Pléistocène moyen et supérieur. La datation TL sur quartz de ces dépôts littoraux (Mauz *et al.* 1997) a révélé l'existence de plusieurs hauts niveaux marins attribuables au MIS 5, MIS 7 et MIS 9. Les plus anciens ont fourni des âges TL de 450 ka, 368 ka et 359 ka (MIS 9 et > MIS9). Les dépôts du MIS 7 ont donné des âges TL compris entre 197 et 255 ka, ceux du MIS 5 se répartissent entre 140 ka et 77 ka (MIS 5) (voir Tableau 1).

Enfin, en Sardaigne, sur le bord Nord du bassin occidental de la Méditerranée, les dépôts marins tyrrhéniens appartiennent à la formation Cala Mosca (Ozer *et al.* 1980). Le dépôt de plage de cette formation a été proposé comme stratotype de cette sous-unité «eutyrrhénienne» (couches à Strombes) (Ferranti *et al.* 2006). L'altitude des paléorivages du MIS 5.5 en Sardaigne, considérée comme une région tectoniquement stable, est de 6 ± 3 m. A San Giovanni di Sinis, à l'Ouest de l'île, une nouvelle stratigraphie des formations littorales pléistocènes de la région, basée sur des dates OSL sur quartz (Andreucci *et al.* 2009) a été établie. Les âges OSL obtenus, 186 ± 13 ka (Unité U1, MIS 7), 120 ± 10 ka (Unité U3a, MIS 5.5), et 100 ± 5 ka (Unité U3b, MIS 5.3) indiquent la présence de trois hauts niveaux marins différents. La base du niveau marin datant du MIS 7, représentée par des dépôts intertidaux (Unité U1), affleure à + 2,5 m au-dessus du niveau marin actuel. La partie supérieure des dépôts lagunaires (Unité U3b) correspondant au haut niveau marin du MIS 5.3 se situe à + 2,5 ± 2 m au dessus du niveau marin actuel. La séquence de San

Giovanni di Sinis se termine par des dépôts continentaux de plaine alluviale associés à l'unité U4 corrélative d'une baisse du niveau marin durant le MIS 4. Plus récemment, les méthodes IRSL sur feldspaths alcalins et OSL sur quartz ont été appliquées à plusieurs séquences littorales de Sardaigne dont celle de San Giovanni di Sinis (Thiel *et al.* 2010). L'ensemble des résultats IRSL et OSL reportés dans le tableau 1, confirme la mise en place des unités U1 et U3 de San Giovanni di Sinis, respectivement au MIS 7 et au MIS 5. Enfin, la datation OSL sur quartz de la séquence de Alghero (Andreucci *et al.* 2010) a permis de compléter le schéma chronostratigraphique préalablement établi par Andreucci *et al.* (2009) à San Giovanni di Sinis. Les dépôts continentaux (unité U4) interstratifiés entre les dépôts marins du MIS 7 et du MIS 5 donnent un âge OSL de 150 ka (MIS 6). L'unité U3b est datée entre 98 et 95 ka. Enfin, les dépôts dunaires de l'unité U4, post-tyrrhénienne, donne des âges OSL de 80 et 73 ka. L'ensemble des résultats est présenté dans le tableau 1.

• Maroc

Sur la côte méditerranéenne du Maroc, à l'extrémité occidentale du bassin méditerranéen (Tableau 1), l'enregistrement sédimentaire est marqué par la présence de *Strombes bubonius* dans les dépôts du MIS 5. Ils sont présents sur la côte méditerranéenne du Maroc et absents sur sa côte atlantique (Bardají *et al.* 2008). Deux secteurs clés, présentant des dépôts tyrrhéniens à Strombes, ont fait l'objet de datations isotopiques. Le premier se situe dans le Sud de Tétouan où deux niveaux pléistocènes ont été décrits par Bruckner (1986). Le premier niveau a été daté 128 \pm 15 ka par TL tandis que le second a été daté 96 ka par ²³⁰Th/²³⁴U (Aboumaria *et al.* 2009). Les altitudes de ces dépôts n'ont pas été indiquées.

Le deuxième secteur est localisé près de Saidia (Alouane, 2001). Ici, les dépôts renfermant *Strombus bubonius* culminent entre + 5 m à + 10 m et ont été datés par Th/U (Angelier *et al.* 1976) et par racémisation des acides aminés (Hearty *et al.* 1986). Les âges obtenus sont de l'ordre de 120 ka et 126 ka respectivement et correspondent à l'optimum climatique MIS 5.5 (Bardají *et al.* 2008).

Tableau 1. Synthèse des hauts niveaux marins cités dans le texte et datant des MIS 5, 7 et 9sur les côtes de la Méditerranée occidentale

Sites		Témoin	Altitude (m)	Age (ka)	MIS	Auteur	
		Guardias Viejas			187±20ka		Goy et al. 1986
		Campo de Tiro	Beach-rock Conglomérat	+2,5 +3	117 135 (TIMS)	5.5	Hillaire - Marcel <i>et al.</i> 1996
Espagne	lles Baléares	Almeria Alicante	Terrasses marines	+15 +10	128 95 (Th/U)	5.5 5.3	Hillaire - Marcel <i>et al.</i> 1986
		La Marina - El Pinet	Unité marine progradante	+1,30	178,2+9,8/-8,9 (Th/U sur coraux)	7.1	Zazo <i>et al.</i> 2003
	Almerià	Loma del Viento	Terrasse 11à Strombes	+11,5	187+20.2/-17 (Th/U sur Strombe)		Hillaire - Marcel <i>et al.</i> 1986
		Rosarno	Dépôts supralittoraux	+60	140±13 (TL)		
		Bovetto	Dépôts à Strombes	+125	116±12 (TL)		Balescu <i>et al.</i> 1997
		Ravagnèse	Dépôts à Strombes	+115	116±13 (TL) 101±12 (TL)		
	Calabre méridionale	Capo Vaticano	Terrasse I Terrasse II Terrasse III	+420 et +711 +380 +560 +465 +125	285±40 (TL) 214±25 (OSL) 207±22 (OSL) 199±21 (OSL) 184±20 (OSL)	9.3 7.5 7.3 7.1 5.5	Bianca <i>et al.</i> 2000 Bianca <i>et al.</i> 2011
			Terrasse marine IV (Paradisoni)	+40 à +135	128±13/134±13 (TL)		Balescu et al. 1997
			Terrasse V	+52	94±8 (OSL)	5.3	Bianca <i>et al.</i> 2011
			Terrasse VII	+50	62±6 (OSL)	5.1	Blanda of al. 2011
		Nocella	Dépôts infralittoraux	+18	101±43	5	
		Cala Rossa	Dépôts infralittoraux Dépôts supralittoraux	+4 à +6	111±20 83±11 ^(TL)		
		Cala Bianca	Dépôts infralittoraux	+2 à +3	140±2 (TL)	5	Mauz <i>et al.</i> 1997
Italie	Sicile	San Cataldo	Dépôts infralittoraux	+8 à +14	131±43	5	
		Puma et Ferovia	Dépôts infralittoraux	+27 et +28 +22 et +23	255-38/+ 207-103/+?	≥7 ≥5	
		Nocella stazione Galleria	Dépôts infralittoraux		450-81/+? 368-33/+ 369-57/+	≥9 ≥9 ≥9	
		San Giovanni di Sinis	Dépôts dunaires (U1) Dépôts de plage (U3a) Dépôts de baie ouverte (U3b)	+2,5±1 +5,5±1 +2,5±2	186±13 120±10 100±5 (OSL quartz)	7 5.5 5.3	Andreucci <i>et al.</i> 2009
			Sg3 (U1) Sg4 (U1)		(OSL) (IRSL) 182±10 223±16		
		Santa Reparata	SR-1		106±10 77±6		Thiel et <i>al.</i> 2010
	Sardaigne	Scala è Croccas	SC-1 SC-2	±4 - ±5	86±7 97+7		
		ls Arenas	IA-1		90±3 78±10		
		Alghero	Dépôt dunaire AHO4 (U2) AHO6 AHO7] (U3b) AHO1 Dépôts dunaires AHO2 AHO3	+6 +10,3 +9,8 +18 +17 +16,5	150±10 98±8 97±6 95±7 80±5 73±5		Andreucci <i>et al.</i> 2010
		Tétouan	Dépôts littoraux		128±15 (TL) 96 (Th/U)	5.5	Bruckner, 1986
Maroc		Saidia	Dépôts littoraux	+5 à +10	120 (Th/U) 126 (AAR)	5.5	Angelier <i>et al.</i> 1976 Hearty <i>et al.</i> 1986
				L	· ·		

CHAPITRE II

PRESENTATION DU MATERIEL D'ETUDE

- 1. Chronostratigraphie et chronologie des hauts niveaux marins interglaciaires (MIS 5, 7 et 9) de Tunisie
- 2. Contexte géologique, géomorphologique et tectonique
- 3. Description des séquences lithostratigraphiques
 - A. Levés stratigraphiques
 - **B.** Cimentation

1. Chronostratigraphie et chronologie des hauts niveaux marins interglaciaires (MIS 5, 7 et 9) de Tunisie

Dans ce présent travail, nous porterons une attention particulière aux hauts niveaux marins pléistocènes des trois derniers interglaciaires (MIS 5, 7 et 9) au sein de trois régions côtières distinctes : Cap Bon oriental, Sahel et Sud-Est tunisien (Fig. 13).

Le secteur étudié s'étend de la côte Est de la péninsule du Cap Bon jusqu'aux côtes Sud et Est de l'île de Djerba sur le littoral méridional de la Tunisie. Il comprend trois régions (Fig. 13):

1) le Cap bon oriental :

ι

2) le domaine du Sahel (côte centrale)

3) le littoral méridional de la Tunisie. (île de Djerba)

Plusieurs schémas chronostratigraphiques des dépôts littoraux pléistocènes ont été précédemment établis pour les trois régions d'étude. Ces schémas, reproduits dans le tableau II.1, nous ont servi de référence dans ce présent travail.

	SAHEL					CAP BON oriental				S.E Tunisien		
	Paskoff et Sanlaville, 1976	Mahmoudi, 1988	MIS	Miller et al, 1986	MIS	Oueslati, 1994	Elmejdoub et Jedoui, 2009	MIS	Chakroun, 2009	MIS	Jedoui et al, 2002, 2003	MIS
	F. Chebba Sb	U. Réjiche Sb		F. Chebba	5.1/3	U Réiiche	UMP5 Sb	5.5	U. ^{Sb} carbonatée		U. carbonatée Sb	5.5
	r. Rejiche 30	U. Khniss	5.5	r. Rejiche	5.5	Sb	UMP4	5.5	u	5.5	U. quartzeuse	
	F. Douira	U. Douira		F. Douira	7+9	U. Douira	UMP3	7/9?	quartzeuse			
						U. Diar Ben Salem	UMP2	9/11 ?				
Sb) F.	Strombus bubo	nius				U. Oued Youssef	UMP1	11/13 ?				
U.	Unité											
MP	Unité marine plé	istocène										
	☐ Dépôts continentaux (colluvions, alluvions) ☐ et paléosol											

Figure 13. Chronostratigraphie des dépôts littoraux interglaciaires du Pléistocène moyen et supérieur (MIS 5 à MIS 13) au Sahel, au Cap Bon otriental et au Sud-Est tunisien

1.1 Sahel

Trois schémas chronostratigraphiques successifs ont été proposés pour les dépôts littoraux pléistocènes de la côte sahélienne. Ce sont les schémas de Paskoff et Sanlaville (1976, 1986) et de Mahmoudi (1986, 1988). Les premiers auteurs attribuent les trois formations littorales (Douira, Réjiche et Chebba) au Tyrrhénien (Fig. 14). Celles-ci ont été redéfinies ultérieurement par Mahmoudi (1986) en quatre unités stratigraphiques régionales, réduites ensuite à trois unités stratigraphiques locales (Mahmoudi, 1988).

SAHEL										
Chronostratigraphie	U/Th		An	ninostratigraphie	OSL (quartz)					
(Paskon et Samavine, 1976)	••••	MIS	Aminozone	Miller et al, 1986 (RAA)	MIS	Wood, 1994	Mauz et al, 2009	MIS		
F. Chebba	M: 35 - 80 (1)		с	0.40 ± 0.04 (n=11)	5.1 - 5.3					
F. Réjiche	M: {	5	E	0.48 ± 0.04 (n=12)	5.5	131±29ka	68±5ka 88±5ka	5		
						179±33ka	121±10ka			
F. Douira	M: 98 - 136ka		F + G	0.68 ± 0.06 (n=14)	7 + 9		>138±9ka (saturé)	?		

M: Mollusques: C: Coraux;

(1): Paskoff et Sanlaville (1980); (2): Paskoff et Sanlaville (1980); (3): Stearns et Thurber (1965); (4): Hearty et al (1986)

Chronostratigraphie	Aminostratigraphie					
Ourselsti 1004	Mille	er et al, 1986	Oueslati, 1994			
Ouesiati, 1994	Aminozone	RAA	MIS	RAA	MIS	
U. Réjche						
U. Douira	F 'Unamed unit"	0.59±0.04 (n=5) (Menzel Temime)	7	2 populations 0.78 et 1.00 (n=5) (Dar Oufa) (coquilles remaniées)	?	
U. Diar Ben Salem				0.78 (n=7)	9	
U. Oued Youssef				coquilles altérées	?	

CAP BON ORIENTAL

SUD - EST TUNISIEN

Chronostratigraphie Jedoui et al, 2002	U/Th (Jedoui et al, 2002; 2003)	MIS	
Unité carbonatée	Ostrea: 101 - 141ka		
Unité quartzeuse	Ostrea: 110 - 147ka	5.5	

Figure 14. Synthèse des données chronologiques disponibles pour les dépôts littoraux interglaciaires du Pléistocène moyen et supérieur (MIS5 à MIS9) au Sahel, au Cap Bon otriental et au Sud-Est tunisien

• La formation Douira ou l'unité Douira est constituée de dépôts exclusivement marins. Elle correspond généralement à une accumulation grossière de lamellibranches associés à des graviers de la croûte saumon villafranchienne. Cette formation peut acquérir un faciès marin sableux ou lagunaire dans la région de Mahdia (Mahmoudi, 1986).

La Formation Douira dont le stratotype a été défini dans la localité de Douira au Sud de Madhia, est représentée par une sédimentation siliciclastique dépourvue de Strombes et d'oolithes.

Diverses méthodes de datation ont été tentées afin de situer cette formation dans un cadre stratigraphique précis. Les datations isotopiques Th/U ont fourni un âge de 120 à 125 ka en faveur d'un âge plus ancien que le Tyrrhénien (Paskoff et Sanlaville, 1976). La racémisation des acides aminés, a fourni ultérieurement un âge prétyrrhénien (MIS 7 ou/et 9? ;Miller *et al.* 1986).

Si cette formation apparaît aujourd'hui comme une unité morpho-stratigraphique caractéristique du Pléistocène moyen marin au Sahel, sa position chronologique au sein du Pléistocène moyen demeure encore incertaine. Son attribution au MIS 7 ou au MIS 9 reste problématique et n'a pu jusqu'ici être précisée en l'absence de nouveaux repères chronologiques fiables. L'application récente de la méthode OSL aux quartz des dépôts marins de la Formation Douira (Mauz *et al.* 2009) n'a en effet pas permis de lever cette incertitude chronologique. L'âge OSL obtenu (138 \pm 9 ka) est un âge minimum qui sousestime l'âge réel du dépôt, le signal OSL du quartz ayant atteint son seuil de saturation.

• L'Unité **stratigraphique locale de Khniss** identifiée par Mahmoudi (1986, 1988) correspond à des sables marins quartzeux transgressifs, localement surmontés de dépôts lagunaires et de sables éoliens. Elle a été attribuée au MIS 5.5 par Mahmoudi (1988) sur base d'arguments lithostratigraphiques, en l'absence de tout contrôle chronologique. Récemment elle a été datée par OSL sur quartz à Khniss (121ka \pm 10 ka) (Mauz *et al.* 2009).

• Les dépôts littoraux de la **formation Réjiche**, définie par Paskoff et Sanlaville (1976, 1980), sont formés d'un membre inférieur marin, oolithique à *Strombus bubonius*, fossile directeur du Tyrrhénien en Méditerranée, et d'un membre supérieur dunaire également oolithique. Les dépôts de la formation Réjiche ont été ultérieurement redéfinis en terme d'**Unité lithostratigraphique de Réjiche** par Mahmoudi (1986, 1988).

Plusieurs datations isotopiques ont été appliquées aux dépôts interglaciaires tyrrhéniens de la formation Réjiche. Un âge de 126 ± 7 ka a été obtenu sur un fragment de corail dans des dépôts marins à *Strombus bubonius in situ* de Monastir (Hearty *et al.* 1986). Les données des acides aminés suggèrent une corrélation à l'aminozone E (MIS 5.5).

• Les dépôts conglomératiques de la **formation Chebba** à faciès conglomératique grossier, très bioclastique. Elle renferme des coquilles de strombes fortement roulés et brisés et des lithoclastes arrachés au Villafranchien (Paskoff et Sanlaville, 1976, 1980 ; Herm *et al.* 1980). L'âge de ces dépôts conglomératiques, déterminé par la méthode Th/U a donné un âge de 80 à 35 ka (Paskoff et Sanlaville, 1976) et de 61 à 90 ka (Oueslati *et al.* 19282). En revanche, l'aminostratigraphie (aminozone C) attribue ces dépôts au sous-stade isotopique marin MIS 5.3 – 5.1 (Miller *et al.* 1986).

1.2 Cap Bon oriental

Quatre autres unités marines de hauts niveaux marins interglaciaires anciens ont été reconnues dans le Cap Bon oriental (Oueslati, 1994). Il s'agit des unités **Oued Youssef, Diar Ben Salem, Douira et Réjiche** dont la position chronostratigraphique reste encore incertaine. L'aminostratigraphie appliquée à la formation Douira (à Menzel Temime) suggère une corrélation au MIS 7 (aminozone F) (Miller *et al.* 1986). L'unité Diar Ben Salem (aminozone G) est attribuée au MIS 9 (Oueslati, 1994).

Ces unités marines ont été redéfinies ultérieurement en termes d'Unités **marines pléistocènes (UMP 1 à 5)** par El Mejdoub et Jedoui, (2009) qui ne disposent cependant d'aucun contrôle chronologique.

1.3 Sud-Est tunisien

Deux unités sédimentaires ont été identifiées : **l'unité quartzeuse et l'unité carbonatée** (Jedoui, 2001). Elles sont attribuées au Tyrrhénien (MIS 5.5) sur base de datations U/Th sur des coquilles d'Ostrea (Jedoui *et al.* 2003).

• L'unité quartzeuse, siliciclastique, a été datée de 147 à 110 ka. Elle est considérée comme l'équivalent de l'unité de Khniss du Sahel (première moitié du MIS 5.5).

• L'unité carbonatée est une calcarénite bioclastique à ooïdes et Strombes. Elle surmonte l'unité quartzeuse suivant une surface de transgression conglomératique. Elle est datée de 141 à 100 ka et est attribuée à la seconde moitié du MIS 5.5.

2. Contexte géologique, géomorphologique et tectonique

La Tunisie possède un relief varié, avec une partie septentrionale et occidentale montagneuse, une partie orientale plane et une partie méridionale désertique (Fig. 15).

Le littoral tunisien s'étend sur 1300 km de plages sableuses et rocheuses (notamment sur le littoral septentrional). Il est remarquablement découpé, parsemé de tombolos et de lagunes et bordé sur toute sa longueur par des dépôts pléistocènes. Plusieurs hauts niveaux marins pléistocènes jalonnent le littoral de la Tunisie (Oueslati, 1994). La façade orientale du littoral tunisien (Fig. 12), faisant partie du bassin oriental de la Méditerranée, est caractérisée par deux vastes golfes (golfe d'Hammamet et golfe de Gabès) situés au droit de deux régions structuralement déprimées et séparées par le promontoire du Sahel (Karray, 1990).

Dans toutes les coupes étudiées, les dépôts littoraux pléistocènes, qu'ils soient uniquement marins, marins et éoliens, marins et lagunaires, sont surmontés, voire interstratifiés, de couches continentales de limons rouges ou noirs ou rarement d'éboulis récents. L'agencement de ces dépôts en cordons littoraux, notamment sur la côte du Sahel tunisien, résulte de l'action de la dérive littorale due aux courants marins, aux vagues de forte énergie, de l'action des vents les plus puissants ainsi que de la morphologie littorale héritée (Mahmoudi, 1986).

Par ailleurs, la tectonique affectant les dépôts pléistocènes de Tunisie est à la fois cassante et localement souple. Les déformations qui se manifestent par des accidents directement visibles témoignent d'un régime compressif de direction NNW – SSE qui persiste jusqu'à l'actuel (Kamoun, 1981) (voir chapitre V).



Figure 15. Carte de localisation des sites littoraux pléistocènes de la Tunisie avec les trois régions étudiées (Cap Bon oriental, Sahel et île de Djerba sur le littoral méridional). Les chiffres indiquent l'altitude en m du Tyrrhénien

En domaine côtier, les dépôts pléistocènes sont souvent représentés par une alternance de formes et de dépôts d'origine continentale et marine, témoins des variations du niveau marin et du climat. Ils reposent généralement en discordance sur des dépôts continentaux du Villafranchien (Hergla, Chebba), du Pliocène (Cap Bon) ou du Mio-Pliocène (Sud – Est

tunisien). Les dépôts étudiés sont d'âge Pléistocène moyen à supérieur (MIS 5, 7, 9). Ils sont formés de dépôts essentiellement, sableux, limoneux et gréso-carbonatés situés à des altitudes différentes au dessus du niveau marin actuel de la Méditerranée.

2.1 Le Cap Bon oriental

C'est un domaine propice à l'étude des formes et dépôts mis en place entre le début du Quaternaire et le Tyrrhénien (Oueslati, 1994). Les dépôts pléistocènes reposent sur les grès et sables du Pliocène supérieur. Ils forment une bande littorale d'environ 500 m de large en moyenne, parallèle au rivage actuel. Ils en sont séparés par un système de lagunes formant elles mêmes des bandes longitudinales parallèles à la côte. D'un point de vue morphologique, ces dépôts pléistocènes datant du MIS 9/11 au MIS 5.5 forment des terrasses étagées situées entre + 100 et + 40 m au Sud de Korba et entre + 25 et + 10 m au Nord de Korba (Oueslati, 1994) (Fig. 16).



Figure 16. Carte géomorphologique avec tracés des extensions des lignes de rivage pliocènes et pléistocènes (adaptée de la carte des rivages, Oueslati, 1994). 1 : ligne de rivage de l'unité de Réjiche ; 2 : falaise morte tyrrhénienne 3 : ligne de rivage de l'unité Douira; 4 : ligne de rivage de l'unité Diar Ben Salem ; -5 : ligne de rivage de l'unité Oued Youssef ; 6 : Altitude des lignes de rivage

Ces différentes terrasses marines étagées ont évolué en intéraction avec les variations du niveau marin au Pléistocène et le soulèvement progressif des côtes durant le Quaternaire. Les terrasses marines les plus anciennes renommées plateformes Pf II et Pf III par Elmejdoub et Jedoui (2009), sont situées respectivement à une élévation de + 100 m et + 60 m au Sud de Korba (Fig. 17A), et entre ~ + 20 m et + 15 m au Nord de Korba (Fig. 17B). Elles sont respectivement attribuées au MIS 11/13 et MIS 9/11. Les dépôts marins surmontant la terrasse la plus ancienne (Pf I) se rencontrent entre + 90 et + 110 m. Ces dépôts appartiennent à l'unité Oued Youssef de Oueslati (1994), renommée UMP1 par Elmejdoub et Jedoui (2009). Cette unité correspond à un dépôt de plage et de rasa, taillée en falaise dans l'arrière pays du Golfe d'Hammamet. La plage conglomératique est progradante vers des dépôts bioclastiques intertidaux qui sont surmontés par une calcrète.

L'unité Diar Ben Salem, renommée UMP2, est représentée par des grès conglomératiques, des sables bioclastiques et une lumachelle surmontée d'une calcrète. L'unité de Diar Ben Salem se situe entre + 20 et + 60 m d'altitude.

La terrasse marine la plus récente et la plus basse (Pf III) atteint + 40 m d'altitude au Sud de Korba et environ + 10 m au Nord. Elle est surmontée par les unités Douira (UMP3) et Réjiche (UMP 4 et 5) attribuées respectivement au MIS 7 et au MIS 5.5.

L'UMP4 est un dépôt marin bioclastique et siliciclastique dépourvu de Strombes. Par contre, l'UMP5 correspond à un dépôt oolithique à Strombes (Fig. 18).

Le Golfe d'Hammamet se trouve au voisinage immédiat du détroit siculo-tunisien au travers duquel s'effectuent les échanges entre les 2 bassins de la Méditerranée. Ces échanges sont véhiculés d'une part, par un apport d'eau d'origine atlantique « Mediterranean Atlantic Water », relativement peu salée s'écoulant vers le Sud-Est entre la surface et 200 m de profondeur, et d'autre part, par une veine d'eau Levantine intermédiaire « Levantine Intermediate Water », circulant vers le Nord-Ouest entre 200 m et le fond (Fig. 19). Le Golfe d'Hammamet se situe à l'Est de la chaîne atlasique tunisienne (Fig. 15).





Figure 17. Coupes synthétiques des terrasses marines et des dépôts littoraux pléistocènes du Cap Bon oriental établies par Oueslati (1994). Numérotation des plateformes (Pf) et des unités marines (UMP) d'après El Mejdoub et Jedoui (2009). A. au Nord de Korba B. dans le secteur Sud de Korba

Le golfe d'Hammamet s'étend sur 50 km de littoral et est caractérisé par une plaine basse de sebkha, un littoral sableux et un trait de côte orienté NNE-SSW et entrecoupé de cours d'eau à faible débit (Farnole et Queffeulou, 1994).



Figure 18. Coupe transversale au niveau de la plateforme III au Sud de Korba (d'après El Mejdoub et Jedoui, 2009)



Figure 19. Courbe des variations batyhmétriques au large de la côte tunisienne

Les vents dominants en fréquence et en intensité proviennent du secteur Nord-Ouest à Ouest (42 %). A l'inverse, les vents SE à NE des secteurs maritimes intéressant le Golfe d'Hammamet ne représentent que 22%. Les courants induits par la marée sont insignifiants dans le golfe. Un courant général, N-S, circule au large des côtes tunisiennes avec une vitesse

moyenne de l'ordre de 0,2 à 0,3 mm/s. Aux abords du golfe d'Hammamet, un contre courant se met en place avec une orientation Sud-Nord. Entre Kelibia et Hammamet (Fig. 16), le littoral est parsemé de plages sableuses en voie d'érosion ou de cordons littoraux en voie de migration vers le continent. On y observe des lambeaux de grès calcaires marins et/ou éoliens du Pléistocène supérieur, le plus souvent issus du cordon littoral tyrrhénien de la formation Réjiche caractérisée par son faciès riche en oolithes. Ces lambeaux du cordon tyrrhénien réapparaissent localement dans la partie septentrionale du Golfe d'Hammamet. Seul le littoral de Beni Khiar et de Nabeul présente une falaise vive associée à des estrans rocheux.

2.2 Le littoral du Sahel

Les dépôts pléistocènes sont visibles soit sous forme de falaises vives comme c'est le cas à Hergla et à Chebba, soit au sein des carrières creusées, à quelques centaines de mètres de la côte, pour l'exploitation de leurs sables.

Dans la région de Mahdia (Fig. 20), les dépôts du Pléistocène moyen et supérieur (El Hajeb et Réjiche) forment deux cordons littoraux obliques d'âge tyrrhénien et pré-tyrrhénien subparallèles à la ligne de côte actuelle. Vers le Sud, en direction de Salakta, le cordon tyrrhénien se rapproche du rivage actuel et le longe parallèlement. Le littoral du Sahel est fait de caps à falaises (presqu'île de Monastir, Rass Dimass, Cap Afrique, Rass Salakta, Rass Kapoudia,...) et de baies caractérisées par des plages, des cordons et des lagunes (Karray, 1990).

L'altitude des dépôts marins de la formation Réjiche culmine à + 4 - 6 m à Monastir (Mahmoudi, 1986) et + 7 m par rapport au niveau actuel de la mer à Mahdia (Paskoff et Sanlaville, 1980). La formation Douira, quant à elle, s'élève à environ 12 m dans la localité de Douira dans le Sahel de Mahdia.

Le tronçon Hergla – Chebba correspond au Sahel tunisien. La côte montre un tracé moins rectiligne et est devancée par une bathymétrie qui s'affaiblit en direction du Sud. Les falaises marquent le paysage dans la presqu'île de Monastir où leur hauteur dépasse souvent 5 m et peut aller jusqu'à une vingtaine de mètres. Elles sont taillées surtout dans des alternances de grès, sables et d'argiles pliocènes (Monastir). Dans d'autres endroits, elles sont le plus souvent taillées dans des grès pliocènes (Cap Afrique, Salakta, Ghdabna) et dans le cordon tyrrhénien (El Alia-Chebba) ; leur hauteur varie généralement entre 2 et 4 m.

A Hergla, zone se trouvant au centre du golfe d'Hammamet, la côte est façonnée dans une alternance de grès, sables et argiles néogènes à couverture de grès (marin et/ou éolien). L'arrière pays d'Hergla est formé de formes et formations quaternaires continentales de piedmonts et de versants encroûtés et d'alluvions quaternaires.

Le rivage est directement dominé par des falaises de 1 à 10 m de haut. Cette partie rocheuse de la côte est encadrée au nord et au sud par des plages sableuses. Elles sont taillées fondamentalement dans des formations pléistocènes gréso-carbonatées tyrrhéniennes et sablolimoneuses villafranchiennes. La côte rocheuse d'Hergla, est longue d'environ 6 km et large seulement de 250 à 500 m et présente des dénivellements allant de 10 à 13 m.



Figure 20. Répartition des cordons littoraux pléistocènes le long de la côte sahélienne

Des plages sableuses sont présentes dans les criques qui accidentent le tracé du rivage. Cette côte à falaises isolées, est bordée par un important système lagunaire de la Sebkha Halk El Menjel.

A Monastir, un décrochement senestre affecte le Tyrrhénien dont les dépôts à Strombes sont autour de + 4 à + 6 m au-dessus du niveau marin actuel. Au Nord de cet accident tectonique, la côte est façonnée dans des grès marins et/ou éoliens, de sable ou de croûte quaternaire. Au Sud de cet accident, la côte devient basse à alternance de microfalaises meubles, souvent marécageuse et d'estrans rocheux carbonatés évoluant par corrosion.

Le tronçon de côte entre Hergla et Monastir est caractérisé par des cordons littoraux en voie de migration sur le continent. A l'approche de Mahdia, le littoral est marqué par la progression d'une flèche littorale entre Bekalte et Monastir. Le rivage est dominé par des falaises et des ravinements dans les grès et argiles oligo-miocènes. Au Sud de la ville de Mahdia, la région Réjiche – Mahdia constitue l'aire la plus vaste où affleurent les dépôts tyrrhéniens en Tunisie orientale (Mahmoudi, 1986). Les dépôts tyrrhéniens s'y alignent sous forme de bourrelets de direction Nord – Sud (Fig. 21). C'est dans cette région que Paskoff et Sanlaville (1976) ont défini la formation Réjiche oolithique à Strombes et la formation Douira. Depuis Mahdia jusqu'à Salakta, le littoral est façonné par des falaises et estrans rocheux évoluant essentiellement par attaque biochimique. La plage de Salakta est

caractérisée par des dunes meubles, généralement superposées à différentes générations de dunes anciennes et par des falaises vives.

A partir de Chebba, la côte devient basse à alternance de microfalaises meubles, souvent marécageuse et estrans rocheux carbonatés.



Figure 21. Coupe synthétique des cordons tyrrhéniens (MIS5.5) de Douira et Réjiche dans le Sahel tunisien (d'après Mahmoudi, 1986)

2.3 Le littoral méridional

A. Le golfe de Gabès

De Ras Kaboudia jusqu'à la frontière tuniso-libyenne, le golfe de Gabès présente dans sa plus grande partie une côte sableuse à sablo-vaseuse et des fonds à faible déclivité vers le large du fait de l'extension du plateau continental (Fig. 15). Une grande partie de cette côte est caractérisée par une zone de balancement des marées. A marée basse, la profondeur de l'eau est comprise entre 50 et 100 m sur une largeur de 100 km du rivage (Fig. 19). En effet, il s'agit d'un cas singulier non seulement en Tunisie mais dans toute la Méditerranée puisque le marnage dans cette zone peut dépasser les deux mètres. Les marées sont de type semi-diurne, elles présentent la plus grande amplitude observée en Méditerranée. En dehors du Golfe de Gabès, les marées astronomiques sont d'amplitudes moyennes et ne dépassent pas les quelques décimètres (Bardi et al 2002). Le golfe de Gabès subit les influences sahariennes subtropicales ; les précipitations moyennes annuelles y sont inférieures à 200 mm. Les vents de sirocco soufflent en été pendant environ 35 jours. Les bioclimats sont à hiver doux et varient du semi-aride inférieur à Ras Kaboudia à l'aride supérieur vers Sfax et à l'aride inférieur au Sud de Sfax. Durant la saison froide, les vents dominants à la côte (Octobre -Mars) viennent des secteurs Ouest à Nord-Ouest. Durant la saison chaude (Avril -Septembre), ce sont les vents des secteurs Est à Sud - Est qui prédominent à la côte. La houle du NE arrive parallèlement à la côte et engendre une dérive littorale dirigée vers le Sud (Bardi

et al. 2002). La houle d'Est arrive à la côte avec une certaine obliquité pouvant atteindre 14° et induit une dérive littorale dirigée du Sud vers le Nord.

Du point de vue morphologique, le Nord du Golfe de Gabès est marqué par des falaises vives taillées dans du matériel triasique hétérogène. Le littoral du Golfe de Gabès est aussi marqué par la progradation vers le Nord-Ouest et vers le Nord-Est d'estrans et par la progression vers le l'Est d'une flèche littorale suite à une dérive littorale à partir d'une plage large, en apparence stable, mais dans laquelle l'érosion a commencé à se manifester à la suite d'une intervention humaine et d'un cordon littoral en voie de migration vers le continent.

Au fond du Golfe de Gabès, il existe une falaise taillée dans des formations quaternaires hétérogènes évoluant par érosion mécanique. Une attaque biochimique caractérise le pied de cette falaise.

B. Dans l'île de Djerba

Les dépôts les mieux représentés datent de l'Holocène. Ceux du Pléistocène sont réduits à des lentilles et bourrelets discontinus de direction oblique aux dépôts mio-plio-villafranchiens (Fig. 22). Ces derniers bordent les séries pléistocènes formant des alignements discontinus et parallèles.



Figure 22. Carte de répartition des dépôts tyrrhéniens sur l'île de Djerba. 1: Cordon littoral tyrrhénien ; 2 : Altitude des lignes de rivage (par rapport au niveau actuel de la mer ; 3 : Failles (d'après Bouaziz et al. 2003)

Jedoui (2000) a identifié deux unités marines pléistocènes sur l'île de Djerba : L'unité quartzeuse, siliciclastique et l'unité carbonatée oolithique à Strombes (Fig. 23). L'altitude de l'unité quartzeuse varie entre +2 et +3 m au-dessus du marin actuel tandis que celle de l'unité carbonatée varie de +3 à +6 m. Ces deux unités ont été attribuées au Tyrrhénien sur base de datations U/Th sur des coquilles d'*Ostrea*.

Le rivage de l'île de Djerba est dominé par les formes basses d'où une certaine monotonie des paysages. L'altitude moyenne y est de 20 m et c'est dans la partie méridionale que se trouve le point culminant situé à Dhahret Guellala (53 mètres). À ce niveau, l'île est traversée par un accident topographique majeur faisant 15 m de dénivellation et 15 km de long. Djerba est entourée de hauts fonds et est caractérisée au large de sa côte méridionale par l'existence d'un certain nombre d'oueds (courants marins) qui sillonnent les canaux d'Ajim et d'El Kantara, les profondeurs dépassant à certains endroits les 20 mètres⁻ La bathymétrie à proximité de l'île est presque toujours inférieure à -10 m (Fig. 19). Des côtes rocheuses à falaises, plages, sebkhas ainsi que de nombreux marais maritimes font partie du paysage côtier de l'île.



Figure 23. Coupe synthétique des dépôts marins tyrrhéniens (MIS 5.5) du Sud-Est de la Tunisie (d'après Jedoui et al. 2003)

Les falaises sont taillées dans différentes formations géologiques. Toutefois, les plus importantes, tant par leur hauteur que par leur place dans le paysage, sont façonnées dans des argiles gypseuses attribuées au Mio-Pliocène. Hautes de 5 à 15 m en moyenne, ces falaises

connaissent déjà une érosion assez importante favorisée par la nature tendre des argiles. Les côtes rocheuses basses sont façonnées dans des formations gréseuses de plages tyrrhéniennes ou d'éolianites holocènes. Elles intéressent le plus souvent des secteurs peu étendus (parfois quelques mètres seulement de longueur) et très discontinus. Le seul secteur où elles se suivent sur des longueurs appréciables est celui compris entre la presqu'île de Zarzis et la frontière avec la Libye, en particulier dans les "slobs" qui isolent Bhiret El Bibane de la mer.

Les marais maritimes se développent dans les parties les mieux abritées de la côte. Les schorres y sont très souvent découpés par un réseau dense de chenaux de marée empruntés par les eaux marines à chaque flot. Cette avancée des eaux marines peut, surtout par temps de tempête et par marée haute de vives eaux, atteindre les nombreuses sebkhas et les chotts qui bordent les marais du côté interne.

La côte occidentale de l'île de Djerba est affectée par une dérive littorale vers le Sud et par des falaises et estrans rocheux. La côte Nord, par contre, est affectée par une dérive littorale vers le Nord-Ouest. Cette côte est aussi marquée par une remarquable extension de dunes meubles, avec superposition de différentes générations recouvrant des éolianites. Aux environs de Melita, on peut apercevoir des affleurements localisés de grès marins et/ou éoliens de la formation Réjiche caractérisée par son faciès riche en oolithes.

La côte Sud et Est de l'île est parsemée d'alluvions quaternaires. Celle-ci est affectée par une dérive littorale vers le Sud-Ouest. De part et d'autre du Golfe de Boughrara se développent des falaises vives taillées dans du matériel triasique et des estrans rocheux.

Des dunes meubles avec superposition de différentes générations d'éolianites se développent localement au fond du Golfe et sur sa partie orientale. Un estran rocheux prograde au niveau de l'embouchure. La confrontation des données morphologiques et tectoniques (Bouaziz *et al.* 2003) illustre une stabilité tectonique relative au cours du Pléistocène supérieur qui peut s'expliquer par la proximité de la plate-forme saharienne.

3. Description des séquences lithostratigraphiques

A. Levés lithostratigraphiques

La localisation des sites étudiés est reportée Fig.1. Dans cette troisième partie du chapitre II, les sites étudiés qui ont fait l'objet de levés lithostratigraphiques détaillés sont regroupés par région comme suit :

3.1. La côte orientale du Cap Bon

A. Coupes de l'Oued Chiba

a. L'affleurement A (Chiba-A)

La coupe A de l'oued Chiba se situe à environ 9 km au Nord de la ville de Korba au bord de la C27 qui longe la côte vers Menzel Temime et passe au-dessus de l'embouchure de l'oued Chiba (Fig. 24).

Coordonnées géographiques: 36° 39' 35"N - 10° 54' 20"E


Figure 24. Emplacement des coupes A et B de l'oued Chiba (Nord de Korba). D'après la carte géologique de Menzel Bouzelfa au 1/50.000

La séquence littorale quaternaire y affleure sur environ 3,20 m d'épaisseur. Elle est formée d'une unité sableuse dunaire (unité CA-D) surmontée d'une unité marine gréso-carbonatée à Strombes (calcarénite) (unité CA-M). Ces deux unités sont séparées par une surface d'érosion (Fig. 25).

Unité CA-D

Cette unité est formée de sables quartzeux fins, de couleur beige clair, épais de 1,10 m et bien classés. L'analyse des rayons X sur le sédiment brut montre qu'il s'agit d'un sable essentiellement quartzeux. Ces sables sont très friables et ne montrent pas de structures sédimentaires d'origine mécanique particulières. Ils sont fortement bioturbés par des tubulures verticales vraisemblablement d'origine végétale qui correspondent à des traces de racines ou rhizolites plus ou moins cylindriques et rectilignes, mesurant entre 20 et 30 cm de longueur (Fig. 25 ; Fig 26A).



Figure 25. A. Log schématique de la coupe d'oued Chiba A. B. Log séquentiel de la coupe d'oued Chiba A

Haut de plage

Certains rhizolites sont collés ensemble, d'autres sont enchevêtrés ou horizontaux (très rares). La présence d'une végétation enracinée, favorisant la disparition de toute lamination sédimentaire et homogénéisant la texture du sédiment, est caractéristique d'un dépôt dunaire de haut de plage et constitue un indice d'émersion. L'altitude du niveau quartzeux est d'environ 9 m au-dessus du niveau marin actuel.

Unité CA-M

Il s'agit d'une dalle gréso-carbonatée très bioclastique à *Cardium* et *Glycymeris*, de 2,20 m d'épaisseur. Paskoff et Sanlaville, 1980 ont signalé la présence de *Strombus bubonius* au sein de ce banc qu'ils considèrent comme appartenant au terme marin de la formation Réjiche (Fig. 25). Les structures sédimentaires de ce banc se traduisent par l'alternance de niveaux gréseux grossiers (20 - 30 cm) renfermant des lamellibranches à valves déconnectées et moyennement bien conservées et des lits bioclastiques (\pm 0,50 m) plus fins. Cette succession de lentilles lumachelliques à bases érosives et à granoclassement décroissant est très caractéristique des séquences élémentaires de comblement de chenaux qui se développent généralement au niveau de l'estran en zone intertidale des côtes agitées. Le granoclassement décroissant résulte de la diminution de la dynamique des eaux. Le sédiment est un grainstone particulièrement riche en pelletoïdes. Il renferme aussi des oolithes et des coprolithes. Les oolithes présentent un cortex mince qui tente de régulariser la forme du grain. Ces caractéristiques morphologiques les attribuent aux oolithes des milieux marins agités (Purser, 1983). La fraction bioclastique est représentée par des débris de lamellibranches et de gastéropodes, des plaques d'échinodermes et des foraminifères benthiques (Miliolidés). Certains sont recristallisés par la sparite et montrent une structure lamellaire aragonitique résiduelle. L'état en débris de la microfaune montre qu'elle a été transportée depuis l'étage subtidal et déposée au niveau de l'estran en zone intertidale. Par ailleurs, la fraction détritique est formée essentiellement de grains de quartz.

Le sommet de cette unité carbonatée se termine par un terme (0,25 m d'épaisseur) à stratifications obliques de plage qui s'inclinent vers la mer. Cette succession sédimentaire témoigne d'une transition de faciès marins intertidaux vers des faciès de plage, lors de la remontée du niveau marin.

L'unité CA-M est aussi marquée par deux fractures synsédimentaires qui décalent, selon un jeu normal, les niveaux bioclastiques granoclassés.



Figure 26. A. Cordon dunaire de haut de plage fortement bioturbé par les rhizolithes (unité CA-D de l'oued Chiba–A). **B.** Calcarénite bioclastique de l'unité CA-M de l'oued Chiba-A. Remarquer la faille normale qui décale les lits à granoclassement décroissant qui structurent la calcarénite

b. L'affleurement B de l'oued Chiba

En direction du Sud-Ouest et vers l'intérieur des terres, affleure une séquence de dépôts lagunaires, marins et continentaux, à 283 m en amont de la coupe Chiba-A. L'intérêt de cette coupe réside dans le fait qu'elle montre une succession d'épisodes continentaux et marins. *Coordonnées géographiques: 36° 39' 17"N - 10° 54' 21"E*

La séquence montre une superposition de trois unités lithologiques : la première unité CB-LL constitue la base de l'affleurement et correspond à un limon lagunaire pédogénisé. Celleci est surmontée par l'unité marine siliciclastique et bioclastique CB-M suivant une surface d'érosion. Enfin, un limon continental à *Hélicidés*, unité SC, marque le sommet de la coupe (Fig. 27).



Figure 27. A. Log schématique représentatif de la coupe d'oued Chiba B. B. Log séquentiel représentatif de la coupe d'oued Chiba B

Unité CB-LL

Elle est formée d'un limon sableux lagunaire de couleur ocre de 40 cm d'épaisseur. Celuici est surmonté d'un limon argileux lagunaire gris-vert de 45 cm d'épaisseur qui renferme une faune de mollusques caractéristique des environnements lagunaires (Oueslati, 1992). L'association minérale de ces dépôts est formée essentiellement de quartz et de kaolinite, associés à la calcite et du rutile en traces.

La partie sommitale du limon gris-vert est affectée, sur 0,40 m, par une pédogenèse sous forme de pédotubules et nodules carbonatés de taille centimétrique et d'infiltrations veinées à partir de la surface. Le sommet de ce paléosol est à +7 - 8 m d'altitude par rapport au niveau marin actuel.

Unité CB-M

Grès marin jaunâtre très bioclastique à *Cerithium*, de 40 cm d'épaisseur et transgressif sur les dépôts lagunaires (CB-LL) suivant un contact nettement érosif. Du point de vue textural, il s'agit d'un grainstone à 70% de quartz associés à quelques pelloïdes et des lithoclastes. Ces sables renferment aussi des fragments de lamellibranches, des plaques d'échinodermes et des foraminifères benthiques. Les grains de quartz sont de nature variée: des quartz grossiers à contours parfaitement arrondis, des quartz polycristallins et des quartz amorphes (Fig. 28, photo C). Des plages de poussière éolienne, prise dans une boue carbonatée, existent aussi dans le sédiment et témoignent d'un encroûtement de ces sables marins. On observe aussi un ciment calcitique stalactitique poussant en éventail à la face inférieure des gros débris de lamellibranches. La présence de ce ciment implique une cimentation ultérieure en milieu continental vadose.

Vers le sommet, les sables jaunes bioclastiques montrent, par ailleurs, un microfaciès d'encroûtement développé en milieu sub-aérien (Fig. 28, photo B), sur un faciès marin subtidal suite à l'émersion de ce dernier. A ce niveau, des vides microscopiques sont crées par la dessiccation de la matrice organo-micritique en rapport avec la ségrégation plasmique d'origine pédologique (Regaya, 2000). Des cristallisations microsparitiques colmatent partiellement et totalement ces vides formant ainsi des cutanes de nature calcique. La fraction détritique au niveau de la zone de contact est, par ailleurs, très hétérométrique tandis que la fraction carbonatée est remaniée, héritée et fortement usée.

Ce grès marin ne renferme ni Strombes ni oolithes et correspond plutôt à un contexte de plateforme siliciclastique.

Unité SC

Il s'agit d'un niveau limoneux ocre à *Hélicidés*, de 30 cm d'épaisseur, qui surmonte l'ensemble de l'affleurement et témoigne de conditions de bas niveau marin et de continentalisation. Ce dépôt colluvio-alluvial témoigne d'une baisse du niveau marin lorsque la ligne de côte s'était déplacée au-dessous de sa position actuelle.



Figure 28. A. Superposition des unités lithostratigraphiques formant l'affleurement de l'oued Chiba-B. Noter la surface d'érosion (trait tireté blanc) qui sépare l'unité lagunaire CB-LL de l'unité marine transgressive CB-M. B: Lame mince du sommet de l'unité marine CB-M montrant un microfaciès d'encroûtement suite à l'émersion de cette unité. Lumière naturelle grossissement x 20. C: Microfaciès gréso-carbonaté de la base de l'unité marine CB-M renfermant des grains de quartz (q), de gros fragments de lamellibranches (l) et des particules micritisées (p). Lumière polarisée analysée grossissement x 20

B. Affleurement de la berge droite de l'oued Dar Oufa

Cette coupe se situe sur la rive droite de l'oued Dar Oufa, à 4 km au Sud de Tazreka (Fig. 29). Elle a été étudiée par Paskoff et Sanlaville (1983) et Bonvallot et Paskoff (1983). Ensuite, elle a été reprise par Oueslati (1989, 1994).

Coordonnées géographiques: 35° 30' 52"N; 10° 49' 25"E

La coupe de Dar Oufa montre une superposition de dépôts littoraux et continentaux. Telle qu'elle a été décrite par Bonvallot et Paskoff en 1983, la coupe de Dar Oufa, épaisse d'environ 3,80 m, montre de la base au sommet plusieurs unités lithostratigraphiques marines, lagunaires et continentales (Fig. 30): l'unité inférieure correspond à un sable marin bioclastique (unité D-M1) surmonté d'un limon lagunaire vert fortement pédogénéisé (unité D-LL1).



Figure 29. Localisation de la coupe de Dar Oufa, Sud de Korba (d'après la carte géologique au 1/50000 de Nabeul

A	Log	Niv.	Description		Structures sédimentaires et processus d'altération	Milieux de dépôt
		D-M2	Dalle calcaire oolithique à <i>Cardium</i> . <i>Glycymeris</i> et Strombes			subtidal
		D-LL2	Limon lagunaire		Croûte zonaire calcaire	_ Lagunaire
		D-C2	Horizon sableux continental riche en Hélicidés de grande taille Alluvions sablo-graveleuses à galets continentaux, poupées de quartz, cailloutis et concrétions carbonatées	Conc de tul	rétions et remplissages carbonat bules d'origine végétale	és Continental (colluvial - alluvial)
	● DAR2	D-C1	Sables continentaux de couleur brun-rouge à poupées de quartz et galets		Concrétions carbonatées	Continental (éolien?)
10m	ıf. ● DAR1	D-LL1	Limons argileux verts lagunaires		Concrétions carbonatées	Lagunaire
1	DAR3	D-M1	Sables quartzeux bioclastiques à Cardium			Subtidal - intertidal
L	Echantillon IRSL	mince	B Log	Niv.	Limites de séquences	Chronostratigraphie (Oueslati, 1994)
L	Echantillon IRSL Echantillon Iame I Echantillon Iame I Cro Pal	mince pûte zor éosol non lage	naire	Niv. D-M2 D-LL2	Limites de séquences Dépôt transgressif Surface d'érosion transgressive Dépôt transgressif de début de cycle	Chronostratigraphie (Oueslati, 1994) Unité Réjiche
L	Echantillon IRSL Echantillon lame i Cro Cro Cro Lim	mince pûte zon éosol non lagu	naire Inaire Colluvial - alluvial	Niv. D-M2 D-LL2 D-C2	Limites de séquences Dépôt transgressif Surface d'érosion transgressive Dépôt transgressif de début de cycle Continental	Chronostratigraphie (Oueslati, 1994) Unité Réjiche
L	Echantillon IRSL Echantillon Iame I Cro Cro Cro Cro Cro Cro Cro Cro Cro Cro	mince bûte zor éosol non lage	naire Junaire Colluvial - alluvial Eolien?	Niv. D-M2 D-LL2 D-C2 D-C1	Limites de séquences Dépôt transgressif Surface d'érosion transgressive de cycle Continental Surface d'érosion régressive	Chronostratigraphie (Oueslati, 1994) Unité Réjiche
L	Echantillon IRSL Echantillon Iame I Cro Cro Cro Cro Cro Cro Cro Cro Cro Cro	mince bûte zor éosol non lage	naire unaire Colluvial - alluvial Eolien?	Niv. D-M2 D-LL2 D-C2 D-C1 D-LL1	Limites de séquences Dépôt transgressif Surface d'érosion transgressive de cycle Continental Surface d'érosion régressive Dépôt régressif Surface d'érosion régressive	Chronostratigraphie (Oueslati, 1994) Unité Réjiche Unité Douira

Figure 30. A. Log schématique représentatif de la coupe de Dar Oufa. B. Log séquentiel représentatif de la coupe de Dar Oufa

L'ensemble est surmonté d'un sable limoneux ocre dont le sommet est pédogénéisé (unité D-C1), auquel se suit un dépôt alluvionnaire sablo-graveleux à poupées de quartz de couleur beige (unité D-C2). La fin de cette séquence est marquée par un sable limoneux lagunaire à encroûtement zonaire (unité D-LL2). Ce dernier est transgressé par un banc calcarénitique transgressif renfermant des valves bien conservées de lamellibranches et coquilles de Strombes (unité D-M2).

Unité D-M1

Elle démarre par 0,50 m de sables quartzeux, marins transgressifs, de couleur brun jaune (10YR 6-5/8), très bioclastiques à leur base et renferment de gros fragments de *Cardium*. Il s'agit d'un faciès du milieu subtidal - intertidal.



Figure 31. Faciès et microfaciès des unités lithostratigraphiques de la coupe de Dar Oufa. A. et B. Affleurement de la berge droite de Dar Oufa avec les unités lithostratigraphiques constitutives. C et D : Microfaciès carbonaté oolithique de l'unité D-M2 renfermant des pellets (p), oolithes (o), des fragments de lamellibranches et quelques grains de quartz (q). Lumière polarisée analysée, grossissement x 10. Remarquer la présence d'un grain de zircon (z) dans la photo C remanié à partir de l'arrière pays

Unité D-LL1

Elle correspond à un limon argileux lagunaire verdâtre, à tâches ocres (oxydation du Fer).

L'analyse des rayons X sur le sédiment brut montre que ce dépôt est constitué essentiellement de quartz associé à des micas blancs (muscovite), de la calcite, de l'aragonite et une faible quantité de kaolinite. Le quartz, la calcite et la muscovite sont des minéraux peu altérables. Le sommet du dépôt est pédogénéisé. Il est souligné par un horizon gris clair (2,5Y 6/4), épais de 0,20 m et enrichi en concrétions carbonatées (Figure 31 photos A et B).

L'unité D-LL1 culmine à environ 10 m d'altitude par rapport au niveau marin actuel.

Unité D-C1

Sables continentaux de couleur brun rouge (7,5YR 8/5), épais de 1,1 m, sans litage apparent (sable éolien?) (Fig. 31 photos A et B). La composition minéralogique brute de cette formation rouge correspond au quartz, microcline, calcite, kaolinite et sodalite (ces deux dernières sont présentes en traces). Le sommet du dépôt est pédogénéisé sous forme de nodules et de revêtements carbonatés le long de fissures verticales et horizontales.

Unité D-C2

Alluvions sablo-graveleuses (épaisseur 1,10 m) de couleur beige foncé (7,5Y 8/2-3) renfermant des lits de galets, des poupées de quartz de taille variée, des cailloutis et des concrétions calcaires. Ce faciès grossier traduit une dynamique active des eaux courantes continentales. Vers le sommet, les poupées de quartz diminuent progressivement en fréquence. Elles sont plus éparpillées au sein de la masse sableuse à teinte claire. Au sommet de cette séquence alluvionnaire apparaît aussi une faune continentale à *Hélicidés* bien conservée et d'assez grande taille. La présence de ces gastéropodes ainsi que le développement d'une végétation enracinée indiquent un milieu humide. Le sommet de cette séquence continentale est marqué par une pédogenèse sous forme de concrétions calcaires et de remplissages carbonatés de tubules d'origine végétale (rhizomes) d'une dizaine de centimètres de longueur.

Unité D-LL2

Dépôt limono-sableux verdâtre à tâches ocres, de 30 cm d'épaisseur, d'origine lagunaire (?). Le sommet de ce dépôt est pédogénéisé. Cette pédogénèse se présente sous forme d'un encroûtement carbonaté zonaire. Au microscope optique, cette croûte est formée principalement de peloïdes, de quartz et de rares débris de lamellibranches très altérés entourés d'une enveloppe micritique. La micritisation intense des différents éléments carbonatés se traduit par un revêtement micritique parfois épais autour des grains de quartz.

Unité D-M2

Cette unité correspond à une calcarénite oolithique à gros *Cardium, Glycymeris et* Strombes, épaisse de 0,80 m et culminant à une altitude de près de 13 m par rapport au niveau marin actuel. Il s'agit d'un faciès gréso-carbonaté dont les éléments figurés sont de la taille des arénites. Les pelletoïdes forment les constituants majeurs du sédiment (Fig. 31 photo C). La forme ovale domine celle en bâtonnets. Ils sont très nombreux et peuvent présenter un aspect altéré. Parmi ces pelletoïdes, les coprolithes, reconnaissables aux canaux sphériques qui les constituent (entre 7 et 12 canaux). Ces derniers sont abondants dans la calcarénite. Ils sont suivis des oolithes et des quartz. Certains grains de quartz montrent une surface altérée et la plupart d'entre eux sont oolithisés (Fig. 31 photo D). Les oolithes sont nombreuses, fines,

de forme ovale dominante et épousent parfaitement la forme du grain. Agrégats et intraclastes sont aussi présents et indiquent une lithification précoce du fond subtidal. La faune marine, fréquente et diversifiée, est illustrée par des débris de lamellibranches et des gastéropodes. Ils sont associés à des plaques d'échinodermes, des radioles d'oursins et des débris d'algues ayant une structure bien conservée. Annélides et foraminifères benthiques sont aussi très fréquents. Quelques intraclastes, quartz et pelletoides, baignent dans une matrice micritique ce qui annonce un début de calcrétisation massive (Gallala et *al.* 2010).

Enfin, la composition du sédiment ainsi que sa texture dénotent un environnement marin subtidal riche en faune marine diversifiée. Un ciment stalactitique en éventail pousse à la face inférieure des bioclastes. Sa présence indique que la cimentation des particules s'est effectuée postérieurement au dépôt dans un environnement continental vadose.

Hajer MEJRI



Figure 32. A. Schéma de localisation des coupes de la falaise de Hergla et de l'arrière – pays (Boujelben, sous presse). **B.** Schéma de localisation des coupes étudiées. **C.** Répartition des coupes étudiées le long de la falaise littorale de Hergla

3.2 La côte sahélienne

A. Coupes *de* la falaise d'Hergla

Le village côtier de Hergla se situe au centre du golfe d'Hammamet au Nord de Sousse (Fig. 32).

Du Sud au Nord, 12 profils ont été levés (Fig. 33 et 34).

a. Secteur Hergla Sud



Figure 33. Coupe synthétique des unités littorales pléistocènes de la falaise de Hergla

Profil 1

Coordonnées géographiques : 35° 58' 53"N; 10° 31' 44"E

Le profil 1 se constitue d'une unité marine quartzeuse peu bioclastique (H-M1) surmontée d'une unité éolienne (H-D4) coiffée d'une croûte calcaire (Fig. 35).

Unité marine (H-M1)

Il s'agit d'une unité marine quartzeuse d'environ 1,25 m d'épaisseur (Fig. 36 photos A, B et E) constituée de sables bioclastiques à valves de lamellibranches désarticulées, rarement

jointes. Ces sables sont marqués par des structures créées par des bulles d'air de type « *birds eyes* » qui marquent des épisodes répétitifs de marées (Fig. 36 photo D).

Ils sont aussi marqués par des stratifications obliques de plage (faiblement inclinées vers le large), souvent détruites par une intense bioturbation (Fig. 36 photo C). Des terriers de crabes rectilignes et obliques caractérisent aussi ces sables de plage. Des mini karsts, dus à une forte circulation d'eau météorique, se sont formés dans l'ensemble sableux.

Unité éolienne (H-D4?)

Faciès gréseux à caractère éolien, à stratifications obliques faiblement entrecroisées séparés des dépôts marins sous-jacents par une surface d'érosion. Les grains de quartz sont en majorité arrondis et entourés d'un film micritique assez épais. Ils sont associés à quelques pelletoides. Cette unité éolienne, de 0,8 m d'épaisseur, se caractérise par un aspect gréseux vacuolaire, intensément bioturbé par des rhizolites fins et rectilignes (Fig. 36 photos A et B). Par endroit, le sommet de l'éolianite, culminant à environ 2 m au-dessus du niveau marin actuel, est coiffé par une croûte carbonatée d'épaisseur centimétrique.



Figure 34. Corrélations des logs représentatifs de la falaise de Hergla



★ Echantillon lame mince



Figure 35. A. Log schématique représentatif du profil 1 de la falaise de Hergla Sud. B. Log séquentiel représentatif du profil 1 de la falaise de Hergla Sud





Figure 36. Affleurement et microfaciès de l'unité H-M1 au Sud de la falaise de Hergla (profil 1) : A et B: affleurement de l'unité marine inférieure H-M1 des falaises de Hergla Sud, de l'unité dunaire H-D4? qui la surmonte et de la croûte carbonatée. C. Détail de l'unité marine H-M1. Noter les stratifications obliques de plage qui structurent cette unité. D. Détail des structures bulleuses en « birds eyes » (flèches blanches) de l'unité H-M1 qui constituent les limites des marées hautes et de la zone intertidale supérieure. E. Microfaciès de l'unité H-M1 à dominance quartzeuse. Noter l'enveloppe d'aragonite micritique qui entoure les grains de quartz (flèche blanche). Lumière polarisée analysée grossissement x 10

Profil 2 (Fig. 37)

Coordonnés géographiques : 35° 58'.911N; 10• 31'.726

A ce niveau n'affleurent que les grès marins bioclastiques (unité H-M1) surmontés d'un limon continental ocre (SC1) et d'un sable noir à Hélix (SC2).

Unité H-M1

Grès marins bioclastiques à lamellibranches, dépourvus de Strombes. Cette unité correspond à une plate forme intertidale grésifiée, très bioclastique, s'élevant à environ 1 m au-dessus du niveau marin actuel.

Unités SC1 et SC2

Sables continentaux éoliens(?) pédogénéisés, (1,55 m d'épaisseur) différenciés en deux horizons de couleur différente (différenciation d'origine pédogénétique). Le premier horizon SC1, est constitué de sable ocre ruféfié à concrétions carbonatées tandis que le deuxième horizon SC2 correspond à des sables continentaux noirs.





Figure 37. A. Log schématique représentatif du profil 2 de la falaise de Hergla. B. log séquentiel du profil 2 de la falaise de Hergla

Profil 3

Cordonnées géographiques : 35° 59'01"N; 10° 31'44"E

Le profil 3 se constitue de deux unités marines séparées par un paléosol marneux. L'unité inférieure (H-M1) correspond à des grès bioclastiques. Elle est surmontée par les marnes lagunaires pédogénéisées (unité H-LL1). Celles-ci sont tronquées par une nouvelle unité gréseuse à forte concentration de lamellibranches (unité H-M3m) (Fig. 38).

Unité H-M1

Grès marins intertidaux à stratifications obliques de plage, identiques à ceux affleurant à la base du profil 2.

Α	Log	Niv.	Description	Structures sédimentaires et processus d'altération	Milieux de dépôt
3m -		H-M3m	Lit lumachellique à lamellibranches à base érosive Grès bioclastique marin à forte concentration de lamellibranches Marne gris-vert développée sur un sable ocre à <i>Cardium</i> sédiment sableux	Forte concentration de nodules carbonatés centimétriques Croûte zonaire	Subtidal - intertidal - Emersion Supratidal lagunaire
1		H-M1	Grès bioclastiques à lamellibranches	Stratifications obliques de plage	Intertidal Plage et estran

Echantillon IRSL

Echantillon Lame mince

Paléosol



Figure 38. A. Log schématique représentatif du profil 3 de la falaise de Hergla. B. log séquentiel représentatif du profil 3 de la falaise de Hergla

Unité H-LL1

Marne lagunaire gris-vert (5Y 6-5/2) de 75 à 100 cm d'épaisseur reposant sur un sable ocre (7,5 YR 6-5/8) à *Cardium* épais de 50 cm. La marne lagunaire culmine à 3 m au-dessus du niveau marin actuel. Sa partie supérieure est pédogénéisée (Fig. 39 photo A). La pédogenèse se manifeste par des nodules très nombreux, de taille centimétrique, et de tâches blanchâtres friables sans limites nettes (Fig. 39 photo B). Au microscope optique, on observe un faciès quartzeux dont les éléments carbonatés sont fortement micritisés ou entourés d'un revêtement micritique épais (Planche 39 photo E). Un ciment calcitique stalactitique pousse à la limite inférieure de gros débris de bioclastes. Il est associé à un ciment calcitique déposé en ménisque au contact des grains. L'occurrence d'un ciment calcitique à morphologie en stalactite et en ménisque témoigne d'une diagenèse en milieu continental vadose. La partie supérieure est due à la présence du fer ferreux relatif à un milieu réducteur. Au microscope optique, on observe un sédiment constitué de grains de quartz, de nodules micritiques et de fragments de lamellibranches entourés d'une épaisse enveloppe micritique d'origine pédogénique (Fig. 39 photos D et E).

Unité H-M3m

Sables marins moyens très bioclastiques, indurés, peu bioturbés, de près de 1 m d'épaisseur (Fig. 39 photo C).

Latéralement, des lits de lamellibranches se développent et suivent des surfaces d'érosion obliques en direction du Nord (profil 3' : 35° 59' 03"N ; 10° 31' 45"E). Le sommet de ce niveau marin est particulièrement grossier. Il est marqué par une concentration coquillière très importante qui reflète un hydrodynamisme érosif dû à des épisodes répétitifs de marées hautes ou de tempêtes. Ces grès marins présentent une structure jointive et sont formés de grains de quartz à majorité arrondie. Ceux-ci sont associés à des sections transversales et longitudinales de gastéropodes, des fragments de lamellibranches, de rares débris d'algues et d'endoclastes (Fig. 39 photos E et F). Ils sont dépourvus d'oolithes.

La phase de liaison traduit une cimentation postérieure au dépôt, qui s'était opérée dans un environnement continental vadose. Elle est formée d'une part d'un ciment calcitique en éventail sous une section transversale de gastéropode. D'autre part, elle correspond à une cimentation calcitique irrégulière autour des grains de quartz et d'un ciment en ménisque au contact des grains.



Figure 39. Affleurement de l'unité lagunaire H-LL1 du Sud de la falaise de Hergla (Profil 3).A. Superposition de l'unité lagunaire H-LL1 et de l'unité transgressive et bioclastique H-

M3m. **B.** Détail d'affleurement de l'unité H-LL1 de Hergla. Noter l'aspect laminaire de la recarbonatation et l'augmentation de la taille des nodules carbonatés de la base de cette unité vers son sommet. **C.** Détail de l'affleurement de l'unité H-M3 au Sud de la falaise de Hergla.

Noter l'agencement de lits bioclastiques grossiers qui structurent cette unité. **D** et **E**. Microfaciès de l'unité marine H-M3 montrant des grains de quartz (q) associés à des pellets (p), des fragments de lamellibranches (l) ainsi que des débris d'algues (a) et d'endoclastes (e). Lumière naturelle grossissement x 10

Profil 4

Coordonnés géographiques : 35° 59'.077N; 10° 31'.751E

Le profil 4 présente la même succession lithologique que le profil 3 avec toutefois quelques variations de faciès affectant les différentes unités. L'unité inférieure (H-M1) est formée de séquences lumachelliques répétitives. Elle est surmontée par le paléosol marneux (unité H-LL1). L'unité supérieure (unité H-M3m) qui tronque le paléosol est conglomératique à sa base et renferme des Strombes (Fig. 40).

A	Log	Niv.	Description	Structures sé et processus	dimenta d'altérat	ires ion	Milieux de dépôt	
2m a		H-M3m	Grès bioclastiques marins à Strombes et à forte concentration de lamellibranches et Strombes Lit lumachellique érosif Conglomérat	Encroûtement cal	caire		Subtidal - Intertidal	
	age tere	H-LL1	Marne gris-vert	Nodules carbonate	és centime	étriques	Lagunaire	
1ı 1		H-M1	Grès marins bioclastiques à séquences lumachelliques répétitives	Séquences lumac parallèles et obliq	helliques ues		Intertidal	
L								
	Encroût	ement ca	licaire B	Log	Niv.	Limite	s de séquences	
	Niveaux	lumache	elliques					
	Conglor	nérat						
	Paléoso	l ions calc	Contine	ntal SC2 Conf			tinental	
	Subtidal - i				H-M3m H-LL1	Dé Surfa	pôt transgressif <i>ce érosive</i> Dépôt régressif	
			1 Subtidal - int	ertidal	H-M1	Ŭ Dép	ôt transgressif	

Figure 40. A. Log schématique représentatif du profil 4 de la falaise de Hergla. B. Log séquentiel représentatif du profil 4 de la falaise de Hergla

Unité marine H-M1

Banc gréseux très bioclastique, grossier, de couleur jaune rouille, mis en place dans un milieu intertidal supérieur. Des séquences lumachelliques de 0,30 à 0,50 m d'épaisseur s'interstratifient dans le grès et témoignent d'épisodes hydrodynamiques répétitifs de forte énergie (Fig. 41 ; photo B).

Unité H-LL1

Marne lagunaire gris-vert dont l'épaisseur est réduite (30 cm) et dont le sommet est pédogénéisé (Fig. 41 ; photo A).

Unité H-M3m

Elle démarre par un conglomérat transgressif surmonté d'un niveau lumachellique érosif. Le grès marin sus-jacent est constitué dans son ensemble par une concentration coquillière très importante (*Cardium* et *Glycymeris*) et renferme une faune marine à *Strombus bubonius* (Fig. 41, photos A et C). Ce dépôt reflète un hydrodynamisme important. Il est localement encroûté vers son sommet. L'unité H-M3m culmine à 2 m au-dessus du niveau marin actuel.





Figure 41. Superposition des unités du Sud de la falaise de Hergla (Profil 4) : A. Superposition des trois unités lithostratigraphiques (H-M1, H-LL1 et H-M3m) du Sud de la falaise de Hergla. Noter l'aspect conglomératique et très bioclastique de l'unité H-M3m ainsi que le contact transgressif érosif net de cette dernière sur l'unité lagunaire H-LL1. B. Détail de l'unité H-M3 montrant des lits grossiers à coquilles de lamellibranches et de gastéropodes impliquant des eaux fortement agitées (tempêtes et marées hautes). C. faciès bioclastique de l'unité H-M3 formant une terrasse marine taillée en falaise

Profil 5

Coordonnées géographiques : 35° 59' 06"N; 10° 31' 44"E

Même succession lithologique que le profil 4. Les faciès sont très similaires (Fig. 42).



Figure 42. A. Log schématique représentatif du profil 5. B. Log séquentiel du profil 5

Unité H-M1

Grès marin bioclastique dont les stratifications obliques planes traduisent un faciès de plage (intertidal supérieur).

Unité H-LL1

Marne gris-verte pédogénéisée à tâches carbonatées (Fig. 43 ; photo A).

Unité H-M3m

Galets marins conglomératiques et blocs sub-anguleux (jusqu'à 30 cm de long) reposent directement sur le paléosol sous-jacent (Fig. 43 ; photos A, B et C). L'étude du microfaciès de ces blocs montre qu'il s'agit d'une calcarénite très oolithique et très bioclastique. Les grains de quartz sont arrondis à sub-anguleux. Les grosses particules sont entourées d'un cortex aragonitique mince tandis que les plus petites présentent un cortex oolithique plus développé. Les éléments carbonatés sont formés d'oolithes remarquablement bien développées qui épousent parfaitement la forme du grain (Fig. 43 ; photo E) du nucléus.

Une aragonite micritique en plaquettes (Mahmoudi, 1986) sombre entoure les grains de quartz et les bioclastes. Elle est suivie d'un ciment fibreux isopaque. La présence d'un ciment aragonitique micritique et fibreux, réparti régulièrement autour des grains, implique une cimentation précoce dans un milieu de sédimentation marin subtidal.

Ces blocs anguleux sont donc issus du démantèlement de la calcarénite oolithique à Strombes, tel qu'observé à Chebba.

Unité SC1

Sable continental noir éolien (?)



Figure 43. Le conglomérat à Strombes de la falaise de Hergla (Profil 5) : **A.** Aspect conglomératique de la base de l'unité H-M3m surmontant l'unité lagunaire H-LL1. **B.** Détail de l'aspect conglomératique hétérogène et bioclastique de l'unité transgressive H-M3m. Noter

la présence de fossiles de Strombes au sein du conglomérat. **C.** Détail du fossile de Strombe contenu dans le conglomérat à la base de l'unité H-M3m. **D.** Microfaciès gréso-carbonaté de l'unité H-M3m renfermant des grains de quartz (q) associés à des sections longitudinales de gastéropodes (g) dont les loges sont remplies de micrite. L. mince, LN (x 5). **E.** faciès oolithique de l'unité H-M3m. Les oolithes montrent un cortex aragonitique bien développé qui épouse parfaitement la forme des grains qu'elles entourent. L. mince, LN (x 5)

Profil 6

Coordonnées géographiques : 35° 59' 06"N; 10° 31' 44"E

Même succession lithologique que les profils 5 et 4 à savoir unité marine gréseuse H-M1 surmontée du paléosol marneux H-LL1 lequel est transgressé par des grès bioclastiques de l'unité H-M3m à forte concentration de lamellibranches et de Strombes. A ce niveau, les blocs conglomératiques disparaissent (Fig. 44).

Α	Log	Niv.	Description	Structures sédimentaires et processus d'altération	Milieux de dépôt
		SC2	Sables continentaux noirs		Continental
1		H-M3m	Grès calcaire bioclastique à forte concentration de lamellibranches et à Strombes	Bioturbations sous forme de terriers fins rectilignes	Subtidal - Intertidal
		H-LL1	Marne lagunaire	Paléosol: forte concentration de nodules carbonatés centimétriques et tâches ocres d'oxydation	Lagunaire
	m	H-M1	Grès marins bioclastiques	Stratifications obliques de plage	Intertidal supérieur
		éosol		B Log Niv. Limites	de séquences



Figure 44. A. Log schématique représentatif du profil 6 des falaises de Hergla. B. Log séquentiel représentatif du profil 6 des falaises de Hergla

Unité H-M1

Correspond à un grès marin bioclastique à stratifications subhorizontales du milieu intertidal supérieur (1 m d'épaisseur) (Fig. 45 ; photos A et B).

Unité H-LL

Marne gris-verte culminant à +3 m d'altitude surmontant un dépôt sableux ocre. Épais de 1,30 m, ce dépôt lagunaire se différencie en trois horizons distincts (Fig. 45 ; photo D): la base gris-vert est affectée par des recarbonatations secondaires laminaires sous forme de

croûte zonaire. L'horizon intermédiaire est gris et montre de fréquentes concrétions carbonatées de taille centimétrique. L'horizon sommital est en revanche rubéfié, de couleur ocre, suite à une émersion prolongée. Il renferme des nodules carbonatés de 4 à 10 cm de diamètre. Les deux horizons inférieur et sommital sont décrits comme étant les bords oriental et occidental de la lagune (Mahmoudi, 1986).

Unité H-M3m

Grès marin bioclastique, oolithique, du milieu subtidal/intertidal, renfermant de nombreuses coquilles de lamellibranches à valves disjointes, des coquilles de Strombes et des terriers fins et rectilignes (Fig. 45 ; photo C). A ce niveau, les blocs conglomératiques ne sont plus visibles.

Unité SC2

Sables continentaux noirs éoliens? (Fig. 45 ; photo A).



Figure 45. Différenciation de l'unité lagunaire H-LL1 (Profil 6) : A. Superposition des unités lithostratigraphiques H-M1, H-LL1 et H-M3m du Sud de la falaise de Hergla. L'unité H-M1 montre son complexe intertidal supérieur avec stratifications entrecroisées surmontées de stratifications obliques de plage. B. Détail de la photo A. C. Faciès bioclastique à Strombes

remaniés de l'unité H-M3m. **D.** Détail de la photo B. Différenciation de l'unité lagunaire H-LL1 de Hergla en trois horizons : sables rubéfiés à recarbonatations secondaires laminaires à la base. L'horizon intermédiaire est franchement lagunaire tandis que sa partie supérieure est affectée par une rubéfaction et des nodules calcaires d'origine pédogénique

Profil 6 – 7

Coordonnées géographiques : 35° 59' 08"N; 10° 31' 43"E

La succession lithologique est différente de celle du Sud de la falaise. Elle se constitue de l'unité inférieure (H-M1) à stratifications obliques entrecroisées, surmontée d'une marne lagunaire pédogénéisée (unité H-LL1). Un grès marin ocre (unité H-M2o) surmonte le paléosol. Il est suivi vers le haut d'une unité dunaire (H-D3) formée d'un sable beige, coiffé par un grès caverneux bioclastique d'une nouvelle unité lithologique bioclastique à aspect caverneux (unité H-M3'c). (Fig. 46).







Figure 46. A. Log schématique représentatif du profil 6 - 7. **B.** Log séquentiel représentatif du profil 6 - 7

Unité H-M1

Grès marin bioclastique d'environ 1m d'épaisseur qui montre des stratifications obliques entrecroisées en « herring-bone » caractéristiques des courants de marée intertidaux.

Unité H-LL1

Marne lagunaire gris-vert pédogénéisée à concrétions calcaires (40 cm d'épaisseur).

Unité H-M2o

Grès marin ocre coquillier (40 cm d'épaisseur)

Unité H-D3

Sable beige fin, meuble (30 cm d'épaisseur), d'origine éolienne et pédogénéisé à nodules calcaires, indices d'émersion.

Unité H-M3'c

Grès « caverneux », bioclastique et bioturbé, épais de 50 cm, scelle l'ensemble du profil. Il correspond à un dépôt éolien de haut de plage.

Profil 7

Coordonnées géographiques : 35° 59'.11 N ; 10° 31'.72 E

L'unité marine inférieure H-M1 surmontée du niveau lagunaire pédogénéisé H-LL1 lequel est suivi par les grès marins ocres de l'unité H-M20. A ce niveau, réapparait l'unité H-M3m avec, à sa base, des blocs conglomératiques. Cette unité est coiffée par l'unité dunaire H-D3 laquelle est suivie par l'unité H-M3'c de haute plage à aspect caverneux (Fig. 47).

Unité H-M1

Les structures sédimentaires de ce grès marin bioclastique montrent une évolution des faciès de l'étage subtidal supérieur vers l'étage intertidal supérieur. Cette évolution est marquée par des stratifications entrecroisées en auge qui passent vers la côte à des grès très bioclastiques formés de lentilles lumachelliques qui se biseautent vers le Nord.

Unité H-LL1

Marne lagunaire gris-vert pédogénéisée.

Α	Log	Niv.	Description	Structures sédimentaires et processus d'altération	Milieux de dépôt
	Π				
	- <u>2</u>	H-M3'c	Grès marins "caverneux" peu bioclastiques		Haut de plage
		H-D3 H-M3m	Sable fin éolien Conglomérat marin		Eolien Subtidal - Intertidal
		H-M2o	Grès bioclastiques ocres marins à lamellibranches	Bioturbations sous forme de terriers fins rectilignes	Subtidal - Intertidal
		H-LL1	Marne gris-vert	Paleosol: forte concentration de nodules carbonatés centimétriques	Lagunaire
1	m	H-M1	Grès marins bioclastiques	Accumulation bioclastique	Subidal - Intertidal
			oree marmo providenques	Stratifications entrecroisées en auge	Subtidal supérieur

Paléosol

ెంటి Nodules calcaires



Figure 47. A. Log schématique représentatif du profil 7. B. Log séquentiel représentatif du profil 7

Unité H-M2o

Grès marin bioclastique, bioturbé, renfermant à sa base des terriers fins, verticaux et courts.

Unité H-M3m

Des conglomérats caractérisent la base de l'unité bioclastique H-M3m dont l'épaisseur est très réduite dans ce profil.

Unité H-D3

Sable fin éolien pédogénéisé

Unité H-M3c'

Grès « caverneux », bioclastique et peu bioturbé. Il correspond à un dépôt éolien de haut de plage.

Profil 8

Coordonnées géographiques : $35^{\circ} 59'.155N$; $10^{\circ} 31'.718^{E}$

Le profil 8 se constitue d'une unité lithologique inférieure H-M1 suivie de la marne lagunaire pédogénéisée H-LL1. Celle-ci est surmontée d'un grès marin bioclastique de l'unité H-M20. Au sommet, on retrouve les grès marins lumachelliques à base conglomératique à Strombes de l'unité H-M3m (Fig. 48).



Figure 48. A.	. Log schématique représentatif du profil 8 de la falaise de	e Hergla.	B. Log
	séquentiel représentatif du profil 8 de la falaise de Hergl	a	

Laguna

Subtidal - intertidal

Plag

-

H-M1

Dépôt transgressif

Unité H-M1

Grès marin bioclastique (1,25 m d'épaisseur apparente) surmonté d'un grès lumachellique indiquant un environnement de plage soumis à des conditions hydrodynamiques de forte énergie.

Unité H-LL1

Marne lagunaire gris-vert pédogénéisée (50 cm d'épaisseur)

Unité H-M2o

Grès marin bioclastique de couleur ocre

Unité H-M3m

Elle débute par un dépôt conglomératique renfermant des galets, des gros blocs subanguleux et des Strombes, surmonté d'un dépôt lumachellique (semblabe à celui observé à Chebba, voir ci-dessous).

Profil 9 (Figure 49).

Coordonnées géographiques : 35° 59' 22"N; 10° 31' 39"E

Unité H-M2c

Grès caverneux fin à moyen.

Unité H-LL2

Marne gris-vert lagunaire pédogénéisée à concrétions carbonatées (50 cm d'épaisseur). Son association minéralogique se constitue de calcite et de quartz associés à l'aragonite (Fig. 50 ; photos A et B).

Unité H-D3

Sable fin meuble, beige, éolien dont le sommet est pédogénéisé (nodules carbonatés), épais de 0,60 m.

Unité H-M3'm

Grès marin bioclastique riche en coquilles de lamellibranches et caractérisé par des lentilles lumachelliques, mises en place dans un milieu subtidal-intertidal (Fig. 50; photos E et F). La base de ce grès forme une surface transgressive bien marquée à l'affleurement.

Unité H-M3c'

Grès marins « caverneux » de haut de plage (Fig. 50 ; photos C et D)

A	Log	Niv.	Description	Structures sédimentaires et processus d'altération	Milieux de dépôt
	<u>5 5 5 5 5 5 5 5 5</u>	SC1 H-M3c'	Sables contientaux roux (éoliens?) Grès marins caverneux	Rubéfaction Emersio	n <mark>Continental éolien?</mark> Haut de plage
		H-M3m'	Grès marins à lamellibranches	Accumulations Stratifiées de lits bioclastiques	Subtidal - Intertidal
	relianel a	H-D3	Sables fins meubles éoliens	Paléosol à nodules carbonatés centimétriques et rhizomes	Dunaire
		H-M3c	Grès marin "caverneux" peu bioclastiques	Aspect caverneux	Haut de plage
1m	173 5 5.42 1 55 	H-LL2	Marne gris-vert	Forte concentration de nodules carbonatés	Lagunaire
		H-M2c	Grès bioclastiques "caverneux"		Haut de plage

Echantillon IRSL







Figure 50. Variation latérale de la succession lithostratigraphique des unités pléistocènes constituant la falaise de Hergla entre sa partie Sud et l'affleurement villafranchien : A.
Succession stratigraphique montrant l'apparition de trois nouvelles unités sédimentaires : une deuxième unité lagunaire H-LL2 et son paléosol, surmontée de l'unité H-M3m, une unité dunaire H-D3 au sommet pédogénéisé et une troisième unité transgressive bioclastique H-M3'm (profil 9). B. continuité latérale des faciès et unités sédimentaires observées dans la photo A avec apparition du terme caverneux du haut de plage de l'unité H-M3'm suivant un contact érosif. Noter aussi la surface d'érosion transgressive qui tronque le sommet du sable dunaire pédogénéisé H-D3 (profil 9). C et D. prédominance des faciès de haut de plage et disparition des termes marins des unités H-M3m et H-M3'm. L'unité H-LL2 montre une épaisseur réduite (profil 9). E et F. continuité latérale et même succession lithostratigraphique avec réapparition du terme marin de l'unité H-M3'm (profil 9)

Profil 10

Coordonnées géographiques : 35° 59'.386N ; 10° 31'.646E

Le profil 10 se constitue de l'unité calcarénitique H-M2m à sa base, suivie d'un second paléosol gris-vert marneux formant l'unité H-LL2. Celui-ci est surmonté du terme marin de l'unité H-M3m et de son terme caverneux de haute plage formant l'unité lithologique H-M3c (Fig. 51).



H-M3c

H-M3m

H-LL2

H-M2m

ŧ

Dépôt transgressif urface érosive transgressive

Dépôt régressif

Dépôt transgressif

Figure 51. A. Log schématique représentatif du profil 10 des falaises de Hergla. B. Log séquentiel représentatif du profil 10 des falaises de Hergla

Subtidal supérieur:

Intertidal

Lagunaire

មេរដែរដែរដែរដែ

Unité H-M2m

Grès marin bioclastique à stratifications obliques en festons caractéristiques du milieu subtidal supérieur. Ces stratifications sont emboîtées avec des structures en « herring-bone » ou en arêtes de poisson de l'étage intertidal. Celles-ci sont érodées par des stratifications en petites auges remplies de sable du domaine intertidal supérieur (Biju-Duval, 1999), lesquelles sont érodées par des stratifications obliques de plage.
Unité H-LL2

Marne gris-vert lagunaire pédogénéisée. Elle renferme des horizons sableux à encroûtement feuilleté formé de lamines calciques ondulées et parallèles.

Unité H-M3m

Grès marin homogène passant verticalement à un grès caverneux de haut de plage. Le sommet du grès caverneux est pédogénéisé (concrétions carbonatées).

Unité H-M3c

Grès à aspect caverneux de haute plage.

Unité H-M3m'

Grès marin bioclastique à lentilles lumachelliques. Il surmonte le paléosol selon une surface d'érosion soulignée par une séquence lumachellique dont les coquilles sont déposées selon une convexité dirigée vers le haut.

Profil 10'

Coordonnées géographiques : 36° 00' 13"N; 10° 31' 22"E

Ce profil montre la superposition de deux séquences sédimentaires régressives, finissant chacune par un niveau pédogénéisé (Fig. 52). La première séquence est composée de grès bioclastiques à stratifications en auge de l'unité H-M2m et de son terme caverneux de haut de plage (unité H-M2c) (Fig. 53). Celui-ci est surmonté par la seconde unité lagunaire formant un paléosol (unité H-LL2). La deuxième séquence montre une superposition de l'unité lithologique H-M3c de haut de plage et d'un dépôt dunaire (unité H-D3) dont le sommet est affecté par des encroûtements calcaires d'origine végétale. La présence d'une ancienne végétation de haut de plage constitue un indice de stabilisation du cordon dunaire.

Unité H-M2m

Grès marins bioclastiques à stratifications en auge de l'étage subtidal supérieur surmontés de grès à stratifications planes entrecroiseés du milieu intertidal.

Α	Log		Niv.	Description	Structures sédimentaires et processus d'altération	Milieux de dépôt
	П					
			H-D3	Sable fin meuble	Paléosl à nodules carbonatés	Continental dunaire
		- 2	H-M3c	Grès "caverneux"	Caverneux	Haut de plage
4m	alt.		H-LL2	Marne gris-vert	Paléosol à nodules carbonatés centimétriques	Lagunaire
			H-M2c	Grès marin "caverneux"	Caverneux	Haut de plage
						Intertidal
;			H-M2m	Grès marin bioclastique	de stratifications obliques en festons suivies de stratifications obliques entrecroisées	Subtidal

Echantillon IRSL

★ Echantillon lame mince

Sables éoliens

Concrétions calcaires

Paléosol



Figure 52. A. Log schématique représentatif du profil 10'des falaises de Hergla. B. Log séquentiel représentatif du profil 10' des falaises de Hergla

Unité H-M2c

Grès fins à moyens « caverneux » de haut de plage. La composition pétrographique de ces grès caverneux est représentée par près de 95% de grains de quartz anguleux à sub-anguleux. Ils sont associés à des pelletoides, notamment des coprolithes.

La présence d'une calcite palissadique en frange isopaque autour des grains dénote d'une diagenèse post - dépôt en milieu continental phréatique.

Unité H-LL2

Marne lagunaire gris – vert dont le sommet est pédogénéisé (concrétions carbonatées), mise en place à l'arrière d'un cordon littoral.

Unité H-M3c

Grès marin « caverneux » de haut de plage (Fig. 53).

Unité H-D3

Sable éolien, meuble, fin, beige dont le sommet est pédogénéisé (nodules et tubulures carbonatées). Une encoche d'érosion est taillée dans l'unité meuble H-D3. Cette encoche est le résultat d'une nouvelle transgression marine dont ne subsiste à l'affleurement que son faciès dunaire de haut de plage (unité M3'C).





Figure 53. Les faciès caverneux de haut de plage du Sud de la falaise de Hergla (Profil 10') :
A et B : apparition des faciès caverneux de haut de plage qui constituent la base du cordon dunaire ; unités H-M2c ; H-M3c et H-M3'c. C. microfaciès quartzeux de l'unité caverneuse de haut de plage H-M3c. Les grains de quartz (q) constituent l'essentiel du sédiment. Ils sont associés à des coprolithes (c) qu'on retrouve dans le cordon dunaire du Nord de la falaise de Hergla (Hergla port). Lame mince en lumière polarisée analysée grossissement (x 10). L.

mince, LP (x 5)

b. Secteur Hergla-Nord

Profil 11

Coordonnées géographiques : 36° 00'.641N ; 10° 31'.190E

Le profil 11 montre l'apparition d'une unité lithologique (unité H-V4) formée de limons sablo-limoneux rubéfiés et pédogénéisés. Ils sont surmontés d'un dépôt marin conglomératique ravinant (H-M ?) lequel est suivi d'un dépôt dunaire (unité H-D4 ?) à stratifications obliques très caractéristiques (Figure 54).

Dunaire

Dépôt transgressif

Surface d'érosion transgressive

Continental

H-D4?

H-M?

H-V

Α	Log	Niv.	Description		Structures sédime et processus d'alt	entaires ération		Milieux de dépôt
1		H-D4?	Grès éoliens		Stratifications entre en auge de grande a	croisées amplitude	e ————————————————————————————————————	Continental dunaire
		H-M?	Grès marins bioclastiques Conglomérat tyrrhénien				Lind	Subidal - Intertidal
	1m	H-V	Limons argilo - sableux	Biotr recti Forte	urbations sous forme d lignes concentration de nod	de terrier ules carb	s fins oonatés	Continental
				в	Log	Niv.	Limite	s de séquences
				<u> </u>				

Continental dunaire

Subidal - Intertida



Unité H - V4

Niveaux marneux intercalés de sables à pellicule ocre rapportés au Villafranchien (55 ; photo A).

Unité H-M? (tyrrhénienne)

Un lit de conglomérats et galets marins sub-arrondis ravine le niveau sablo-marneux villafranchien sous-jacent (Fig. 55 ; photos A et C). Ces conglomérats, de grande taille, sont associés à une matrice gréseuse renfermant une faune variée de lamellibranches et de gastéropodes, entre autres *Strombus bubonius* (communication personnelle de Oueslati). Cette disposition matérialise la transgression de la mer tyrrhénienne à Strombes sur le substratum villafranchien.

Unité H-D4?

Au sommet se développent des sables dunaires à stratifications en auge de grande échelle caractéristiques de la dune de Réjiche (Fig. 55 ; photo B).







Figure 55. Transgression « tyrrhénienne » sur le Villafranchien (Profil 11). **A.** transgression des dépôts littoraux pléistocènes (marin – éolien) matérialisés par les unités H-M ? et H-D4 sur les sables limoneux ocres du Villafranchien (unité H-V). Noter l'importante épaisseur du paléosol villafranchien au sommet des sables limoneux ocres. **B.** base conglomératique des

dépôts marins subtidaux à intertidaux sur le paléosol villafranchien, d'épaisseur réduite. Remarquer le passage d'un faciès subtidal – intertidal au niveau du conglomérat vers un faciès de plage à stratifications obliques planes (H-M ?). Le dépôt dunaire tronque les faciès marins sous-jacents suivant une surface d'érosion (trait tireté blanc). **C.** détail de la photo B montrant la transgression marine « pléistocène » sur le Villafranchien

Profil 12

Coordonnées géographiques : 36° 01'.037N ; 10° 31'.093E

La succession lithostratigraphique correspond à un sable limono-argileux rubéfié probablement villafranchien (unité H-V ?) surmonté d'un dépôt marin à base conglomératique ravinante (unité H-M ?). L'unité dunaire H-D4 marque le sommet du dépôt marin (Fig. 56).



Echantillon IRSL

Paléosol villafranchien

Encroûtement

В		Log Niv.		Description	Structures sédimentaires	Milieux de dépôt
	Π					
					Croûte calcaire	
				Gràs áolions	Bioturbations	Dunaire
			11-04	Gres collens	Stratifications en auge	
	lm		H-M?	Grès marin bioclastique tyrrhénien		Intertidal
		1	H-Vv?	Dépôt sablo-limoneux ocre	Nodules carbonatés	Continental

Figure 56. A. Log schématique représentatif du profil 12A. B. Log schématique représentatif du profil 1

Profils 12A et 12B

Unité H-V

Sable limoneux continental ocre à passées conglomératiques, fortement pédogénéisé (concrétions et encroûtement sub-horizontal carbonatés).

Unité H-M?

Blocs conglomératiques tyrrhéniens transgressifs sur le substratum Villafranchien (unité H-Vv?). La matrice sableuse du conglomérat est très riche en faune de mollusques. Elle renferme des valves épaisses et disjointes de *Cardium*, *Glycymeris* et des coquilles éparses de *Strombus bubonius* (communication personnelle de Oueslati). Ce conglomérat est surmonté de grès marins bioclastiques.

Unité H-D4

Grès dunaire (fortement bioturbé). Le sommet de la dune est coiffé par un dépôt de calcrète compacte à extension limitée dans l'espace et très induré. Cet encroûtement massif est dû à une évolution pédologique survenue après stabilisation du cordon dunaire.

c. Secteur Hergla- Nord Port

Profils B et A

Coordonnées géographiques du profil B : 36° 01'.906N ; 10° 30'.654E Coordonnées géographiques du profil A : 36° 01'. 926N ; 10° 30'.584E

Deux séquences dunaires remarquablement développées sous le cimetière marin du village d'Hergla (Fig. 57).

A	Log	Niv.	Description	Structures sédimentaires et processus d'altération	Milieux de dépôt
1		H-D4b H-D4	Grès éoliens	Bioturbations intenses Stratifications entrecroisées en auge de grande amplitude	Dunaire continental



Bioturbation



Figure 57. A et B. Logs schématiques représentatifs des profils A et B de la falaise de Hergla.C. Log séquentiel représentatif du profil B de la falaise de Hergla

Unité H-V

Sable limoneux rougeâtre pédogénéisé (concrétions carbonatées) attribué au Villafranchien (Fig. 58 ; photo C).

Unités H-D4 et H-D4b

Dépôt dunaire inférieur (H-D4) marqué par des stratifications en auge de grande amplitude (Fig. 58 ; photos A et B) tandis que le dépôt dunaire supérieur (H-D4b) est fortement bioturbé et montre rarement des stratifications obliques de grande amplitude. Le sommet du cordon dunaire culmine à environ 14 m d'altitude par rapport au niveau marin actuel (Fig. 58 ; photo B). Ce dépôt dunaire est dépourvu d'oolithes. Il renferme des grains de quartz, bien triés, à majorité arrondis à sub-arrondis. Ces derniers sont associés à quelques pelletoïdes en forme de bâtonnets. L'association minéralogique de la dune supérieure (H-D4b) correspond principalement au quartz et à la calcite. L'aragonite y est présente en moindre proportion; les grains de quartz sont arrondis et subanguleux. Ils sont associés à des pelletoïdes de forme arrondie et des coprolithes. La teneur en carbonates de la dune supérieure est de 18,5%.



Figure 58. Les dunes fossiles de la falaise de Hergla (profils B et A). A. Affleurement du cordon dunaire H-D4 de Hergla. Remarquer les structures sédimentaires à stratifications en auge de grande amplitude qui caractérisent cette dune. B. Superposition de deux unités dunaires H-D4 et H-D4b suivant une surface d'érosion (trait pointillé blanc). C. Superposition localisée du dépôt dunaire H-D4 et du paléosol H-Vv villafranchien ?

Dans la dune inférieure (unité H-D4), on observe un ciment calcitique palissadique, réparti régulièrement autour des grains associé à un ciment en mosaïque intergranulaire sans aucune organisation particulière, remplissant toute la porosité. Ces deux morphologies et dispositions différentes du ciment impliquent une diagenèse dans un environnement continental phréatique. Dans la dune supérieure (unité H-D4b), la phase de liaison se résume à des ponts calcitiques se développant au contact des grains. Elle témoigne d'une cimentation continentale vadose.

B. La grande carrière de Khniss

La grande carrière de Khniss, taillée dans le bourrelet tyrrhénien, se situe au Nord-Ouest du village de Khniss (Figure 59). Les coupes étudiées sont localisées sur les parois Est et Ouest de cette carrière.



Figure 59. Schéma de localisation des coupes de la grande carrière de Khniss (d'après carte topographique de Sousse au 1/50.000)

a. Paroi Ouest de la carrière

Coordonnées géographiques : 35° 43' 03"N; 10° 48' 28"E

Une épaisse unité marine (K-M) correspondant à une calcarénite oolithique caractérisée par des structures sédimentaires variées allant du milieu subtidal à un environnement de plage. Cette unité marine est surmontée de dépôts continentaux de bas niveau marin (SC1 et SC2) (Fig. 60).

Chronologie OSL, paléoenvironnements et néotectonique

Hajer MEJRI



Figure 60. A. Log schématique représentatif de la coupe de Khniss. B. Log séquentiel représentatif de la coupe de Khniss (paroi Ouest)

Unité K-M

L'affleurement de la paroi Ouest de la grande carrière de Khniss montre une séquence littorale régressive allant des faciès subtidaux vers des faciès de plage (Fig. 61 ; photo A). La base de l'affleurement se situe à + 2 - 3 m d'altitude par rapport au niveau marin actuel. Elle correspond à 0,90 - 1 m de sables quartzeux fins intensément bioturbés par des terriers de Callianasses. Ces derniers caractérisent les fonds sableux du milieu subtidal inférieur. Cette

bioturbation d'origine animale perturbe nettement la stratification oblique de ces sables (Fig. 61 ; photo B).

Le sommet des sables à Callianasses (0,70 m d'épaisseur) est marqué par des terriers rectilignes très fins (Fig. 61; photo C). Viennent ensuite des grès marins à structures sédimentaires variées renfermant des débris fins de lamellibranches. Les dépôts marins sont formés de sables quartzeux fins à stratifications entrecroisées en festons du milieu subtidal - intertidal qui passent vers le haut, à des stratifications obliques planes de plage (Fig. 61, photo D).



Figure 61. Les dépôts pléistocènes de la grande carrière de Khniss. **A.** Affleurement des différentes unités lithostratigraphiques de la paroi Ouest de la carrière de Khniss. **B.** Détail de l'unité sédimentaire à terriers de Calliannasses de l'unité marine H-M. **C.** Détail de la zone à terriers fins et verticaux de l'unité marine K-M. **D.** Détail des stratifications entrecroisées

(flèche noire) et des stratifications obliques de plage (flèche blanche) de l'unité marine K-M.
E. Microfaciès de l'unité marine K-M. Les grains de quartz (q) et les grains carbonatés sont oolithisés (o) avec présence de pellets (p). L. mince, LN (x 10)

La composition minéralogique de ces sables marins fins de Khniss est formée essentiellement de quartz mais renferme aussi de l'orthose, de l'illménite, de la calcite et rarement de l'aragonite et de la sodalite.

L'examen des lames minces montre un faciès gréso-carbonaté fin et oolithique. Les grains de quartz sont de taille variée, remarquablement altérés, à aspect laiteux. Ils sont affectés par la corrosion bien visible sur les bords des grains. Les oolithes sont nombreuses, certaines présentent même un cortex bien développé (Fig. 61 ; photo E) et tentent de régulariser la forme des grains. Elles sont associées à des débris d'algues vertes ainsi qu'à des pelletoides dont certains gardent une vague structure interne ou sous forme de pellets en bâtonnets qui pourraient résulter de la micritisation de tests de lamellibranches.

La phase de liaison est une calcite palissadique isopaque dont les cristaux se terminent en pointe. Elle est répartie régulièrement autour des grains. L'occurrence de ce type de ciment implique une cimentation dans un milieu continental saturé en eau douce. Toutefois, il existe par endroits des ponts calcitiques développés juste au contact des grains, traduisant ainsi une phase de cimentation continentale vadose suite au balancement du niveau de la nappe phréatique.

Unité SC1

La séquence marine est surmontée par des dépôts de ruissellement continentaux (Fig. 61 ; photo A). Il s'agit d'alluvions sablo-graveleuses à galets continentaux et cailloutis.

Unité SC2

Des sables continentaux (éoliens?) de couleur ocre terminent la séquence (Fig. 61; photo A).

b. Paroi Est de la grande carrière de Khniss

Coordonnées géographiques : 35° 43' 16"N ; 10° 48' 28"E

Apparition d'une marne lagunaire pédogénéisée (unité K-LL) surmontée d'une séquence littorale régressive formée par les dépôts oolithiques de l'unité K-M et d'un dépôt de dune côtière (unité K-D) (Fig. 62).

Unité K-LL

Sur la paroi Est de la grande carrière de Khniss affleure une marne lagunaire pédogénéisée, de couleur gris-vert, de 70 à 90 cm d'épaisseur (Fig. 63 ; photo A). Elle renferme de nombreuses concrétions claires arrondies d'une dizaine de centimètres de diamètre. Le sommet du paléosol culmine à + 7 m d'altitude par rapport au niveau marin actuel. La marne gris-vert renferme du microcline, de la calcite, du Mg, de l'anorthite et de l'aragonite mais se compose essentiellement de grains de quartz anguleux cimentés entre eux par une microsparite fine en mosaïque (Fig. 63 ; photo B). Celle-ci est le résultat de la recristallisation de la boue micritique qui formait le fond de l'ancienne vase lagunaire.

Unité K-M

Sables marins quartzeux fortement bioturbés surmontés des sables marins à stratifications entrecroisées (Fig. 63 ; photo A).

Unité K-D

Les dépôts marins de l'unité K-M sont surmontés d'un épais dépôt dunaire qui culmine à + 13 - 14 m d'altitude.









Figure 63. A. Affleurement de la coupe de la paroi Est de la carrière de Khniss montrant l'apparition d'une unité lagunaire K-LL pédogénéisée et d'un complexe littoral formé de l'unité marine K-M surmonté de l'unité dunaire K-D. B. Mirofaciès de l'unité lagunaire quartzeuse (q) de Khniss K-LL. La flèche blanche indique des plages sombres de boue micritique. La flèche noire indique des plages claires de microsparite provenant de la recristallisation de la micrite. L. mince, LP (x 5)

C. Coupes de la carrière d'Ashraf

A environ 5 km au Nord de la ville de Mahdia, les carrières de la localité d'Ashraf, actuellement en exploitation, mettent au jour des coupes pléistocènes littorales (Fig. 64). Le paysage côtier actuel est formé d'une plage sableuse derrière laquelle se développe un système lagunaire orienté N-S. La lagune constitue un écosystème littoral et sépare la plage d'un cordon littoral pléistocène formé de dépôts marins et dunaires.

Coordonnées géographiques: 35° 35' 18''N; 11° 01' 36''E

La coupe d'Ashraf se constitue d'une unité siliciclastique inférieure (A-M1) dont les structures sédimentaires montrent tous les termes transitoires entre le milieu subtidal et l'environnement de plage. Cette unité est surmontée d'une autre unité siliciclastique renfermant des fossiles de crabes. Les unités qui suivent correspondent à une première unité à base conglomératique à Strombes (unité A-M2) surmontée d'une deuxième unité à base conglomératique renfermant moins de fossiles de Strombes (unité A-M3) comparativement à l'unité sous-jacente. Celle-ci montre une séquence de dépôts intertidaux oolithiques exposés à des tempêtes répétitives. Ils sont relayés vers le haut à un dépôt dunaire épais à stratifications obliques caractéristiques (unité A-M4) (Fig. 65A et 65B).



Emplacement de la coupe étudiée

Figure 64. Schéma de localisation de la coupe de la carrière d'Ashraf

Unité A-M1

L'unité A-M1 correspond à une ride émergée de 3,75 m d'épaisseur (Fig. 66 photo A), développée lors d'une période de haut niveau marin.

La sédimentation est mixte et le milieu est soumis à un apport détritique terrigène modéré. Ce fait se traduit par la présence de particules de quartz sub-anguleuses à anguleuses, bien triées et associées à des grains carbonatés (Fig. 66 photo B). Ceux-ci sont représentés essentiellement par des pelletoïdes, en proportions proches de celles des grains détritiques.

Α	Log	Niv.	Description	Structures sédimentaires et processus d'altération	Milieux de dépôt
	t=ASHC4	A-D	Sables fins éoliens Terriers d'insectes	Stratifications dunaires en auge de grande amplitude Grosses conuilles de lamellibraches remaniées	Dune
			Sables marins quartzeux à fossiles de crabes	Grosses coquines de lamembraches remaniees	
	ASHC	A M4	Sables marins carbonatés alternant avec lits bioclastiques	Séquences répétitives de forte dynamique Rides de courant suivies vers le faut de stratifications planes	Intertidal supérieur: Avant plage exposé Subtidal/Intertidal
		A-1114	Sables marins gréso-carbonatés très bioclastiques à oolithes et pelletoides		Intertidal
			Congiomerat a Strombes et malacoraune variee	Stratifications obligues sous forme de rinnles	Subtidal
	- P	A-M3	Conglomérat à Strombes et malacofaune variée	et de stratifications multidirectionnelles	Intertidal
	ASHC1	A-M2	Sables quartzeux à fossiles de crabes	Bioturbations d'origine animale	
4m :	it ★●ASH1	A-M1	Sables marins quartzeux	Stratifications obliques planes inclimées vers la mer	Plage
1.			Faciès grossier de forte dynamique	Stratifications obliques multidirectionnelles Laminations horizontales	Intertidal Subtidal

Echantillon IRSL

 \star Echantillon lame mince

Figure 65. A. Log schématique représentatif de la coupe de la carrière d'Ashraf



Figure 65. B. Log séquentiel représentatif de la coupe de la carrière d'Ashraf

Ils résultent principalement d'agglutination de particules de boue. Les foraminifères benthiques sont particulièrement abondants.

Vers l'Est et en direction de la mer, des structures sédimentaires variées et amalgamées apparaissent. Leur agencement traduit l'évolution d'une ride littorale depuis les zones subtidales jusqu'aux zones intertidales peu profondes. Ainsi, des stratifications obliques en festons sont relayées en direction du rivage par des stratifications obliques en « herring-bone ».

Le sommet de la ride est marqué par un faciès de plage à stratifications sub-horizontales. Les sables sont relativement indurés et renferment de rares coquilles de *Cardium*. L'apport détritique en quartz est très important. L'examen des rayons X montre un fort taux de quartz, suivi de loin par l'aragonite et la calcite. La microfaune est essentiellement composée de foraminifères benthiques, de quelques débris d'échinodermes, et de rares fragments d'huîtres.

La cimentation s'est effectuée dans un environnement continental vadose. Elle se traduit d'une part, par un ciment stalactitique poussant en éventail à la face inférieure d'un gros miliolidé. D'autre part, par un ciment calcitique en ménisque développé au contact des grains).

Unité A-M2

Elle se constitue de sables quartzeux moyens de plage, bien triés et riches en fossiles de crabes (Fig. 66 ; photo C). Ils sont exclusivement composés de quartz associés à la calcite et à l'aragonite.



Figure 66. Les dépôts pléistocènes « quartzeux » de la carrière d'Ashraf. A. Affleurement de l'unité A-M1 d'Ashraf. Remarquer la diversité des structures sédimentaires constituant cette ride. B. Microfaciès de l'unité A-M1 renfermant de nombreux foraminifères benthiques d'assez grande taille, associés à des particules micritisées (p) et des grains de quartz (q). L. mince, LN (X5). C. Présence de fossiles de crabes en position de vie dans les sables de plage de l'unité A-M2. D. Mirofaciès de plage de l'unité A-M2 renfermant essentiellement des grains de quatz (q) associés à des particules micritisées (p). L. mince, LN (x 5)

Vers le Nord, ces sables sont affectés par un réseau de bioturbations intenses sous forme de galeries rectilignes et inclinées, témoins d'un taux de sédimentation faible. L'analyse des lames minces montre un microfaciès quartzeux, pauvre en microfaune. Les grains de quartz sont anguleux à sub-émoussés. Ils sont associés à quelques fragments de lamellibranches. En revanche, les pelletoïdes sont abondants et sont formés par agglutination de boue carbonatée.

Unité A-M3

L'unité A-M3 débute par un conglomérat transgressif et érosif sur l'unité A-M2. La matrice de ce conglomérat renferme une malacofaune remaniée à partir du fond subtidal, très diversifiée, riche en Strombus bubonius (Fig. 67; Photos A et B). Cette transgression est illustrée par 0,15 à 0,20 m de galets hétérométriques, de nature très variée, émoussés et englobés dans une matrice sableuse fine. Associés à ces conglomérats, se remarquent de nombreuses pierres ponces indicatrices du niveau des plus hautes mers, des fragments de roche noirs, lisses et très consolidés ainsi que des blocs anguleux arrachés à la calcarénite (Fig. 67; Photo C). La masse conglomératique renferme aussi une malacofaune très diversifiée composée de gastéropodes et de lamellibranches. Ceux-ci sont de grande taille, généralement conservés avec les deux valves déconnectées. Parmi les gastéropodes, nous avons reconnu Murex et Strombus bubonius, fréquents, plus ou moins brisés et souvent lithophagés. Un grainstone gréso-carbonaté de 20 cm d'épaisseur succède au dépôt conglomératique. Il montre des rides à stratifications obliques de petite échelle passant latéralement à un feston suivi par des stratifications de type avalanche ripples (30 à 40°), produites par des courants de marée d'intensité modérée (Purser, 1983). Ce grainstone à pellets et oolithes marque le passage d'une sédimentation à dominance siliciclastique vers une sédimentation intertidale à dominance carbonatée où les apports détritiques sont nettement réduits. Il renferme de nombreux débris bioclastiques très fins et des galets hétérométriques, sub-anguleux à sub-arrondis, de différente origine.

Le microfaciès montre des grains de quartz mal triés dont certains sont oolithisés (Fig. 67 ; Photos D et E). Le cortex des oolithes est assez épais ; il s'agit d'oolithes de type β qui épousent parfaitement la forme du grain. De telles formes prennent généralement naissance près des rivages à faible hydrodynamisme côtier (Purser, 1983). Les pellets, notamment des coprolithes, forment cependant l'essentiel du sédiment.

La faune et microfaune sont fréquentes et diversifiées. Elles correspondent à des lamellibranches, entre autre des fragments d'huîtres, des spicules d'oursins et des foraminifères benthiques (Miliolidés et Discocyclines) associés à des algues rouges (Rhodophycées). Coprolithes et oolithes sont particulièrement fréquents. Des grains de calcite et de zircon émoussé ont pu être observés au sein de cette calcarénite. L'ensemble de ces caractéristiques faciologiques sont attribuables à un environnement de plate-forme subtidale.

On notera enfin la présence, au sein du sédiment, de trace de charbon entourée d'une auréole jaune dans le niveau conglomératique à Strombes.

Un ciment calcitique palissadique est régulièrement réparti autour des grains. Il est suivi par un ciment calcitique granulaire qui occupe toute la porosité. Il s'agit d'un cas de cimentation effectuée en milieu continental phréatique, postérieurement au dépôt du sédiment dans son milieu marin subtidal.



Figure 67. Le premier niveau conglomératique de la coupe d'Ashraf (unité A-M3). A. lithostratigraphie des unités marines et dunaire pléistocènes de la carrière d'Ashraf. B. Image rapprochée des deux niveaux conglomératiques de la coupe d'Ashraf. C. détail du premier conglomérat à Strombes formant la base de l'unité A-M3 composé de galets hétérogènes, de pierres ponces et de coquilles de gastéropodes et lamellibranches. D. Microfaciès carbonaté de l'unité A-M3 montrant une majorité de pellets (p) dont certains sont oolithisés (o), associés à des débris de lamellibranches (l). LM mince, LP (x 10). E. Oolithes et pellets de l'unité A-M3. L. mince, LP (x 10)

Unité A-M4

Une seconde transgression marine est soulignée par un lit conglomératique à galets arrondis et très hétérogènes, surmonté par 0,15 m de sables gréseux oolithiques très bioclastiques (Fig. 68 ; photo A). Le lit conglomératique remanie des galets de nature et de taille variées associées à des coquilles de lamellibranches et de gastéropodes lithophagés relativement en bon état de conservation, entre autres, des coquilles de Strombes (Fig. 68 ; photo B). Vers le haut, les grès oolithiques intertidaux montrent un faisceau biseauté de stratifications obliques sous forme de rides de courant (0,20 m). Ceux-ci sont surmontés par des dépôts intertidaux d'avant-plage exposés à de fréquents épisodes de tempêtes ou de marées hautes. Ils forment ainsi une séquence répétitive de dépôts de tempête marqués, de bas en haut, par (Fig. 68 ; photo C):

sables fins marins montrant un faisceau biseauté à stratifications obliques planes (0,20 m)

- niveau gréseux bioclastique ravinant et ne renfermant pas de grosses coquilles de lamellibranches (0,1 à 0,2 m)

- lentille de sables marins fins (0,20 m d'épaisseur)

- sables gréseux très bioclastiques à base érosive (0,10 m)

- sables marins moyens, mal triés, à stratifications obliques planes. Ils font 0,40 à 0,50 m d'épaisseur et renferment quelques fossiles de crabes. Ce second niveau à crabes est plus carbonaté que celui de l'unité A-M2. Pelletoïdes et quartz sub-émoussés à anguleux forment l'essentiel du sédiment. Ils sont associés à une oolithisation intense à cortex mince et très finement laminé, des débris d'algues d'assez grande taille, des fragments d'huîtres, des plaques d'échinodermes et des sections de gastéropodes (Fig. 68 ; photos D et E). A ce niveau, les agrégats sont abondants et témoignent d'une cimentation précoce en milieu subtidal. Toutes ces caractéristiques impliquent un environnement de transition intertidal supratidal, balayé par des courants marins et des épisodes de haute énergie hydrodynamique.

Enfin, la présence d'un ciment calcitique en mosaïque occupant l'espace intergranulaire témoigne d'une cimentation continentale phréatique.





Figure 68. Le deuxième niveau conglomératique de la coupe d'Ashraf (unité A-M4). A. Succession lithostratigraphique de la coupe d'Ashraf montrant le contact transgressif de l'unité A-M4 sur l'unité A-M3. B. Détail du deuxième niveau conglomératique montrant des galets hétérogènes plus ou moins dispersés dans la masse gréseuse, associés à des coquilles de lamellibranches à face concave vers le haut. Noter le contact érosif (trait tireté noir) des séquences bioclastiques du sommet de l'unité A-M4. C. Détail du sommet de l'unité A-M4 montrant des séquences aggradantes à bases érosives dues à des tempêtes répétitives. Le trait tireté blanc indique la limite entre l'unité A-M4 et le dépôt dunaire littoral qui la surmonte (unité A-D). L. mince, PA (x 5). D. Microfaciès carbonaté oolithique de l'unité A-M4.
Remarquer la fréquence des oolithes (o) dans cette unité où elles sont associées à des agrégats (ag) en bon nombre remaniés du fond subtidal, et grains de quartz (q). L. mince, LP. (x 5). E: Gros débris d'algues (a), des débris de lamellibranches (l), des particules micritisées (p) et de rares grains de quartz (q) dans l'unité A-M4

Unité A-D

La séquence littorale d'Ashraf se termine par un bourrelet dunaire épais de près de 8 m qui affleure à une altitude de +15 à +16 m par rapport au niveau marin actuel (Fig. 69 ; photos A et B). Le passage entre dépôts marins et dunaires se situe à +7 m d'altitude. Il est marqué par des passées de blocs intraformationnels et de gros lamellibranches à convexité dirigée vers le haut. Ils traduisent un stationnement du niveau marin avant la régression qui a entraîné l'émersion de l'estran sableux et a contribué par la suite à l'approvisionnement en sable du cordon dunaire littoral. La composition minéralogique du sédiment est très peu différente de celle de l'unité marine A-M4 sous-jacente.



Figure 69. La dune d'Ashraf. A et B. Superposition des unités marines A-M2, A-M3 et A-M4 et de l'unité dunaire A-D d'Ashraf. Le trait tireté blanc indique la limite entre la séquence marine d'Ashraf et la séquence dunaire. C. Microfaciès gréso-carbonaté de la dune d'Ashraf formé d'une majorité de pellets (p), oolithes (o) et renfermant des débris de gastéropodes (g), échinodermes (ech) et grains de quartz. D. Microfaciès gréso-carbonaté de l'unité dunaire A-D d'Ashraf. L. mince, LP (x 10)

L'analyse du microfaciès de l'unité A-D révèle un retour aux apports détritiques terrigènes (Fig. 69 ; photos C et D). A ce niveau, la faune est réduite et remarquablement moins diversifiée que les deux unités sous-jacentes (A-M3 et A-M4). Les algues sont plus fréquentes

et les oolithes forment des laminations corticales très fines d'aragonite, épousant la forme du grain. Les grains de quartz présentent des contours anguleux à sub-anguleux.

La phase de diagenèse est illustrée par une calcite répartie régulièrement autour des grains et par une calcite sparitique équigranulaire dans les zones saturées en eau douce. Ces deux morphologies de ciment calcitique sont caractéristiques d'une diagenèse dans un milieu continental phréatique.

D. Coupes dans la grande carrière de Réjiche

La grande carrière de Réjiche se situe à environ 4 km au sud de la ville de Mahdia. L'accès à cette carrière a été décrit par Mahmoudi (1986) (Fig. 70).



Figure 70. Schéma de localisation des coupes de Réjiche et d'El Hajeb d'après la carte géologique de Mahdia au 1/50.000

Trois profils A-A', B et C ont été levés, d'Est en Ouest :

Profil A

Coordonnées géographiques du profil A : 35° 27' 18"N; 11° 02' 12"E

Le profil A montre une superposition d'un dépôt de plage (unité R-M1) et d'un sable dunaire (unité R-D) (Fig. 71).





Unité R-M1

Sables marins bioclastiques, moyennement consolidés, affleurant sur environ 2 m d'épaisseur. L'unité R-M1 culmine à environ 7 à 8 m d'altitude au-dessus du niveau marin actuel (Figure 72 ; photo A). Le litage se présente sous forme de laminations planes parallèles, subhorizontales, caractéristiques d'un environnement de plage (Fig. 72 ; photo B).

Un niveau coquillier formé d'un alignement de coquilles fines de gastéropodes, des *Potamides*, et de lamellibranches y est intercalé. La taille minuscule des coquilles, leur bon état de conservation ainsi que l'aspect en feuillets du litage suggère un épisode temporaire de sédimentation en milieu calme.

L'analyse pétrographique de ces grès marins montre qu'ils sont formés essentiellement de quartz montrant un début d'oolithisation (Fig. 72 ; photo C).

Les grains sont entourés d'un ciment calcitique en « dents de chien ». Un ciment secondaire en mosaïque intergranulaire occupe par endroits la porosité. L'occurrence de ces deux types de ciments traduit une phase diagénétique de lithification dans un environnement continental phréatique.

Unité R-D

Le cordon dunaire, culminant à + 15 m d'altitude et puissant d'environ 8 m, montre des stratifications obliques à surfaces concaves de grande amplitude, caractéristiques des dépôts dunaires (Fig. 72 ; photos A et D). Il est formé de sables blancs, oolithiques, très fins et homométriques. La surface de la dune est criblée de perforations de toutes dimensions dues aux bioturbations. Localement, l'action conjuguée des bioturbations et de l'altération superficielle, ont complètement détruit le litage. Il n'en subsiste qu'une structure massive de sables friables et d'aspect crayeux. Du point de vue pétrographique, les sables dunaires de Réjiche présentent un faciès oolithique gréso-carbonaté. Les grains de quartz sont anguleux à sub-arrondis. A ce niveau, près de 85% des grains sont oolithisés. Certaines oolithes sont fines et leurs laminations corticales sont formées d'une aragonite lamellaire très fine. D'autres, en revanche, forment un cortex plus épais à la base du grain (Fig.72 ; photos E et F). Elles sont associées à des pelletoïdes de forme souvent ovale correspondant à des rejets fécaux, d'autres sont de forme diffuse et sont dus à l'agglutination de particules de boue tandis que d'autres correspondent à des coprolithes de crustacés.

Ce sédiment dunaire renferme également des restes fauniques remaniés de la plateforme marine exondée: plaques d'échinodermes, fragments de gastéropodes et quelques foraminifères benthiques issus du milieu subtidal à intertidal.

Le ciment est une calcite répartie régulièrement autour des grains, suivie, par endroit, d'une calcite granulaire occupant tout l'espace granulaire. La phase de diagenèse s'est donc opérée postérieurement au dépôt de la dune (base du dépôt dunaire), dans un environnement continental phréatique. Ceci implique que vers la fin de dépôt de l'unité R-M1 et au début de l'édification du cordon dunaire (début de l'émersion), le niveau de la nappe phréatique était encore assez haut (conditions climatiques humides vers la fin de dépôt de l'unité R-M1 ?).

Unité SC

La dune est surmontée de blocs conglomératiques intraformationnels provenant d'un remaniement local de son sommet. Des sables continentaux (éoliens) brun-rouges de 2 m d'épaisseur reposent sur ces blocs.



Figure 72. L'unité marine R-M1 et l'unité R-D de la coupe de Réjiche (Profil A). **A.** Affleurement du profil A de la carrière de Réjiche. **B.** Détail de l'affleurement de l'unité

marine R–M1 de Réjiche à stratifications obliques de plage. C. Microfaciès essentiellement quartzeux (q) de l'unité R-M1 renfermant des particules micritisées (p), entre autre des algues (a). L. mince, LP (x 4). C : Même microfaciès quartzeux de l'unité R-M1. L. mince, LP (x 5).D. Détail d'affleurement de la dune de Réjiche. E. Microfaciès gréso-carbonaté oolithique

(o) de la dune de la carrière de Réjiche. L. mince, LN (x 5). F. Aggrandissement du microfaciès de l'unité dunaire R-D. Le cortex des oolithes (o) épousent parfaitement la forme des grains. L. mince, LP (x 10)

Profil A' (Fig. 73) *Coordonnées géographiques du profil A' : 35° 27'.318N ; 11° 02'.177E*

Unité R-M1

Latéralement, les sables marins carbonatés aquièrent un aspect laminé. Par endroit, les lamines disparaissent, ce qui confère une structure massive au sédiment. L'unité R-M1 renferme des blocs intraformationnels centimétriques et sub-anguleux. La formation de ces blocs est corrélative de leur remaniement in situ ou sur une très faible distance lors d'épisodes de hautes mers (Fig.74 ; photos A et B). Leur composition pétrographique est très similaire à celle du sédiment encaissant. Elle est formée d'éléments bien triés de la taille des arénites et renferme des grains de quartz associés à de rares pellets (Fig. 74 photo C). La composition pétrographique de ces grès correspond essentiellement à des grains de quartz bien triés associés à de rares pelletoïdes.

Un ciment calcitique palissadique à cristaux trapus est régulièrement réparti autour des grains. Sa présence implique une cimentation continentale phréatique. Une calcite en mosaïque occupe d'une manière différentielle l'espace intergranulaire et traduit le maintien du niveau de la nappe phréatique.

	Log	Niv.	Description	Structures sédimentaires et processus d'altération	Milieux de dépôt
Im.	REJA'1	ја'1 R-M1	Calcaires gréseux à péloides et coprolithes renfermant des lamellibranches entiers et en débris	Blocs intraformationnels stratifications planes sub- horizontales	Plage

★ Echantillon lame mince

Stratifications sub-horizontales de plage Horizons massifs d'altération Blocs intraformationnels





Figure 74. Affleurement du profil A' de la carrière de Réjiche. A. Extension latérale de l'unité R-M1. B. Détail de l'affleurement de l'unité R-M1 dans le profil A'. C. Même microfaciès quartzeux de l'unité R-M1. L. mince, LP (x 5)

Profil B

Coordonnées géographiques : 35° 27'.315N ; 11° 02'.244E

Le profil B montre une superposition d'un dépôt de plage (unité R-M2) appartenant à une deuxième unité marine et du sable dunaire (unité R-D) (Fig. 75).

Unité R-M2

L'unité marine R-M2 correspond à des sables littoraux de 2,50 m d'épaisseur, moyens et très bioclastiques. Le litage est toujours oblique, avec un pendage de 25 à 30° en direction de la mer (Fig. 76 ; photos A et B). Quelques grosses valves de lamellibranches déconnectées sont disséminées au sein de ces dépôts subtidaux soumis à des courants de marée modérés. La sédimentation est essentiellement carbonatée. De grosses valves déconnectées et même connectées de lamellibranches bien conservés se remarquent dans ce niveau de plage. Il s'agit d'une calcarénite formée essentiellement de pelletoïdes à morphologie en bâtonnets et arrondie, notamment des coprolithes associés à une faune fréquente d'échinides représentée par de nombreuses radioles d'oursins et de plaques d'échinodermes (Fig. 76 ; photo B). Il existe aussi des débris de lamellibranches, des foraminifères benthiques ainsi que des débris

d'algues. Les oolithes y font défaut. Les stratifications obliques se relaient vers le faut par des stratifications planes de plage (Fig. 76 ; photos A et B).

La phase de liaison se résume à un ciment calcitique en ménisque au contact des grains, développé dans un environnement continental vadose. Par endroit, le ciment en ménisque se réduit à des ponts calcitiques entre les grains.



Figure 75. A. Log schématique représentatif du profil B de la grande carrière de Réjiche. B. Log séquentiel représentatif du profil B de la grande carrière de Réjiche







Figure 76. A et B. Affleurement du profil B de la carrière de Réjiche. C. Microfaciès carbonaté de l'unité R-M2-1 ? de la coupe de Réjiche. Noter la remarquable présence des pellets (p), entre autres les coprolithes (c) et l'absence d'oolithes. Les pellets sont associés à des foraminifères benthiques (f.b), des radioles d'oursins (r.o) et quelques grains de quartz (q). L. mince, LN (x 2)

Profil C

Coordonnées géographiques : 35° 27'.218N ; 11° 02'.177E

Le profil B montre une alternance de dépôts intertidaux et de dépôts de plage lumachellique (unités R-M2-1 et R-M2-2 respectivement) superposés sous-jacents à la dune (unité R-D) (Fig. 77).

Α	Log	Niv.	Description	Structures sédimentaires et processus d'altération	Milieux de dépôt
	* *				
1m		R-D	Sables carbonatés olithiques très fins et homométriques d'origine éolienne fortement bioturbés	Bioturbations d'origine animale sous forme d'habitats d'insectes Stratifications en festons de grande amplitude très localisées, détruits en grande partie par les bioturbations	Dune
	REJC1	R-M2-2 R-M2-1	Alternance de sables marins carbonatés et lumachelle	Lits lumachelliques en alternance avec des stratifications obliques planes qui pendent de 25 - 30° en direction de la mer	Plage Intertidal

Echantillon OSL

★ Echantillon lame mince



Calcaire gréseux très bioclastique

Sables quartzeux éoliens



Figure 77. A. Log schématique représentatif du profil C de la grande carrière de Réjiche. **B.** Log séquentiel représentatif du profil C de la grande carrière de Réjiche

Unités R-M2-1 et R-M2-2

Le profil C correspond à une superposition de dépôts marins (unités R-M2-1 et R-M2-2) de 2,5 m d'épaisseur et d'un dépôt éolien (unité R-D) épais d'environ 2,5 m. Les grès marins montrent une alternance de stratifications obliques planes de type « *avalanche ripples* » inclinées de 30° vers la mer et produites par des courants de marée d'intensité modérée (Purser, 1983) et des lits lumachelliques de lamellibranches, dont les valves sont parfois connectées, déposées suivant le même plan d'inclinaison que les stratifications obliques (Fig. 78 ; photo A).





Figure 78. Dépôts carbonatés non oolithiques pléistocènes de la grande carrière de Réjiche (Profil C). **A.** Unité marine carbonatée R-M2-2. **B.** Faciès carbonaté de l'unité R-M2-1 de la

coupe de Réjiche renfermant une faune variée composée de gastéropodes en section transversale (g), des débris d'échinodermes (ech) et des particules micritisées (p). L. mince, LN (x 10). **C.** Microfaciès carbonaté des lits lumachelliques (unité R-M2-2). Remarquer la disposition oblique des éléments figurés selon le sens de la stratification de l'unité intertidale R-M2-1. LP (x 2)

La direction du pendage des stratifications obliques indique par ailleurs un courant marin en provenance du Sud-Ouest. L'analyse microfaciologique des grès à stratifications obliques planes montre un faciès carbonaté grossier formé de fragments de lamellibranches, de plaques d'échinodermes, de radioles d'oursins, d'algues et d'endoclastes (Fig. 78 ; photo B). De la matière organique diffuse mais rare se remarque au sein de la masse carbonatée. Les particules sont parfaitement arrondies et sont orientées vers l'Est, selon le sens de la stratification oblique.

L'analyse du microfaciès a également permis de noter l'absence d'oolithes dans cette unité marine ainsi qu'une remarquable réduction des apports détritiques terrigènes.

Un ciment aragonitique fibreux est déposé en stalactites à la face inférieure de gros débris de bioclastes. Ceci traduit une cimentation synsédimentaire en milieu marin vadose (intertidal) au sein de l'unité R-M2-1.

Au sein des lits lumachelliques, les grains carbonatés sont parfaitement arrondis et suivent le sens de la stratification (Fig. 78 ; photo C).

L'étude du ciment au sein des lits lumachelliques (unité R-M2-2) implique une cimentation tardive en milieu continental vadose sous forme de ponts calcitiques entre les grains. La disposition irrégulière du ciment et sa nature sparitique sont caractéristiques de diagenèse en milieu continental vadose.

Unité R-D

Dépôts éoliens d'environ 2,5 m d'épaisseur, formés par des sables à stratifications obliques en auge de grande amplitude très localisées du fait de l'altération superficielle.

E. Coupe de la carrière d'El Hajeb

La coupe étudiée se situe au niveau d'une petite carrière abandonnée dans la localité d'El Hajeb (région de Mahdia), au Sud de la grande carrière de Réjiche et au Nord du village de Douira (Fig. 79).

Coordonnées géographiques : 35° 26' 11"N; 11° 02' 01"E

Cette coupe montre une superposition de trois unités stratigraphiques marines notées de bas en haut, E-M1, E-M2 et E-M3 (Fig. 79).



Figure 79. A. Log schématique représentatif de la coupe d'El Hajeb. B. Log séquentiel représentatif de la coupe d'El Hajeb

Les unités marines E-M1 et E-M2 sont séparées à El Hajeb par une discontinuité lithologique majeure (surface d'érosion). L'unité E-M1 est emboîtée dans l'unité E-M2 qu'elle entaille. Vers le Nord, dans la carrière de Réjiche, les unités E-M1 et E-M2 sont séparées par un limon continental pédogénéisé d'un mètre d'épaisseur (Mahmoudi, 1986, 1988). L'unité E-M3 est scellée par un sable limoneux brun rouge métrique, continental et pédogénéisé, à *Helix* et nodules calcaires. Ce dernier sépare les cordons de Douira et de Réjiche (unité 1d de Mahmoudi) (Paskoff et Sanlaville, 1976, 1980 ; Mahmoudi, 1986, 1988).

Unité E-M1

La séquence marine littorale d'El Hajeb mesure 5,70 m d'épaisseur. La base de l'affleurement commence par une unité marine E-M1 qui culmine à environ + 8 m d'altitude par rapport au niveau marin actuel et correspond à la base du cordon « Douira » tel qu'il a été décrit auparavant par Mahmoudi (1986). Elle est formée de 1 m de sables quartzeux blancs, bien triés, faiblement indurés, à laminations sub-horizontales. Un litage subhorizontal caractérise ces sables et témoigne d'un environnement intertidal (Fig. 80 ; photo A). Les restes de faune marine y sont très rares.

L'analyse pétrographique montre un grainstone renfermant 50% de grains de quartz associés à des pelletoïdes présentant une structure résiduelle difficile à distinguer. Les plaques d'échinodermes et les gros débris d'algues vertes et d'algues rouges constituent l'essentiel des particules carbonatées. Certains débris d'algues sont micritisés; il n'en subsiste, parfois, qu'une vague structure résiduelle (Fig. 80 ; photo B). Le contact entre les grains s'effectue suivant des surfaces adjacentes. D'autres montrent des golfes de corrosion dus à l'action des vagues. Cet aspect peut également s'observer chez certaines algues qui présentent des microdépressions sur les bordures. Les oolithes font complètement défaut dans l'unité marine E-M1.

L'unité E-M1 correspond donc à un milieu littoral de type intertidal (estran et plage) régi par une dynamique marine de faible énergie, soumis à des courants unidirectionnels, sur une côte faiblement agitée. La phase de liaison se résume à des ponts calcitiques développés au contact des grains, ce qui témoigne d'une cimentation en milieu continental vadose, ultérieurement à l'ensemble de dépôt de l'unité E-M1.



Figure 80. L'unité E-M1 d'El Hajeb : A. Affleurement de l'unité E-M1 à stratifications subhorizontales formant la base du cordon de la « formation Douira ». B. Microfaciès quartzeux de l'unité E-M1 renfermant notamment des débris d'algues (a) et des particules grossières micritisées (p). L. mince, LN (x 2)

Unité E-M2

Elle est séparée de l'unité inférieure par une surface d'érosion majeure qui s'incurve jusqu'à près de 1 m de profondeur et montre l'évolution verticale d'une séquence littorale allant des dépôts subtidaux vers des dépôts de plage. Epaisse d'environ 2,20 m, elle est représentée par un sable quartzeux fin, moyennement induré, bioclastique, à stratifications obliques en festons à large extension latérale, caractéristiques de la zone subtidale supérieure (Fig. 81 ; photo A). Les grès de l'unité E-M2 sont marqués par des stratifications obliques entrecroisées à des stratifications en festons dont la base est nettement érosive.


Figure 81. La formation « Douira » à El Hajeb : Unité E-M2. A. Affleurement de l'unité E-M2 à stratifications obliques en festons. Remarquer la diminution de l'extension de l'axe des stratifications concaves de la base vers le sommet de l'unité E-M2. B. Microfaciès essentiellement quartzeux de l'unité E-M2 d'El Hajeb. L'échantillon est pris au sein des festons de grande amplitude à la base de l'unité E-M2. Quelques rares particules micritisées dont des débris d'algues (p) et de lamellibranches (l), sont associées aux grains de quartz (q). Lame mince, LN (x 4). C. Microfaciès gréso-carbonaté de l'unité E-M2 pris dans les lits bioclastiques des festons de l'unité E-M2. Associés aux quartz, des particules micritisées (p), des débris d'échinodermes (ech), des fragments de lamellibranches (l) ainsi que des débris d'algues (a). Remarquer la diversité des éléments carbonatés remaniés lors du dépôt de ces lits bioclastiques. L. mince, LN (x 2). D. Détail des stratifications entrecroisées en festons au sommet de l'unité E-M2. E. Microfaciès quartzeux. Echantillon pris au sein des stratifications entrecroisées en festons. L. mince, LN (x 4)

Une unité élémentaire de ces stratifications à surfaces concaves mesure en moyenne 65 cm de largeur et 25 cm de longueur. L'inclinaison des lits de la stratification décroît de la base au sommet du profil. Ils sont d'abord étendus et faiblement inclinés à l'amont; ils deviennent progressivement plus serrés et plus inclinés à l'aval (Fig. 81 ; photo A). Cette réduction de l'extension latérale des festons est associée au développement de rides longitudinales dans la zone intermédiaire entre le subtidal supérieur et l'intertidal. Les limites érosives de certains festons renferment localement des accumulations de lamellibranches (*Cardium* et *Glycymeris*), formant des dépôts de tempête ou de marée haute, qui suivent parfaitement le sens d'inclinaison de la stratification.

Ces accumulations bioclastiques montrent au microscope optique un faciès grésocarbonaté grossier (Figure 81; photo C) renfermant des grains de quartz bien arrondis associés à des éléments carbonatés remaniés du fond subtidal. Ces derniers regroupent des pelletoïdes, de nombreux débris d'algues vertes et des lithoclastes. La microfaune est représentée par de nombreux échinides et de rares foraminifères benthiques. Certains grains de quartz sont entourés d'une enveloppe micritique, caractéristique des fonds subtidaux tandis que les grains carbonatés, notamment les algues, sont fortement micritisés. Des lambeaux d'encroûtement ainsi que quelques rares quartz polycristallins d'origine continentale sont remaniés dans le sédiment lors des vagues de tempête.

Certains grains de quartz sont entourés d'une enveloppe micritique, tandis que les grains carbonatés, notamment les algues, sont fortement micritisés.

La phase de liaison se traduit par des reliques d'un ciment de calcite magnésienne en frange sombre autour des grains bioclastiques ce qui implique une phase diagénétique précoce en milieu marin phréatique. Par ailleurs, des ponts calcitiques se développent juste au contact des grains et traduisent une phase diagénétique ultérieure au dépôt, effectuée après émersion dans un milieu continental vadose.

Vers le haut, l'unité E-M2 montre des stratifications obliques entrecroisées caractéristiques des courants de marée. Il s'agit de structures en arêtes de poisson ou « herringbone » (Figure 81 ; photo D) qui apparaissent localement. Ce sont des stratifications obliques à pendage bidirectionnel liées aux courants de marée caractéristiques de la zone intertidale (Purser, 1983). A mesure qu'on s'approche du rivage, les pendages des stratifications obliques sont plus variés. A ce niveau, les plans de stratifications sont également soulignés par des lits lumachelliques érosifs à *Cardium*. La présence de ces horizons lumachelliques dans des sables fins bien triés témoignent d'un environnement intertidal balayé par des eaux de forte énergie (épisodes de tempêtes ou de marées hautes). Le microfaciès de l'unité E-M2 est un grainstone constitué de grains de quartz sub-arrondis à sub-anguleux et de particules carbonatées micritisées. La fraction détritique quartzeuse y est dominante (Fig. 81 ; photos B et E).

L'unité E-M2 témoigne d'un environnement littoral balayé par des eaux de forte énergie lors d'épisodes de tempête répétitifs attestés par la présence des lits lumachelliques. L'évolution verticale des faciès et des structures sédimentaires au sein de l'unité E-M2 traduit la transition d'un milieu subtidal supérieur vers un milieu intertidal associé à un hydrodynamisme côtier de plus grande énergie.

Unité E-M3

Elle est représentée par des accumulations bioclastiques grossières à *Glycymeris* et *Cardium* qui marquent la limite des hautes mers. Elle culmine à + 11-12 m d'altitude par rapport au niveau marin actuel. Epaisse de 2 à 3 m, ces accumulations bioclastiques surmontent l'unité E-M2 (Fig. 82 ; photo A) suivant un contact ravinant érosif. De la base au sommet de la lumachelle, on observe un granoclassement décroissant avec une alternance de niveaux grossiers à *Cardium* et de niveaux plus fins gréseux à débris bioclastiques. L'unité E-M3 remanie aussi des galets de croûte calcaire villafranchienne.



Figure 82. L'unité lumachellique E-M3 d'El Hajeb. A. Contact érosif (trait tireté noir) séparant l'unité lumachellique E-M3 de l'unité E-M2. B. Microfaciès de l'unité E-M3 montrant une texture wackstone à packstone. C. Même microfaciès en LN (x2) que dans la photo B De la base au sommet de la lumachelle, on observe la succession suivante :

- un niveau à *Cardium* dont les stries sont bien conservées (0,7 m). Des galets de nature variée entre autres des galets de croûte saumon leur sont associés.

- grès à débris coquilliers très fins (0,15 m)

- un niveau grossier représenté par une lumachelle à *Cardium* bien développée avec des galets hétérogènes dont des galets de croûte villafranchienne (0,10 m)

- grès à débris bioclastiques fins (0,15 m)

- niveau gréseux à coquilles de *Cardium* granoclassées (0,30 m)

- grès très bioclastiques formant deux niveaux fins séparés par une pellicule de croûte calcaire (0,20 m)

- niveau grossier à *Cardium* granoclassées et galets polygéniques dont des galets de croûte villafranchienne (0,50 m)

- grès fortement consolidé (sommet de la lumachelle) à coquilles granoclassées. Elles sont remarquablement plus fines au sommet et sont associées à des galets de la croûte saumon villafranchienne (0,25 m)

La mise en place de l'unité E-M3 traduit un environnement littoral soumis à un hydrodynamisme de forte énergie, ce qui explique l'absence de boue carbonatée dans les interstices du sédiment (absence de matrice micritique). A ce niveau, on note une augmentation de la fraction détritique en provenance de l'arrière-pays. Au microscope optique, la lumachelle (Fig. 82 ; photo B) renferme des grains de quartz à majorité arrondis, de nombreux grains de quartz éoliens, des intraclastes, des débris de lamellibranches, quelques rares miliolidés, des débris d'algues et des pelletoïdes (Fig. 82 ; photo C). Enfin, c'est au cours d'un épisode régressif que s'est mis en place le limon continental pédogénéisé qui sépare la lumachelle du cordon de Douira de celui de Réjiche.

E. Falaise de CHEBBA (Sidi Abdallah Merracchi)

Sous le Marabout de Sidi Abdallah Merracchi, la falaise côtière de Chebba montre une succession de dépôts quaternaires marins et continentaux, alignés S-N et longeant la côte actuelle sur environ 700 m de longueur (Fig. 83). Au-delà, ils disparaissent sous les dunes actuelles.

La falaise de Sidi Abdallah Merracchi montre de remarquables variations latérales et verticales de faciès: grès marins (unité Ch-M2-1), marnes lagunaires pédogénéisées (unité Ch-LL), calcarénite (unité Ch-M1), conglomérat de galets marins associés à une accumulation lumachellique (unités Ch-M2-1 et Ch-M2-2), sables continentaux (éoliens?) noirs et ocres (unités SC1 et SC2) (Fig. 84).

Plusieurs profils ont été levés le long de la falaise, du Sud au Nord: profils A, B, C, D, E et F (Fig. 85).



Figure 83. Localisation des falaises de Sidi Abdallah Meracchi (Chebba) d'après la carte géologique de Chebba au 1/50.000



Figure 84. Coupe lithostratigraphique synthétique de Chebba



Figure 85. Corrélations des logs représentatifs de la falaise de Chebba (Sidi Abdallah Meracchi)

Profil A

Coordonnées géographiques : 35° 14'.982N ; 11° 07'.534E

Le profil A montre un conglomérat intertidal (Ch-M2-1) surmonté d'une lumachelle de plage battue (Ch-M2-2) et se termine par des dépôts continentaux éoliens? (SC) (Fig. 86).

Unité Ch-M₂₋₁

Dépôt conglomératique épais de 50 cm constitué de blocs volumineux, montrant à leur surface des tâches gris-rouille et des traces de lithophages de taille variée. Ils renferment, dans leur matrice gréseuse, de minuscules coquilles de lamellibranches ainsi que de rares fragments de Strombes fortement usés et souvent réduits à leurs columelles.

Ces blocs conglomératiques sont issus du démantèlement de la calcarénite (unité Ch-M1) voir profil C. L'analyse du microfaciès révèle un grès carbonaté formé essentiellement de grains de quartz et de pelletoïdes. Les grains de quartz, arrondis à sub-arrondis, sont oolithisés (Fig. 87, photo A). Une micritisation notable attaque particulièrement les bioclastes. La faune correspond à des débris de lamellibranches et de gastéropodes, des annélides, des fragments d'échinides et d'abondants foraminifères benthiques. Les débris d'algues sont rares ; cependant, un test de diatomée remanié a été observé dans la masse gréso-carbonatée.

La phase de liaison est une calcite en ménisque développée aux points de contact entre les grains (continental vadose).

Unité Ch-M₂₋₂

Lumachelle oolithique de 50 cm d'épaisseur renfermant des *Cardium* et des *Cerithium* de petite taille, souvent réduits à l'état de débris. L'examen du microfaciès révèle la présence d'oolithes à cortex formé d'aragonite agencée en lamelles très fines (Figure 87 ; photos B et C). Les débris de lamellibranches et de brachiopodes sont associés à des débris d'algues rouges. L'agencement des grains étant bord à bord. Les grains de quartz sont minoritaires et présentent souvent un aspect laiteux.

La cimentation est de type continental vadose. Elle se manifeste par un ciment calcitique stalactitique poussant à la face inférieure de gros débris de lamellibranches.

Α	Log	Niv.	Description	Structures sédimentaires et processus d'altération	Milieux de dép	pôt
	• SAMA2	SC2	Sables renfermant des mollusques terrestres	Paléosol, nodules calcaires	Continental	olien?
		SC1	Sables roux pedogeneises		Continental -	
		Ch-M2-2	Lumachellique grossière et oolithique à Strombes	Séquences lumachelliques parallèles et horizontales	Intertidal sup. (F	Plage)
1 	n Sama i	Ch-M2-1	Blocs de calcarénite remaniés renfermant des Strombes, des coquilles de lamellibranches et gastéropodes; matrice sableuse		Intertidal	

Echantillon OSL

★ Echantillon lame mince

Killer Horizon pédologique noir



Figure 86. A. Log schématique représentatif du profil A de Chebba. B. Log séquentiel représentatif du profil A de Chebba

Unités SC1 – SC2

Sables continentaux (éoliens?) meubles caractérisés par 50 cm de sable ocre (7,5YR/8/7-6) caverneux surmonté de 1m de sables noirs riches en *Hélix* et en minuscules gastéropodes continentaux.



Figure 87. Blocs conglomératiques bioclastiques et lumachelle de Chebba (Profil A). A.
Microfaciès carbonaté et oolithique des blocs conglomératiques bioclastiques renfermant des débris de diatomites (d) remaniés à partir de dépôts lagunaires, des oolithes (o) et des pellets (p). L. mince, LN (x 4). B. Microfaciès oolithique de la lumachelle de Chebba. L. Mince, LP (x 10). C. Microfaciès bioclastique de l'unité lumachellique Ch-M2-2 de Chebba à débris de lamellibranches (l) et foraminifères benthiques (f.b). L. mince, LP (x 4)

Profil B

Coordonnées géographiques : 35° 15' 00"N; 11° 07' 31"E

Le profil B montre un grès continental érodé (Ch-M,D ?) surmonté d'un paléosol gris-vert développé sur un limon lagunaire (Ch-LL). Celui-ci se relaie vers le haut par des galets de plage (Ch-M2-1) et une lumachelle de plage battue (Ch-M2-2). La coupe se termine par des dépôts continentaux de bas niveau marin (SC1 et SC2) (Fig. 88).

Unité Ch-M, D?

Grès fortement encroûté et dépourvu de faune marine avec une épaisseur apparente de 0,50 m. L'étude microscopique révèle un faciès d'encroûtement pédogénétique, ce qui explique l'aspect massif et fortement induré de ce grès. Les grains de quartz sont principalement éoliens, baignant dans une matrice très sombre. La paroi des vides est revêtue de carbonates sous forme de cutanes. Les fissures provoquées par le dessèchement de la matrice sont comblées par de la calcite. Nous pouvons également observer des grains de quartz néoformés à contours légèrement émoussés.

Unité Ch-LL

Marne gris-vert (5Y 7-6/2-3) lagunaire à tâches ocres d'oxydation (10Y 6/4), bioturbée par des rhizolites, fortement recarbonatés. Cette marne épaisse de 60 cm est pédogénéisée (concrétions calcaires).

Unités Ch-M₂₋₁, Ch-M₂₋₂

Sur la marne pédogénéisée repose un conglomérat marin à galets arrondis (**Ch-M**₂₋₁) surmonté de la lumachelle (**Ch-M**₂₋₂). Il importe de souligner la présence de blocs anguleux et volumineux (40 – 50cm) calcarénitiques sur le conglomérat et au sein de la lumachelle. L'aspect très anguleux de ces blocs prouve qu'ils ont été transportés sur une courte distance à partir de la calcarénite (unité Ch-M1) qui affleure plus au Nord dans le profil C. Ces blocs anguleux sont donc issus du démantèlement du banc de calcarénite (unité Ch-M1) sous l'effet de grosses tempêtes (?). La lumachelle à blocs anguleux de calcarénite est surmontée localement d'une fine pellicule d'argile calcifiée (encroûtement), indice d'émersion.

Unités SC1 et SC2

Sables continentaux ocres et noirs à Hélix (1,50 m d'épaisseur).

Α	Log Niv.		.og Niv. Description		Structures sédimentaires et processus d'altération	Milieux de dépôt
			SC2	Sables noirs renfermant des <i>Hélix</i> continentaux		Continental éolien?
		\cdot	SC1	Sables roux	Fill	Continental éolien?
			Ch-M2-2 Ch-M2-1	Grès lumachellique grossier et oolithique Galets émoussés de plage	Eme	rsion Intertidal Subtidal
1	n Chille		Ch-LL	Marne girs-vert à tâches ocres	Paléosol à nodules calcaires	Lagunaire
		AMB1	Ch-D, M?	Grès fortement lithifiés, dépourvus de faune marine	Encroûtement	Marin - éolien?

Echantillon IRSL

★Echantillon lame mince

Galets de plage

- Blocs gréseux encroûtés
- Paléosol et concrétions calcaires
- Blocs de grès remaniés
- Calcarénite lumachellique
- Limons ocres pédogénéisés
- I Horizon pédologique noir



Figure 88. A. Log schématique représentatif du profil B des falaises de Chebba. B. Log séquentiel représentatif du profil B des falaises de Chebba

Profil B - C

Coordonnées géographiques : 35° 15' 01"N; 11° 07' 31"E

Le profil B-C montre un paléosol un limon lagunaire pédogénéisé (Ch-LL). Surmonté par une dalle calcarénitique et oolithique (Ch-M1). La coupe se termine par des dépôts continentaux de bas niveau marin (SC1 et SC2) (Fig. 89).

Α	Log Niv. Description		Description	Structures sédimentaires et processus d'altération	Milieux de dépôt
		SC2 SC1	Sable continental	Paléosol - concrétions carbonatées (encroûtement)	Continental
	X SIDIB	-c Ch-M1	Calcarénite bioclastique, bioturbée et oolithique	Sommet: encroûtements laminaires (surfaces d'émersion) Bioturbations sous forme de terriers fins	Subtidal
1	m]];;;;;;;; 	Ch-LL	Marne gris-vert à tâches ocres	Paléosol à concrétions calcaires	Lagunaire

★ Echantillon lame mince





Unité Ch-LL

Marne lagunaire gris-vert à tâches ocres, pédogénéisée (70 cm d'épaisseur). Elle culmine à environ 2 m au-dessus du niveau marin actuel.

Unité Ch-M1

Un banc de calcarénite oolithique de structure massive repose sur la marne lagunaire (Fig. 90 ; photos A et B). Cette calcarénite grise de 1,20 m d'épaisseur, de structure massive, est remarquablement consolidée et culmine à environ 3 m d'altitude. La base du banc est tapissée de nombreuses coquilles de lamellibranches et de gastéropodes marins. Elle montre aussi des terriers parfois ramifiés, de 0,10 à 0, 30 m de longueur et de 0,10 à 0,20 m de diamètre. Il s'agit d'un faciès marin subtidal essentiellement oolithique renfermant une fraction carbonatée constituée d'oolithes à cortex bien développé (Fig. 90 ; photos C et D), de pelletoïdes, de foraminifères benthiques, d'échinides, d'algues (rhodolites ?), de bioclastes micritisés et peut être aussi de mélobésiés.



Figure 90. La calcarénite oolithique de Chebba (Profil B - C) : **A.** Affleurement de la calcarénite de Chebba sous forme de dalle oolithique transgressive sur le paléosol de l'unité lagunaire Ch-LL. **B.** Détail de la calcarénite. Remarquer les nombreuses diaclases et fractures qui l'affectent. **C.** Microfaciès oolithique de l'unité Ch-M1 de Chebba. Les grains de quartz

sont pour la plupart oolithisés. Les pellets (p) correspondent à de grosses particules micritisées. L. mince, LN (x 5). **D.** Microfaciès carbonaté oolithique de l'unité Ch-M1. L. mince, LP (x 4)

Les phases de cimentation correspondent à la succession d'un ciment d'aragonite micritique du milieu subtidal suivi d'une calcite en frange isopaque formée en eau douce saturée. Cette seconde phase de cimentation s'est effectuée dans un milieu phréatique d'eau douce lors de l'émersion du dépôt. Vers le haut, la dalle oolithique est disloquée et fracturée (Fig. 90; photo B) et constitue la source des blocs gris anguleux (décrits précédemment) enchâssés au sein de la lumachelle. La ligne de rivage est ainsi indiquée par le sommet du conglomérat qui marque la limite des marées hautes. Le sommet de la calcarénite est affecté par une pellicule de croûte carbonatée (encroûtement).

Profil C

Coordonnées géographiques : 35° 15' 01"N; 11° 07' 31"E

Le profil C montre un limon lagunaire pédogénéisé (unité Ch-LL) surmonté par une dalle calcarénitique et oolithique (unité Ch-M1). La coupe se termine par un dépôt continental éolien ? (SC1) (Fig. 91).

Unité Ch-LL

Marne lagunaire pédogénéisée (épaisseur 0,70 m)

Unité Ch-M1

Elle correspond à une calcarénite oolithique (1,2 m d'épaisseur) dont la base est tapissée de nombreuses coquilles de lamellibranches et de gastéropodes marins. A environ 0,80 m de cette base très bioclastique, on observe un mince lit sableux clair. La partie supérieure du banc (20 cm) montre une concentration importante de débris bioclastiques. Le sommet de la calcarénite est encroûté.

Unités SC1 et SC2

Sables continentaux roux et noirs

Α	Log	Niv.	Description	Structures sédimentaires	Milieux de dépôt
	· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·	SC1			Continental (éolien)?
		Ch-M1	Dalle gréso-carbonatée bioclastique, bioturbée et oolithique Base très bioclastique	Encroûtements laminaires (surfaces d'émersion) Fractures fréquentes Base marquée par des bioturbations animales sous forme de terriers fins	Subtidal
11	n sidi2	Ch-LL	Limon lagunaire beige	Paléosol à Concrétions nodulaires carbonatées	Lagunaire

Echantillon IRSL

Paléosol Encroûtement laminaire



Figure 91. A. Log schématique du profil C de la coupe de Chebba. B. log séquentiel du profil C de la coupe de Chebba

Profil D

Coordonnées géographiques : 35° 15' 01" N; 11° 07' 30" E

Nous retrouvons ici la même succession de dépôts que dans les profils A et B: unités Ch-M-D ?, Ch-M2-1, Ch-M2-2, SC1-SC2 (Fig. 92).

Hajer	MEJRI
-------	-------

A [Log	Niv.	Description	Structures sédimentaires et processus d'altération	Milieux de dépôt
		SC2	Sables noirs renfermant des <i>Hélix</i> continentaux		Continental éolien?
		SC1	Sables roux pédogénéisés	Pellicules d'argile calcifiée	Continental éolien?
I	en an	Ch-M2-2	Grès lumachellique grossier et oolithique	Enie	Intdertidal
SA	MD1	Ch-M2-1	Galets et blocs anguleux oolithiques issus de la calcarénite	Eme	Subtidal
1		Ch-LL	Marne lagunaire gris - vert	Paléosol et concrétions carbonatées Tâches ocres d'oxydation	Lagunaire
ï	548886	Ch-M, D?	Grès encroûtés fortement lithifiés, dépourvus de faune marine		Marin, dunaire

★ Echantillon lame mince



Figure 92. A. Log schématique du profil D de la coupe de Chebba. B. Log séquentiel du profil D de la coupe de Chebba

Unité Ch-M, D?

Grès fortement encroûté et dépourvu de faune marine

Unité Ch-LL

Marne lagunaire (0,60 m d'épaisseur) pédogénéisée à concrétions calcaires et tâches ocres (oxydation du fer).

Unités Ch-M₂₋₁ et Ch-M₂₋₂

Conglomérat de galets marins surmontés d'une lumachelle oolithique (0,45 m d'épaisseur). Ceux-ci renferment par endroit des blocs anguleux issus du démantèlement de la calcarénite oolithique. Les galets du conglomérat montrent un microfaciès marin à quartz, pellets et oolithes identique à celui de la calcarénite (unité Ch-M1). Les oolithes sont formées de lamines aragonitiques très fines et présentent un cortex assez bien développé. Des traces de biocorrosion apparaissent au niveau de certains éléments tels que les pelletoïdes et les algues vertes. Par ailleurs, les grains de quartz présentent des contours très irréguliers (subarrondis à subanguleux) et des cassures conchoïdales. Toutes ces caractéristiques plaident en faveur d'un dépôt dans un milieu marin subtidal.

Des blocs anguleux à subanguleux sont démantelés à partir de la calcarénite tyrrhénienne (unité Ch-M1) et sont disséminés au sein de la lumachelle. L'étude des lames minces confirme l'affiliation de ces blocs à la calcarénite et montre les mêmes phases de cimentation.

La phase de liaison correspond à un ciment calcitique en frange isopaque autour des grains. Localement, ce ciment montre une morphologie en « dents de chien ». C'est une cimentation de milieu phréatique d'eau douce. En revanche, la deuxième génération de ciment correspond à une calcite en ménisque développée au contact des grains, impliquant une lithification tardive en zone continentale vadose suite à une baisse du niveau de la nappe phréatique.

Unités SC1 – SC2

Sable ocre continental pédogénéisé à lits argileux calcifiés subhorizontaux. Il est surmonté d'un sable noir à *Hélix*.

Profil E

Coordonnées géographiques : 35° 15' 02"N; 11° 07' 29"E

Le profil E montre à la base de l'affleurement, un paléosol gris-vert développé sur un limon lagunaire (Ch-LL). IL est surmonté par des galets de plage, des boulders beds et des blocs anguleux arrachés à la calcarénite oolithique. L'ensemble de ce dépôt grossier de remaniement constitue aussi l'unité Ch-M2-1. Dans ce profil, il est amalgamé à la lumachelle (unité Ch-M2-2). La coupe se termine par des dépôts continentaux de bas niveau marin (SC1 et SC2) (Fig. 93). Seuls les « boulder beds » provenant du remaniement de l'unité Ch-D,M ? présentent un faciès d'encroûtement (Fig. 94 ; photo I).

Unités SC1 et SC2

Sable continental ocre pédogénéisé (rubéfaction et concrétions carbonatées) à *Hélix*. Il renferme également des blocs anguleux de calcarénite oolithique (0,35 à 0,60 m de longueur) issus de la paléofalaise calcarénitique (unité Ch-M1). La surface de ces blocs anguleux a ensuite été rubéfiée en même temps que le processus de rubéfaction (post-dépositionnel) qui a affecté le sable probablement éolien de l'unité continentale SC1. L'ensemble est coiffé par le sable noir continental à gastéropodes.

Unité Ch-LL

Marne argileuse pédogénéisée.

Unités Ch-M₂₋₁ et CH-M₂₋₂

IL s'agit d'un remaniement de galets marins conglomératiques (Ch-M2-1), de la lumachelle (Ch-M2-2) et des blocs conglomératiques anguleux, aplatis, et volumineux (Fig. 94 ; Photos A, D et G). Ils n'apparaissent que très localement sur quelques mètres ensuite disparaissent progressivement. Il s'agit de gros blocs arrachés à la calcarénite (unité Ch-M1) à la suite de fortes tempêtes ou d'un tsunami?

L'examen microscopique de ces énormes blocs anguleux révèle une similitude avec le microfaciès de la calcarénite (Fig. 94 ; photos E et F). Leur présence témoigne de la brutalité de l'hydrodynamisme qui les a projetés sur le haut de plage. Parmi les galets arrondis, on trouve des blocs de calcarénite oolithique (unité Ch-M1) (Fig. 94 ; photo H) et des blocs de grès encroûtés (unité Ch-D, M ?) (Fig. 94 ; photo G).

	Log	Niv. Description		Structures sédimentaires et processus d'altération	Milieux de dépôt
		SC2	Sables noirs continentaux à <i>Hélix</i>		Continental éolien?
s	AME3 7.	SC1	Sables roux pédogénéisés Blocs anguleux arrachés à la calcarénite	Paléosol et concrétions carbonatées Rubéfication post-sédimentaire en milieu continental	Continental éolien?
SAME1		Ch-M2-2 Ch-M2-1	Grès lumachellique grossier et oolithique à ciment carbonaté à Strombes Conglomérats de galets marins et blocs anguleux de la calcarénite	Emer	Intdertidal
 1m		Ch-LL	Paléosol développé sur un sédiment limono-sableux	Emer	Lagunaire

★ Echantillon lame mince

Galets marins remaniés de la calcarénite

ନିନ୍ନିର୍ନି Lumachelle

D Bloc anguleux de calcarénite

Blocs gréseux encroûtés

Paléosol limono-sableux

Horizon pédologique noir



Figure 93. A. Log schématique du profil E de la coupe de Chebba. B. Log séquentiel du profil E de la coupe de Chebba



Figure 94. Le conglomérat à « boulder beds » de Chebba (Profil E). A. Photo d'affleurement des galets et « boulder beds » caractéristiques des dépôts marins pléistocènes de Chebba. B. Microfaciès très riche en oolithes des galets formant l'unité Ch-M2-1 sous-jacente à la lumachelle (unité Ch-M2-2). Remarquer que quasiment tous les éléments figurés (quartz, fragments de lamellibranches) sont oolithisés. L. mince, LP (x 4). C. Microfaciès carbonaté oolithique des galets de l'unité Ch-M2-1. L. mince, LP (x 10). D. Détail des « boulder beds » et des blocs anguleux rubéfiés qui les surmontent. E. Microfaciès oolithique provenant de la calcarénite formant l'unité Ch-M1. L. mince, LP (x 4). F. oolithes à cortex aragonitique épais associées à quelques pellets (p) et débris d'algues (a) de l'unité Ch-M1. L. mince, LP (x 10).
G. Ensemble des unités formant le profil E de la falaise de Chebba. H. Microfaciès grésocarbonaté dont les oolithes sont à cortex aragonitique épais. Même microfaciès que l'unité Ch-M1. L. mince, LP (x 10). I. Lame mince prise dans les mêmes « boulder beds » de Chebba montrant un remaniement des blocs encroûtés sous-jacents, attribués à l'unité Ch-M-D ?. L. mince, LP (x 2)

Les galets arrondis issus de la calcarénite renferme des grains de quartz hétérométriques, anguleux à sub-anguleux oolithisés. Ils sont associés à des pellets micritiques, des lithoclastes sous forme de grains de sable éolien baignant dans une boue micritique, des débris d'algues et des débris de lamellibranches (Fig. 94 ; photos photos B et C). Les oolithes sont de différentes

tailles. Les grosses particules, telles que les pellets et certains débris de lamellibranches sont entourées d'un mince cortex aragonitique. Les plus petites particules ont un cortex bien développé.

La phase de liaison est la même dans tous les blocs et conglomérats marins qui sont soit le résultat de remaniements de l'unité Ch-M1 (unités Ch-M2-1 et Ch-M2-2) soit dûs au démantèlement direct de l'unité Ch-M1. Cette phase de liaison correspond à une calcite palissadique, parfois en « dents de chien », répartie régulièrement autour des grains. Ce ciment est caractéristique des milieux phréatiques d'eau douce.

Profil F

Coordonnées géographiques :

Le profil F montre un grès continental érodé (Ch-M,D ?) surmonté d'un paléosol gris-vert développé sur un limon lagunaire (Ch-LL). Celui-ci se relaie vers le haut par des galets de plage (Ch-M2-1) et une lumachelle de plage battue (Ch-M2-2). La coupe se termine par un dépôt continental éolien ? (SC1) (Fig. 95).





Unité Ch-M, D?

Grès continental encroûté.

Unité Ch-LL

Marne lagunaire gris- vert pédogénéisée; présence de pellicules argileuses calcifiées (encroûtement) au sommet du dépôt.

Unité Ch-M₂₋₁ et Ch-M₂₋₂

Conglomérat de galets marins et lumachelle.

Unité SC1

Sable continental ocre pédogénéisé sous forme de nodules carbonatés.



3.3 Le littoral du Sud – Est tunisien (Ile de Djerba)

★ Emplacement de la coupe de Sidi Yati

Cordon littoral tyrrhénien

Figure 96. Localisation de la coupe de Sidi Yati (île de Jerba)

A. Coupe de Sidi Yati

Falaise sous le marabout de Sidi Yati (Fig. 96)

Coordonnées géographiques : 33° 42' 27"N – 10° 51' 39"E

La coupe de Sidi Yati se constitue d'un dépôt limoneux lagunaire pédogénéisé (unité Y-LL) surmonté d'un grès très bioclastique renfermant de grosses coquilles d'*Ostrea* (Y-M). La coupe se termine par un dépôt continental rubéfié (unité SC) (Fig. 97).



★Echantillon lame mince

Lit de graviers

Paléosol et concrétions carbonatées



Figure 97. A. Log schématique représentatif de la coupe du marabout Sidi Yati. B. Log séquentiel représentatif de la coupe de Sidi Yati

Unité Y-LL

Limon lagunaire beige (7,5YR/7-6/8) pédogénéisé (concrétions calcaires) à tâches ocres dont le sommet est marqué par 0,5 m de sables roux pédogénéisés (10YR/7/4) (Fig. 98 ; photos A, B et D). Ceux-ci sont soulignés par une passée fine de cailloutis, témoins de la reprise des ruissellements continentaux diffus après une période d'émersion qui correspond à la mise en place du paléosol. Cette passée caillouteuse passe latéralement à un encroûtement dur qui affecte le sommet des sables limoneux. La composition minéralogique de ce paléosol correspond principalement au quartz et au microcline (feldspath potassique) associés à l'albite (feldspath sodique), la calcite et le gypse qui sont en plus faibles quantités. La présence du gypse traduit des conditions arides tandis que l'association quartz et feldspaths indique une érosion continentale active. L'analyse du microfaciès montre un sédiment essentiellement gréseux formé de grains de quartz bien triés, associés à de rares débris de lamellibranches remaniés. Une enveloppe micritique épaisse enveloppe les grains de quartz. Sa présence indique une origine pédo-diagénétique. Cette unité « franchement quartzeuse » correspond à un sable - limoneux lagunaire dont le sommet est marqué par un horizon pédogénique.



Figure 98. A Dépôts de l'unité lagunaire pléistocène de Sidi Yati. B. Détail de l'unité lagunaire Y-LL de Sidi Yati. C. Microfaciès de l'unité Y-LL montrant un sédiment composé essentiellement de grains de quartz revêtus d'une couche micritique épaisse par endroit (flèches blanches). Les grains de quartz sont associés à de rares pellets (p). L.mince, LN (x 5)

Unité marine Y-M

Banc gréseux d'un mètre d'épaisseur très bioclastique. Il culmine à 3 - 4 m au-dessus du niveau marin actuel. La partie supérieure (50 cm), très indurée, renferme d'abondantes coquilles de *Cardium* dont certaines ont leurs deux valves jointes, associées à des coquilles d'*Ostrea*. Cette accumulation de lamellibranches traduit un fond subtidal sableux à hydrodynamisme faible. La partie inférieure est moins indurée et moins bioclastique.

L'analyse des lames minces montre un sédiment formé de fragments de lamellibranches, de plaques d'échinodermes et de foraminifères benthiques (Fig. 99 ; photo F). Cette association faunistique est associée à des pelletoïdes, des débris d'algues rouges et de fins grains de quartz anguleux à sub-anguleux. La présence d'un sédiment interne géotrope (Fig. 99 ; photo E), micritique à pelletoïdes déposé au sein d'une masse déjà lithifiée mais perméable, constitue une preuve directe d'une cimentation précoce (Purser, 1983) qui s'est déroulée dans un environnement subtidal.



Figure 99. Dépôts marins pléistocènes de Sidi Yati. A et B. Unités pléistocènes affleurant à la coupe de Sidi Yati. B. Détail de l'unité marine bioclastique Y-M de Sidi Yati. C. Microfaciès de l'unité Y-M montrant des particules micritisées (p), quelques endoclastes (end) et un sédiment interne (s.i) indice d'une lithification précoce. L. mince, LN (x 5).D. Microfaciès de la même unité Y-M à débris d'algues (a), foraminifères benthiques (f.b), pellets (p) et grains de quartz (q). L. mince, LP (x 5)

Une aragonite micritique forme une frange sombre autour des grains, et indique une cimentation au sein même du milieu de sédimentation (Purser, 1983).

Une seconde phase de cimentation est matérialisée par une microsparite en mosaique occupant partiellement l'espace intergranulaire. Un ciment calcitique est déposé en stalactite à la face inférieure d'un gros débris de lamellibranche contenant le sédiment interne. Ces deux morphologies différentes du ciment, en ménisque et en stalactite, sont caractéristiques des milieux vadoses d'eau douce.

Unité SC

Sable limoneux continental ocre, pédogénéisé. Des tessons de poterie y sont ensevelis.

B. Cimentation

L'étude des ciments indique que la consolidation de la majorité des sédiments marins et dunaires s'est opérée postérieurement au dépôt, en milieu phréatique et/ou vadose d'eau douce.

Deux cas de **cimentation marine phréatique subtidale** (avant émersion) ont été observés : le premier se présente sous forme de ciment fibreux isopaque et d'aragonite en plaquettes (Mahmoudi, 1986). Il est observé dans les blocs anguleux qui proviennent du démantèlement de la calcarénite subtidale à Strombes et Mélobésiés à Hergla (Fig. 100). Cette calcarénite étant située probablement en-dessous du niveau actuel de la mer (Mahmoudi, 1986). Seuls les dépôts profonds de la calcarénite à Strombes et Mélobésiés qui affleurent à Monastir ont préservé une cimentation marine phréatique précoce. Le second cas s'observe dans les dépôts marins de l'unité Y-M de Sidi Yati où une frange micritique sombre et épaisse entoure les grains (Fig. 100).



Figure 100. Cimentation marine phréatique **A.** Aragonite micritique sombre et épaisse (flèche blanche) autour des grains de quartz (q) et bioclastes (b), suivie d'un ciment fibreux isopaque (flèche noire). Blocs anguleux à la base de l'unité H-M3m de Hergla Sud. L.mince, LN (x 5). **B.** Aragonite micritique en plaquettes en liserés noirs uniformément répartis autour des grains.

Elle est suivie d'un ciment fibreux isopaque sous forme de cristaux fins allongés (flèche noire). Blocs de calcarénite à la base de l'unité H-M3m de Hergla Sud. L.mince, LN (x 5). **C.** Ciment micritique en frange sombre et épaisse autour des grains (flèche blanche). Unité marine Y-M de Sidi Yati au Sud de l'île de Djerba. L.mince, LP (x 5)

Un seul cas de **cimentation marine vadose** (en milieu intertidal) a été observé dans les dépôts intertidaux de l'unité R-M2-1 à Réjiche (Fig. 101). La préservation de cette aragonite fibreuse est due à des fluctuations rapides du niveau marin sans pour autant qu'il y ait une émersion proprement dite et un mouvement transgressif de grande ampleur.



Figure 101. Cimentation marine vadose : **A.** Ciment aragonitique fibreux poussant en stalactite à la face inférieure d'un fragment de gastéropode. Unité intertidale R-M2-1 de Réjiche. L. mince, LN (x 10). **B.** Ciment fibreux poussant en stalactites à la face inférieure d'un débris de lamellibranche. Unité intertidale R-M2-1 de Réjiche. L.mince, LP (x 10)

Pour le reste des sédiments étudiés, **la cimentation est continentale vadose et/ou phréatique**. Pour l'ensemble de ces dépôts, la cimentation s'est effectuée après émersion, et donc après retrait des eaux marines, dans un milieu continental sous-saturé en eau douce.

Deux milieux de cimentation continentale ont été distingués :

1/ **un milieu saturé en eau douce (phréatique)** (Fig. 102): la cimentation continentale phréatique a été observée au sein des unités intertidales A-M2 et A-M3 d'Ashraf. La cimentation des échantillons prélevés à la base des dunes de Réjiche (unité R-D) et d'Ashraf (unité A-D) s'est aussi effectuée en milieu continental saturé en eau douce. La consolidation de la base de la dune serait à la progradation d'une lentille d'eau douce au début de la régression marine, en milieu vadose.



Figure 102. Cimentation continentale phréatique : A. Calcite palissadique en frange isopaque autour des grains (flèche). Grès caverneux de haut de plage de l'unité H-M2c de Hergla.L.mince, LN (x 5). B. Cimentation avec une calcite palissadique isopaque autour des grains

dont les cristaux se terminent en pointe (flèche noire). Une autre phase de cimentation continentale vadose par une calcite en ponts calcitiques au contact des grains (flèche grise). Grès marins oolithiques de l'unité K-M de Khniss. L. mince, LN (x 10). **C.** Ciment calcitique isopaque autour des grains (flèche) et ciment calcitique granulaire occupant toute la porosité (g). Calcarénite oolithique de l'unité A-M3 d'Ashraf. **D.** Ciment calcitique en mosaïque occupant tout l'espace intergranulaire (flèche). Unité marine A-M4 de la carrière d'Ashraf. L.mince, LN (x 5). **E.** Ciment calcitique isopaque (flèche) et ciment équigranulaire occupant toute la porosité (g). Unité dunaire A-D d'Ashraf. **F.** Ciment calcitique palissadique en frange isopaque autour des grains. Remarquer la forme trapue des cristaux. Calcarénite de l'unité Ch-M1 de Chebba. L.mince, LN (x 10). **G.** Ciment calcitique en « dents de chien » en frange isopaque autour des grains (flèche). Sables quartzeux de l'unité R-M1 de Réjiche. L. mince, LN (x 5). **H.** Ciment calcitique réparti régulièrement autour des grains (flèche). Unité dunaire

R-D de Réjiche. L. mince, LN (x 10)

2/ un milieu sous-saturé en eau douce (vadose) (Fig. 103): la cimentation continentale vadose a été observée dans les dépôts prétyrrhéniens d'El Hajeb (unités E-M2 et E-M1) ainsi que dans les dépôts tyrrhéniens suivants : l'unité intertidale H-M3m de Hergla à base conglomératique, l'unité de plage d'Ashraf (unité A-M1), les sables à coprolithes de l'unité R-M2 de Réjiche, les lumachelles de Chebba (unité Ch-M2-2) et de Réjiche (Ch-M2-2), la calcarénite à Strombes de Dar Oufa (faciès subtidal – intertidal) et l'unité intertidale CB-M de l'oued Chiba – B.

A Ashraf, l'occurrence d'un ciment continental vadose dans les dépôts de l'unité A-M2 à crabes implique un milieu de diagenèse sous-saturé en eau douce. Ceci contraste avec la cimentation continentale phréatique observée dans les unités marines (A-M3) et dunaires (A-M4) sous-jacentes. L'apparition de ce ciment continental phréatique indique une remontée du niveau de la nappe phréatique qui s'est maintenu jusqu'au début de la régression marine à l'origine de la mise en place du dépôt dunaire A-M4.

A Khniss, par contre, deux phases successives de cimentation continentale ont été enregistrées dans la même unité marine K-M (Fig. 102): la première, phréatique, se manifeste par des cristaux de calcite palissadique isopaque autour des grains. La seconde, en revanche, est locale et vadose. Elle se résume à des ponts calcitiques au contact des grains. Ceci traduit la fluctuation de la nappe phréatique après émersion de l'ensemble de cette unité marine.





Figure 103. Cimentation vadose continentale. A. Ciment calcitique stalactitique poussant à la face inférieure d'un bioclaste (flèche blanche) et ciment en ménisque au contact des grains (flèche noire). Unité lagunaire H-LL1 de Hergla Sud. L. mince, LN (x 5). B. Ponts calcitiques se développant juste au contact des grains (flèches). Grès de l'unité dunaire élémentaire H-D4b de Hergla port. L.mince, LN (x 5). C. Ciment calcitique dont les cristaux sont à faces planes, déposé en stalactite (flèche) à la face inférieure des particules micritisées (p). Calcarénite oolithique à Strombes de l'unité D-M2 de Dar Oufa. L. mince, LN (x 10).D.

Ciment stalactitique en éventail (flèche blanche) déposé à la face inférieure d'un miliolidé (m) et ciment calcitique en ménisque (flèche noire) au contact des grains. Grès carbonatés de l'unité A-M1 s'Ashraf. L. mince, LN (x 5). E. Ciment en ménisque autour des grains. Grès calcaires de l'unité R-M2 de Réjiche. L. mince, LN (x 2). F. Ciment en ponts calcitiques au contact des grains (flèche). Grès calcaires de l'unité R-M2 de Réjiche. L. mince, LN (x 2). G. Ponts calcitiques se développant au contact des grains. Unité lumachellique R-M2-2. H. Ciment stalactitique calcitique déposé à la face inférieure d'un gros débris de lamellibranche de l'unité Ch-M2-2 de Chebba. L. mince, LN (x 10). I. Ciment en ponts calcitiques développés juste au contact des grains (flèche). Sables quartzeux de l'unité E-M1 d'El Hajeb. L. mince, LN (x 10). J. Ciment en ponts calcitiques dans les sables quartzeux de l'unité E-M2 d'El Hajeb (flèche). L. mince, LN (x 10)

CHAPITRE III

ANALYSES SEDIMENTOLOGIQUES

- 1. Introduction
- 2. Calcimétrie
- 3. Analyses granulométriques
- 4. Morphoscopie et Exoscopie des grains de quartz

1. Introduction

Différentes méthodes sont mises en œuvre pour comprendre l'évolution de la côte tunisienne depuis le Pléistocène moyen au Pléistocène supérieur. Parmi ces méthodes, l'analyse sédimentologique constitue une étape importante dans la détermination des environnements de dépôts et des variables climatiques et dynamiques auxquelles ils sont associés.

Dans le cas de la présente étude qui porte sur la chronologie IRSL, l'analyse sédimentologique a été appliquée aux échantillons datés par IRSL, dans le but de :

- contrôler leur milieu de sédimentation
- préciser leur évolution dynamique et éventuellement les conditions paléoclimatiques de leur mise en place
- préciser le contexte paléogéographique de leur mise en place

Remarque : une analyse palynologique a été effectuée sur les dépôts marins, lagunaires et dunaires de Hergla, Chebba, oued Chiba B et Dar Oufa (voir annexe). Toutefois, aucun des échantillons analysés n'a fourni de signal palynologique. La cause principale de cet échec serait vraisemblablement en rapport avec l'oxydation des dépôts qui altère le signal.

2. Calcimétrie

2.1 Introduction

Les teneurs en carbonates des dépôts littoraux ont trois origines : 1/ biologique (bioclastes ; algues calcaires) 2/ chimique (ciment, oolithes) et pédologique : (encroûtement, concrétionnement). La variation de ces teneurs d'un groupe de faciès à l'autre et d'un site à l'autre reflète un contexte environnemental bien déterminé (turbidité des eaux, agitation des eaux, apports terrigènes, etc.) en rapport avec les conditions climatiques variables (chaud aride ou humide), et les périodes d'émersion (paléosol contemporain d'épisode continental). La calcimétrie est appliquée ici aux échantillons IRSL qui ont tous été prélevés dans des horizons homogènes non fossilifères (sans coquilles visible à œil nu), sous les horizons pédogénéisés rubéfiés et/ou encroûtés.

2.2 Méthodologie

A. Méthode utilisée

Les analyses de la calcimétrie ont été effectuées au laboratoire de Préhistoire et Quaternaire du département de Géographie de l'université Lille 1. La teneur en carbonates des sédiments est mesurée au moyen du calcimètre Bernard sur 1 g de sédiment brut réduit en poudre.

B. Calcul de la calcimétrie

La détermination se fait par réaction du $CaCO_3$ contenu dans l'échantillon avec le HCl selon l'équation suivante :

 $CaCO_3 + 2HCl$ $CaCl_2 + H_2O + CO_2$

L'acide HCL étant en excès dans la réaction, son action sur une mole de $CaCO_3$ (100 g/ml) libère une mole de CO_2 (22,41 soit 22400 ml). Ainsi, le volume de gaz carbonique CO2 dégagé est proportionnel à la quantité de $CaCO_3$ contenu dans l'échantillon.

La teneur pondérale en carbonates (%) est le rapport entre la masse de carbonate contenu dans le sol à sa masse sèche totale.

Connaissant le volume de CO_2 dégagé (niveau final – niveau initial), on peut calculer la masse de Ca CO_3 attaqué.

Connaissant la masse de $CaCO_3$ et la masse de l'échantillon brut, on peut calculer le pourcentage de $CaCO_3$ dans l'échantillon.

2.3 Présentation des résultats

Il est à signaler que la discussion des résultats de la calcimétrie sera présentée dans le chapitre de synthèse.

A. Faciès lagunaires

Tableau 2. Taux de calcimétrie des dépôts lagunaires pléistocènes du Cap Bon et du Sahel

Site	Réf. éch.	Lithologie	% CaCo3	Position stratigraphique
O. Dar Oufa	DAR 1	limon argileux	21	Unité Douira
O. Chiba B	CHIB B4	limon lagunaire	17	Unité Douira?
Khniss	KHNISS2	marne lagunaire	35	Unité de Khniss
Hergla	HER 3-3	marne lagunaire	33	Unité de Khniss
Chebba	SIDI 2	limon lagunaire	13	Unité lithostrati. Interm.

B. Faciès marins (intertidal et subtidal)

Tableau 3. Taux de calcimétrie des dépôts marins pléistocènes du Sahel

Site Réf. éch.		Lithologie	% CaCo3	Position stratigraphique
Flusiah	EL HA2	Sables marins quartzeux	21	Unité Douira
гі пајер	EL HA1	Sables marins quartzeux	20	Unité Douira
Ashraf	ASH1	Sables marins quartzeux	34	Unité de Khniss
Réjiche	REJ A1	Sables marins quartzeux	43	Unité de Khniss
Sidi Yati	YATI 4	Sables quartzeux bioclastiques	14	Unité quartzeuse
Réjiche	REJ C5	Sables marins carbonatés	88	Unité de Réjiche
Achrof	ASH C1	Sables marins quartzeux	47	Unité de Réjiche
Asiliai	ASH C3	Sables carbonatés oolithiques	83	Unité de Réjiche
Khniss	KHNISS1	Sables carbonatés oolithiques	14	Unité de Réjiche

C. Faciès éoliens et de haut de plage

Tableau 4.	Taux de	calcimétrie	des dép	ôts duna	ires et	de haut	de plage	pléistocènes	du Sahel
				tunis	ien				

Site	Site Réf. éch. Lithologie		% CaCo3	Position stratigraphique
O. Chiba A CHIB A1		Sable fin	8	Unité carbonatée Bl
Horalo	HER 9	Grès "caverneux"	27	Unité de Khniss
nergia	HER 08-2	Sable fin	32	Unité de Réjiche
Ashraf	ASH C4	Sable fin	79	Unité de Réjiche
Réjiche	REJ 3B	Sable fin	73	Unité de Réjiche

3. Analyse granulométrique

L'analyse granulométrique a été mise en œuvre pour préciser les conditions de dépôt, le mode de transport et l'agent de transport (nature et compétence).

3.1 Méthodologie

Deux méthodes d'analyse granulométriques différentes ont été appliquées aux dépôts lagunaires, marins, de haut de plage et éoliens. Il s'agit de la granulométrie laser (Coulter LS 32, Laboratoire du CERP à Tautavel) et de la granulométrie classique au moyen des tamis à sec allant de 50 μ m jusqu'à 1000 μ m (Laboratoire de Préhistoire et Quaternaire de l'Université de Lille 1). L'ensemble des résultats présentés ici ont été obtenus sur des échantillons bruts non décarbonatés. Un échantillon de sable marin (REJC5) a été traité au laser et au tamis dans le but de montrer la différence entre les deux méthodes (voir cidessous). Cette différence réside notamment dans la perte des particules fines lors de l'utilisation des tamis à sec. Elle se traduit par une sous-estimation de la fraction fine inférieure à 50 microns. La méthode du laser s'avère donc indispensable pour l'étude des dépôts lagunaires limoneux. Celle-ci permet d'avoir la répartition des particules fines comprises entre 50 et 0.04 μ m.

Les résultats sont analysés au moyen d'indices numériques tels que la médiane (Md), le mode (M), la moyenne (Mz), l'indice de classement (σ_I), le skewness (Sk) et le kurtosis (K) ainsi qu'au moyen de courbes de distribution de la granulométrie et de courbes cumulatives semi-logarithmiques. Celles-ci reflètent fidèlement les conditions de dépôt (Tricart, 1965). Elles se prêtent à une qualification synthétique de la distribution, grâce à la notion de faciès granulométriques (Rivière, 1952).

Sans recourir nécessairement aux transformations géométriques qui relient les courbes expérimentales aux courbes canoniques (Rivière, 1937, 1953), il est généralement possible de reconnaître empiriquement le faciès d'une courbe expérimentale, en fonction de sa pente et de ses inflexions (Sourdat *et al.* 1970). Quatre faciès granulométriques typiques ont ainsi été identifiés (Tricart, 1965) :

- *Faciès linéaire* : la courbe cumulative est rectiligne sans inflexions en coordonnées semi-logarithmiques. C'est le faciès des sédiments en voie de formation par désagrégation et altération des roches. Il s'agit de sédiments non évolués qui n'ont subi aucun transport et par suite aucun tri.

- *Faciès parabolique* : la courbe cumulative présente des inflexions dissymétriques avec concavité tournée vers le haut. Le faciès parabolique implique des caractères sédimentologiques toujours primitifs (désagrégation et altération) avec toutefois transport des particules et tri sélectif. Ce peut être le cas pour certains sédiments de vallée, de plage ainsi que certains dépôts régressifs de lagunes peu profondes, soumis par suite de l'agitation des vagues, à une intense lévigation (lavage du sédiment sableux par suspension en eau calme et décantation).

- *Faciès logarithmique* : la partie centrale de la courbe cumulative est redressée avec inflexions brusques. Ce faciès est celui des sédiments dont l'évolution par transport est très avancée, suite à des actions hydrodynamiques ou aérodynamiques puissantes (Sourdat et *al.* 1975). La sédimentation se fait par excès de charge à la suite de la diminution progressive de la compétence de l'agent de transport. Le faciès logarithmique est caractéristique des sables fluviatiles, des vases fluviatiles estuariennes et littorales ainsi que des vases marines peu profondes.

- *Faciès hyperbolique* : la courbe cumulative présente des inflexions dissymétriques avec concavité tournée vers le bas. Ce faciès implique un processus de décantation naturelle des particules fines en milieu calme.

En plus de ces faciès définis par Rivière (1953), il est intéressant de noter que certaines courbes présentent un faciès de type « sigmoïde », défini par Tricart (1965). Il correspond à des courbes moyennement redressées avec inflexions régulières et symétriques, ce qui le différencie des faciès cités. Le *faciès sigmoïde* implique une accumulation sélective d'autant plus que la section droite de la courbe est plus redressée. Elle est caractéristique d'une accumulation qui se fait suite à une variation banale et modérée dans la compétence du processus de transport : le matériel abandonné peut être repris dès que la compétence croîtra de nouveau. Les matériaux des bancs alluviaux dans un lit de cours d'eau banal, les sables dunaires et les cordons littoraux offrent habituellement des courbes de type sigmoïde.

Notons enfin que des faciès combinés des faciès typiques (parabolique-hyperbolique, logarithmique-hyperbolique, parabolique-logarithmique) sont les plus représentatifs des distributions granulométriques.

3.2 Présentation des résultats

A. Les dépôts lagunaires

L'analyse granulométrique a été effectuée sur des échantillons bruts, non décarbonatés, prélevés sous les paléosols.

A.1. Cap Bon oriental

a. Oued Chiba

Unité CB-LL (échantillon CHIBB4) (Fig. 104)

Il s'agit du limon lagunaire gris-ocre (unité CB-LL) de l'oued Chiba-B (Unité Douira, prétyrrhénienne) dont la teneur en carbonates est faible (16 %). Il est sous-jacent au paléosol qui affecte la partie supérieure du limon gris-vert.



Figure 104. Affleurement de l'unité Douira à l'Oued Chiba B monrant l'emplacement de l'échantillon (CHIBB4) analysé

La courbe de volume différentiel obtenue est plurimodale (Fig. 105). Des maximas secondaires s'observent au niveau de l'extrémité grossière entre 200 et 1200 µm.

Ce sable limoneux, de couleur ocre, renferme 34,5 % de limons fins et grossiers et une faible proportion d'argile (5,4 %). La classe granulométrique la plus représentative est celle des sables fins qui constituent 40,8 % du sédiment, les sables moyens et les sables grossiers en forment respectivement 12,8 % et 6,5 %. La moyenne des grains est de 99 μ m (soit 4,14 ϕ) ce qui se rapporte à la classe granulométrique des sables fins.

L'indice de classement σ_I de Folk admet une valeur élevée ($\sigma_I = 2,43$); il énonce un sédiment très mal classé transporté et déposé par excès de charge lors des variations de la vitesse de l'agent de transport.

Le coefficient d'asymétrie ou Skewness (Sk = 0,15) est positif. La courbe granulométrique est donc déjetée vers les sables fins. Ceci traduit un meilleur classement des particules fines qui enrichissent le sédiment. L'indice d'acuité ou kurtosis traduit une courbe leptokurtique (K = 1,19) où une population granulométrique prédomine par rapport à l'autre. Parallèlement, le caractère plurimodal de la distribution granulométrique du sédiment semble traduire des stocks sédimentaires de différentes origines. Toutes ces caractéristiques permettent de déduire que les sables limoneux ocres de l'unité CB-LL d'oued Chiba sont caractéristiques des
sédiments fins plus ou moins vaseux des cours d'eau inférieurs et des vases lagunaires ou littorales.



Figure 105. Courbe de volume différentiel plurimodale représentative de l'échantillon CHIBB4 de l'unité CB-LL

La courbe cumulative semi-logarithmique (Fig. 106) présente un faciès à moitié parabolique, moitié hyperbolique. Le premier traduit un stock sédimentaire qui a subi un transport des particules et un tri sélectif qui demeure toutefois non évolué. La tendance hyperbolique de la partie supérieure de la courbe implique un apport en éléments fins en suspension par les cours d'eau, suivi d'une décantation naturelle.



Figure 106. Courbe cumulative semi-logarithmique représentative de la granulométrie de l'échantillon CHIBB4

b. Oued Dar Oufa

Unité D-LL1 (échantillon DAR1)

Limon lagunaire gris-vert dont le sommet est pédogénéisé, à concrétions carbonatées (Unité Douira, pré-tyrrhénienne).

La courbe de volume différentiel représentative du sédiment brut est plurimodale avec deux maximas principaux à 86 μ m et à 223 μ m et deux maximas secondaires à partir de 200 μ m (Fig. 107). Ce caractère plurimodal de la distribution renseigne sur l'hétérogénéité du stock sédimentaire. La moyenne des grains est de 161 μ m (soit 3,32 ϕ); elle indique des sables fins.



Figure 107. Courbe de volume différentiel plurimodale représentative de l'échantillon DAR1

L'indice de classement ($\sigma_{I} = 2,12$) de Folk est assez élevé et évoque un sédiment très mal classé dont les grains se répartissent sur une bande de dimensions larges. En effet, le stock sédimentaire se constitue de 47 % de sables fins, 20 % de sables moyens, 11 % de sables grossiers, 18 % de limons et 3 % d'argile. Le skweness (Sk = 0,16) est positif et indique un meilleur classement des populations fines. Le coefficient d'acuité ou kurtosis (K = 1,35) matérialise une distribution leptokurtique ; la partie médiane du stock étant mieux classée que les extrémités d'où un enrichissement en grains grossiers et un meilleur classement des particules fines.

La courbe granulométrique semi-logarithmique traduit un faciès parabolique – hyperbolique (Fig. 108). Le faciès parabolique correspond à des dépôts très peu évolués par transport. Le faciès hyperbolique est caractéristique des cours d'eau inférieurs et des vases lagunaires ou littorales (Rivière, 1953). L'enrichissement du sédiment en grains grossiers est dû à une contamination par des sables moins triés apportés par des cours d'eau.



Figure 108. Courbe cumulative semi-logarithmique représentative de l'échantillon DAR1

A.2. Sahel

b. Hergla

Unité H-LL1 (échantillon HER 3-3)

Marne lagunaire gris-vert à concrétions carbonatées au sommet (unité Khniss, tyrrhénienne) (Fig. 109).



Figure 109. Affleurement du faciès lagunaire au Sud de la falaise de Hergla et emplacement de l'échantillon HER3-3

Le Coulter LS 32 fournit une courbe de volume différentiel avec un maxima principal situé vers les sables grossiers à 623 μ m et des maximas secondaires, de faibles amplitudes, situés vers les limons et sables fins (Fig. 110).



Figure 110. Courbe de volume différentiel représentative de la distribution granulométrique de l'échantillon HER3-3

Une analyse granulométrique au granulomètre laser a été tentée sur un échantillon brut de cette marne. Elle révèle un sédiment brut très hétérogène (bimodal) qui se constitue de 35 % de sables grossiers, 17 % de sables moyens, 8 % de sables fins, 7 % de limons grossiers, 21 % de limons fins et 9 % d'argile. La moyenne est de 369 μ m (soit 2,93 ϕ); elle représente la classe granulométrique des sables moyens.

L'indice de classement ($\sigma_I = 3,43$) est très élevé et traduit des sédiments très mal classés. L'indice d'acuité ou kurtosis reflète une courbe platykurtique (K = 0,75) qui reflète un mélange en proportions égales des populations granulométriques. Les extrémités de la distribution ne sont donc pas mieux classées que sa partie centrale. Il en résulte un sédiment hétérogène où l'agent de transport a mis en place la partie médiane du stock et les extrémités sans qu'il y ait de traînes granulométriques mal adaptées à ce mode de transport.

La courbe cumulative semi logarithmique représentative du stock sédimentaire de l'unité H-LL1 correspond à un faciès logarithmique – hyperbolique (Fig. 111). La sédimentation se fait par excès de charge à la suite de la diminution progressive de la compétence de l'agent de transport. La partie logarithmique de la courbe (branche redressée du côté des diamètres grossiers) implique des conditions hydrodynamiques puissantes. En revanche, le caractère hyperbolique à inflexion grossière de la moitié supérieure de la courbe dénote la présence d'une fraction fine excédentaire de caractère hyperbolique due à des remaniements de sédiments très fins, suraccumulation et piégeage à la suite d'apports latéraux ou à des actions pédologiques. La superposition des faciès logarithmique et hyperbolique indiquent des apports importants par des cours d'eau de compétence variable. Le dépôt s'effectue par diminution de la compétence du transport dans un milieu vaseux marin et peu profond.



Figure 111. Courbe cumulative semi-logarithmique représentative de la distribution granulométrique de l'échantillon HER3-3

b. Khniss

Unité K-LL (échantillon KH2)

Marne très argileuse gris-vert dont le sommet est pédogénéisé (unité Khniss tyrrhénienne).



Figure 112. Affleurement de l'unité lagunaire de la carrière de Khniss (A) au-dessous de l'unité de Réjiche (B) et emplacement de l'échantillon KH2

La courbe de volume différentiel présente un mode principal vers les sables fins à 87,90 μ m (Fig. 113) et deux modes secondaires, de faible amplitude, vers les argiles et les limons fins.



Figure 113. Courbe de volume différentiel représentant la distribution granulométrique de l'échantillon KH2

La classe granulométrique la plus représentative est celle des sables fins (Mode = 87,90 μ m). La moyenne tend vers une valeur de 56 μ m (soit environ 4,154 ϕ). Le sédiment se constitue de 54,9 % de sables fins, 1,9 % de sables moyens, et 0,01 % de sables grossiers. La fraction limoneuse est importante, elle représente 27,35 % du sédiment (5,9 % de limons grossiers et 27,35 % de limons fins). Les argiles représentent 9,85 %. L'indice de classement ($\sigma_I = 2,30$) est élevé. Il reflète un sédiment très mal classé.

Le skewness (Sk = 0,60) est positif ; la courbe est déjetée vers les particules fines qui sont plus homométriques. Ceci implique aussi un enrichissement du sédiment en particules fines. Le kurtosis (k = 0,82) évoque une distribution platykurtique où existent des proportions égales des populations granulométriques. La partie médiane de la fraction sableuse n'est donc pas mieux classée que les extrémités.

L'allure de la courbe cumulative (Fig. 114) évoque un faciès logarithmique présentant une fraction fine excédentaire de caractère hyperbolique (domaine des limons fins) représentée par la moitié supérieure de la courbe. Ce sont les caractéristiques d'un sédiment déposé par les cours d'eau dans un milieu lagunaire ou de vasière littorale selon un mécanisme de décantation.



Figure 114. Courbe cumulative semi-logarithmique représentative de la distribution granulométrique de l'échantillon KH2

c. Chebba

Unité Ch-LL (échantillon SIDI2)

Marne lagunaire gris-vert de l'unité Ch-LL dont le sommet est pédogénéisé (unité stratigraphique non répertoriée) (Fig. 115).



Figure 115. Affleurement de l'unité lagunaire de Chebba ou unité Ch-LL (A) au-dessous de l'unité Ch-M1(B) et emplacement de l'échantillon SIDI2

La courbe de volume différentiel représentative de ce niveau marneux gris vert (unité Ch-LL) présente un mode principal vers 140 μ m et deux modes secondaires vers les limons fins (24 μ m) et les sables grossiers (600 μ m) (Fig. 116). Ce caractère plurimodal de la courbe traduit un mauvais classement du sédiment.

Les grains sont répartis sur une bande granulométrique de dimensions relativement larges. Ils correspondent à 3,97 % d'argile, 20,63 % de limons fins, 11,9 % de limons grossiers, 47,5 % de sables fins, 12,9 % de sables moyens et 3,1 % de sables grossiers.

La classe granulométrique la plus représentative est celle des sables fins (Mode principal = 140 μ m). Cette hétérogénéité du stock sédimentaire est confirmée par un indice de classement élevé (σ_I = 2,13) qui évoque un sédiment très mal classé.

La moyenne des grains tend vers les sables fins (MZ = 97,8 μ m soit 4,15 ϕ). Le skewness (SK = 0,40) est positif et montre un meilleur classement du côté des particules fines. Le sédiment est alors enrichi en fines.



Figure 116. Courbe de volume différentiel à caractère plurimodal représentative de l'échantillon SIDI2

L'indice d'acuité ou kurtosis indique une courbe mésokurtique (k = 0,82). La partie médiane de la fraction sableuse (82,82 % du total du sédiment) n'est donc pas mieux classée que les extrémités de la distribution. Ainsi, elle ne présente pas d'adaptation particulière au processus de transport.

L'allure de la courbe cumulative de l'échantillon brut admet une distribution de type parabolique – hyperbolique (Fig. 117). Ce type de diagramme correspond à des sédiments très peu évolués qui ont subi cependant un certain transport et un tri sélectif. Les particules fines ayant été en suspension, décantent naturellement en milieu calme et peu profond de type vasière littorale.



Figure 117. Courbe cumulative semi-logarithmique représentative de la granulométrie de l'échantillon SIDI2

B. Les dépôts éoliens

B.1. Sahel

a. Hergla

Unité H-D3: (échantillon HER 08-2)

Elle correspond à des sables éoliens meubles, clairs, interstratifiés dans des dépôts marins de l'unité de Réjiche (unité supérieure) (Fig. 118). Le sommet de ces derniers est pédogénéisé (nodules calcaires).



Figure 118. Affleurement de l'unité dunaire H-D3 à Hergla Sud et emplacement de l'échantillon analysé HER08-2

La courbe de distribution granulométrique montre une allure effilée et un caractère unimodal qui dénote du bon classement des grains (Fig. 119).

La composition granulométrique du sédiment se constitue de 5% de sables grossiers, 65,7 % de sables moyens et de 29 % de sables fins. L'indice de classement ($\sigma_I = 0,519$) évoque des sables moyennement bien classés. La moyenne s'articule autour de 290 µm, ce qui correspond à la fraction des sables moyens. Il existe un seul mode situé à 282 µm.

L'indice d'asymétrie ou skewness (Sk = 0,006) est nul; il indique une distribution granulométrique sensiblement symétrique. Ce fait implique une proportion relativement forte d'éléments fins (Rivière, 1937).



Figure 119. Courbe de distribution granulométrique unimodale représentative de la granulométrie de l'échantillon HER08-2

Le kurtosis (K = 1,148) indique une répartition granulométrique leptokurtique. Cette répartition témoigne d'une plus grande homogénéité de la taille des particules et indique un meilleur classement dans sa partie centrale.

La courbe cumulative semi-logarithmique est d'allure parabolique – hyperbolique (Figure 120). Elle présente des inflexions régulières ce qui lui confère un caractère typiquement sigmoïde défini par Tricart, (1965). Le raccordement des extrémités de la courbe est en rapport avec une rapide décroissance des fractions sableuses à partir de 100 μ m pour la fraction fine et de 800 μ m pour la fraction grossière. Le type sigmoïde du graphique résulte d'une sélection limitée à une seule tranche du matériel, dans le sens où le dépôt s'est produit suite à une fluctuation dans le processus de transport. Les cordons littoraux peuvent donner ce genre de diagramme (Tricart, 1965).



Figure 120. Courbe cumulative semi-logarithmique représentative de la granulométrie de l'échantillon HER08-2

Dune inférieure: unité H-D4a (échantillon HER A1)

La dune inférieure appartenant à l'unité Réjiche, se compose de 56 % de sables moyens, 20 % de sables fins, 4 % de sables grossiers, 15 % de limons et 6 % d'argile. La classe granulométrique la plus représentée est celle des sables moyens (Mode = $324 \mu m$). La moyenne granulométrique se situe autour de $222 \mu m$.



Figure 121. Affleurement de l'unité dunaire H-D4a de Hergla port et emplacement de l'échantillon HERA1

La courbe de volume différentiel obtenue par granulométrie laser est typique des accumulations dunaires littorales (Fig. 122). Elle est unimodale et déjetée vers les grosses

particules. Ainsi, le skewness affiche une valeur positive (Sk = 0,70); il indique une forte asymétrie vers les particules fines et par conséquent un meilleur classement de la fraction fine.

Le kurtosis (K = 1,43) traduit une courbe leptokurtique où l'une des populations domine dans le stock sableux. Le classement étant meilleur dans la partie médiane et s'oppose à des traînes de sables grossiers.



Figure 122. Courbe de distribution unimodale représentative de la distribution granulométrique de l'échantillon HERA1

La courbe cumulative semi-logarithmique montre une forte concavité tournée vers le haut (Fig. 123). L'extrémité de la courbe qui correspond à la fraction fine part directement de l'origine et ne présente pas de raccordement avec l'axe des x. Cette absence de raccordement traduit un enrichissement en particules fines. Par contre, l'extrémité grossière de la courbe se raccorde parfaitement avec l'ordonnée 100 % et traduit une décroissance rapide de la fraction grossière à partir de 680 μ m. La partie centrale, bien qu'elle est mieux classée que les extrémités, est assez hétérogène et comprend 4 % de sables grossiers dont la granularité est comprise entre 600 et 500 μ m. La persistance de cette proportion d'éléments grossiers dans ces dépôts dunaires implique une évolution hydrodynamique peu accentuée vu la proximité de l'estran à partir duquel la dune a été édifiée. Pour cette raison, l'indice de classement ($\sigma_I = 2,053$) affiche une valeur assez élevée ; il traduit un sédiment mal classé.



Figure 123. Courbe cumulative semi-logarithmique représentative de la distribution granulométrique de l'échantillon HERA1

Dune supérieure : unité H-D4b (échantillon HER 08-3) (Fig. 124)

C'est l'unité la moins carbonatée de toutes les unités qui constituent les dépôts quaternaires de la falaise d'Hergla.



Figure 124. Affleurement de l'unité dunaire H-D4b de Hergla port et emplacement de l'échantillon 08-3

La courbe de volume différentiel est unimodale et asymétrique vers les diamètres fins (Fig. 125). Ce fait est confirmé par un indice d'asymétrie positif (Sk = 0,57) synonyme de l'enrichissement du sédiment en particules fines. Cependant, la courbe montre des petites ondulations dans le domaine des particules fines qui peuvent être dues à un mélange de sédiments d'origines différentes.



Figure 125. Courbe de volume différentiel unimodale représentative de l'échantillon HER08-3

L'analyse au granulomètre laser de ces sables montre qu'ils renferment 67,5 % de sables moyens, 11,8 % de sables fins, 9,1 % de sables grossiers, 7 % de limons et 4 % d'argile.

La moyenne granulométrique est de 284,17 μ m (soit 2,93 ϕ); elle représente la classe granulométrique des sables moyens. Le mode se situe, comme pour les sables de la dune inférieure, vers les sables grossiers, à 623 μ m.

L'indice de classement étant assez élevé ($\sigma_I = 1,62$), il traduit un sédiment mal classé. L'indice d'acuité ou le kurtosis (K = 3,71) reflète une courbe très leptokurtique où les populations de particules grossières et de particules fines sont en proportions égales dans le mélange. L'agent de transport a mis en place la partie médiane du stock et les extrémités sans qu'il y ait de traînes granulométriques mal adaptées à ce mode de transport.

La courbe cumulative représentative traduit un faciès logarithmique – hyperbolique (Fig. 126). La superposition de tels faciès traduit un stock sédimentaire bien évolué par transport ayant subi des conditions aérodynamiques puissantes qui ont abouti à un tri sélectif et poussé. La tendance hyperbolique de la courbe implique un enrichissement en matériel fin acheminé vers le dépôt par des cours d'eau diffus.



Figure 126. Courbe cumulative semi-logarithmique représentative de l'échantillon HER08-3

b. Ashraf

Unité A - D : (échantillon ASHC4) (Fig. 127)

L'analyse granulométrique faite sur l'échantillon brut (terme dunaire de l'unité Réjiche tyrrhénienne de Mahmoudi, 1986, 1988) révèle les résultats suivants :

Le sédiment se compose de 8 % de sables grossiers, 17,1 % de sables moyens et de 74,9 % de sables fins. La moyenne des grains tend vers les sables moyens (Mz = 215 μ m soit 2,2142146 ϕ). L'indice de classement ($\sigma_{I=}0,61$) relate un sédiment bien classé.



Figure 127. Affleurement de l'unité dunaire A-D d'Ashraf et emplacement de l'échantillon ASHC4 La courbe de distribution granulométrique est unimodale avec un mode unique situé vers les sables fins à $180 \mu m$ (Fig. 128).

Le skewness (Sk = -0,50) est négatif ; il indique un excès en particules grossières et une élimination préférentielle des particules fines (courbe très déjetée vers les particules grossières). Le kurtosis (K = 1,56) matérialise une courbe leptokurtique ce qui signifie que l'homométrie du sédiment est meilleure dans la partie médiane de la distribution granulométrique et s'oppose à des traînes de sables grossiers (Sk < 1).



Figure 128. Courbe de distribution granulométrique représentative de la granulométrie de l'échantillon ASHC4

La courbe cumulative traduit une superposition de faciès fortement parabolique – logarithmique au sens de Rivière, 1953 (Fig. 129). Elle est sigmoïde au sens de Tricart, 1965. La partie inférieure de la courbe présente une inflexion grossière à concavité tournée vers le haut tandis que sa partie centrale est redressée avec inflexion brusque. Cette superposition de faciès implique un sédiment non évolué ayant toutefois subi un transport et un tri sélectif à partir d'un dépôt de vallée, de plage ou de lagune régressive peu profonde. L'occurrence d'un caractère logarithmique témoigne d'actions aérodynamiques puissantes qui ont conduit à une élimination préférentielle des fines et un bon tri du sédiment en domaine dunaire.



Figure 129. Courbe cumulative semi-logarithmique représentative de la granulométrie de l'échantillon ASHC4

c. Réjiche

Unité R-D (échantillon REJA3, unité Réjiche tyrrhénienne) (Fig. 130)



Figure 130. Affleurement du faciès dunaire de l'unité de Réjiche dans la grande carrière de Réjiche et emplacement de l'échantillon REJA3

La courbe de distribution granulométrique est unimodale avec un mode situé à 180 μ m vers les sables fins (Fig. 131). La moyenne de la distribution tend vers la limite entre sables fins et sables moyens (208 μ m). Le sédiment dunaire est moyennement bien classé ($\sigma_I = 0,60$). L'indice d'asymétrie ou skewness (Sk = -0,50) est négatif ; les sables grossiers sont les mieux classés. Le kurtosis indique une répartition très leptokurtique (K = 2,25) ce qui

implique que la partie centrale de la distribution est la mieux classée et s'oppose à des traînes de sables grossiers.



Figure 131. Courbe de distribution granulométrique représentative de la granulométrie de l'échantillon REJ A3

La courbe cumulative du sédiment affiche une allure parabolique – logarithmique (Fig. 132). La partie inférieure de la courbe correspondant aux particules de dimensions comprises entre 2000 μ m et 200 μ m possède une forte concavité tournée vers le haut. Rivière (1953) décrit les sédiments correspondant à ce type de diagramme comme des dépôts en cours d'évolution par processus de transport. Tricart (1965) les décrit comme des accumulations libres dues à des variations modérées du processus de transport : « le matériel abandonné peut être repris dès que la compétence croîtra de nouveau ». La partie supérieure de la courbe est redressée : c'est le faciès des sédiments bien triés suite à un remaniement aérodynamique important.



Figure 132. Courbe cumulative semi-logarithmique à allure en « S » représentative de la granulométrie de l'échantillon REJA3

C. Les dépôts de haut de plage

C.1. Cap Bon

a. Oued Chiba (Coupe A)

Unité CA-D (échantillon CHIBA1) (Fig. 133)

Sables quartzeux de couleur beige claire fortement bioturbés par de nombreuses tubulures radicalaires sous forme de rhizomes rectilignes, horizontaux et enchevêtrés (Unité quartzeuse, tyrrhénienne de Chakroun (2006).



Figure 133. Affleurement du faciès dunaire de haut de plage de l'oued Chiba A et emplacement de l'échantillon CHB-A1

La courbe cumulative est unimodale avec un mode situé vers les sables fins à 180 μ m (Fig. 134). Les grains se répartissent sur une bande de dimensions relativement étroites avec 72,3 % de sables fins, 26,4 % de sables moyens et une population négligeable de sables grossiers (0,3 %).

La moyenne des grains est de 214,9 μ m (2,29 unités phi ; elle correspond à la classe granulométrique des sables moyens. Le coefficient d'acuité ou encore « Kurtosis » admet une valeur de 0,782 ce qui implique une répartition platykurtique caractéristique d'une population granulométrique hétérogène (Folk, 1968). Les extrémités de la distribution sont donc mieux classées que sa partie médiane.

L'indice d'asymétrie de Folk et Ward (1957) est négatif (Sk = -0,169) ce qui se traduit par une courbe déjetée vers les particules grossières. Ceci indique un meilleur classement des grains grossiers. Cette asymétrie est mise en évidence sur la courbe cumulative par une tendance de l'une des extrémités vers les particules grossières. Ceci est vraisemblablement dû au vannage des particules fines par des courants littoraux tandis que les particules grossières sont restées à la traîne au niveau du continent. L'action hydrodynamique de ces courants, serait dans ce cas, comparable à celle des cours d'eau continentaux (Rivière, 1937).



Figure 134. Courbe de distribution granulométrique représentative de la granulométrie de l'échantillon CHIB A1

La répartition unimodale de ces sables ainsi que l'indice de classement de Folk montrent un sédiment très bien classé ($\sigma = 0,323$). Enfin, le faible écart entre les valeurs de la moyenne et la médiane ainsi que la faible valeur de l'indice de classement sont caractéristiques des sédiments de plage évolués ayant été appauvri de leur fraction fine.

La courbe cumulative représentative de l'unité de haut de plage CA-D est de type logarithmique (Fig. 135). Sa partie centrale est fortement redressée ; elle est assimilable à une droite. Le raccordement horizontal des extrémités de la courbe traduit un appauvrissement du sédiment de ses particules grossières à partir de 500 µm et de ses particules fines à partir de

125 µm. Celles-ci ont été entraînées loin du milieu de sédimentation alors que les plus grosses particules ont sédimenté. Le type logarithmique implique un stock sédimentaire bien trié par transport. L'accumulation s'est opérée suite à des actions hydrodynamiques ou aérodynamiques puissantes par excès de charge, à la suite de la diminution progressive de la compétence de l'agent de transport.



Figure 135. Courbe cumulative semi-logarithmique représentative de la granulométrie de l'échantillon CHIB-A1

C.2. Sahel

a. Hergla

Unité H-M2c (échantillon HER9) (Fig. 136) (unité Khniss, tyrrhénienne)



Figure 136. Affleurement du faciès dunaire de haut de plage de Hergla Nord et emplacement de l'échantillon HER9

La courbe de distribution granulométrique représentative de l'unité H-M2c est parfaitement régulière et symétrique (Fig. 137). Elle présente un mode unique situé vers les sables moyens à 357 μ m. Ce résultat diffère de celui des autres dépôts dunaires présentés cidessous dont le mode se situe à 180 μ m.



Figure 137. Courbe de distribution granulométrique représentative de la granulométrie de l'échantillon HER9

D'après l'analyse granulométrique, l'ensemble du sédiment caverneux correspond à des sables moyens (Moyenne = $347,4 \mu m$; $1,512\phi$). Le calcul des paramètres de la granularité et de l'uniformité des grains révèle une distribution symétrique et unimodale ce qui dénote un sédiment bien classé. Ceci est confirmé par l'indice de classement $\sigma_I = 0,421$. Le skewness (Sk = -0,004) est nul : il traduit un stock sédimentaire soumis à un même processus de tri. Le caractère symétrique du diagramme est le résultat d'une proportion relativement forte d'éléments fins ainsi qu'une parfaite régularité de la répartition granulométrique (Rivière, 1937). Le kurtosis (K = 1,122) correspond à une distribution leptokurtique où la population des grains moyens prédomine dans le mélange. La partie centrale étant mieux classée que les extrémités.

La courbe cumulative semi-logarithmique représentative du sédiment est de type sigmoïde (Fig. 138). Elle implique une accumulation sélective à une seule tranche du stock sableux. Les extrémités de la courbe se raccordent avec l'axe des x et l'ordonnée 100 % à partir des diamètres respectifs 160 μ m et 1000 μ m. Ce raccordement horizontal des extrémités de la courbe traduit un appauvrissement du sédiment en éléments grossiers (à partir de 1000 μ m) qui n'ont pas pu parvenir jusqu'au milieu de dépôt, ainsi qu'un appauvrissement en éléments fins (à partir de 160 μ m) qui ont été transportés plus loin, vers le large (Tricart, 1965). Les sables dunaires et les cordons littoraux sont caractéristiques de ce type de diagramme sigmoïde (Tricart, 1965). Par ailleurs, la courbe cumulative logarithmique pourrait également représenter un faciès parabolique « évolué » selon Rivière (1977). Le caractère « évolué » de la courbe nous renvoie à des sables littoraux bien classés.



Figure 138. Courbe cumulative semi-logarithmique à allure sigmoïde représentative de la granulométrie de l'échantillon HER9

D. Les dépôts marins

D.1. Sahel

a. Khniss

Unité K-M (échantillon KH 1) (Fig. 139) (Unité de Réjiche, tyrrhénienne)



Figure 139. Affleurement de la calcarénite oolithique de l'unité K-M de la carrière de Khniss et emplacement de l'échantillon KH1

La courbe de distribution est bimodale avec un premier mode situé à 180 μ m et un second mode situé à 112,5 μ m (Fig. 140). Les deux modes tendent vers les diamètres fins. La composition granulométrique du sable marin brut (unité de Khniss tyrrhénienne) montre une très faible proportion de sables grossiers (0,9 %), 5 % de sables moyens et 94,1 % de sables fins. La moyenne granulométrique tend vers une valeur de 151 μ m (soit 2,614 ϕ) qui caractérise les sables fins. L'indice de classement ($\sigma_I = 0,40$) reflète un sédiment bien classé.

Le skewness est positif (Sk = 0,136) ; ce qui se traduit par une courbe déjetée vers les diamètres fins avec enrichissement en particules fines. Par ailleurs, le Kurtosis évoque une distribution mésokurtique (K = 0,912) qui traduit un meilleur classement des extrémités de la courbe par rapport à sa partie centrale. Par ailleurs, la répartition bimodale du sédiment semble provenir d'un mélange, en proportions variables, de deux stocks sableux fins, d'origines différentes (Rivière, 1937).



Figure 140. Courbe de distribution granulométrique représentative de la granulométrie de l'échantillon KH1

La courbe cumulative traduit un faciès logarithmique caractérisé par une partie centrale redressée avec inflexions brusques (Fig. 141). Ce faciès est celui des sédiments dont l'évolution par transport est très avancée suite à des actions hydrodynamiques ou aérodynamiques puissantes. La sédimentation se fait par excès de charge à la suite de la diminution progressive de la compétence de l'agent de transport.



Figure 141. Courbe cumulative semi-logarithmique représentative de la granulométrie de l'échantillon KH1

Le faciès logarithmique est caractéristique des sables fluviatiles, des vases fluviatiles estuariennes et littorales ainsi que des vases marines peu profondes. Vu les structures sédimentaires d'origine subtidale qui caractérisent le sédiment et la granularité fine du sédiment, il semblerait que le stock sédimentaire s'est déposé dans un milieu marin à sédimentation vaseuse.

b. Ashraf

Unité A-M1 (échantillon ASH 1) (Fig. 142)

Sables à laminations horizontales à subhorizontales (unité A-M1). Le sédiment se compose de 2 % de sables grossiers, 19,9 % de sables moyens et de 78 % de sables fins.



Figure 142. Affleurement des dépôts de plage de l'unité A-M1 et emplacement de l'échantillon ASH1

La courbe de distribution granulométrique montre un mode unique à 180 µm représentatif de la classe granulométrique des sables fins (Fig. 143).



Figure 143. Courbe de distribution granulométrique représentative de la granulométrie de l'échantillon ASH1

La moyenne des grains tend vers les sables moyens (MZ = 198 μ m soit 2,32 ϕ). L'indice de classement ($\sigma_I = 0,464$) est faible ; il indique un sédiment bien classé. L'indice d'asymétrie ou skewness (Sk = -0,320) est négatif : il indique une asymétrie vers les particules grossières. Ces asymétries négatives se rencontrent dans les milieux littoraux où la fraction fine, notamment celle de diamètre inférieur ou égal à 100 μ m, est vannée par les vagues ou les courants qu'elles génèrent.

Le kurtosis (k = 1,173) traduit une courbe leptokurtique où il y a prédominance, dans le stock sédimentaire, d'une population de grains par rapport à l'autre. De ce fait, le classement est meilleur dans la partie centrale et s'oppose à des traînes de sables grossiers (Sk < 1).

La courbe cumulative correspondante (Fig. 144) est de type logarithmique et la branche centrale de la courbe est fortement redressée. Ce faciès est celui des sédiments dont l'évolution par transport est très avancée suite à des actions hydrodynamiques ou aérodynamiques puissantes.



Figure 144. Courbe cumulative semi-logarithmique représentative de la granulométrie de l'échantillon ASH1

Unité A-M2 (échantillon ASH C1) (Fig. 145)

(unité Réjiche tyrrhénienne)



Figure 145. Affleurement des dépôts de plage de l'unité A-M2 et emplacement de l'échantillon ASHC1

La courbe de distribution granulométrique présente un mode unique à 180 µm (Fig. 146).

La moyenne des grains tend vers les sables fins (Mz = 201 μ m soit 2,29 ϕ). L'indice d'asymétrie (Sk = - 0,264) est négatif. La courbe granulométrique est déjetée vers les particules grossières ce qui implique un meilleur classement des particules grossières qui enrichissent le sédiment. Ceci est dû à l'attribution de l'échantillon analysé à un dépôt de plage et sa proximité immédiate des apports continentaux. Le kurtosis (K = 1,033) illustre une courbe mésokurtique où il ya une légère prédominance d'une population de grains par rapport à l'autre dans le mélange. Toutefois, les extrémités sont mieux uniformes que la partie centrale de la distribution.

L'indice de classement ($\sigma_I = 0,43$) est faible et indique un sédiment bien classé. La compétence de l'agent de transport a permis un bon classement des grains. Elle est en rapport avec la valeur de la moyenne des grains qui relate l'énergie cinétique moyenne susceptible de mobiliser le grain.



Figure 146. Courbe de distribution granulométrique représentative de la granulométrie de l'échantillon ASH C1

La courbe cumulative semi-logarithmique affiche un faciès logarithmique avec une partie centrale fortement redressée (Fig. 147). Ce faciès est celui des sédiments dont l'évolution par transport est très avancée suite à des actions hydrodynamiques ou aérodynamiques puissantes. La sédimentation se fait par excès de charge à la suite de la diminution progressive de la compétence de l'agent de transport.



Figure 147. Courbe cumulative semi-logarithmique représentative de la granulométrie de l'échantillon ASH C1

Unité A-M3 (échantillon ASH C3) (Fig. 148)



Figure 148. Affleurement des dépôts intertidaux de l'unité A-M3 et emplacement de l'échantillon ASHC3

Cette unité (unité Réjiche tyrrhénienne) se compose de 38,6 % de sables fins, de 30,3 % de sables moyens et de 12,1 % de sables grossiers. Les limons et les argiles ne dépassent pas 13 %. La distribution granulométrique autour de la moyenne (Mz = 211 μ m) tend vers les sables fins. La courbe de volume différentiel est unimodale avec un mode principal situé vers les sables fins à 154 μ m (Fig. 149).



Figure 149. Courbe de volume différentiel représentative de la granulométrie de l'échantillon ASH C3

Par ailleurs, le tracé de la courbe est affecté par des ondulations d'importance minime qui n'influent ni sur la granulométrie, ni sur l'origine du sédiment. Le skewness (Sk = 0,38) est positif indiquant un enrichissement en particules fines et donc un meilleur classement de ces particules. L'indice de classement ($\sigma_I = 2,06$) indique un sédiment très mal classé. En effet, ces sables appartiennent à une microséquence de tempête matérialisée par des sables grossiers érosifs, surmontés par des sables intertidaux déposés en période calme.

L'allure de la courbe cumulative évoque un faciès parabolique - hyperbolique (Fig. 150) correspondant à des cordons littoraux, rides et bancs.



Figure 150. Courbe cumulative semi-logarithmique à allure parabolique représentative de la granulométrie de l'échantillon ASH C3

c. Réjiche

Unité R-M2 (échantillon REJC5) (Fig. 151) (unité Réjiche tyrrhénienne, terme marin)



Figure 151. Affleurement des dépôts de l'unité R-M2 et emplacement de l'échantillon REJC5

La courbe de volume différentiel (laser) montre un seul maxima situé à 295 μ m (Fig.152). Elle est fortement dissymétrique et décalée vers les diamètres grossiers. Le traitement des données des tamis donne en revanche une courbe bimodale avec un mode principal situé vers les sables moyens à 282 μ m et un mode secondaire situé vers les sables fins à 180 μ m (Fig. 153).



Figure 152. Courbe de volume différentiel unimodale représentative de la distribution granulométrique de l'échantillon REJ C5 (granulométrie laser)



Figure 153. Courbe de distribution bimodale, déduite à partir de la granulométrie par tamis, sur l'échantillon REJ C5 (granulométrie classique)

La classe granulométrique la plus représentée est celle des sables moyens (Mode = 295 μ m) qui représentent près de 62 % du sédiment. La moyenne, par contre, est de l'ordre de 267 μ m (soit 2,64 ϕ) laser et 273 μ m tamis. L'indice d'asymétrie diffère selon la méthode utilisée. Etant donné qu'il représente l'importance relative des sables fins et des sables grossiers dans le stock, il s'avère que la perte des fines au moment de la manipulation par des tamis explique ces résultats différents. Ainsi, (Sk = 0,48) laser indique un meilleur classement des grains fins et un enrichissement conséquent en fines tandis que SK = - 0,28, obtenu par la méthode classique des tamis, indique une courbe étalée vers les particules grossières et donc un enrichissement du sédiment en grains grossiers.

Les deux méthodes donnent des indices d'acuité comparables (k = 1,27 laser et 1,15 tamis). Leur courbe leptokurtique traduit un meilleur classement de la partie médiane par rapport aux extrémités de la distribution. L'indice de classement aux tamis est de $\sigma_I = 1,54$ et dénote un sédiment moyennement bien classé tandis que le laser fournit un indice de classement $\sigma_I = 2,15$ ce qui implique un sédiment mal classé.

La courbe cumulative représentative du sédiment traité au laser montre une allure parabolique – hyperbolique (Fig. 154) caractéristique des cordons littoraux. La partie parabolique de la courbe traduit un stock sédimentaire ayant subi un transport et un tri sélectif. Tel est le cas pour certains sédiments de vallée, de plage ainsi que certains dépôts régressifs de lagunes peu profondes, soumis par suite de l'agitation des vagues, à une intense lévigation (lavage du sédiment sableux par suspension en eau calme et décantation). La partie hyperbolique en revanche matérialise un épisode de décantation des particules fines.



Figure 154. Courbe cumulative semi-logarithmique représentative de la granulométrie de l'échantillon REJ C5 (granulométrie laser)

La courbe cumulative semi-logarithmique représentative du sédiment traité au moyen des tamis affiche une allure logarithmique avec une branche centrale bien redressée (Fig. 155). Elle traduit une évolution très avancée par transport suite à des actions hydrodynamiques et aérodynamiques importantes. Il s'en suit un meilleur classement des grains comparativement à la granulométrie laser qui prend en compte les particules inférieures à 40 μ m. celles-ci sont à l'origine de la branche hyperbolique de la courbe cumulative produite pat la granulométrie laser.



Figure 155. Courbe cumulative semi-logarithmique à allure parabolique représentative de la granulométrie de l'échantillon REJ C5 (granulométrie au moyen des tamis)

La différence (minime) entre les deux méthodes est due au fait que la granulométrie laser prend en compte les plus petites particules en-dessous de 10 μ m contrairement à la granulométrie aux tamis où la perte de particules au cours de la manipulation peut être plus ou moins importante.

Unité R-M1 (échantillon REJA1) (Fig. 156) (unité Khniss tyrrhénienne d'après Mahmoudi, 1988)



Figure 156. Affleurement des dépôts de l'unité R-M1 et emplacement de l'échantillon REJA1

La courbe de volume différentiel obtenue pour le sédiment brut est unimodale avec un mode situé à 245 μ m (Fig. 157).



Figure 157. Courbe de volume différentiel unimodale représentative de la distribution granulométrique de l'échantillon REJ A1

La moyenne des grains se situe à 202 μ m. Le sédiment se compose de 44 % de sables moyens, 26 % de sables fins, 8 % de sables grossiers, 15 % de limons et 5 % d'argile avec un mode unique situé vers les sables moyens à 245 μ m.

L'indice de classement ($\sigma_I = 2,38$) traduit des sables très mal classés tandis que l'indice de skewness (Sk = 0,63) montre une forte asymétrie vers les particules grossières et un enrichissement en fraction fine. Le kurtosis (K = 1,46) indique une courbe leptokurtique qui traduit un meilleur classement de la partie médiane de la distribution granulométrique et s'oppose à des traînes de sables grossiers.

La courbe cumulative représentative de l'échantillon est de type logarithmique – hyperbolique (Fig. 158). Elle se présente sous forme d'un « S » étiré vers les particules grossières. La partie centrale de la courbe est redressée tandis que sa partie supérieure présente une inflexion grossière et une concavité tournée vers le bas. .Elle traduit un hydrodynamisme important à l'origine du tri des grains. La sédimentation se fait par excès de charge à la suite de la diminution progressive de la compétence de l'agent de transport. Ce même dépôt peut ensuite être repris lorsque l'hydrodynamisme augmente à nouveau.

La branche hyperbolique de la courbe traduit un enrichissement du stock sédimentaire en particules fines qui décantent lorsque le milieu redevient calme.



Figure 158. Courbe cumulative semi-logarithmique représentative de la distribution granulométrique de l'échantillon REJ A1

d. El Hajeb

Unité E-M1 (échantillon ELHA2)

Sable quartzeux blanc, poudreux et faiblement lithifié à litage horizontal (unité Douira prétyrrhénienne de Mahmoudi, 1988) (Fig. 159).



Figure 159. Affleurement des dépôts de plage de l'unité E-M1 et emplacement de l'échantillon ELHA2

La courbe de distribution granulométrique est unimodale ; elle présente un mode unique à 180 µm correspondant à la classe granulométrique des sables fins (Fig. 160).

La moyenne des grains tend vers les sables fins (203 μ m soit 2,32 ϕ). Le sédiment renferme 0,2 % de sables grossiers, 18,6 % de sables moyens et 80,4 % de sables fins qui forment 55 % du total des classes granulométriques composant le sédiment brut. Les grains se répartissent sur une bande de dimensions relativement étroites.



Figure 160. Courbe de distribution granulométrique représentative de la distribution granulométrique de l'échantillon ELHA2

D'après l'indice de classement de Folk et Ward ($\sigma_{I=}0,32$), le sédiment de l'unité E-M1 du cordon d'El Hajeb est très bien classé.
Le skewness est négatif (Sk = -0,41) indiquant une asymétrie de la distribution vers les diamètres grossiers. Il y a donc un enrichissement du stock sableux en éléments grossiers tandis que les particules fines, entraînées vers le large, sont les mieux classées. Cette évolution est vraisemblablement facilitée par l'absence de zones rocheuses et d'apports fluviatiles importants dans la région.

Le kurtosis traduit une courbe leptokurtique (K = 1,006) où les populations granulométriques sont presque à proportions égales. Le classement n'est pas meilleur dans la partie médiane de la distribution, comparativement aux extrémités.

La courbe cumulative représentative est de type sigmoïde (Fig. 161) ; elle possède une allure en « S » parfaitement symétrique, très caractéristique des cordons littoraux à stratifications nettes et fines (Tricart, 1965).



Figure 161. Courbe cumulative semi-logarithmique représentative de la distribution granulométrique de l'échantillon ELHA2

Unité E-M2 (échantillon ELHA1)

Sables quartzeux à stratifications obliques en festons (unité Douira pré-tyrrhénienne) (Fig. 162).



Figure 162. Affleurement des dépôts de plage de l'unité E-M2 et emplacement de l'échantillon ELHA1

La moyenne des grains tend vers les sables fins (189 μ m soit 2,43 ϕ) qui constituent 91,6 % du sédiment brut. Ces sables sont très bien classés ($\sigma_I = 0,254$) et présentent de ce fait un mode unique situé à 180 μ m (Fig. 163).



Figure 163. Courbe de distribution granulométrique représentative de l'échantillon ELHA1

L'indice d'acuité de Folk et Ward (K = 1,65) indique une courbe très leptokurtique selon laquelle une des deux populations domine dans le mélange. Le kurtosis étant supérieur à 1, le classement est meilleur dans la partie centrale et s'oppose à des traînes de sables grossiers (Sk < 1).

La courbe cumulative est similaire à celle de l'unité sous-jacente (E-M2). Elle possède une allure logarithmique (Fig. 164). Ceci se traduit par un indice de skewness négatif (Sk = -0,28). Le stock sableux est donc enrichi en particules grossières et appauvri en fines qui ont été entraînées plus loin par les courants marins. Le régime de ces courants ne semble pas avoir changé durant le dépôt des unités E-M1 et E-M2 d'El Hajeb. En effet, les diagrammes représentatifs des deux cordons montrent une décroissance en particules sableuses à partir de 125 μ m et 400 μ m. Les particules ayant des diamètres compris entre ces deux limites ont donc pu se déposer.



Figure 164. Courbe cumulative semi-logarithmique représentative de la distribution granulométrique de l'échantillon ELHA1

Notons enfin que l'évolution de la distribution granulométrique des deux unités est similaire. Ces faits impliquent les mêmes conditions de dépôt (même chimisme des eaux) faites sous le contrôle de facteurs hydrodynamiques différents (énergie des vagues, exposition à des tempêtes répétitives pour l'unité B et hydrodynamisme important induisant des stratifications planes, milieu défavorable à la prolifération de la faune marine). La distribution granulométrique des deux niveaux ne montre pas de différences remarquables entre les deux hauts niveaux marins.

e. Djerba

e.1. SIDI YATI

Unité Y - M (échantillon YATI4) (Fig. 165) (unité quartzeuse tyrrhénienne d'après Jedoui, 2000)



Figure 165. Affleurement de l'unité Y-M (unité quartzeuse, tyrrhénienne) de Sidi Yati et emplacement de l'échantillon YATI4

La courbe de volume différentiel obtenue par granulométrie laser est unimodale (Mode = $223 \mu m$) et fortement dissymétrique vers les diamètres grossiers (Fig. 166).



Figure 166. Courbe de volume différentiel unimodale représentative de la distribution granulométrique de l'échantillon YATI 4

La classe granulométrique la plus représentative est celle des sables moyens avec une moyenne granulométrique Mz = 172 μ m. En effet, le sédiment renferme très peu d'argile (4 %) et de limons (11 %). Il se compose de 3 % de sables grossiers, de 43,2 % de sables fins et de 37,7 % de sables moyens. L'indice de classement $\sigma_I = 1,83$ indique un sédiment peu classé.

L'indice d'asymétrie (Sk = 0,53) est positif. Il traduit un enrichissement en particules grossières suite à une élimination des particules fines.

Le kurtosis (K = 0,75) traduit une courbe très leptokurtique où l'une des populations granulométriques prédomine. Le classement est meilleur dans la partie médiane de la courbe cumulative et s'oppose à des traînes de sables grossiers (Sk < 1).

L'allure de la courbe cumulative correspondante évoque un faciès logarithmique – hyperbolique (Fig. 167). Le faciès logarithmique est celui d'un sédiment bien évolué par transport tandis que le faciès hyperbolique évoque un dernier stade de dépôt effectué par décantation des particules les plus fines.



Figure 167. Courbe cumulative semi-logarithmique représentative de la distribution granulométrique de l'échantillon YATI 4

E. Les dépôts continentaux

E.1. Cap Bon oriental

a. Oued Dar Oufa

Unité D-C1_(échantillon DAR 2)

Sable limoneux ocre, rubéfié, dont le sommet est pédogénéisé (nombreux nodules calcaires) (Fig. 168).



Figure 168. Affleurement de l'unité D-C1 de Dar Oufa et emplacement de l'échantillon DAR2

La courbe de volume différentiel est plurimodale et nettement déjetée vers les diamètres grossiers (SK = -0,90) avec un mode principal pointant vers les sables grossiers à 684,2 μ m (Fig. 169).



Figure 169. Courbe de volume différentiel plurimodale représentative de la distribution granulométrique de l'échantillon DAR 2

L'analyse granulométrique révèle 2,63 % d'argiles, 18,47 % de limons, 21,5 % de sables fins, 19 % de sables moyens et 38,3 % de sables grossiers. Il s'agit d'une composition granulométrique répartie sur une bande large. L'indice de Kurtosis (K = 0,90) indique en effet

une répartition platykurtique à mésokurtique caractéristique d'une population hétérogène de grains fins, moyens et grossiers

La moyenne des grains $Mz = 429 \ \mu m$ se situe dans les sables moyens et l'indice de classement $\sigma_I = 2,58$ est élevé. Il énonce un sable limoneux très peu trié.

La courbe cumulative semi-logarithmique possède une forme parfaitement hyperbolique à concavité tournée vers le bas et à tendance linéaire (Fig. 170). Celle-ci justifie le caractère très peu trié du stock sédimentaire formé de limons et de sables moyens et grossiers qui se forment par désagréation et altération d'autres roches. Le caractère hyperbolique du sédiment implique la présence de sédiments fins déposés par décantation dans des eaux calmes telles que les embouchures des cours d'eau et des milieux limniques (Rivière, 1977).



Figure 170. Courbe cumulative semi-logarithmique représentative de la distribution granulométrique de l'échantillon DAR 2

3.3. Synthèse des résultats

A. Les dépôts lagunaires

Tableau 5. Synthèse des données de la granulométrie laser sur les faciès lagunaires

Localité	Echantillon	Mode (µm)	Mz (µm)	Classement	Faciès granulométrique
O. Chiba B.	CHIB B4	200 - 1200	99,4	très mal classé	parabolique - hyperbolique
O. Dar Oufa	DAR1	86 - 223	161	très mal classé	parabolique - hyperbolique
Hergla Sud	HER3-3	623	369,85	très mal classé	logarithmique - hyperbolique
Khniss	KHNISS2	87,9	56	très mal classé	logarithmique - hyperbolique
Chebba	SIDI2	140 - 24 - 600	97,8	très mal classé	parabolique - hyperbolique

Les courbes de distribution sont toutes plurimodales (Fig. 171). Les sédiments qu'elles représentent sont hétérogènes, peu triés. Ceci se confirme par le caractère plurimodal de toutes les courbes de distribution représentatives de ces sédiments. Celles des échantillons CHIBB4 et DAR1 présentent des allures quasiment identiques. Elles diffèrent par un enrichissement relatif en fines pour l'unité C-LL (échantillon CHIB B4) par rapport à l'unité D-LL (échantillon DAR1).

Les courbes de distribution des unités K-LL (échantillon KHN2), H-LL1 et Ch-LL (échantillon SIDI2) présentent une allure assez régulière au niveau du mode principal. Elles sont toutefois affectées par des ondulations importantes du côté des sables grossiers pour H-LL1 (échantillon HER3-3) et du côté des sables fins pour K-LL et Ch-LL (échantillon SIDI2).



Figure 171. Superposition des courbes de distribution par granulométrie laser des unités pléistocènes lagunaires du Cap Bon oriental et du Sahel (20 – 2000µm)

Les moyennes sont faibles et se situent vers les sables fins à l'exception des dépôts de Hergla qui sont systématiquement plus grossiers, quelque soit le faciès qu'ils représentent. Les modes sont multiples. Il n'existe donc pas de mode particulier qui caractérise ces dépôts qui présentent tous un skewness positif. Ceci qui indique un enrichissement en particules fines qui contribuent ainsi à l'hétérogénéité du stock sédimentaire.

Deux faciès granulométriques prédominent (Fig. 172) :

- Faciès parabolique hyperbolique
- Faciès logarithmique hyperbolique



Figure 172. Superposition des courbes cumulatives par granulométrie laser des unités pléistocènes lagunaires du Cap Bon oriental et du Sahel (20 – 2000 μm)

La présence de fraction fine importante confère à la courbe une tendance hyperbolique superposée à un faciès parabolique ou hyperbolique. Ceci implique que le stock sédimentaire qui a été déposé avant la décantation des fines était soit très peu évolué par transport (parabolique) soit bien évolué par transport (logarithmique). Dans le premier cas, le stock sédimentaire provient du colluvionnement des couches sous-jacentes à Dar Oufa et Oued Chiba B tandis que dans le second, il est transporté par les cours d'eau puissants et déposé par excès de charge à Hergla et Khniss.

On note aussi que les courbes des paléolagunes présentent des similitudes avec les courbes des lagunes actuelles. Les courbes microgranulométriques de la lagune actuelle de Moknine, (Chaari, 2005) située au Sud-Est de la ville de Moknine et au Nord-Ouest de la ville de Mahdia, représentent trois faciès différents :

- Un faciès hyperbolique (assimilable à une droite) caractéristique d'une sédimentation par décantation d'un matériel apporté par les courants en suspension uniforme.

- Un faciès parabolique en rapport avec des courants de toute nature, souvent rapides.

- Un faciès logarithmique caractéristique du matériel apporté par excès de charge dans la zone périphérique.

Par comparaison avec les courbes microgranulométriques de la sebkha actuelle de Moknine (Fig. 173), il semblerait que les courbes cumulatives des dépôts lagunaires pléistocènes du Sahel et du Cap Bon représentent dans l'ensemble un faciès granulométrique à tendance hyperbolique qui implique la contamination du stock colluvionné (unités CB-LL de l'oued Chiba, D-LL de Dar Oufa et Ch-LL de Chebba) ou alluvionné (unités H-LL1 de Hergla et K-LL de Khniss) par des sédiments fins déposés par décantation naturelle au niveau des embouchures des cours d'eau et des vases littorales.



Figure 173. Courbes microgranulométriques renfermant un taux important de matière organique (d'après Chaari, 2005)

C. Les dépôts dunaires et de haut de plage

Les courbes cumulatives superposées des échantillons HERA1 et HER08-3 des deux grands dépôts dunaires de Hergla Nord port sont concordantes (Fig. 174).



Figure 174. Superposition des courbes de distribution des unités dunaires de Hergla Nord port (20 – 2000 μm) obtenues par granulométrie laser



Figure 175. Superposition des courbes cumulatives obtenues par diffraction laser des unités dunaires de Hergla Nord port (20 – 2000 μm)

Les dépôts dunaires de Hergla (unités H-D4 et H-D4b), traités par diffraction laser, présentent des faciès superposés de type logarithmique – hyperbolique (Fig. 175 ; Tableau 6). Ce type de faciès implique une combinaison du transport hydrodynamique et aérodynamique poussé suivi d'une sédimentation par excès de charge et décantation de fines lorsque la compétence de l'agent de transport s'affaiblit.

Les dépôts traités par granulométrie classique (unité CA-D de oued Chiba, unités H-M2c et H-D3 de Hergla Nord, unité R-D de Réjiche et A-D d'Ashraf) présentent un mode typique à 180 µm à l'exception des dépôts de Hergla qui sont plus grossiers (Fig. 176).



Figure 176. Superposition des courbes de distribution obtenues par granulométrie classique des unités dunaires de Hergla Nord port $(20 - 2000 \ \mu m)$

Toutes les courbes obtenues par granulométrie aux tamis peuvent être considérées comme sigmoïdes avec un secteur rectiligne plus ou moins développé dans leur partie médiane si l'on considère la définition de Tricart (1965) pour les faciès sigmoïdes. Ces courbes impliquent une accumulation d'autant plus sélective que la section médiane de la courbe est plus développée au détriment des parties distales et qu'elle est plus redressée. Or, si l'on considère la caractérisation des faciès granulométriques au sens de Rivière (1953), on se rend compte que certaines courbes sigmoïdes peuvent être interprétées comme des courbes de type logarithmique, parabolique – logarithmique et parabolique – hyperbolique. Ces faciès donnent en effet des courbes dont l'allure générale peut être considérée comme sigmoïde (Fig. 177).



Figure 177. Superposition des courbes cumulatives obtenues par granulométrie classique des unités dunaires de Hergla Nord port (20 – 2000 μm)

Les faciès, logarithmique et parabolique – logarithmique, caractérisent des sédiments littoraux bien classés ayant un mode typique à 180 μ m (Tableau 7). Le troisième faciès (parabolique – hyperbolique) correspond à des dépôts littoraux très mal classés (Cf. paragraphe suivant).

- Faciès sigmoïde typique : présente une courbe en « S » avec une partie médiane infléchie et un tracé parfaitement régulier. Les échantillons HER08-2 et HER9 correspondant respectivement aux unités de haut de plage H-D3 et H-M2c de Hergla offrent ce type de faciès. Celui-ci est caractéristique des cordons littoraux bien évolués. Il est indicateur de l'accumulation libre et sélective du fait d'une variation banale et modérée de la compétence du processus de transport. Le matériel abandonné peut être repris dès que la compétence du vent croîtra à nouveau

- Faciès logarithmique : l'échantillon CHIB A1, traité par granulométrie classique, donne une courbe sigmoïde au sens de Tricart (1965) mais présente aussi un faciès parfaitement logarithmique au sens de Rivière (1953) qui signifie une évolution très avancée du sédiment par transport suite à des actions aérodynamiques très importantes. Ceci est typique des cordons littoraux soumis à de fortes actions aérodynamiques et hydrodynamiques et dont les sédiments se déposent par excès de charge. Il en résulte un sédiment très bien à bien classé ce qui est le cas de CHIB A1.

- Faciès parabolique – logarithmique : attribué aux échantillons REJ3 et ASH C4 correspondant à la dune de Réjiche à Réjiche et Ashraf respectivement. Ce faciès « combiné » implique que le stock sédimentaire de départ, n'étant pas très évolué par transport mais ayant subi un triage sélectif, est repris sous des conditions aérodynamiques puissantes et déposé en domaine supralittoral lorsque la compétence du vent chute.

Tableau 6. Synthèse des données de la granulométrie laser sur les faciès dunaires et de hautde plage

Localité	Echantillon	Mode (µm)	Mz (µm)	Classement	Faciès granulométrique
Handa Nand	HER A1	324	222	mal classé	logarithmique - hyperbolique
nergia Noru	HER 08-3	623	284,17	mal classé	logarithmique - hyperbolique

Tableau 7. Synthèse des données de la granulométrie classique sur les faciès dunaires et dehaut de plage

Localité	Echantillon	Mode (µm)	Mz (µm)	Classement	Faciès granulométrique
O. Chiba A	CHIB A1	180	214	très bien classé	logarithmique
Hergla Nord	HER 08-2	282	290	bien classé	sigmoide
	HER9	357	347	bien classé	sigmoide
Réjiche	REJ3	180	208	bien classé	parabolique - logarithmique
Ashraf	ASH C4	180	215	bien classé	parabolique - logarithmique

On notera au final des résultats différents entre les données de la granulométrie laser et celles de la granulométrie classique par tamis (Tableau 6 et 7). Dans le premier cas, on obtient souvent des sédiments mal classés (Tableau 6) tandis que dans le second cas, les sédiments sont bien classés (Tableau 7). L'origine de ces différences réside dans le fait que la diffraction laser prend en compte des diamètres très fins allant jusqu'à la classe des argiles ($0.04 \mu m$). Par ailleurs, l'étude de la granulométrie au moyen des tamis ne prend en considération que les diamètres compris entre 50 et 2000 μm . La présence d'argile et de limons fins dans le stock sédimentaire traité par diffraction laser contribue au mauvais classement des sables dont le diamètre est compris entre 50 et 2000 μm .

D. Les dépôts marins

Tableau 8. Synthèse des données de la granulométrie laser sur les faciès marins

Localité	Echantillon	Mode (µm)	Mz (µm)	Classement	Faciès granulométrique
Dáiiche	REJ C5	295	267	mal classé	parabolique - hyperbolique
Kejiche	REJ A1	245	202	très mal classé	logarithmique - hyperbolique
Ashraf	ASH C3	154	211	très mal classé	logarithmique - hyperbolique
Sidi Yati	YATI4	223	172	peu classé	logarithmique - hyperbolique

Localité	Echantillon	Mode (µm)	Mz(µm)	Classement	Faciès granulométrique
Khniss	KHNISS1	180 - 112	151	bien classé	logarithmique
Achrof	ASH1	180	198	bien classé	logarithmique
ASIII'AI	ASH C1	180	201	bien classé	logarithmique
Réjiche	REJ C5	282 - 180	273	~ bien classé	logarithmique
El Hajeb	ELHA2	180	203	très bien classé	sigmoide
	ELHA1	180	189	très bien classé	logarithmique

Tableau	9. Svn	thèse	des	données	de	1a	oranulométrie	classiau	e sur les	faciès	marins
Tabicau). Syn	mese	ues	uonnees	ue	iu	granulometrie	ciussiqu	e sui ies	jucies	marins

L'analyse granulométrique par diffraction laser donne deux types de faciès :

- Faciès logarithmique – hyperbolique (Tableau 8) : ce faciès est prédominant dans les dépôts marins littoraux traités par diffractométrie laser (Fig. 178). Il signifie une activité hydrodynamique importante lors de la mise en place des dépôts en contexte transgressif. Lors du stationnement du niveau marin, le milieu de dépôt, devenu assez profond et calme, a favorisé l'enrichissement du stock sédimentaire en particules fines.

La superposition de conditions hydrodynamiques faibles de matériel très fin en suspension à un stock sédimentaire mis en place et n'ayant pas subi un transport et une évolution poussés. C'est le cas des unités R-M1 de Réjiche (échantillon REJ A1), unité A-M4 d'Ashraf (échantillon ASH C3) et unité Y-M de Sidi Yati (échantillon YATI4) ; (Fig. 178).

- Faciès parabolique : il n'est représenté que par l'unité R-M2 de Réjiche (échantillon REJ C5).



Figure 178. Superposition des courbes de distribution obtenues par granulométrie laser sur des dépôts marins littoraux pléistocènes (20 – 2000 μm)

Les courbes de distribution représentatives des échantillons YATI4, ASH C3 et REJ A1 montrent une inflexion réduite et sont plus ou moins redressées du côté des sables fins tandis que la courbe représentative de l'échantillon REJ C5 montre une inflexion plus étendue à

concavité tournée vers le haut entre 100 et 200 μ m. La partie gauche de cette courbe qui tend vers les sables fins est beaucoup plus infléchie par rapport aux autres courbes du graphique. Ces variations se manifestent par une allure logarithmique des courbes cumulatives des échantillons YATI4, ASH C3 et REJ A1 et une allure parabolique de la courbe cumulative de l'échantillon REJ C5 (Fig. 178).

Du côté des sables grossiers (entre 500 et 2000 μ m), toutes les courbes semblent afficher des irrégularités sous forme d'ondulations plus ou moins prononcées. Celles-ci se traduisent sur les courbes cumulatives par une tendance hyperbolique indicatrice d'enrichissement du matériel sédimentaire en particules fines (Fig. 179).



Figure 179. Superposition des courbes cumulatives obtenues par granulométrie laser sur des dépôts marins littoraux pléistocènes (20 – 2000 μm)

L'analyse granulométrique de l'échantillon REJ C5 (unité R-M2 de Réjiche) aussi bien au laser et au tamis démontre clairement la différence des résultats obtenus par les deux méthodes (Tableau 8 et 9) : l'analyse granulométrique laser donne des courbes de type parabolique – hyperbolique (Fig. 179). La superposition d'un faciès hyperbolique à un faciès parabolique traduit l'instauration de conditions hydriques et aérodynamiques très faibles après agitation et tri sélectif. Ceci a permis un enrichissement considérable du stock sédimentaire en particules fines qui décantent et contribuent à l'augmentation de l'hétérogénéité du stock sédimentaire.

La granulométrie classique, par contre, aboutit à une courbe de distribution bimodale (Fig. 177) et une courbe cumulative de type logarithmique qui indique un matériel sédimentaire bien trié et bien évolué (Fig. 179). La différence entre les deux méthodes découle des classes granulométriques inférieures prises en compte par chacune d'elle.

De même, la granulométrie classique fournit des courbes à allure sigmoïde au sens de Tricart (1965) mais qui peuvent aussi être interprétées comme des courbes de type logarithmique au sens de Rivière, 1953 (Fig. 180). La situation est très comparable à celle des sables dunaires.



Figure 180. Superposition des courbes de distribution obtenues par granulométrie classique sur des dépôts marins littoraux pléistocènes (20 – 2000 μm)

Les faciès franchement sigmoïdes et leurs équivalents logarithmiques correspondent à des sables marins intertidaux très bien à bien classés avec un mode unique à 180 μ m. Ces faciès impliquent les mêmes conditions aérodynamiques et hydrodynamiques qui ont conduit à une évolution très avancée et un tri poussé du cordon littoral.

- Le faciès sigmoïde typique se rencontre dans les dépôts intertidaux de l'unité E-M1 d'El Hajeb (échantillon ELHA2). Ce faciès est le résultat d'une sélection limitée à une seule tranche du matériel sédimentaire ce qui conduit à un bon classement du dépôt. Les conditions hydriques qui en sont responsables se caractérisent par une variation banale et modérée de leur dynamisme. Le matériel abandonné au niveau du cordon littoral peut être repris dès que l'hydrodynamisme croîtra à nouveau. Le vannage de la fraction fine par les vagues et courants côtiers conduit à un enrichissement du matériel déposé en grains grossiers d'où une asymétrie vers les diamètres grossiers, affichée par la courbe cumulative et confirmée par la valeur négative du skewness.

- Le faciès logarithmique (Fig. 181) : prédominant dans les dépôts littoraux représentés par des calcarénites subtidales et intertidales des unités K-M de Khniss (échantillon KHNISS1), les unités A-M1 et A-M2 d'Ashraf (échantillons ASH1 et ASHC1), unité R-M2 de Réjiche (échantillon REJC5) et unité E-M2 d'El Hajeb (échantillon ELHA1). Toutes ces unités présentent un mode à 180 μm caractéristique des sédiments bien classés et bien évolués par transport. Il s'avère donc que le type logarithmique est fréquent dans les sédiments dunaires littoraux, les dépôts de haut de plage ainsi que dans les sédiments subtidaux à intertidaux soumis à l'action des vagues et courants marins dont le dynamisme contribue à leur bon classement.



Figure 181. Superposition des courbes cumulatives obtenues par granulométrie classique sur les dépôts marins littoraux pléistocènes (20 – 2000 μm)

E. Les dépôts continentaux

Tableau 10. Synthèse des données de la granulométrie laser sur les faciès continentaux

Localité	Echantillon	Mode (µm)	Mz (µm)	Classement	Faciès granulométrique
O. Dar Oufa	DAR2	684,2	429	très mal classé	hyperbolique

L'échantillon DAR2 appartenant à l'unité D-C1 de Dar Oufa a été traité au laser. La courbe de distribution correspondante est plurimodale (Figure 182). Elle rappelle celles qui caractérisent les dépôts lagunaires. Le mode et la moyenne (Mz) sont à la limite entre sables moyens et sables grossiers.



Figure 182. Courbe de distribution obtenue par granulométrie laser sur les dépôts continentaux de l'unité D-C1 (20 – 2000 μm)

Les ondulations observées correspondent à des maximas de faible ampleur qui indiquent l'enrichissement du stock sédimentaire en sédiments fins (sables fins et limons).

La courbe cumulative correspond à un fragment d'hyperbole et ne présente pas d'extrémités infléchies (Fig. 183). Elle implique un processus de décantation naturelle des fines en milieu calme à l'embouchure des cours d'eau.



Figure 183. Courbe cumulative obtenue par granulométrie classique sur les dépôts continentaux de l'unité D-C1 (20 – 2000 μm)

En résumé:

La granulométrie classique donne des courbes sigmoïdes qui se rapprochent le plus de la définition de Tricart, 1965 des faciès granulométriques. Toutefois, ces courbes peuvent traduire des faciès plus variés et plus composites selon le degré d'inflexion des extrémités et le degré de redressement de leur partie médiane. Mis à part le faciès typiquement sigmoïde qui caractérisent les dépôts de haut plage, deux faciès granulométriques définis par Rivière, 1953 en découlent :

- Faciès logarithmique typique des dépôts bien classés avec un mode à 180 μ m. Il est très fréquents dans les calcarénites marines subtidales à intertidales.

- Faciès parabolique – logarithmique qui n'a été observé que dans la dune de Réjiche à Réjiche et à Ashraf.

La granulométrie laser a été appliquée aux dépôts lagunaires, dunaires, marins et continentaux. Elle donne des courbes à allure composite dont la fraction fine (comprise entre 50 μ m et 0.04 μ m) fait partie intégrante du matériel analysé. Les courbes cumulatives ainsi obtenues présentent des faciès superposés qui se rapprochent le plus des définitions de Rivière, 1953 des faciès granulométriques.

Deux faciès principaux en ressortent :

- Faciès parabolique – hyperbolique pour les dépôts lagunaires hétérogènes, très mal classés

- Faciès logarithmiques – hyperboliques pour les cordons littoraux marins et dunaires bien classés ayant subi un tri sélectif poussé

4. Morphoscopie et exoscopie des grains de quartz

Au cours de leur histoire sédimentaire, les grains de sable évoluent successivement dans des environnements très divers, continentaux ou marins, qui laissent à la surface des quartz des traces spécifiques à chaque milieu (Legigan, 2002). L'exoscopie consiste à examiner ces traces au microscope électronique à balayage (MEB).

Il s'agit d'une approche complémentaire aux études séquentielles de terrain et aux analyses minéralogiques et granulométriques de laboratoire. En effet, l'intérêt de l'examen au MEB des formes et états de surface des particules de quartz renseignent sur l'histoire érosive du sédiment qui englobe son évolution sédimentaire et les ultimes conditions de son dépôt.

L'interprétation des phases évolutives qu'ont subi les grains de quartz que nous avons étudiés repose sur la base de données générale, établie par Le Ribault (1975, 1977), concernant les quartz des milieux continentaux et marins littoraux.

Enfin, un total de 11 échantillons de grains de quartz, de taille moyenne comprise entre $300 - 500 \mu m$, ont été analysés. Ils regroupent des sédiments lagunaires, éoliens et marins. Tous ces échantillons ont été datés par IRSL à l'exception de DAR2 (continental), HERA1 et HER08-3 qui seront présentés ici à titre comparatif.

4.1 Introduction

A. Rappels: Caractérisation des milieux d'évolution des grains de quartz d'après Legigan (2002) et Le Ribault (1977)

• Quartz originels et quartz d'altérites

Il s'agit de quartz de néogenèse ou quartz de roches saines n'ayant subi ni altération, ni transport, ni évolution d'aucune sorte.

En exoscopie, les quartz originels sont reconnus sur base des caractères de surface suivants :

- Surfaces nues totalement dépourvues de dépôt ou de traces de corrosion.

- Absence de toute trace d'action mécanique.

• Quartz pédologiques

Un quartz pédologique a déjà subi au moins un transport et donc une ou plusieurs évolutions plus ou moins complexes. Il a ensuite été immobilisé ce qui se traduit par des influences d'origine pédologique superposées aux caractères hérités de l'histoire antérieure du grain.

• Quartz des horizons pédologiques éluviaux

Ces quartz sont caractérisés par une desquamation progressive de leur surface, ce qui aboutit à la formation d'écailles dont la taille moyenne est comprise entre 0,5 et 5 μ m. Des circulations dirigées se créent à travers les dépressions, les cavités et les fissures qui affectent la surface des grains immobilisés. Ainsi, <u>l</u>es figures de dissolution sont surtout développées dans les dépressions des grains et à leurs abords immédiats, parfois sur les faces planes et très rarement sur les arêtes. Les points de contacts entre les grains immobilisés constituent alors des zones protégées de la dissolution. Dans un environnement pédologique éluvial, les traces de choc anciennes sont modifiées et exploitées par des figures de dissolution.

• Quartz des horizons pédologiques illuviaux

La surface des grains de quartz se marque par la précipitation de globules siliceux aussi nombreux sur les arêtes que sur les faces planes, exception faite aux surfaces protégées aux points de contacts entre les grains immobilisés. La coalescence des globules de silice peut former une structure rayonnante caractéristique des milieux pédologiques, connue sous le nom de fleur de silice. Les fleurs cristallisent généralement sur les portions de surface protégées où les solutions qui s'infiltrent dans le sol sont difficilement renouvelées et tendent à une sursaturation de la silice. Par ailleurs, l'accumulation progressive de globules siliceux peut aussi entraîner la formation d'une épaisse pellicule couvrant intégralement un endroit donné du quartz-support. Pellicule et fleurs de silice peuvent coexister sur le même grain. Toutefois, aucune trace de choc n'est visible sur les arêtes et les faces planes du quartz. Les traces de choc antérieures sont plus ou moins masquées par les caractères dûs à l'altération finale.

• Quartz des milieux aquatiques continentaux

Les eaux douces sont sous-saturées par rapport à la silice amorphe mais pas par rapport au quartz. Lors du brassage des grains par les eaux, les arêtes, parties les plus exposées aux frottements, sont affectées de traces de choc à gradient de polissage, caractéristiques des évolutions aquatiques où se produisent des actions mécaniques.

✓ **Cas d'un transport torrentiel (haute énergie) :** la pellicule soluble héritée de l'altération (silice amorphe) subit une forte dissolution par abrasion qui peut même conduire à sa disparition. Les arêtes et les faces planes sont « propres » et dépourvues de dépôts. Les traces de choc sont nombreuses avec un gradient d'émoussé souvent **peu marqué**.

✓ **Cas d'un transport fluviatile à énergie modérée :** la mise en solution de la silice superficielle par abrasion provoque un dépôt de silice globuleuse ou en écailles dû à une mauvaise circulation de la silice dans les eaux interstitielles. Ces sursaturations de silice sont limitées aux faces planes et à proximité immédiate des arêtes.

✓ **Cas d'un transport de basse énergie :** le brassage est presque nul et la plupart des traces mécaniques qui affectent la surface des grains sont héritées des évolutions sédimentaires antérieures.

Remarque : Etant donné que les traces d'action mécaniques avec gradient d'émoussé sont présentes dans tous les milieux aquatiques, continentaux et marins, et que les dépôts secondaires de silice sont absents dans le cas d'un transport torrentiel, l'identification des quartz fluviatiles demeure très délicate. En ce cas, c'est seulement l'absence des caractères particuliers aux évolutions marines qui permettra de donner le diagnostic exact : il s'agira donc d'une identification « par défaut ».

• Quartz des milieux éoliens

Au cours d'une évolution éolienne, les chocs ne sont pas amortis vu l'absence de pellicule d'eau au cours du transport. Les traces de choc, même celles de petite taille, sont bien marquées et montrent des contours anguleux. Les traces les plus anciennes sont recoupées par les plus récentes et aucune ne présente de gradient de polissage. Dans le cas d'une éolisation de haute énergie, de nombreux impacts éoliens sont présents à la surface du grain, ce qui conduit à une amorphisation mécanique et un aspect chaotique de la superficie du quartz.

L'évolution éolienne est témoignée par l'apparition de traces de choc à bords francs et ce, quelle que soit la morphologie de ces traces.

• Quartz des milieux marins et côtiers

L'eau de mer est très sous-saturée par rapport à la silice amorphe et légèrement saturée par rapport au quartz. Toutefois, l'eau marine ne dissout la silice cristalline que sur les zones exposées du grain lors d'un brassage de haute énergie.

 \checkmark Le milieu subtidal : les quartz infratidaux évoluent entre le niveau de basse mer de vives eaux soumis à l'agitation de la houle et des courants océaniques (domaine infratidal dynamique) et le fond océanique où l'agitation mécanique de la houle et des courants de dérive est négligeable (domaine infratidal statique). La limite entre les domaines dynamique et statique varie entre 5 et 50 m de profondeur.

✓ Le domaine subtidal statique : les quartz évoluent à des profondeurs suffisantes pour échapper à l'action des vagues et de la houle. Il est donc rare d'observer sur ces quartz des figures de dissolution développées à partir de traces mécaniques. Dans un tel milieu, les grains de quartz montrent un réseau de dissolution anastomosé qui traduit l'attaque progressive des zones de transition mécanique ou chimique. Ils montrent donc un aspect de surface très propre et sont dépourvus de toute trace mécanique récente.

✓ Le domaine subtidal dynamique : les traces d'action mécaniques sont représentées par des petits « v » de choc à gradient de polissage mécanique. Le brassage des grains entraîne d'abord le décapage de la silice amorphe ensuite une dissolution rapide des zones de transition entre silice amorphe et silice cristalline en particulier sur les arêtes et les faces planes. Le grain lui-même est ensuite attaqué par la dissolution qui se manifeste sous forme d'un réseau anastomosé puis par des figures géométriques guidées par l'édifice cristallin du quartz. Ces figures de dissolution exploitent les traces du choc à partir des sommets du grain et s'étendent progressivement jusqu'aux faces planes et les dépressions. L'aspect de surface des grains est très propre et dépourvu de dépôts.

✓ Le milieu intertidal : lors de l'immersion, la silice amorphe disparaît et le quartz est attaqué par dissolution chimique sous forme de figures géométriques exploitant arêtes, fractures et traces de choc héritées et s'étendent progressivement aux faces planes. Lorsque le brassage des eaux est très violent, des figures de frottement isolées peuvent apparaître surtout si le sédiment contient des graviers et des galets.

Lors de l'émersion, les sursaturations locales provoquent la précipitation de dépôts secondaires de silice strictement localisés dans les cavités des grains.

✓ Le haut de plage : les houles déferlantes et la déflation à marée basse ramènent des quartz intertidaux sur le haut de plage. Lorsque les eaux de tempêtes et de marées vives se retirent, elles laissent une pellicule à la surface des quartz et une quantité importante dans les cavités des grains. Quand l'eau s'évapore, la silice précipite sous forme de globules. Cependant, Contrairement à ce qui se passe dans le milieu intertidal, ces dépôts globuleux ne seront pas éliminés sur les faces planes et les sommets des grains, puisque ceuxci ne sont pas brassés ensuite dans ce milieu aquatique.

• Quartz des milieux marécageux et lagunaire

Les quartz d'origine marine et éolienne sont tous recouverts d'épais dépôts globuleux qui caractérisent leur sédimentation dans un milieu aquatique protégé, de très basse énergie et soumis à des émersions périodiques. Ainsi, les quartz détritiques sont recouverts progressivement par des globules siliceux, souvent riches en fer, pouvant constituer des pellicules parfois très épaisses qui s'étendent jusque sur les sommets des grains; globules et pellicules peuvent cristalliser sous forme de petits cristaux de néogenèse pointant à la surface des grains. A ces quartz détritiques, peuvent être associés des quartz authigènes ne portant aucune trace de choc, aux arêtes très anguleuses, sans indice de polissage, avec des globules siliceux sur toute leur surface.

Après lavage et tamisage des grains de sables (voir Préparation de l'échantillon en annexe), le sédiment obtenu est soumis à un examen morphoscopique à la loupe binoculaire dans le but de définir les lots morphologiquement différents. D'après l'aspect de surface, quatre catégories de grains ont été dégagées : les grains à aspect luisant, laiteux, intermédiaire entre luisant et laiteux et mat. Chacune de ces catégories peut contenir des quartz ayant des degrés d'émoussé différents au niveau des arêtes et des sommets.

Les pourcentages respectifs des grains suivant leur degré d'émoussé et l'aspect de leurs surfaces sont résumés dans un graphique pour chaque échantillon décrit dans le texte (100 grains par échantillon).

4.2. Présentation et analyse des résultats de la morphoscopie et de l'exoscopie des quartz

A. Sédiments lagunaires

a. Cap Bon oriental

a.1. Oued Chiba

L'échantillon CHIBB4 provient de la base de l'affleurement B de la coupe d'oued Chiba. Il a été récolté dans les sables limoneux (unité CB-LL) dont la partie sommitale est pédogénéisée.

D'après les données de la morphoscopie (n = 94) (Fig. 184), les grains dominants issus de cet horizon sont des émoussés luisants (23 %) (éoliens), suivis des sub-anguleux laiteux (12 %) (paléosol). L'aspect luisant traduit l'effet des eaux sur la surface du grain tandis que l'aspect laiteux évoque une amorphisation superficielle du quartz par désorganisation superficielle de son réseau cristallin.



Figure 184. Morphoscopie des grains de quartz de l'unité CB-LL

Le grain CH4G1 est un quartz luisant bien arrondi. Il montre de nombreuses cupules de choc dont la fréquence sur les arêtes polies du grain dénote un transport énergétique. Les traces de choc les plus anciennes (cupules et petits « V » de choc) sont exploitées par la dissolution au niveau des arêtes. En effet, un réseau de dissolution anastomosé se développe à la surface du grain à partir de petits « V » de choc. Ainsi, des figures de dissolution orientée exploitent les traces de choc à partir des sommets jusqu'aux faces planes.

Sur les faces planes, nous pouvons apercevoir quelques traces en petits « V » à contours anguleux qui traduisent une récente **reprise éolienne très peu marquée**.

Ces caractères phénomorphiques du grain de quartz font penser à une évolution en milieu marin infratidal dynamique.

Le grain CH4G2 est un grain cassé, initialement bien arrondi dont la surface est parsemée de traces de choc d'origine mécanique. Le grain enregistre une **phase antérieure d'éolisation de forte énergie** témoignée par de nombreux cupules et croissants de choc. Ces traces d'origine éolienne sont exploitées ultérieurement par une phase de polissage et de dissolution en milieu aquatique (Fig. 185). La précipitation de globules de silice sur les faces planes plaide en faveur d'une **reprise fluviatile à énergie modérée**.

Le grain CH4G3 est un quartz bien émoussé affecté d'anciennes cassures fortement émoussées dont la présence témoigne de la brutalité du frottement et du brassage des grains. A un plus fort grossissement, des traces de broutage polies sont également présentes ; elles sont dues aux frottements des minéraux dans un sédiment à forte hétérogranularité. Les arêtes sont abrasées et attaquées par la dissolution chimique de la silice amorphe en milieu hydrique. Cette dissolution poussée exploite les anciens croissants et cupules de choc depuis les arêtes jusqu'aux faces planes. La présence de dépôts, entre autres dépôts globuleux de silice, sur les faces planes et à proximité immédiate des arêtes montre que le dernier stade d'évolution du grain correspond à une **phase fluviatile à énergie modérée** où la mauvaise circulation entre la silice et les eaux interstitielles a conduit à des sursaturations sous forme de globules siliceux (Legigan, 2002). Le grain CH4G4 est un ancien rond mat fracturé et repris par une évolution hydrique ultérieure qui se manifeste par un polissage des anciens cupules et croissants de choc éoliens et par un important réseau de dissolution sous forme de figures géométriques en « v » qui couvrent les arêtes et les faces planes. Un film de silice précipite sur les bords des traces de choc éoliennes. Celles-ci sont ultérieurement polies par un brassage hydrique dans un cours d'eau à énergie constante et modérée, voire même à écoulement diffus.

Le grain CH4G5 est un sub-émoussé fracturé et fortement corrodé par la dissolution hydrique. Les traces de choc mécaniques sont héritées d'une **évolution éolienne antérieure** de forte énergie. Certaines de ces traces sont à peine émoussées, ce qui dénote de la récurrence de phases éolienne et hydrique dans l'histoire évolutive du grain. La dissolution de la silice amorphe est représentée par des figures géométriques de dissolution à orientation préférentielle. Par ailleurs, la précipitation de dépôts siliceux et argileux sur les faces planes laisse penser à une **évolution hydrique continentale de moyenne à basse énergie**. Néanmoins, la présence de petites traces de choc en « V » à contours anguleux suppose qu'une **reprise éolienne** plus récente a suivi l'évolution hydrique du grain. *En résumé*

L'exoscopie des quartz du sédiment basal sablo-limoneux de l'affleurement de l'oued Chiba montre un schéma général d'évolution englobant une phase sédimentaire antérieure de forte éolisation relayée par une reprise en milieu fluviatile à énergie modérée. Cependant, certains grains enregistrent une évolution différente incluant soit une origine subtidale dynamique, reprise ultérieurement par le vent lors d'une phase de bas niveau marin, soit un ancien transport énergétique dont il est difficile d'en préciser la nature, suivi d'une reprise fluviatile modérée. D'autres grains, plus évolués, montrent une histoire sédimentaire plus complexe basée sur la récurrence dans le sédiment de phases fluviatile et éolienne. Cette dernière phase est la dernière à avoir marqué la surface des grains.

Etant donné la granulométrie fine du sédiment, il semble qu'il a été d'abord transporté par le vent ensuite repris par les eaux continentales. Lorsque l'énergie des eaux a baissé à l'approche de l'embouchure, il est probable que le grain a été repris par le vent. L'occurrence éventuelle d'une origine marine subtidale du grain n'est pas à exclure vu la proximité de la côte. Elle peut s'expliquer par un remaniement des grains lors d'une phase régressive où l'estran se trouve exondé et soumis au remaniement éolien.





Figure 185. A. éolisation antérieure marquée par des cupules et croissants de choc et reprise hydrique (éch. CH4G2C). B. forte éolisation antérieure, reprise hydrique ultérieure et évolution pédologique finale (éch. DAR1G49B). C. éolisation antérieure et reprise en milieu intertidal (éch. DAR2G28C). D. phase antérieure de forte éolisation marquée par des coups d'ongle éoliens et croissants de choc. Reprise en eaux intertidales (éch. DAR0003). E. phase d'éolisation antérieure et reprise du grain de quartz dans un environnement marin intertidal. Cette évolution est indiquée par la précipitation de globules de silice dans les dépressions du grain (éch. DAR1G12A). F. éolisation antérieure de forte énergie et reprise marine subtidale par décapage de la surface du grain et le développement d'un réseau anastomosé de dissolution (éch. ELHA2G1)

a.2. Dar Oufa

L'échantillon analysé provient du limon lagunaire gris-vert de l'unité Douira de Dar Oufa (unité D-LL1 ; échantillon DAR1).

L'examen classique de la loupe binoculaire (n = 80) montre que la répartition des grains selon leur aspect de surface et la forme de leurs contours est assez homogène (Fig. 186). Les grains dominants en pourcentages sont les sub-anguleux laiteux. Les émoussés luisants, les émoussés laiteux et les ronds mats sont présents dans les mêmes proportions ce qui revient à avoir les mêmes proportions en grains marins, éoliens et en grains pédogénéisés.



Figure 186. Morphoscopie des grains de quartz de l'échantillon DAR1

Au MEB, la surface du grain DAR1G2 est affectée de cassures qui entaillent la surface, montrant des bords polis et semblent favoriser la dissolution de la silice par desquamation progressive et par corrosion localisée dans les dépressions créées suite aux arrachements.

Sur les faces planes, la dissolution a été favorisée par la présence d'anciennes fractures et cassures polies par le brassage des eaux. Le caractère émoussé des arêtes et sommets indique une longue usure dans un milieu aquatique. Par ailleurs, la surface du grain est nettoyée de tout dépôt et les figures géométriques de dissolution, orientées selon une direction préférentielle, sont réparties aux bords des arêtes polies et sur les faces planes. Une telle évolution est caractéristique des grains côtiers évoluant dans un environnement **subtidal dynamique.** A proximité des arêtes, nous pouvons apercevoir des traces de choc en « V » à contours anguleux, indices d'une éventuelle **reprise éolienne très peu marquée** qui a suivi l'évolution du grain en milieu marin.

Le grain DAR1G3 montre des arêtes parfaitement émoussées et des surfaces propres, dépourvues de tout dépôt secondaire (Fig. 187). Ces caractéristiques plaident en faveur d'une évolution en **milieu subtidal statique** où les figures de dissolution en petits « v » ne se sont pas développées à partir d'anciennes traces de choc. Sur les arêtes émoussées, des petits « V » de choc à contours anguleux traduisent une **reprise éolienne très peu marquée** du grain.

Le grain DAR1G11 est un quartz bien émoussé laiteux dont les arêtes, parfaitement émoussées, sont abrasées suite aux frottements et corrodées chimiquement suite à l'agression chimique de la silice (Fig. 194). Sur les faces planes se développe un réseau de dissolution anastomosé qui commence depuis les sommets du grain. Une telle évolution laisse penser à un environnement infratidal dynamique. Cependant, la présence de quelques dépôts sur les arêtes et les faces planes nous fait pencher vers une **évolution fluviatile à énergie modérée**.

Le gain DAR1G12 est un rond mat qui enregistre un **premier stade de forte éolisation** témoignée par des traces en « V » à gradient de polissage peu marqué, des croissants de choc de taille assez importante et de nombreuses cupules éoliennes (Fig. 185 ; Fig. 187). La reprise hydrique du quartz se manifeste par une importante dissolution qui exploite les anciennes traces de choc et concerne toute la surface du grain. Ce dernier stade d'évolution s'est déroulé dans un milieu marin soumis à l'alternance de périodes d'émersion et d'immersion. En effet,

la présence de globules siliceux localisés dans les dépressions du grain penche en faveur d'une **évolution marine intertidale**.

Le grain libellé DAR1G28 est un émoussé luisant. Les arêtes, initialement anguleuses, sont polies lors du frottement du grain durant une phase de transport aquatique. La surface du grain est propre et ne montre pas d'anciennes traces de choc mécaniques. Cet aspect est dû à un décapage par les eaux marines de la partie superficielle du grain lors de son séjour en milieu aquatique constamment immergé. Cependant, les extrémités et les arêtes présentent d'anciennes cassures conchoïdales en marches d'escaliers à la surface desquelles on reconnaît des figures de cisaillement en lignes subparallèles. Les contours parfaitement émoussés des cassures montrent qu'elles ont subi une évolution aquatique qui peut être antérieure. On observe aussi au niveau des arêtes des stries de frottement et des figures de cisaillement dues au frottement des grains les uns contre les autres. Les plans de cisaillement ainsi crées ont favorisé la circulation d'eau sous-saturée en silice et un début de fragmentation du grain. La surface du grain ainsi que ses dépressions sont parsemées de minuscules globules siliceux qui dénotent une phase **d'évolution côtière en haut de plage**.

Le grain DAR1G34A est un quartz roulé qui a connu un stade d'éolisation antérieure importante. Le transport du grain par le vent a laissé des traces en « V », des cupules et des croissants de choc sur toutes les facettes du grain. Au cours de la reprise du grain par les eaux, des figures de dissolution de forme géométrique se sont développées à partir des traces de choc mécaniques héritées de l'épisode éolien antérieur. Des attaques chimiques ont corrodé la surface du quartz et ont provoqué des dépressions de forme allongée assez profondes. La dissolution est plus prononcée sur les facettes les plus exposées du grain de quartz. La reprise aquatique du grain dans un **milieu fluviatile à énergie modérée** se manifeste par la précipitation de silice sous forme de globules dans les dépressions mais aussi sur les faces planes sous forme de globules et écailles microniques.

Le grain DAR1G36A est un émoussé luisant. Il enregistre une **première phase marine intertidale** caractérisée par la précipitation de globules de silice dans les dépressions (Fig. 188). Ces dernières sont le résultat du développement de figures géométriques de dissolution réparties particulièrement sur toute la face plane du grain. Ultérieurement, le grain a été transité en **haut de plage** où le retrait des eaux et l'absence conséquente de brassage a provoqué des sursaturations de silice sur les arêtes et notamment les faces planes.

Le grain DAR1G38 est un rond mat fortement corrodé suite à une importante agression chimique de la silice. Cette agression se manifeste sur les arêtes et les faces planes par une importante dissolution témoignée par des figures en « v » caractéristiques et par des dépressions créées à la faveur des défauts du système cristallin du quartz. Le MEB montre aussi une fine pellicule désagrégée suite à la dissolution de la silice amorphe, formant initialement un revêtement autour du grain. Suite à une émersion du sédiment, de nombreux globules de silice ont précipité dans les cavités du grain de quartz évoquant ainsi une phase d'évolution dans un **environnement marin intertidal**. Par ailleurs, de fines traces en « V » à bords anguleux révèlent une **reprise éolienne** du sédiment favorisée par l'émersion.

Le grain DAR1G46A est un émoussé luisant dont les arêtes et sommets sont parfaitement polis. Un réseau de dissolution anastomosée se développe sur les faces planes du grain. Sur les arêtes, zones les plus exposées aux chocs et aux frottements, prennent naissance des figures de dissolution géométriques. Par ailleurs, la surface du grain de quartz montre un aspect très propre et ne porte aucune trace de choc récente. Une telle morphologie du grain est attribuée à une évolution du grain dans un milieu marin subtidal statique. Toutefois, la précipitation de dépôts siliceux circulaires dans les cavités montre un dernier stade d'évolution dans un environnement intertidal soumis à l'alternance des immersions et des émersions.

Le grain DAR1G47A fait partie du lot des émoussés luisants. Le grain roulé par l'action hydrique présente des traces en V à contours émoussés et exploités par l'agression chimique de la silice amorphe. Ce grain montre un dernier stade d'évolution dans un **milieu pédologique éluvial** marqué par la desquamation progressive de la surface du grain qui se désagrège sous forme d'écailles siliceuses à pointes sub-émoussées et par une corrosion du quartz dans les dépressions (Fig. 201). Cette corrosion est favorisée par la reprise du grain dans **un milieu continental hydrique à moyenne énergie** ce qui explique la précipitation de dépôts siliceux à sa surface.

Le grain DAR1G49B présente un aspect luisant et des arêtes émoussées. La surface du grain est entièrement marquée de traces en V à gradient de polissage bien marqué et des cupules de choc (Fig. 182). Certaines de ces cupules ont une taille assez importante et indiquent une **phase d'éolisation antérieure de forte énergie**. Un réseau de dissolution se développe à la faveur des cassures polies qui affectent les sommets exposés du grain et à partir des traces de choc mécaniques. Le polissage des arêtes et des traces indique une **reprise hydrique** du grain (Figure 185) tandis que la desquamation progressive de la surface du grain qui se désagrège en pellicule écailleuse de silice est en faveur d'un stade d'évolution dans un **milieu pédologique éluvial**.

Ces observations montrent que le grain a subi une évolution chimique et mécanique en phases successives durant son parcours. Il a aussi été déposé dans des milieux différents et transporté aussi bien par le vent que par les eaux.

En résumé

L'analyse microscopique des grains de quartz de la « formation Douira » dans l'affleurement de Dar Oufa révèle un mélange de grains à différents stades d'une évolution spatio-temporelle complexe que nous nous proposons de résumer comme suit:

Un premier stade d'évolution correspond à un transport éolien de forte énergie responsable du cheminement du sédiment limono-argileux vers la mer. A ce niveau, le grain transite en milieu côtier en fonction du rythme des marées, des tempêtes et des courants marins et acquiert, à différents degrés, les marques caractéristiques de chaque milieu depuis l'étage subtidal jusqu'au haut de plage en passant par le milieu intertidal. Suite à une éventuelle baisse du niveau marin, l'estran exondé se trouve soumis à une légère déflation, ce qui explique les marques de reprise éolienne sur certains grains de quartz.

Enfin, le grain est immobilisé dans un horizon **pédologique éluvial** où il est soumis à une dissolution localisée aux dépressions qui affectent sa pellicule amorphe, héritée de ses évolutions sédimentaires antérieures.



Figure 187. Exoscopie des grains de quartz portant des traces d'éolisation antérieure. A.rond mat montrant un croissant de choc éolien de taille assez importante témoignant d'une éolisation de forte énergie (éch. DAR1G12A). B. éolisation antérieure violente indiquée par une surface du grain de quartz parsemée de coups d'ongle et de croissants de choc de taille remarquable (éch. YATI4G5A)



Figure 188. Exoscopie des grains de quartz ayant évolué dans un milieu marin intertidal. A. et B. première phase marine intertidale caractérisée par la précipitation de globules de silice dans les dépressions du grain (éch. DAR1G36A et éch. DAR1G36B). C. évolution intertidale traduite par des sursaturations de silice dans les dépressions créées par la cassure conchoïdale du quartz et désagrégation de la silice (éch. DAR2G2B)

b. Sahel

b.1. Hergla

L'observation morphoscopique des grains de quartz (n = 100) pris dans la marne gris verte de l'unité H-LL1 (échantillon HER 3-3) montre que 40 % de ces grains sont émoussés à aspect intermédiaire entre luisants et laiteux, et 21 % sont émoussés luisants. Les ronds mats ne représentent que 10 % et les émoussés laiteux seulement 3 %. (Fig. 189).



Figure 189. Morphoscopie des grains de quartz de l'échantillon DAR1

Le grain HER3-3A est un quartz arrondi et bien évolué dont les arêtes et les sommets ont été parfaitement polis. Il montre une corrosion limitée aux dépressions et aux fissures tandis que le reste de la surface du grain est décapé (Fig. 201). Quelques globules fins de silice sont localisés à proximité immédiate des arêtes. Ces caractères phénomorphiques du quartz sont typiques des **horizons pédologiques éluviaux** où des circulations dirigées se créent à travers les dépressions, les cavités et les fissures qui affectent la surface des grains immobilisés.

Le grain HER3-3E est un grain rond à surface propre, parfaitement décapée, indice d'un brassage aquatique violent. Les arêtes abrasées du grain montrent des figures de dissolution géométriques en « v » qui se développent aussi à la faveur d'anciennes cupules et « V » de choc. Sur les faces planes, la dissolution est peu prononcée et affecte particulièrement les fracturations du grain. Des dépôts fins précipitent à proximité immédiate des arêtes, témoins de la chute de la compétence du régime hydrique.

Le grain HER3-3H est un quartz xénomorphe sub-anguleux, cassé, montrant des faces cristallines lisses et une grande cassure conchoïdale en marches d'escaliers et à contours émoussés par polissage hydrique ultérieur. Il s'agit d'un quartz peu évolué, ne montrant pas de traces de choc mécaniques telles que les cupules et les « V » de choc.

Le grain HER3-3L est bien arrondi à aspect luisant et laiteux. Le quartz est marqué par d'anciens coups d'ongle éoliens de grande taille à contours émoussés, indice d'une éolisation ancienne de haute énergie. Le grain est aussi affecté par des fractures de cisaillement et les faces de cassures anciennes aux sommets, à contours bien émoussés. Les arêtes sont fortement abrasées ce qui a conduit à une importante dissolution, développée en partie, à partir d'anciens cupules et « V » de choc. Un réseau de dissolution anastomosé se développe sur les faces planes à partir d'anciennes fractures. Les arêtes et les faces planes sont propres, dépourvues de dépôts. La propreté de la surface et l'abrasion poussée des arêtes ainsi que les fracturations du quartz font penser à une évolution dans un **milieu continental de forte énergie**. Par ailleurs, l'occurrence de nombreuses traces mécaniques en cupules et particulièrement en « V » à contours anguleux révèle une **reprise éolienne récente** du grain de quartz.

Le grain HER3-3O est un quartz rond à surface propre, dépourvu de tout dépôt (Figure 187). Les arêtes sont affectées par des figures de dissolution qui s'étendent progressivement jusqu'aux faces planes. Ces figures se développent également dans la fracture à contours émoussés qui affecte l'extrémité du grain. Notons, par ailleurs, que les traces d'une quelconque évolution sédimentaire antérieure a été estompée. Une telle évolution du grain rappelle des conditions d'immersion dans un environnement **subtidal statique** où les profondeurs permettent d'amortir l'action de la houle et empêchent, en conséquence, la formation de traces d'action mécanique.

Le grain HER3-3Q est un quartz sub-anguleux qui n'a pas beaucoup évolué. Il est difficile de reconnaître à la surface de ce quartz une quelconque évolution sédimentaire antérieure.

Le grain HER3-3R est un quartz bien arrondi dont les arêtes et les sommets sont affectés par une forte abrasion. Des figures géométriques de dissolution s'étendent vers les faces planes où elles acquièrent une orientation préférentielle E-W. Sur les faces planes et à proximité immédiate des bordures des dépressions, la silice précipite sous forme de globules assez épais et coalescents. Ces caractéristiques du grain de quartz témoignent d'un stade d'évolution **fluviatile à énergie faible à modérée**.

Le grain HER3-3X est un quartz xénomorphe à contours arrondis. Les nombreux impacts entraînent l'amorphisation de la pellicule siliceuse superficielle. Des coups d'ongle et des croissants de choc éoliens, issus d'une **phase antérieure de forte éolisation**, sont polis et exploités par la dissolution hydrique. Des sursaturations de silice sont limitées aux dépressions ; elles constituent avec les figures géométriques de dissolution, l'indice d'une évolution marine en **milieu intertidal**.

En résumé

La marne gris vert d'Hergla est un sédiment ayant connu une évolution dans des milieux différents. En effet, l'exoscopie montre que les quartz issus de la marne lagunaire sont majoritairement ronds sinon sub-émoussés. Les premiers montrent des traces de dissolution bien développées sur les arêtes et s'étendent progressivement vers les faces planes. Les seconds, en revanche, sont affectés de cassures et présentent des surfaces lisses, bien propres. En effet, les quartz provenant de ce paléosol ont connu des stades d'évolution différents allant des écoulements continentaux à énergie forte à modérée, au domaine subtidal de grande profondeur, en passant par les milieux subtidal dynamique et intertidal.

Enfin, la majorité des grains ont subi une phase ancienne d'éolisation témoignée par les contours parfaitement ronds des quartz. Rares sont les grains qui ont gardé les marques de cette évolution sédimentaire antérieure.

b.2. Khniss

L'échantillon analysé provient du limon argileux lagunaire de l'unité Unité K-LL de Khniss (échantillon KH2).

L'analyse morphoscopique du sédiment (n = 100) montre qu'il est constitué d'une majorité de grains luisants émoussés (dominante aquatique) et anguleux à sub-anguleux et de sub-anguleux intermédiaires entre luisants et laiteux (Fig. 190). Les ronds mats n'ont pas été repérés à la loupe binoculaire.



Figure 190. Morphoscopie des grains de quartz de l'échantillon KH2

Le grain KHN2G1 est un émoussé luisant affecté par des figures de cisaillement et de frottement ainsi que des traces de choc en « V » et des cupules exploitées par un important réseau de dissolution de la silice. A plus fort grossissement, nous remarquons l'absence de dépôts secondaires sur les arêtes et les faces planes alors qu'apparaissent localement des traces de broutage. Ces microfaçonnements du grain du quartz et l'aspect de sa surface démontrent qu'il a évolué dans **un milieu aquatique continental de forte énergie**.

Le KHN2G2 est un grain sub-émoussé, très altéré, montrant une nette désorganisation de sa pellicule superficielle amorphe. La surface du grain enregistre une forte abrasion de sa pellicule siliceuse amorphe qui tend à disparaître progressivement. Des globules siliceux associés à de rares écailles constituent des sursaturations limitées aux faces planes et à proximité immédiate des arêtes fortement émoussées. Les cassures récemment formées sont symétriques et présentent la même morphologie. Elles ont été provoquées par une forte pression de part et d'autre d'une arête du grain. Une telle évolution rappelle un stade de transport **fluviatile à énergie modérée**. Toutefois, la desquamation progressive de la surface du grain et l'occurrence de figures de dissolution dans les dépressions fait pencher vers l'hypothèse d'une immobilisation finale du quartz dans **un horizon pédologique éluvial** où les rares traces de choc anciennes, limitées aux arêtes abrasées, sont modifiées et exploitées par des figures de dissolution.

Le KHN2G3 est un grain arrondi laiteux affecté par un réseau de dissolution anastomosé et de figures géométriques de dissolution guidées par le système cristallin du quartz. Ces dernières sont réparties le long des arêtes et regagnent peu à peu les faces planes (Fig. 191). Des éclats parallèles sont dûs à l'éclatement du grain et des traces de dissolution en «v » suivent les bordures émoussées des cassures. Ces caractéristiques de la surface du quartz, associées à l'absence de dépôts secondaires, plaident en faveur d'un **environnement marin subtidal**.

Le grain KHN2G3 est un quartz rond, évolué, qui enregistre localement des traces de broutage, indice d'un sédiment hétérogranulaire brassé dans des eaux de haute énergie. Le quartz est taraudé et attaqué directement après disparition de sa pellicule siliceuse amorphe, ce qui évoque une évolution aquatique en milieu marin. Des figures géométriques de dissolution, développées suivant le système cristallin du quartz, exploitent les arêtes, les fractures et les anciennes traces en « V » héritées, et s'étendent jusqu'aux faces planes. De plus, la précipitation de dépôts secondaires de silice, localisés dans les cavités du grain, définit une évolution marine intertidale.

Le grain KHN2G4 présente des arêtes et des sommets émoussés. Sa surface est marquée par la formation d'une pellicule siliceuse amorphe à contours émoussés ainsi que des traces de choc anciennes qui ont été décapées et estompées par les évolutions sédimentaires antérieures. Des stries de frottement parallèles à sub-parallèles sont fréquentes sur la face lisse du grain. Elles témoignent de l'intensité de l'abrasion mécanique qui a conduit à la disparition de la pellicule siliceuse amorphe. Le sommet du grain montre une attaque progressive par dissolution de ce qui subsiste de cette pellicule. Enfin, la présence de dépôts globuleux de silice sur les faces planes et à proximité des arêtes traduit **un dernier stade d'évolution fluviatile modérée**.

Le grain KHN2G5 montre une surface dépourvue de dépôts mais parsemées de figures géométriques de dissolution guidées par le système cristallin du quartz et par des traces de choc de taille variable. Une observation fine de la surface du grain révèle une **phase éolienne antérieure violente**, marquée par de grands cupules et croissants de choc à contours parfaitement émoussés. Une éventuelle reprise du grain en **domaine marin subtidal** n'est pas à exclure vu l'intensité du réseau de dissolution exploitant les anciennes traces de choc et l'aspect propre de la surface du quartz. Enfin, une reprise en **milieu aquatique continental de forte énergie** succède aux évolutions sédimentaires précédentes. Cette dernière est révélée par l'absence de dépôts secondaires et par une dissolution poussée qui exploite même les traces de choc récentes en « V » à gradient d'émoussé peu marqué et en cupules légèrement émoussées. Les traces de choc récentes sont nombreuses et coupent celles qui sont héritées des évolutions sédimentaires.

En Résumé

Les grains de sable provenant du limon-argileux de la grande carrière de Khniss affichent des stades d'évolution variés et complexes. La majorité des grains a subi un transport antérieur éolien ou marin. Trois milieux sédimentaires différents ont donc été révélés à partir de l'analyse des microfaçonnements des surfaces des quartz. Ces milieux marquent le dernier stade d'évolution des grains et correspondent : (1) au domaine continental à écoulements forts à modérés, (2) aux horizons pédologiques gorgés d'eau, ce qui est le cas du sédiment où les

grains de quartz ont été récoltés, et enfin (3) au domaine marin entre l'étage subtidal et l'étage intertidal. Ces derniers ont été très vite mobilisés à partir de leur environnement marin après une baisse eustatique rapide et se sont mélangés aux sédiments limono-argileux transportés par les écoulements continentaux. L'ensemble des sédiments a été ensuite immobilisé et pédogénéisé alors que le sédiment contient encore une importante quantité d'eau.



Figure 191. Grains de quartz ayant évolué dans un milieu subtidal. A. arêtes émoussées et surfaces indiquant une évolution du grain de quartz dans un environnement subtidal statique (éch. DAR1G3). B. évolution subtidale marquée par un réseau de dissolution anastomosée à partir des arêtes vers les faces planes et absence de dépôt (éch. KHN2G3). C. grain de quartz à surface propre évoluant dans un environnement subtidal statique (éch. HER3 - 5O). D. quartz rond à surface propre. Les arêtes sont affectées par des figures de dissolution qui s'étendent progressivement jusqu'aux faces planes (éch. HER3 - 3O)

B. Faciès continentaux

b. Cap Bon oriental

b.1. Dar Oufa

L'échantillon analysé est pris dans le sable continental de l'unité D-C2 (échantillon DAR2). D'après l'étude morphoscopique des grains de quartz (n = 68), la majeure partie des grains sont des ronds mats qui ont évolué en milieu éolien (Fig. 192).



Figure 192. Morphoscopie des grains de quartz de l'échantillon DAR2

Au MEB, le grain DAR2G1 est affecté d'une cassure ancienne bien polie. Des traces de choc en « V » à gradient de polissage se situent sur les arêtes arrondies du grain. L'aspect anguleux de ces traces montre qu'elles ont été formées récemment par comparativement à celles formées au niveau de la grande cupule de choc qui marque la surface du grain. Le sédiment a dû subir **une reprise éolienne récente**. Des figures géométriques de dissolution exploitent les anciennes traces en « V » notamment sur les arêtes exposées à l'abrasion mécanique. Dans la partie inférieure du grain, nous pouvons remarquer un aspect de surface fortement corrodé en rapport avec l'attaque chimique du quartz ce qui laisse penser à une évolution aquatique continentale. Les parties les plus exposées de la surface du grain sont affectées par des traces de choc en « V » à gradient de polissage peu marqué caractéristique **du transport continental aquatique de haute énergie**.

Le grain DAR2G2 est un grain sub-anguleux présentant deux principales cassures conchoïdales à contours sub-émoussés, témoins d'une phase de transport de haute énergie ou de forte pression entre les grains. Les traces de choc mécaniques sont pour la plupart exploitées par des figures géométriques de dissolution guidées par le système cristallin du quartz. L'examen des microfaçonnements de surface du quartz montre aussi une désagrégation de la silice amorphe suite au séjour du grain dans un environnement aquatique

agressif, ce qui a provoqué sa corrosion partielle. Par ailleurs, la présence de sursaturations de silice strictement localisées dans les dépressions fait penser à **un environnement marin intertidal** (Fig. 188).

Le grain DAR2G7 fait partie du lot des intermédiaires entre luisants et laiteux. L'agression chimique de la silice s'organise d'une part en un réseau anastomosé exploitant les anciennes traces de choc mécaniques. D'autre part, par la corrosion avec polissage hydrique ultérieur en exploitant les défauts du système cristallin du quartz (fissuration dans le cas de ce grain). Des globules siliceux précipitent à la surface du grain et sur les arêtes émoussées. Les sursaturations de silice et la dissolution de la pellicule amorphisée constituent des indicateurs d'une évolution du grain dans **un environnement fluviatile à énergie modérée**.

Le grain DAR2G28 est un rond mat ayant subi une forte **éolisation antérieure**. La reprise hydrique ultérieure est témoignée par des cupules et des traces de choc en « V » à partir desquelles se développent des figures géométriques de dissolution (Fig. 185). Des globules de silice précipitent dans les cavités créées par l'attaque chimique du grain et traduisent une évolution en **milieu marin intertidal**.

Le grain DAR2G34 montre des arêtes et sommets anguleux à sub-anguleux. Des cassures conchoïdales à bords sub-émoussés affectent les extrémités les plus exposées à l'abrasion mécanique. En effet, des stries de frottement parallèles se remarquent sur les faces cassées ; elles sont dues à l'éclatement du grain. La précipitation de silice « en larmes » sur les faces planes, à proximité immédiate des arêtes et dans les dépressions témoigne soit d'une reprise fluviatile à moyenne énergie sur une courte distance, soit d'une évolution du grain dans un environnement de haute plage.

Le DAR2G35 est un émoussé à face plane montrant un début de dissolution de la silice amorphe et des faces fortement affectées par un réseau de dissolution guidé par le système cristallin du quartz. Les arêtes sont propres et dépourvues de dépôts. Le brassage hydrique des grains et le polissage conséquent s'est déroulé dans un environnement aquatique continental, sous-saturé par rapport à la silice amorphe et de forte énergie.

Le DAR2G37 est un quartz émoussé affecté d'une grande cassure conchoïdale due à la force du transport et du frottement. Le bord inférieur de la cassure, plus exposé, est émoussé tandis que le bord supérieur est anguleux. Il s'agit d'un quartz qui a connu une histoire sédimentaire antérieure de forte énergie. Les traces de choc anciennes éventuelles sont modifiées par un réseau de dissolution anastomosé et des faces planes décapées. Ces caractères phénomorphiques sont rapportés aux **environnements marins infratidaux**. Toutefois, l'occurrence de dépôts secondaires dans les dépressions et de dépôts en amas sur les faces planes fait penser à un transit du grain depuis son **milieu intertidal** vers un **milieu de haut de plage** où l'absence de brassage lors du retrait des eaux empêche la dissolution des dépôts siliceux dans les dépressions et à la surface du grain. Par ailleurs, des traces récentes en « V » et des cupules de choc existent à la surface de la cassure à contours émoussés et témoignent d'une **reprise éolienne** du grain.

Le grain DAR003 affiche **une phase antérieure de forte éolisation** matérialisée par des coups d'ongles éoliens et des croissants de choc. Cependant, le développement d'un réseau de dissolution en « v » sur les faces planes du grain et à partir d'anciennes traces de choc ainsi que la précipitation de globules siliceux dans les cavités vont de paire avec une reprise
hydrique du grain dans **un environnement côtier intertidal** (Fig. 188). Les arêtes du grain étant bien roulées par une forte éolisation suivie d'un brassage dans des eaux côtières.

En résumé

La plupart des grains a transité par différents environnements sédimentaires et a donc enregistré une évolution complexe. En partant du fait que 30 % des grains sont ronds mats et que près de 75 % sont départagés entre émoussés et anguleux luisants, il semble clair, après analyse exoscopique, qu'une phase de forte **éolisation** a profondément marqué l'histoire du sédiment. Cette phase a été suivie par le dépôt des particules sablo-limoneuses constituant le sédiment en domaine marin côtier où les grains de quartz ont subi un brassage et une dissolution intenses conduisant respectivement à accentuer l'émoussé des anciennes traces de choc et à la formation de figures de dissolution. Lors du retrait des eaux marines suite à une baisse éventuelle du niveau marin, les grains de sable ont subi une autre **éolisation** dont les traces sont imprimées sur de nombreux grains. Par ailleurs, la présence de certains quartz montrant une évolution **fluviatile** à énergie modérée pourrait s'expliquer par un remaniement de ces grains à partir du cours d'eau sous un climat sec et venteux.

Les grains de quartz de l'unité D-C2 affichent donc une évolution plutôt éolienne tandis que les grains de DAR1 issus de la couche sous-jacente de l'unité D-C1 montrent une évolution plus complexe, marine et éolienne. La différence entre les deux horizons s'exprime par une pédogénéisation plus poussée du sédiment DAR 1 par rapport à DAR 2.

C. Faciès dunaires et de haut de plage c. Sahel

C.1. Hergla

Unité sableuse caverneuse de haut de plage H-M2c (échantillon HER 9)

L'étude de la morphoscopie des grains de quartz (n = 96) montre que les grains émoussés à aspect intermédiaire entre luisant et laiteux et les grains sub-anguleux luisants sont présents dans des proportions très proches (Fig. 193).





Le grain HER9A est un grain rond dont les arêtes et les sommets sont bien arrondis. La surface est affectée par un réseau de dissolution anastomosé et des figures de dissolution exploitant les fissurations du grain et les anciennes traces de choc. Une forte corrosion chimique affecte les arêtes ; elle est due à l'infiltration de fluides sous-saturés en silice par les fissures du quartz. Deux grandes anciennes cupules de choc, parfaitement émoussées, peuvent être observées sur le côté droit du grain. Leur présence est le signe d'une phase aquatique violente qui a précédé la mise en place du sédiment dans des **eaux marines subtidales**.

Le grain HER9D est un quartz bien arrondi montrant une dissolution intense à partir des sommets du grain. Des traces de choc en cupules et en « V » à gradient d'émoussé très bien marqué sont nombreuses sur les arêtes arrondies et sont exploitées par un réseau de dissolution peu développé (Fig. 194). Des traces de broutage sub-émoussées existent sur une arête du grain et témoignent de la violence du transport. Par ailleurs, la surface du grain est dépourvue de dépôts. Ces caractéristiques sont celles d'une **évolution marine en milieu intertidal**.

Le grain HER9G est un émoussé laiteux présentant des arêtes polies et parsemées de traces de choc exploitées ultérieurement par un réseau de dissolution de la silice. L'abrasion de la surface du grain conduit à la formation de silice écailleuse et en globules épais. Ces sursaturations de silice sont limitées aux faces planes et à proximité immédiate des arêtes (Fig. 194). Associées aux traces de choc sur les arêtes, elles témoignent d'une **évolution fluviatile à énergie modérée**.

Le grain HER9H est un quartz évolué, arrondi, présentant des cassures émoussées. Les arêtes les plus exposées sont abrasées et corrodées. La dissolution de la silice est développée à partir de fractures existant dans le système cristallin du quartz. Les traces de choc mécaniques sont modifiées par l'altération finale du grain. Une telle évolution fait penser à un stade d'évolution en milieu intertidal agité.

Le grain HER9K fait partie des ronds mats. Les dépressions provoquées par l'éclatement des grains sont à contours émoussés. Nous pouvons y observer des stries sub-parallèles témoignant de l'intensité des arrachements. Des dépressions subcirculaires localisées sur les bords des arêtes polies sont le résultat d'une dissolution sous pression au point de contact entre deux grains de quartz. La silice amorphe a subi une desquamation progressive par dissolution sur la bordure des arêtes émoussées. Au même temps, des globules de silice précipitent à proximité des arêtes ce qui est caractéristique des milieux fluviatiles à énergie modérée. Un plus fort grossissement montre le détail de traces de dissolution s'est formé à la faveur d'anciennes traces de choc en « V » à gradient de polissage polien marqué. Nous pouvons également observer à la surface du grain des traces de broutage, fréquentes, témoignant de la violence du transport. Le grain a éventuellement évolué dans des **eaux fluviales à énergie forte à modérée** avant d'être parcheminé jusqu'au littoral.

Le grain HER9M est un quartz bien arrondi dont les faces planes et les arêtes sont parsemées de nombreuses traces de choc mécaniques à gradient de polissage bien marqué. Des figures géométriques de dissolution se développent principalement sur les arêtes ; elles sont aussi présentes sur les faces planes où elles exploitent les anciennes traces en « V ». A proximité des arêtes précipitent quelques globules de silice (Fig. 194). L'ensemble de ces caractères phénomorphiques, semblables à ceux du quartz décrit précédemment, attestent d'une phase d'évolution fluviatile à énergie modérée. Toutefois, les rares traces en « $V \gg$ à contours franchement anguleux font penser à une éventuelle reprise éolienne, peu marquée, du sédiment.

Le grain HER9P est un quartz rond affecté par des figures géométriques de dissolution développées sur les arêtes à partir de traces de choc en « V » et par un autre réseau de dissolution exploitant les moindres cassures et fissurations du grain. De plus, de nombreux globules de silice se forment sur les arêtes, les faces planes et sur les bordures des dépressions. Ces caractères phénomorphiques rappellent un stade de transport fluviatile à basse énergie où des globules siliceux précipitent à proximité immédiate des arêtes et sur les faces planes. En revanche, la fréquence de ces globules par rapport à ceux qui caractérisent les grains précédents ayant la même évolution, fait penser à une évolution à l'embouchure du cours d'eau et à proximité du haut de plage où la pellicule d'eau entourant le grain, s'évapore progressivement, conduisant à la formation de silice globuleuse sur les faces et les sommets.

Le grain HER9Q présente une surface parsemée de traces de choc en « V » et de cupules de choc à gradient de polissage. Une grande cassure à contours polis affecte les parties supérieures et inférieures du grain près de la bordure des arêtes. Les traces de choc sont affectées par une dissolution orientée formant des figures géométriques caractéristiques. Les globules de silice précipitent sur toute la surface du grain indiquant ainsi une phase **fluviatile** à énergie modérée reprenant une phase éolienne antérieure.





Figure 194. Grains de quartz portant les traces d'une évolution hydrique continentale. A. Les arêtes sont abrasées et attaquées par la dissolution chimique de la silice amorphe en milieu hydrique continental (éch. CH4G3B). B. grain de quartz laiteux présentant un réseau de dissolution anastomosée. Les arêtes sont abrasées et corrodées (éch. DARG11). C. Précipitation de globules de silice à proximité immédiate des arêtes et sur les faces planes indiquant une évolution fluviatile à énergie modérée (éch. YATI4G6). D. grain de quartz montrant une reprise hydrique continentale de très forte énergie. Des traces de broutage subémoussées existent sur une arête du grain et témoignent de la violence du transport (éch. HER9D). E. évolution fluviatile à énergie modérée marquée par des globules de silice limités aux faces planes et aux extrémités immédiates des arêtes (éch. HER9G). F. évolution fluviatile à énergie modérée marquée par de solution qui se développent principalement sur les arêtes du grain de quartz (éch. HER9M)

En résumé

Les observations morphoscopiques des grains du quartz montrent que les sub-anguleux à aspect luisant et les émoussés à aspect intermédiaire entre luisants et laiteux prédominent. Ces caractéristiques de la forme et de l'aspect de surface des quartz reflètent des conditions de transport aquatique et de début d'altération. L'exoscopie confirme l'ensemble de ces observations et montre que la plupart des grains de quartz de l'unité M2c d'Hergla ont évolué dans un environnement marin côtier à énergie forte à modérée. Par ailleurs, certains grains affichent les traces d'une évolution dans un environnement supratidal à l'embouchure du cours d'eau et en haut de plage. D'autres, en revanche, révèlent une reprise éolienne très peu marquée. D'ailleurs, lors des basses mers, les grains émergés sont généralement soumis au phénomène d'éolisation. Or, dans le cas de l'échantillon HER9, la proximité du rivage et l'occurrence d'une deuxième remontée du niveau marin, ont empêché les traces du vent de s'imprimer à la surface des grains. D'ailleurs, les analyses granulométriques effectuées sur le même échantillon confirment son transport par le vent ainsi que l'origine marine dont dérive la plupart de ses grains. Cependant, certains grains montrent les marques d'une évolution en milieu continental fluviatile. Ceci est très probable vu la présence de paléograus au niveau du cordon littoral de Hergla, par lequel la sebkha Halk el Menjel communiquait avec la mer. En effet, cette sebkha recçoit les eaux de crue de la sebkha Kelbia par le biais de l'oued Menfes

Sed ainsi que les eaux de ruissellement des avant – monts de la dorsale tunisienne. Ces eaux, d'origine continentale, sont déversées dans la mer à travers les graus.

Sable dunaire de l'unité H-D3 (échantillon HER 08-2)

L'analyse morphoscopique (n = 100) montre que les grains à aspect émoussé, intermédiaires entre les luisants et les émoussés luisants, sont les plus fréquents (24 %). Les émoussés laiteux et les ronds mats sont à proportions égales mais ils constituent une bonne part du sédiment (Fig. 195).



Figure 195. Morphoscopie des grains de quartz de l'échantillon HER08-2

Le grain HER08-2A est un quartz sub-émoussé affecté par une ancienne cassure conchoïdale à contours polis. L'examen exoscopique de ce grain montre une immobilisation dans un dépôt littoral dunaire. Le sédiment a subi une desquamation progressive de la surface du grain, d'origine pédologique, qui a conduit à la formation de sursaturations de silice à proximité des arêtes (Fig. 196). En revanche, les traces de choc anciennes ont été modifiées et exploitées par des figures de dissolution tandis que les dépressions sont caractérisées par des figures de dissolution qu'on retrouve aussi sur les faces planes.

Le grain HER08-2E est un quartz anguleux à sub-anguleux, peu évolué, gardant encore sa forme bipyramidale. On y observe des globules de silice fins localisés à proximité immédiate des arêtes et des traces de choc en « V » à gradient d'émoussé bien marqué. Ces caractères phénomorphiques du quartz démontrent qu'il a récemment évolué sur une courte distance dans un environnement fluviatile à énergie faible à modérée.

Le grain HER08-2G est un quartz bien arrondi, dont les arêtes et les faces planes sont parsemées de figures géométriques de dissolution. Quelques traces d'action mécanique de grande taille en coups d'ongle et en « V » témoignent d'une éventuelle **phase d'éolisation antérieure**. Ces traces ont été exploitées par un réseau de dissolution anastomosé. Un tel façonnement du grain de quartz peut être attribué à une **évolution marine infratidale**. Toutefois, les nombreuses traces de choc récentes en « V » et en cupules à gradient d'émoussé bien marqué témoignent d'une **dernière reprise aquatique**.

Le grain HER08-2L est un quartz émoussé qui montre une ancienne cassure à contours bien polis. La surface du grain est affectée par une forte dissolution sous forme de figures géométriques en « v » caractéristiques d'un milieu hydrique sous-saturé en silice. De nombreuses traces de choc récentes à gradient de polissage bien marqué recoupent les « v » de dissolution et témoignent d'une reprise en **milieu marin à énergie forte à modérée**.

Le grain HER08-2O est un grain rond à surface fortement taraudée caractérisé par une abrasion chimique poussée au niveau des arêtes. Un réseau anastomosé de dissolution et figures géométriques se développent à la faveur de traces de choc anciennes d'origine éolienne (croissants de choc, cupules et traces en « V ») à partir du sommet du grain. Elles s'étendent ensuite jusqu'aux faces planes et aux dépressions et attestent d'une évolution dans un **milieu infratidal dynamique**. Enfin, l'occurrence de traces de choc récentes à contours anguleux témoigne d'une **reprise éolienne récente**.

Le grain HER08-2R est un rond mat dont les arêtes sont fortement corrodées. Des figures de dissolution se développent particulièrement dans les dépressions. Les traces de choc anciennes sont modifiées et exploitées par un réseau de dissolution. Une telle évolution est celle d'une immobilisation du grain dans un **horizon pédologique éluvial**.

Le grain HER08-2T est un rond mat affecté par une forte dissolution par abrasion. Un réseau anastomosé de dissolution s'étend depuis le sommet jusqu'aux faces planes. L'aspect de surface est propre et dépourvu de dépôts. Le grain a donc évolué dans un environnement **subtidal dynamique**.

Le grain HER08-2W est un quartz rond amorphisé affecté par une desquamation progressive de sa surface. Des figures de dissolution se développent dans les dépressions et à leurs abords immédiats ainsi que sur les faces planes tandis. Les arêtes, parfaitement émoussées, sont propres et peu abrasées. Les traces de choc anciennes sont modifiées et exploitées par des figures de dissolution suite à l'immobilisation du grain dans un **environnement pédologique éluvial**.

Le grain HER8-2A est un quartz à aspect laiteux et à contours émoussés qui enregistre des marques profondes de dissolution à la faveur d'anciennes cupules et traces de choc en « V ». Il s'agit, pour ce quartz, d'un dernier stade d'évolution en **milieu continental aquatique**.

Le grain HER8-2D est un grain bien émoussé présentant d'anciennes cupules éoliennes à contours arrondis. La partie superficielle du grain, héritée de l'altération, est dissoute et les arêtes sont affectées par de nombreuses traces d'action mécanique à partir desquelles les liquides corrosifs ont profondément dissout la silice. Les faces planes montrent des traces de broutage témoins d'un transport hydrique turbulent, des traces de choc en « V » à gradient de polissage bien marqué, des cupules de choc, des figures géométriques de dissolution en « v ». Une telle évolution est à rapporter à un milieu **aquatique continental de forte énergie**.

Le grain HER8-2E est un quartz fissuré à arêtes et sommets émoussés, présentant une ancienne cassure à contours arrondis par un polissage hydrique ultérieur. Une desquamation progressive atteint la surface du grain conduisant à la formation de fines écailles de silice sur les faces planes. En revanche, des figures de dissolution se développent dans les cavités, les fissures et à leurs abords immédiats. Les traces de choc sont par ailleurs modifiées et exploitées par un réseau de dissolution. L'ensemble de ces caractères est dû à une immobilisation du grain de quartz dans un **horizon pédologique éluvial**.

Le grain HER08-2G est un ancien rond mat fracturé montrant des traces de choc mécaniques d'origine éolienne (coups d'ongle et croissants de choc éoliens). Un début de fragmentation du grain est favorisé par une reprise hydrique du grain. Cette dernière est témoignée par un réseau anastomosé de dissolution et des figures géométriques exploitant les traces de choc antérieures depuis les arêtes jusqu'aux faces planes. Ces caractéristiques de la surface du grain, associées à l'aspect propre du grain et à l'absence de marques d'action mécanique récente, sont le résultat d'une reprise marine dans un **environnement subtidal statique**.

En résumé

Les sables de l'échantillon HER08-2 (unité H-D3) sont constitués de grains de quartz ayant subi des stades d'évolution différents. La plupart des grains ont connu un transit entre le milieu marin et le haut de plage. Les traces de choc d'origine éolienne sont bien imprimées à la surface des grains et témoignent d'une éolisation de forte énergie. Certains grains, en revanche, gardent les traces d'un transport continental par ruissellement. D'autres encore montrent des marques de pédogénéisation dans un horizon sous-saturé par rapport à la silice amorphe. Cette pédogénéisation se manifeste sur le terrain par des carbonatations secondaires dans l'unité sableuse.

En s'appuyant sur les données de terrain et de l'analyse granulométrique, il semble bien que l'exoscopie confirme la nature dunaire de l'unité H-D3 de Hergla. Aussi, est-il probable qu'elle renferme aussi des sédiments de crue de l'arrière-pays de la falaise de Hergla. On remarquera enfin que l'évolution de l'unité H-D3 est donc très semblable à celle de l'unité M2c (échantillon HER9).





Figure 196. Grains de quartz ayant connu une évolution pédologique. A. évolution pédologique – premier stade d'évolution marqué par la desquamation progressive de la surface du grain (éch. DAR1G47A). B. évolution pédologique – desquamation de la surface du grain de quartz, désorganisation de la silice amorphe et formation d'écailles siliceuses (éch. YATI4G2B). C. coalescence de nombreux globules de silice suite à une immobilisation du grain de quartz dans un horizon pédologique (éch. YATI4GA). D. la corrosion est limitée aux dépressions et aux fissures du quartz; globules de silice limités à proximité immédiate des arêtes (éch. HER 3 – 3AA). E. desquamation progressive de la surface du quartz et sursaturations de silice à la proximité des arêtes (éch. HER08 – 2A). F. évolution pédologique indiquée par des figures de dissolution qui se développent notamment dans les cavités et fissures du grain de quartz (éch. HER08 – 3C)

Sable éolien de l'unité H-D4 échantillon HER A1

D'après les données de la morphoscopie (n = 100), les ronds mats sont les plus fréquents dans le sédiment (21 %), suivis des émoussés luisants (18 %), des sub-anguleux luisants (17 %) et des émoussés intermédiaires entre luisants et laiteux (15 %) (Fig. 197). Les pourcentages sont assez proches et les grains remaniés par les eaux sont présents autant que les grains mobilisés par le vent. Ceci est caractéristique des dunes littorales dont les grains constitutifs sont en grande partie hérités de la côte adjacente.



Figure 197. Morphoscopie des grains de quartz de l'échantillon HERA1

Le grain HERA1 est un ancien rond mat montrant une cassure ancienne à contours émoussés. De nombreux impacts de grande taille affectent la surface du grain. Ces impacts d'origine éolienne (coups d'ongle, traces en « V » et croissants de choc) sont exploités par une dissolution ultérieure témoignée par un réseau anastomosé de dissolution et des figures géométriques caractéristiques, localisées sur les sommets et les faces planes. Cette reprise aquatique est caractéristique du milieu **marin subtidal**. Cependant, la présence de sursaturations globuleuses de silice sur les faces planes et les sommets et l'occurrence de traces récentes en « V » à contours anguleux et de petite taille témoignent d'une **reprise éolienne de faible énergie** dans un environnement dunaire de haut de plage. Ce fait indique une baisse du niveau marin et l'émersion des sables de l'estran. Ceux-ci ont été, par la suite, éjectés sur le haut de plage et **repris par le vent sur une courte distance**.

Le grain HERA1C est un quartz parfaitement émoussé dont les faces planes et les arêtes sont parsemées de traces de choc en « V » et en coups d'ongle. Certaines traces de choc mécaniques sont exploitées par la dissolution. Sur l'une des faces planes du grain, on observe des traces de broutage dues au frottement des grains lors de leur évolution en milieu aquatique.

Le grain HERA1E est un quartz à arêtes et sommets émoussés présentant des traces de broutage et d'abrasion au niveau des arêtes et des figures de dissolution dans les cavités. De nombreux globules de silice précipitent sur les abords des arêtes du grain et témoignent d'une **évolution fluviatile à énergie faible à modérée**. Enfin, la présence de traces de choc récentes en « V » à gradient de polissage traduit une **reprise aquatique** du grain de quartz.

Le grain HERA1G est un quartz sub-anguleux peu évolué dont les faces planes et les arêtes montrent une amorce de traces de dissolution à partir de rares impacts en « V ». Toutefois, une grande cassure conchoïdale affecte le sommet du grain laissant des empreintes en stries parallèles à subparallèles. Des sursaturations globuleuses de silice se forment sur les arêtes, dans la dépression créée par la cassure, et sur les faces planes. Ces précipitations sont le résultat d'une évolution du grain dans un **milieu de haut de plage**. En effet, l'émersion des sables de haut de plage laisse des quantités importantes d'eau dans les dépressions mais aussi sur les faces planes qui vont précipiter ensuite sous forme de globules suite à l'évaporation de la pellicule d'eau émergée.

Le grain HERA1J est un quartz rond bien évolué montrant des traces de dissolution par abrasion sur les arêtes et des figures de dissolution qui y sont plus développées et plus fréquentes que sur les faces planes. La desquamation progressive de la surface du grain et la présence de globules siliceux sur les faces planes indiquent un environnement aquatique continental sous-saturé en silice amorphe. Ces microfaçonnements de la surface du quartz sont donc le résultat d'un stade d'évolution du quartz dans un milieu **fluviatile à énergie forte à modérée** reprenant une **ancienne phase éolienne** responsable de l'aspect rond picoté du grain.

En résumé

Les grains de sable issus de l'unité éolienne inférieure HERA1 ont subi des évolutions sédimentaires variées allant du domaine continental jusqu'au domaine marin en passant par le haut de plage. En effet, l'exoscopie montre que l'origine antérieure de la plupart des grains est

éolienne. Ils ont été acheminés vers le haut de plage lors d'une baisse eustatique facilitant la déflation du sable sur l'estran exondé.

Sable éolien de l'unité H-D4b (échantillon HER 08-3)

D'après l'analyse morphoscopique des grains de quartz (n = 100), les ronds mats ne font que 10 % alors que les émoussés font 47 % et les sub-anguleux 41 % (Fig. 198). Ces pourcentages prouvent qu'il s'agit de dépôts non homogènes qui héritent à la fois du caractère éolien et du caractère marin adjacent.



Figure 198. Morphoscopie des grains de quartz de l'unité H-D4b

Le grain HER08-3A montre des faces planes propres, dépourvues de traces de choc anciennes. Ce fait peut être dû à une évolution antérieure du grain dans un milieu marin de très faible énergie de type **infratidal statique**. Le grain a ensuite amorcé une altération **pédologique dans un environnement éluvial**. En effet, il montre une desquamation progressive de sa surface. Les dépressions, fissures et diverses irrégularités sont exploitées par des figures de dissolution. Ces dernières se sont développées suite à la percolation de solutions dissolvantes sous-saturées en silice provoquant ainsi des corrosions localisées dues à des circulations dirigées entre les grains.

Le grain HER08-3C est un quartz rond montrant une grande cupule de choc ancienne due à une **éolisation antérieure de forte énergie**. Les arêtes sont affectées par de nombreuses traces en « V » et en cupules exploitées par des figures de dissolution qui traduisent un stade d'évolution dans un milieu aquatique. Les faces planes, en revanche, montrent une ancienne phase aquatique dont il n'en subsiste que des traces progressivement estompées. Enfin, des fissures de dissolution se développent particulièrement dans les dépressions et fissures du grain de quartz, résultat d'une **évolution pédologique éluviale** (Fig. 196).

Le grain HER08-3E montre des cupules de choc et des impacts d'action mécanique en « V » à peine émoussés et exploités par la dissolution. Ce fait dénote d'une **phase** d'éolisation qui n'est pas très ancienne, suivie d'une **reprise aquatique de courte durée** ce qui explique le caractère sub-anguleux des contours des traces de choc éoliennes. De plus, des traces de choc récentes à gradient de polissage traduisent une **reprise éolienne très peu marquée** suivie d'une autre **reprise aquatique**. Notons que ce grain montre le même état de surface que le grain de quartz HER08-3C.

Le grain HER08-3G est un quartz rond, bien évolué, ayant des arêtes et des sommets parfaitement polis. Le MEB montre une face plane protégée de la dissolution mais contenant cependant des sursaturations de silice. Les traces de choc anciennes ont été progressivement décapées de la pellicule superficielle du quartz lors de son séjour dans un **milieu aquatique immergé**. Sur les faces planes non protégées et à partir des sommets du grain, un réseau de dissolution se développe à la faveur de cavités et fissures sous forme de figures alignées suivant une orientation préférentielle ; des figures de cisaillement leur sont adjacentes. Ces dernières sont le résultat d'une forte pression subie par les grains de sable au moment de leur brassage aquatique. De plus, des sursaturations de silice sont localisées sur les faces et dans les dépressions ; leur présence témoigne de la pression subie par le grain lors d'un **transport hydrique à énergie modérée**.

Le grain HER08-3N est un **ancien rond mat** à surface picotée. Les faces planes et particulièrement les arêtes sont parsemées de nombreuses traces d'impacts mécaniques, exploitées ultérieurement par un réseau de dissolution développé dans un milieu aquatique. Un des sommets du grain de quartz, probablement le plus exposé aux chocs, est fortement corrodé. Il renferme des sursaturations de nature minéralogique variée ce qui fait penser à une phase d'évolution **aquatique continentale à énergie modérée**.

En résumé

La plupart des grains de quartz issus de l'unité supérieure HER08-3 ont connu un stade d'évolution continentale dans un environnement aquatique d'énergie modérée. Cette reprise aquatique a suivi une forte éolisation antérieure de forte énergie. En effet, les traces de choc récentes observées sur les arêtes des grains, traduisent une dernière reprise éolienne. Ceci semble indiquer que l'origine des quartz formant l'unité éolienne H-D4b d'Hergla est donc fluviatile à énergie modérée. D'autres grains proviennent aussi du milieu marin subtidal. L'ensemble des grains a été ensuite remobilisés par le vent dans un environnement dunaire. Des phénomènes pédogéniques affectent les grains de sable immobilisés pendant une longue période dans un horizon éluvial.

D. Faciès marins

d. Sahel

d.1. El Hajeb

La formation Douira): Unité E-M1 (échantillon ELHA2)

Les observations de grains de quartz à la loupe binoculaire (n = 95) montrent qu'émoussés luisants et sub-anguleux luisants sont les plus fréquents dans le sédiment (marin). Ils sont à proportions à peu près égales et forment un peu plus de la moitié des grains de sables. Les ronds mats sont rares (6 %) (Fig. 199).



Figure 199. Morphoscopie des grains de quartz de l'unité E-M1 d'El Hajeb

Le grain ELHA2G1 enregistre deux stades d'évolution bien distincts (Fig. 185) : le premier stade est celui d'une **éolisation de forte énergie** qui a laissé des cupules et des croissants de choc émoussés et exploités par la dissolution hydrique ultérieure. Le second correspond à une **reprise marine subtidale** marquée par un décapage de la surface du grain, un réseau anastomosé de dissolution développé à partir du sommet du grain et par des figures de dissolution à orientation préférentielle qui exploitent les anciennes fractures et traces de choc et s'étendent sur toute la surface du grain. A un plus fort grossissement, l'alignement des «v » de dissolution indique un brassage violent des grains. Une grande cassure à contours parfaitement émoussés et à surface remarquablement propre affecte un des sommets du quartz. Sur les abords exposés de cette cassure, nous pouvons apercevoir des traces de choc relativement récentes en cupules et petits « V », émoussées à sub-émoussées, amorcées par un réseau de dissolution. Ces faits traduisent la rapidité du processus d'évolution en domaine marin subtidal.

Le grain ELHA2G2 est un émoussé à sub-émoussé luisant dont le bord droit montre une cassure fraîche à contours anguleux. Les faces planes étant mieux protégées que les arêtes néanmoins elles montrent des cupules et des « V » de choc à gradient de polissage bien marqué. En revanche, les arêtes, plus exposées aux chocs, sont affectées par abrasion chimique et mécanique. Des sursaturations de silice globuleuse sont limitées à proximité immédiate des arêtes et sur les faces planes. Elles sont dues à une mauvaise circulation de la silice interstitielle dans des eaux à écoulement faible à modéré. A plus fort grossissement, un dépôt de sel sur le revers d'une cassure évoque une immobilisation prolongée du grain dans un milieu aérien. En effet, lors d'une phase de rabaissement des eaux, les grains sont émergés et exposés longuement à l'air libre sous des conditions climatiques arides qui ont favorisé la formation de cristaux de sel.

Le grain ELHA2G3 montre des arêtes émoussées à sub-émoussées affectées de cupules de choc polies. Des traces d'éclatement sont présentes à proximité de l'arête supérieure ; elles sont le résultat d'une cassure conchoïdale à contours sub-émoussés. Les faces planes du grain

sont quasiment propres, dépourvues de dépôts. Les traces de dissolution sont inexistantes ce qui fait penser à un milieu sursaturé en silice. Cette sursaturation se manifeste par un dépôt de silice dans la dépression créée par la cassure conchoïdale. Un tel façonnement du grain rappelle une première évolution dans des **eaux continentales de très forte énergie** ce qui explique la propreté de la surface du grain et la concentration des traces de choc au niveau des arêtes. Les sursaturations de silice dans la dépression du quartz sont dues à l'acheminement récent du grain en **milieu intertidal** où l'émersion survenue rapidement après le dépôt n'a pas permis le développent d'un réseau de dissolution.

Le grain ELHA2G4 est un quartz à aspect luisant et à arêtes et sommets émoussés. Le décapage d'anciennes traces de choc et l'absence de globules de silice témoignent d'un stade d'évolution dans un **milieu marin subtidal**. En revanche, une grande cupule de choc parfaitement émoussée, observée sur le bord droit du grain indique qu'une phase d'éolisation de forte énergie a précédé la reprise marine.

Le grain ELHA2G5 est un quartz rond cassé, affecté par d'anciennes traces de choc d'origine éolienne, exploitées par une dissolution hydrique ultérieure. L'arête supérieure du grain montre une nette abrasion chimique tandis que les faces planes et la proximité des arêtes contiennent des sursaturations de silice sous forme de globules assez épais. De tels caractères phénomorphiques peuvent être rapportés à **une reprise fluviatile modérée**.

Le grain ELHA2G6 est fortement émoussé et affiche les caractères phénomorphiques d'un **transport éolien antérieur**. Ce grain est affecté par un réseau anastomosé de dissolution exploitant d'anciennes traces de choc. La dissolution intense sur les bords des arêtes polies par le brassage hydrique indique **une évolution subtidale dynamique**.

Le grain ELHA2G7 est un rond évolué qui affiche une phase d'éolisation antérieure de forte énergie témoignée par des traces en « V », des coups d'ongle éoliens et des croissants de choc d'assez grande taille. La reprise ultérieure du grain dans un milieu subtidal dynamique se traduit par un réseau anastomosé de dissolution et des figures géométriques exploitant les traces de choc à partir des arêtes et sur les faces planes.

Le grain ELHA2G8 est un quartz laiteux à la surface duquel sont imprimées des traces en « V » à gradient de polissage, cupules et croissants de choc exploités par un réseau de dissolution formant des figures géométriques en «v » affectant les arêtes et étendus jusqu'aux faces planes et les dépressions. La précipitation de dépôts secondaires de silice strictement localisés dans les dépressions confirme le caractère intertidal de l'évolution du grain de quartz.

Le grain ELHA2G9 est un quartz bien émoussé dont le bord inférieur est lissé, décapé et sillonné par un réseau de dissolution. Au niveau de l'arête supérieure émoussée, s'observe une grande cupule de choc à bord poli par le brassage aquatique. En effet, la forte fréquence des traces de choc éoliennes entraîne l'aspect laiteux de la surface suite à l'amorphisation de sa pellicule superficielle. Ces traces sont exploitées par la dissolution chimique de la silice amorphe, elles sont accompagnées de traces de broutage et de figures de cisaillement. Dans les dépressions, nous pouvons apercevoir des dépôts de silice. Le grain ELHA2G9 enregistre donc au minimum deux stades d'évolution : **un stade antérieur d'éolisation suivi d'une reprise dans un environnement côtier intertidal très agité** marqué par la présence de nombreuses traces de broutage à la surface du grain.

En résumé

L'examen au MEB des quartz du membre inférieur marin de la formation Douira montre une évolution en milieu côtier agité, à la limite entre l'étage subtidal et l'étage intertidal. La plupart de ces grains a connu une évolution éolienne violente avant d'être reprise par des eaux marines agitées. Une autre catégorie de grains a été acheminée vers la côte par des écoulements continentaux d'énergie forte à modérée.

E. Sud-Est

e.1. Sidi Yati

Unité marine quartzeuse Y-M de Sidi Yati (échantillon YATI 4)

L'analyse morphoscopique du sédiment à la loupe binoculaire (n = 100) souligne la dominance des grains émoussés, à aspect intermédiaire entre luisants et laiteux (39 %) suivis des émoussés laiteux (18 %) et des émoussés luisants (15 %) (Fig. 200).



Figure 200. Morphoscopie des grains de quartz de l'unité marine Y-M de Sidi Yati

Le grain YATI4G1 est un quartz très altéré, affecté par une ancienne cassure à contours parfaitement arrondis et dépourvue de tout dépôt. Les arêtes du quartz sont fortement abrasées ce qui a conduit à la formation de silice écailleuse s'étendant sur les faces planes. Par ailleurs, les anciennes traces de choc antérieures ont été estompées par l'altération finale. Tous ces traits morphologiques du grain de quartz mènent à penser qu'une ancienne phase de polissage aquatique est responsable du parfait émoussé de la cassure.

Le grain YATI4G2 est aussi un quartz très altéré dont la desquamation progressive de sa surface a conduit à une forte désorganisation de sa pellicule siliceuse amorphe avec formation de fines écailles siliceuses à bordures émoussées. Les arêtes sont abrasées et corrodées suite à l'attaque chimique de la silice tandis que les figures de dissolution exploitent d'anciennes cupules et traces de choc en « V » (Fig. 185). A plus fort grossissement, des figures

géométriques de dissolution se développent dans les dépressions. Bien qu'elles soient formées dans un domaine marin subtidal, elles sont analogues à celles qui se forment dans les horizons éluviaux. Elles prennent d'abord naissance sur les parties les plus exposées du grain, s'étendent ensuite aux faces planes et atteignent enfin les dépressions.

Le grain YATI4G est aussi issu de l'altération avec une épaisse pellicule siliceuse amorphe (Fig. 196). La formation de cette pellicule est le résultat de la coalescence de nombreux globules de silice que l'on peut observer dans les dépressions du grain. Une telle évolution résulte de l'immobilisation du grain dans un **horizon pédologique illuvial**.

Le grain YATI4G5 est un grain rond qui enregistre une phase éolienne antérieure. En effet, toute la surface du grain est parsemée de traces en « V » à gradient de polissage bien marqué, des coups d'ongles et des croissants de choc éoliens. La taille de ces traces est importante et témoigne d'une **éolisation antérieure violente** (Fig. 187). Les traces de choc montrent un gradient de polissage bien marqué. Elles sont accompagnées de traces de broutage, indice d'un brassage violent des eaux. DEs figures géométriques de dissolution s'étendent progressivement aux faces planes en exploitant les moindres arêtes, fractures et traces de choc héritées. Des sursaturations de silice sous forme de globules sont localisées dans les dépressions de la surface du quartz. Il s'agit pour ce grain d'un dernier stade d'évolution dans un environnement côtier **intertidal de forte énergie**.

Le grain YATI4G6 est un quartz bien arrondi. Les arêtes, parfaitement émoussées, ont subi une forte abrasion mécanique et chimique tandis que les faces planes présentent un aspect nettoyé. Ces dernières ne sont affectées que par de rares cupules émoussées, de petites figures de dissolution à peine ébauchées et de rares globules siliceux (Fig. 188). De tels caractères phénomorphiques du quartz traduisent une évolution **dans un milieu intertidal à énergie forte à modérée**.

En résumé

L'observation au MEB des grains de quartz de l'unité marine de Sidi Yati montre des stades évolutifs différents. La forte désorganisation de la pellicule siliceuse amorphe, l'aspect abrasé et corrodé des arêtes suite à l'altération chimique ainsi que la prédominance de grains traduisant l'occurrence d'une phase aqueuse altérée dominante plaident en faveur d'une évolution marine intertidale suivie d'une émersion et d'une altération pédologique illuviale du sédiment. D'un autre côté, 17 % des grains sont des ronds mats. Or, ces derniers montrent aussi des traces de broutage qui sont l'indice d'une reprise ultérieure dans un milieu marin. Ceci implique, des apports de grains éoliens en milieu littoral par le vent, probablement lors d'une phase d'émersion propice aux vents. Cette phase d'émersion aurait favorisé par la suite l'altération des grains. En effet, la surface de la plupart des grains de quartz est entaillée par de nombreuses traces de choc éoliennes dont certaines, polies, sont exploitées par des figures de dissolution sur les parties des grains les plus exposées au brassage. Un stade ultérieur d'altération pédologique marque la surface de la plupart des quartz analysés. Ce stade se traduit à la surface des grains par la précipitation de silice sous forme de globules abondants sur les faces planes. Seules les surfaces protégées aux points de contact intergranulaires en sont dépourvues.

CHAPITRE IV

DATATION IRSL DES PALEORIVAGES PLEISTOCENES DE TUNISIE

- 1. Principes de la méthode de datation par luminescence
- 2. Matériel d'étude
- 3. Méthodologie
- 4. Présentation des résultats IRSL et comparaison avec les données chronologiques disponibles (U/Th, RAA, OSL sur quartz)
- 5. Discussion et conclusions : proposition d'un nouveau schéma chronostratigraphique

1. Principes de la méthode de datation IRSL

Les principes de base de la datation par luminescence seront exposés ici de façon très schématique. Pour plus d'amples détails, nous renvoyons le lecteur aux ouvrages de référence de Aitken (1985, 1998).

Les minéraux présentent de nombreux défauts cristallins qui se comportent comme des pièges à électrons. La luminescence correspond à un stockage d'énergie (accumulation d'électrons dans les pièges à électrons) induit par une exposition à des rayonnements radioactifs. L'énergie stockée dans le minéral est restituée en laboratoire sous forme lumineuse (photons) mesurable lorsque le minéral est chauffé (thermoluminescence: TL) ou soumis à une impulsion lumineuse dans le domaine du visible ou de l'infrarouge (luminescence stimulée optiquement: OSL).

Au cours du transport éolien ou aquatique, les minéraux détritiques (comme le quartz et le feldspath) exposés à la lumière solaire, perdent l'énergie accumulée antérieurement. Les électrons initialement piégés par l'irradiation géologique sont ainsi libérés de leurs pièges. L'horloge interne des minéraux est dès lors remise à zéro au moment du dépôt. Cette remise à zéro fournit un point de départ (t_o) à partir duquel on peut mesurer le temps écoulé.

Les minéraux ne recommencent à accumuler de l'énergie qu'après leur mise à l'abri de la lumière solaire. Tout au long de l'enfouissement, les minéraux sont exposés de façon continue à la radioactivité naturelle ambiante du sédiment (rayonnements _____ et ____ engendrés par la désintégration des radio-isotopes du Potassium, de l'Uranium et du Thorium du sédiment et de l'environnement) ainsi qu'aux rayonnements cosmiques.

Sous l'effet de cette irradiation naturelle, les pièges précédemment vidés, se remplissent à nouveau d'électrons. Le nombre d'électrons ainsi piégés est proportionnel à la dose totale de radiation reçue par le minéral depuis son dépôt (*paléodose ou dose équivalente* De). Si la radioactivité naturelle du sédiment (*débit de dose*, Da) est restée constante tout au long de l'enfouissement, et si elle est connue, le nombre d'électrons piégés dans les défauts cristallins fournit une estimation du temps écoulé depuis le dépôt (t_o) des minéraux.

L'âge TL ou OSL (en années) s'exprime par le rapport:

Age = paléodose (De) / débit de dose annuel (Da)

Il correspond au temps écoulé depuis la dernière exposition à la lumière solaire des minéraux datés.

Pour mesurer la paléodose, la luminescence naturelle de l'échantillon est comparée à celle induite par des doses de radiation artificielle connues délivrées en laboratoire par une source radioactive calibrée.

L'intensité du signal lumineux TL/OSL est une mesure indirecte de la paléodose. Elle croît de façon exponentielle avec la dose ou le temps, jusqu'à l'apparition d'un palier de saturation qui fixe la limite d'application de la méthode.

L'unité internationale de dose absorbée est le gray (Gy).

La thermoluminescence est utilisée depuis le début des années 80 comme méthode de datation des sédiments (Wintle et Huntley, 1982). La luminescence stimulée optiquement (OSL) par contre, dérivée de la TL, fut découverte en 1985 (Huntley *et al.* 1985). Lorsque les

minéraux sont stimulés optiquement en laboratoire, seuls les électrons très sensibles à la lumière sont libérés et mesurés (signal OSL).

Les feldspaths sont stimulés optiquement par l'infrarouge émis par des diodes ($\Box \sim 880$ nm); on parlera d'IRSL («*Infra-red Stimulated Luminescence* » (Hütt *et al.* 1988; Hütt et Jaek, 1989). L'IRSL est donc une forme particulière d'OSL.

La méthode OSL est plus précise, plus performante et plus fiable que la méthode TL. Elle permet de dater une plus grande variété de sédiments (éolien, fluviatile, lacustre, marin, colluvial). Sa portée chronologique s'étend de quelques centaines d'années à plusieurs centaines de milliers d'années.

Dans le cadre de cette thèse, la méthode IRSL est appliquée aux grains détritiques de feldspaths alcalins (entre 80 et 300 microns). Le choix des feldspaths se justifie par le fait que le quartz se sature généralement aux environs de 100 ka et ne se prête donc pas à la datation de sédiments plus anciens que 100 ka (MIS 5.5, MIS 7 et MIS 9).

Si le signal TL/OSL du quartz est très stable au cours du temps, celui des feldspaths par contre est instable. Cette instabilité, aussi appelée « fading », se traduit par une perte spontanée de signal au cours du temps. Il en résulte une sous-estimation systématique des âges TL/OSL par rapport aux âges géologiques (Aitken, 1998 ; Huntley et Lamothe, 2001). Plusieurs procédures correctives ont été proposées pour tenter de remédier à ce problème de sous-estimation dont entre autres la correction de Mejdahl (1988, 1989) qui a été mise en oeuvre dans le cadre de cette thèse.

2. Matériel d'étude

2.1. Sites datés et choix des échantillons IRSL

Compte tenu de l'objectif de cette thèse qui consiste à préciser la chronologie des formations littorales tyrrhéniennes et pré-thyrrhéniennes de la côte tunisienne, on s'est concentré sur :

1) les deux régions littorales où les travaux antérieurs mentionnent la présence d'affleurements pré-thyrrhéniens c'est-à-dire le Cap Bon oriental et le Sahel, qui renferment les stratotypes de la Formation Douira; ces formations pré-tyrrhéniennes sont par contre absentes dans le Sud - Est tunisien.

2) la région stratotypique du Tyrrhénien en Tunisie, le Sahel, où l'enregistrement du Tyrrhénien y est le plus riche, le plus complet et le mieux exprimé, grâce à la grande variété de dépôts. La chronostratigraphie du Tyrrhénien y est donc très détaillée et bien documentée.

La plupart des sites de référence mentionnés dans les travaux antérieurs (Paskoff et Sanlaville, 1976, 1979 1980, 1982, 1983, 1986 ; Oueslati, 1992, 1994 ; Mahmoudi, 1986 ; Jedoui, 2000 et Jedoui *et al.* 2002) ont aujourd'hui disparu (en particulier les coupes observées dans les carrières ou le long des drains) suite à l'expansion des zones urbanisées et le grand développement des aménagements publics et privés le long du littoral. Les carrières étudiées dans les années 80 au Sahel sont aujourd'hui comblées, réaménagées ou transformées en décharge publique. Seules les coupes décrites le long des falaises vives actuelles (Hergla, Chebba, Sidi Yati) ou des oueds (Dar Oufa, Oued Chiba) ont été relativement bien

conservées. Il a donc été nécessaire de rechercher de nouvelles coupes à proximité des sites de référence aujourd'hui disparus.

L'ensemble des échantillons destinés à la datation IRSL sont répertoriés dans le tableau 11. Leur attribution chronostratigraphique, mentionnée dans ce tableau, se réfère aux schémas chronostratigraphiques de Mahmoudi (1986, 1988), Oueslati (1994), Chakroun (2006), Jedoui *et al.* (2001, 2003), Elmejdoub et Jedoui (2009) présentés dans le chapitre I (Fig. 13).

Tableau 11. Liste des échantillons destinés à la datation IRSL, positionchronostratigraphique basée sur les schémas de Mahmoudi (1986) ; Miller et al. (1986),Oueslati (1994) ; Jedoui et al. (2002, 2003) et Chakroun (2006)

Site	Unité litho strati.	Echantillon IRSL	Litho- logie	Attributions chronostratigraphiques
Cap Bon oriental Oued Dar Oufa	D-LL1 D-M1	DAR1 DAR3	L M	} Prétyrrhénien MIS7 U. Douira (1)
Oued Chiba profil A profil B	CA-D CB-LL	CHIBA1 CHIBB4	D L	Tyrrhénien MIS5? U. quartzeuse (2) Prétyrrhénien MIS7 U. Douira (1)
Sahel Hergla Sud Hergla Nord	H-D3 H-M2c	HER08-2 HER9	D D	Tyrrhénien MIS5.5 Tyrrhénien MIS5.5
Khniss	K-M K-LL	KH1 KH2	L M	Tyrrhénien MIS5.5 U. Réjiche (3) U. Khniss (3) U. Khniss (3)
Ashraf	A-D A-M4 A-M2 A-M1	ASHC4 ASHC3 ASHC1 ASH1	D M M	Tyrrhénien MIS5.5 U. Réjiche (3) Tyrrhénien MIS5.5 U. Khniss (3)
Réjiche	R-D R-M2 R-M1	REJ3 REJ5 REJ1A	D M M	Fyrrhénien MIS5.5 U. Réjiche (3) Tyrrhénien MIS5.5 U. Khniss (3)
El Hajeb	E-M2 E-M1	ELHA1 ELHA2	M M	<pre>Prétyrrhénien MIS 7 et MIS 9 U. Douira (4)</pre>
Chebba	Ch-LL	SIDI2	L	Nouvelle unité non répertoriée
Djerba Sidi Yati	Y-M Y-LL	YATI4 YATI5	M L	Tyrrhénien MIS5.5 U. quartzeuse (5) Nouvelle unité non répertoriée

(1): Oueslati (1994); (2): Chakroun (2006); (3): Mahmoudi (1986);

(4): Miller et al. (1986); (5): Jedoui et al. (2002, 2003)

L: lagunaire; D: dunaire; M: marin

En résumé, les échantillons IRSL ont été prélevés au sein des formations suivantes :

1. **les formations pré-tyrrhéniennnes** les plus récentes (MIS 7 et 9), directement sousjacentes aux formations tyrrhéniennes, en particulier:

- la **Formation ou Unité Douira** au sein du cordon Douira au Sahel (site d'El Hajeb à proximité de la localité type de Douira).

- la **Formation Douira ou UMP 3** au Cap Bon oriental (sites de Dar Oufa et de l'Oued Chiba).

2. les formations tyrrhéniennes (MIS 5.5) représentées par les unités suivantes :

- au Sahel, les **Unités Khniss et Réjiche** au sein du cordon Réjiche (sites de Chebba, Ashraf, Khniss, Réjiche, Hergla)

- au Cap Bon oriental, l'Unité quartzeuse (site de l'oued Chiba)

- dans le Sud - Est tunisien, l'Unité quartzeuse (site de Sidi Yati, Djerba)

Les échantillons IRSL ont été prélevés au sein de sédiments marins littoraux, lagunaires et éoliens, d'âges tyrrhénien et pré-tyrrhénien. Seuls les sédiments meubles ou très faiblement indurés, homogènes, non remaniés, non bioturbés, non pédogénéisés, non altérés, ont été échantillonnés. Les prélèvements ont été effectués au sein de lits sableux non coquilliers, sous les horizons pédogénéisés. Aucun échantillon n'a été prélevé dans les calcarénites, les bancs gréseux fortement indurés par un ciment carbonaté ou les lumachelles en raison de leur fort degré d'induration et de la présence de très nombreuses coquilles qui induisent une forte hétérogénéité de la dose annuelle. Les échantillons ont été systématiquement prélevés dans des dépôts sableux ou limoneux homogènes d'au moins 30 cm d'épaisseur, pour assurer une homogénéité d'irradiation gamma. Notons enfin que les conglomérats ne se prêtent pas à la datation par IRSL.

En conséquence, les différents faciès littoraux observés au sein des deux unités tyrrhéniennes du Sahel (unités Khniss et Réjiche de Mahmoudi, 1988) y ont été échantillonnés à l'exception de : (1) la « calcarénite tyrrhénienne à Strombes » (milieu intertidal-subtidal), (2) le « faciès calcaire à Strombes *in situ*, Mélobésiées, coraux et rhodolithes » (milieu subtidal inférieur) observé dans les années 80 à Monastir, et enfin (3) le conglomérat de la « Formation Chebba » (rapporté par Mahmoudi (1986, 1988) à l'Unité Réjiche). Ce conglomérat qui remanie les formations antérieures, tyrrhéniennes et pré-tyrrhéniennes, tel que l'ont montré Miller *et al.* (1986) sur base des données de la racémisation des acides aminés (voir chapitre II) est donc exclu de notre investigation chronologique.

Soulignons enfin que dans le cadre de cette thèse, une nouvelle unité littorale a été identifiée sur le terrain, au Sahel et dans le SE tunisien : il s'agit d'un faciès limoneux lagunaire affleurant sous les séquences tyrrhéniennes de Chebba, d'Hergla Sud et de Sidi Yati et qui, jusqu'ici, n'avait pas été répertorié dans les schémas chronostratigraphiques des formations tyrrhéniennes de Tunisie proposés par Mahmoudi (1986, 1988) et Jedoui (2000). Cette unité dont la position chronostratigraphique demeure indéterminée, a été échantillonnée pour la datation IRSL (voir « nouvelle unité non répertoriée », Tableau 11). Elle est antérieure à l'Unité Khniss au Sahel et à l'Unité Quartzeuse à Djerba.

3. Méthodologie

3.1. Préparation des échantillons

La méthode IRSL est appliquée aux grains détritiques de feldspaths alcalins (K-Na) prélevés dans différentes fractions granulométriques (entre 80 et 300 microns), choisies en fonction des caractéristiques texturales du sédiment (choix de la fraction la plus abondante du sédiment).

La fraction granulométrique sélectionnée est ensuite attaquée par HCl pour éliminer tous les carbonates. La séparation minéralogique (Quartz/Feldspaths) est ensuite réalisée à l'aide d'une liqueur dense (polytungstate de Na) de densité 2,58 g/cm³.

3.2. Estimation de la paléodose ou dose équivalente De

La dose équivalente est estimée par la méthode des doses \Box additives (MDA), appliquée à des aliquotes multiples: différentes aliquotes multigrains (20 mg) d'un même échantillon sont irradiées à température ambiante au moyen d'une source \Box de ⁶⁰Co (Balescu *et al.* 2003). Les aliquotes sont ensuite préchauffées à 160°C pendant 8 heures.

Pour tester l'efficacité de la remise à zéro de la luminescence des feldspaths au moment du dépôt, la technique de l'aliquote unique, la technique « SAR » (« *Single-aliquot regenerative-dose technique* »), développée par Murray et Wintle (2000) et adaptée aux feldspaths par Lamothe (2004) a été mise en œuvre sur les échantillons d'El Hajeb et Dar Oufa en appliquant des doses \Box de régénération sur des aliquotes uniques multigrains (10 à 30 grains par aliquote) en utilisant la même préchauffe de 280°C (TL, 5°C/s) pour la dose régénérée et la dose test. Le rapport Ln/Tn (Ln : luminescence naturelle ; Tn : luminescence induite par une dose test de 29 Gy) a été mesuré sur plusieurs aliquots (Tableau 12). Les courbes de croissance IRSL, MDA et SAR, des échantillons ELHA1, ELHA2 et DAR1 sont reportées (Fig. 201).

3.3 Estimation de la dose annuelle Da

Les contributions des rayonnements externes $(\Box, \Box \text{ et } \Box)$ et internes (\Box) à la dose annuelle (Da) sont calculées à partir des teneurs en U, Th et K du sédiment et des teneurs en K interne des grains qui ont toutes été mesurées par activation neutronique. La contribution du rayonnement cosmique est calculée à partir des données de Prescott et Hutton (1994) en tenant compte des profondeurs actuelles des échantillons.



Figure 201. Courbes de croissance IRSL

3.4. Correction des âges IRSL pour le fading

En raison de l'instabilité du signal IRSL des feldspaths (« fading ») qui se traduit par une perte spontanée de signal au cours du temps et donc par une sous-estimation de l'âge, les âges IRSL *mesurés* doivent être corrigés pour le « fading ». Dans le cadre de cette thèse, c'est le protocole de correction de Mejdhal (1988, 1989) qui a été appliqué. Les lectures IRSL (MDA) ont été réalisées 12 mois après l'irradiation en laboratoire pour réduire les effets du fading anormal (Spooner, 1992). Les âges IRSL *mesurés* (MDA, délai 12 mois) ont ensuite été corrigés pour le fading à long terme en utilisant la procédure proposée par Mejdahl (1988,1989).

La procédure corrective de Mejdahl (1988, 1989) repose sur l'évaluation de la durée de vie thermique (\Box_{\Box}) réelle du signal de luminescence. Ce paramètre \Box_{\Box} est estimé sur des feldspaths d'âge infini (Pléistocène inférieur ou Tertiaire) qui ont atteint leur seuil d'équilibre thermique et dont la provenance géologique et géographique est identique à celle des

échantillons à dater. Dans la présente étude, le paramètre \Box_{\Box} est estimé sur les feldspaths alcalins de l'échantillon HER12 (200-300 \Box m), prélevé dans le sable marin villafranchien affleurant à la base de la falaise actuelle d'Hergla (Fig. 55) sur lequel repose les dépôts marins pré-tyrrhéniens et tyrrhéniens du Sahel. La valeur moyenne du terme exponentiel de la fonction exponentielle utilisée pour l'ajustement des courbes de croissance (paramètre B de Mejdahl, 1988) dans cette région est estimée à B = 0,00082 ± 0,00022. La durée de vie (\Box_{\Box}) est estimée à 1189 ± 20 ka en se référant à l'équation (7) de Mejdahl (1988). Les âges IRSL_(MDA) *mesurés* sont ensuite corrigés en utilisant l'équation (8) de Mejdahl (1988). Notons cependant que l'âge IRSL de HER 12 (747 ± 208 ka) ne peut être corrigé, cet échantillon ayant atteint son seuil d'équilibre. Cet âge IRSL fixe donc l'âge maximum accessible par la méthode IRSL (MDA) des feldspaths alcalins pour les dépôts littoraux de cette région.

4. Présentation des résultats IRSL et comparaison avec les données chronologiques disponibles (U/Th, RAA, OSL sur quartz)

Les données IRSL et les données de la radioactivité naturelle ambiante sont reportées dans le tableau 12.

La faible dispersion des rapports Ln/Tn (tableau 12) démontre l'efficacité de la remise à zéro des signaux IRSL dans les environnements marins littoraux.

Les courbes de croissance IRSL représentatives des trois échantillons pré-tyrrhéniens (ELHA1, ELHA2, DAR 1) sont présentées Fig. 205. Aucun signal IRSL naturel n'est proche du seuil de saturation ce qui contraste avec le signal OSL du quartz qui, d'après l'étude de Mauz *et al.* (2009), atteint son niveau de saturation vers 100-150 ka (la dose de saturation du quartz étant ici d'environ 60 Gy). L'âge obtenu à El Hajeb (ELHA2 : 327 ka) démontre donc que la méthode IRSL est applicable au-delà de la limite d'âge inférieure (100 ka) de l'OSL sur quartz.

L'âge IRSL du dépôt villafranchien d'Hergla (échantillon d'âge infini) (HER 12 : 747 \pm 208 ka) fixe l'âge maximum accessible par la méthode IRSL des feldspaths alcalins pour les dépôts littoraux tunisiens. La méthode IRSL peut donc être étendue jusqu'à au moins 500 ka (MIS 9 voire MIS 11).

Les âges IRSL corrigés pour le fading, de l'ensemble des dépôts marins littoraux, lagunaires et éoliens, s'échelonnent entre **327 ka** et **67 ka**. Ils se répartissent en six ensembles (T1 à T6) corrélables aux MIS 9, MIS 7, MIS 6/5, MIS 5.5, MIS 5.3 -5.1 indifférencié et MIS 4 tel que le montre la Fig. 202.

Les âges IRSL corrigés sont reportés en regard des séquences lithostratigraphiques à la Fig. 203. On notera que les âges IRSL obtenus au sein des séquences de Ashraf, Khniss, Réjiche, Hergla, Dar Oufa y sont stratigraphiquement cohérents.

Echantillon	Granulo- métrie (μm)	Paléo- dose ED (Gy)	Ln/Tn	Dose annuelle Da (Gy/ka)	Age mesuré IRSL (ka)	Age corrigé IRSL (ka)	MIS
Sahel							
ASHC4	200 - 300	98±8		1.50±0.11	65±7	67±7	4
ASHC3	200 - 300	90±7		1.15±0.12	79±10	82±10	5.3/5.1
ASHC1	200 - 300	101±10		1.07±0.11	95±13	99±13	5.3/5.1
ASH1	200 - 300	165±24		1.20±0.11	137±23	146±24	6/5
REJ3A	160 - 200	88±7		1.20±0.08	73±7	75±7	5/4
REJC5	200 - 300	90±13		1.12±0.11	80±14	83±14	5.3/5.1
REJA1	160 - 250	96±9		0.86±0.09	111±15	117±16	5.5
ELHA1	200 - 250	155±10	2.89±0.09	0.80±0.08	194±23	213±25	7
ELHA2	200 - 250	208±18	3.36±0.05	0.73±0.08	285±32	327±36	9
SIDI2	125 - 150	191±17		1.43±0.107	133±15	142±16	6/5
KH1	125 - 200	119±7		1.22±0.096	97±9	101±9	6/5
KH2	80 - 125	141±6		1.31±0.11	108±10	114±10	5.5
HER08-2	250 - 300	78±8		0.99±0.09	79±10	82±10	5.3/5.1
HER9	250 - 300	102±10		0.90±0.09	114±15	120±16	5.5
HER3-3	125 - 300	135±12		0.99±0.10	136±18	144±19	6/5
HER12	200 - 300	740±188		0.99±0.11	747±208		Villafranchien
Cap Bon							
DAR1	200 - 250	313±44	4.42±0.08	1.55±0.12	201±32	223±35	
DAR3	200 - 300	323±22		1.40±0.12	230±25	258±28	7
CHIBB4	200 - 250	273±27		1.69±0.12	161±20	175±22	
CHIBA1	150 - 250	119±17		0.64±0.10	185±38	202±41	7
Djerba							
Yati4	200 - 250	188±17		1.72±0.12	110±12	116±12	5.5
Yati5	200 - 250	207±12		1.54±0.11	134±12	143±13	6/5





Enfin, dans le tableau 13, les âges IRSL corrigés sont comparés aux données chronologiques disponibles (U/Th et OSL).

4.1. Le Sahel

Les âges IRSL des dépôts marins littoraux du Sahel préservés au sein des cordons de Réjiche et de Douira se répartissent en cinq groupes (T1 à T5, Fig. 202) qui témoignent d'épisodes distincts de hauts niveaux marins. Ces derniers sont séparés par des épisodes de bas niveau marin qui sont attestés sur le terrain par la mise en place de dépôts continentaux (éolien, alluvial, colluvial) et le développement de paléosols (concrétionnements et encroûtements calcaires).

• Au sein du cordon de Douira, deux épisodes de hauts niveaux marins prétyrrhéniens distincts, datés 327 ka et 213 ka, ont été mis en évidence à El Hajeb. Ils sont corrélés au MIS 9 et MIS 7 et sont séparés par un important épisode continental (limon continental pédogénéisé : unité LC1).

Strombes

		Cap Bon oriental						Sahel					Sud - Est
Age (ka)	MIS	O. CHIBA Profil A Profil B	DAR OUFA	HERGLA Nord port	HERG	LA Sud	KHNISS	ASHRAF	REJICHE	EI HAJEB	DOUIRA	CHEBBA	SIDI YATI
59 74	4			? 🤼 H-D4b			К-D	67ka A-D	75ka ∳ R-D				
105	5.1				H-M3c' H-M3m' 82kg H-D3 H-M3c H-M3c H-M3c H-M3c	H-M3m	101ka ∷∷: К-М	82ka A-M4	^{83ka} ≱ क्रिकेइटी R-M2			Ch-M2-2	
117	5.4 5.5	EEEEE CA-M	D-M2			H-M20	114ka ⊉ ¯K-LL		^{117ka} R-M1			с <u>р</u> -М1	^{116ka}
140	6/5	? 📰 🕅 СВ-М	D-LL2			144ka H-LL1		^{146ka} A-M1				[]Ch-LL	143ka <mark></mark> Y-LL
186	6	1940 Dâte	ि स्ट्राम् D-C2 स्ट्राम् D-C1 स्ट्राम्							LC3	LC3		
245	7	202kg <mark>() () () CA-D</mark> ^{175kg} [CB-LL	223ka D-LL1 258ka XIII D-M1							213ka	ma LC2		
303	8										LC1		
339	9									327ka E-M1	Jnité basale (1a) Mahmoudi, 1986		
C (((((((((((((((((((alca aciè aciè aciè aciè aciè aléo Bou	rénite oolithique à Strombes s marin siliciclastique et bioclastique s lagunaire s dunaire s continental viithes isol der bed"	M: mari 202 ka:	CA in; LL: limon lagunait âge IRSL	-M: Unité lithostratigraphiq e; LC: limon continental; C	ue faciès continental; E): faciès dunaire						

Figure 203. Schéma corrélatif des séquences littorales pléistocènes (MIS 4 à MIS 9) du Sahel, du Cap et du Sud-Est tunisien basé sur les données IRSL

Tableau 13. Comparaison des âges U/Th, RAA, OSL, et IRSL des formations littorales obtenus au Sahel (A), au Cap Bon (B) et dans le Sud-Est
tunisien (C)

					(A)SAHEL						
						0					Cette étude	
Sc	héma chro Mahmou	onos di ('	stratigraphique 1986, 1988)	MIS	RAA Amino zone	U/Th (ka) (corail)	OSL (ka) quartz		IRSL (ka) feldsp.	MIS	Nouvelles unités lithochronostratigraphiques	
		4b	Dune oolithique				68±5		67 - 75	4	Unité continentale Réjiche	
Unité Réjiche	Unité Sup	4a	Sable biocl. Sb reman. Sb in situ, coraux, Mélobésiés		E (MIS5.5)	126±7			82 - 101 ND	5.1 5.3	Unité marine Réjiche	
	Unité interm.	3b 3a	Sable éolien Marne lagunaire						114±10	5.5	Unité marine Khniss 2	
Unité Khniss	Unité inf	2	Sable marin quartzeux	5.5			121±10		117±16 120±16	5.5		
Unité	Unité	1b	Sable marin	-			>138±9		142±16 144±19 146±24	5/6	Unité marine Khniss 1	
Douira	basale	asale 1a	quartzeux		F + G (MIS7+9)				213±25	7	Unité marine Douira 2	
	1	1	1	I] _	L	1	1	(````	327±36	9	Unité marine Douira 1	

(A) SAHEL

BCAP BON ORIENTAL

			C	ette é	tude
Oueslati (1994)	Elmejdoub et Jedoui (2010)	MIS		RSL ka)	MIS
Unité Réjiche	UMP5	5.5		ND	
	UMP4			ND	
Unité Douira	UMP3	7	22 25	23±35 58±28	7

	MIS		RAA		IRSL (ka)	MIS
BV					ND	
BI					ND	
AIII AII	5.5		F(11107)		202±41	7
	BV BI AIII AII	BV BI AIII AII AI	BV 	BV 	BV AIII AII	BV ND AIII 5.5 - 202±41 AII F(MIS7) - 202±41

CSUD - EST

			Cette étud		
Jedoui <i>et al.</i> (2003)	міз	U/Th	IRSL (ka)	MIS	
Unité carbonatée		102 - 141	ND		
Unité quartzeuse	5.5	109 - 147	116±12	5.5	
			143±13	6/5	

• Au sein du cordon de Réjiche, qui est emboîté dans le cordon de Douira et séparé de ce dernier par un limon sableux continental pédogénéisé (unité LC3), plusieurs épisodes de hauts niveaux marins ont été différenciés par l'IRSL:

a) **un premier épisode de haut niveau marin** situé à la transition **MIS 6/5** daté d'environ **140 ka** à la base des séquences de Hergla Sud, Ashraf et Chebba. Il s'agit de la nouvelle unité non répertoriée par les auteurs précédents, qui est antérieure à l'Unité Khniss. A Hergla Sud et à Chebba, cet épisode marin s'achève par un faciès lagunaire pédogénéisé.

b) **un deuxième épisode de haut niveau marin tyrrhénien** du **MIS 5.5** daté **120 -114 ka** à Hergla Nord, Khniss et Réjiche. A Hergla Nord et Khniss, la séquence marine s'achève par un faciès lagunaire régressif pédogénéisé (unité intermédiaire de Mahmoudi, 1986). Cet épisode marin correspond à l'Unité Khniss de Mahmoudi (1988) (ou unités inférieure et intermédiaire).

c) plusieurs épisodes de hauts niveaux marins tyrrhéniens non différenciables par l'IRSL (au moins 2) rapportés au « MIS 5.3-5.1 indifférencié ». Ils sont datés entre 101 et 82 ka à Hergla Nord, Khniss, Réjiche et Ashraf. Cette période est marquée par plusieurs oscillations marines, soulignées par plusieurs niveaux conglomératiques (« sables oolithiques conglomératiques à Strombes »). Ces dépôts marins correspondent au terme marin de l'Unité Réjiche (unité supérieure) de Mahmoudi (1986, 1988).

Enfin, la **dune oolithique** qui coiffe le cordon de Réjiche (terme éolien de l'Unité Réjiche) est corrélative du **MIS 4**. La mise en place de cet important **système dunaire** qui jusqu'ici était attribué par tous les auteurs précédents à la fin du MIS 5.5., aurait débuté vers **75 - 67 ka** (base du système dunaire à Réjiche et Ashraf).

A. Dépôts du cordon de Douira

A El Hajeb, l'âge IRSL corrigé (327 ± 36 ka : ELHA2) de l'unité E-M1 (sable marin quartzeux de plage) affleurant à la base de la séquence, suggère une attribution au MIS 9.

L'âge IRSL corrigé ($213 \pm 25 \text{ ka}$: ELHA1) de l'unité E-M2 qui surmonte l'unité E-M1 et qui est séparé de cette dernière par une surface d'érosion majeure, indique une corrélation au **MIS7**. Cette surface d'érosion passe latéralement vers le nord à un limon continental pédogénéisé (LC1) (Fig. 203).

Données comparatives

Les **âges U/Th** sur coquilles de mollusques provenant des unités marines bioclastiques (E-M2 et E-M3) sont compris entre 98 et 136 ka (Bernat *et al.* 1985) et sont donc inférieurs à l'âge IRSL de l'unité E-M2 (213 ka). Rappelons cependant que ces âges U/Th sont fort dispersés et considérés comme non fiables suite à l'ouverture post-mortem du système et l'incorporation d'uranium induisant un rajeunissement du dépôt (Kaufman *et al.* 1971, 1996 ; Hillaire-Marcel *et al.* 1986 ; McLaren et Rowe, 1996).

Le **rapport D/L** moyen mesuré sur des coquilles de *Glycymeris* issues des unités E-M2 et E-M3 (D/L_{moy}= $0,68 \pm 0,06$; n = 14), dans la localité type de Douira, est nettement supérieur à ceux obtenus pour les coquilles de *Glycymeris* prélevées dans la formation Réjiche (D/L moy sur Glycymeris = 0.48 ± 0.04) (Fig. 14, chap I). Ce rapport D/L étant caractéristique de l'aminozone G de Hearty *et al.* (1986), Miller *et al.* (1986) ont proposé une corrélation avec le MIS 9. Cependant, compte tenu de la forte dispersion des valeurs D/L qui s'échelonnent entre 0,560 et 0,805, regroupant à la fois les aminozones F et G (MIS 7 et 9), Miller *et al.* (1986) n'excluent pas l'éventualité d'un mélange de deux populations d'âges différents (MIS 7 et MIS 9), soit une incorporation de coquilles anciennes d'âge MIS 9 dans un dépôt mis en place au MIS 7. Cette hypothèse est cohérente avec les âges IRSL sur feldspaths alcalins des unités E-M1 (MIS 9) et E-M2 (MIS 7). Rappelons que celles-ci sont séparées par une surface d'érosion majeure, qui conforte l'hypothèse d'une remobilisation partielle du dépôt marin E-M1 d'âge MIS 9 lors de la transgression du MIS 7.

Il est toutefois intéressant de noter que des coquilles d'âge MIS 7 (aminozone F) ont également été détectées dans certains dépôts tyrrhéniens du Sahel (Formation Réjiche, MIS 5.5) à Hergla et Réjiche. La présence de coquilles d'âge MIS 7 dans les dépôts marins de la Formation Douira et dans certains dépôts de la Formation Réjiche, suggéreraient donc l'existence d'une unité stratigraphique d'origine marine encore non détectée dans la morphologie du Sahel qui serait attribuée au MIS 7 (Oueslati, 1994). Cette hypothèse est aujourd'hui ici confortée par les dates IRSL (213 ka) obtenues à El Hajeb, qui démontrent pour la première fois l'existence d'un paléorivage du MIS 7 au Sahel.

Enfin, l'âge OSL sur quartz (Mauz *et al.* 2009) obtenu sur les dépôts marins siliciclastiques de la formation Douira, dans la localité de Douira, est de 138 ± 9 ka. Il s'agit ici d'un âge *minimum* qui sous-estime l'âge réel du dépôt, le quartz ayant atteint son seuil de saturation.

La première tentative de datation **OSL sur quartz** avait été réalisée par Wood (1994). La méthode OSL sur quartz, utilisant la technique des doses additives sur aliquotes multiples, était appliquée aux dépôts marins littoraux d'Hergla et de Chebba. A Hergla, elle a été appliquée aux unités marines sableuses, inférieure et supérieure, qui encadrent un « boulder bed » (conglomérat à Strombes et coquilles de *Glycymeris* appartenant à l'aminozone E (MIS 5.5) ainsi qu'aux colluvions continentales sous-jacentes à l'unité marine inférieure. Notons que la localisation exacte de cette coupe n'y est pas précisée et la description lithostratigraphique y est très succincte. Les résultats OSL obtenus à Hergla suggèrent que l'unité marine supérieure, datée 131 ± 29 ka, appartient au MIS 5.5. L'unité marine inférieure par contre, sous-jacente au « boulder bed », a été datée 179 ± 33 ka. Elle se serait mise en place durant le MIS 7. L'âge OSL obtenu pour les colluvions (1.020 \pm 360 ka) semblait

suggérer selon Wood (1994) que la méthode OSL sur quartz pourrait être étendue à des dépôts antérieurs au Tyrrhénien. Cependant ces résultats OSL demeurent très controversés en raison de la faible précision des valeurs De et de leur apparente contradiction avec les résultats OSL de Mauz *et al.* (2009). Ces derniers ont montré qu'en Tunisie, la méthode OSL sur quartz est limitée à 100-150 ka suite à l'apparition précoce du seuil de saturation vers 100 ka. Or les signaux OSL naturels mesurés par Wood (1994) sur les dépôts supposés pré-tyrrhéniens ne sont pas à saturation, conformément à ce que nous avons observé pour les feldspaths alcalins. Les doses annuelles (Da) des échantillons de Wood (1994) et de Mauz *et al.* (2009) sont du même ordre de grandeur (entre 0.4 et 0.6 Gy/ka), les doses de saturation sont quant à elles sont très différentes (> 200 Gy d'après Wood (1994) et ~ 60 Gy d'après Mauz *et al.* 2009). Il n'est donc pas exclu que l'apparente contradiction entre les résultats de Wood (1994) et de Mauz *et al.* (2009) soit due à la présence dans les échantillons de Wood (1994), de feldspaths résiduels qui n'auraient pas été totalement éliminés par l'attaque chimique. Les résultats de Wood ne peuvent donc pas être utilisés comme argument chronologique.

En résumé, les données IRSL confirment l'âge pré-tyrrhénien de la Formation Douira et démontrent pour la première fois que l'unité Douira regroupe deux hauts niveaux marins interglaciaires distincts, corrélables au MIS 9 et au MIS 7. A El Hajeb, ces deux hauts niveaux marins sont séparés par une surface d'érosion majeure et plus au nord, par un limon continental pédogénéisé (LC1), témoin d'un épisode continental de bas niveau marin. L'enregistrement lithostratigraphique de la formation Douira, dans la région de Réjiche, révèle un épisode continental de moindre ampleur au sein de la séquence marine de Douira (limon continental LC2) entre les unités E-M2 et E-M3, suggérant ainsi une éventuelle bipartition du MIS 7 (7.5, 7.3-7.1). La lumachelle de l'unité E-M3 ne se prêtant pas à la datation IRSL, il nous est impossible de tester cette hypothèse. Les résultats IRSL obtenus pour l'ensemble de la formation Douira, remettent donc en question le schéma chronostratigraphique de Mahmoudi (1988) dans lequel l'unité Douira est attribuée au Tyrrhénien (MIS 5.5).

B. Dépôts du cordon de Réjiche

Trois périodes de hauts niveaux marins (HNM) tyrrhéniens (MIS 5) ont été mis en évidence au sein du cordon de Réjiche. Ces hauts niveaux marins sont séparés par deux épisodes de bas niveaux marins attestés sur le terrain par le développement de paléosols. Le sommet du cordon de Réjiche, caractérisé par une importante accumulation de sables éoliens oolithiques, enregistre par contre un épisode majeur de bas niveau marin post-tyrrhénien.

• Episode de HNM du MIS 6/5

Le limon lagunaire qui affleure à la base des séquences tyrrhéniennes d'Hergla-Sud (unité H-LL1) et de Chebba (unité Ch-LL), dont le sommet est pédogenéisé (nodules calcaires), a été daté respectivement 144 ± 19 ka (HER33) et 142 ± 16 ka (SIDI2). Ces résultats suggèrent une mise en place à la transition MIS 6/5.

A Ashraf, l'unité marine sableuse à stratifications sub-horizontales (faciès de plage, unité A-M1) qui affleure à la base de la séquence marine et qui est supposée appartenir à l'Unité de Khniss, a fourni un âge IRSL de 146 ± 24 ka (ASH1).

• Episode de HNM du MIS 5.5

Il est représenté par les dépôts marins siliciclastiques et lagunaires de l'unité Khniss (unités inférieure et intermédiaire de Mahmoudi, 1986) à l'exception de celui d'Ashraf (mentionné ci-dessus).

Dans la grande carrière de Réjiche, le sable fin de plage à stratifications sub-horizontales (unité R-M1) rapporté à l'Unité Khniss (unité inférieure de Mahmoudi, 1986) a été daté **117 ± 15 ka** (REJ1A) suggérant une mise en place au MIS 5.5.

Le faciès lagunaire représentatif de l'Unité Khniss (unité intermédiaire) a été daté 114 ± 10 ka (KH2) dans la carrière de Khniss (unité K-LL). A Hergla-Nord, le sable de haut de plage (unité H-M2c) sous-jacent à ce même limon lagunaire a été daté 120 ± 16 ka (HER 9). Ces âges IRSL suggèrent donc une mise en place au MIS 5.5. Il s'agit ici de faciès régressifs, marquant la fin d'un cycle marin du MIS 5.5. Le limon lagunaire est par ailleurs pédogénéisé, aussi bien à Khniss qu'à Hergla.

• Episodes de HNM du MIS 5.3-5.1 indifférencié

A Ashraf, le faciès diagnostique de l'unité Réjiche (ou unité supérieure) de Mahmoudi (1986, 1988) (« sables marins oolithiques à Strombes ») y est bien représenté. Il s'agit de sables conglomératiques à Strombes dispersés, remaniés dans des lits de coquilles et galets. Il surmonte à Ashraf, le sable quartzeux de plage d'âge MIS 5/6. Cette séquence marine supérieure renferme deux niveaux conglomératiques à Strombes. Les sables marins oolithiques situés à la base et au sommet de cette séquence (unités A-M3 et A-M4) ont été datés, respectivement, 99 ± 13 ka (ASHC1) et 82 ± 10 ka (ASHC3). Ces dates IRSL suggèrent une attribution au MIS 5.3 – 5.1 indifférencié. La précision de la méthode IRSL n'autorise en effet aucune discrimination entre les stades isotopiques 5.3 et 5.1.

Dans la carrière de Khniss, les sables marins oolithiques rapportés à l'unité supérieure de Mahmoudi (1986, 1988) ont été datés 101 ± 9 ka (KH1).

A Hergla-Nord, le sable éolien (unité H-D3) qui est rapporté à l'unité supérieure de Mahmoudi (1986, 1988) (Unité Réjiche) et qui surmonte le limon lagunaire diagnostique de l'unité intermédiaire (Unité Khniss), est daté 82 ± 10 ka (HER 08-2).

• Episode de bas niveau marin du MIS 4

La base de la « dune oolithique de Réjiche », assignée à l'unité de Réjiche (unité supérieure, rapportée à la fin MIS 5.5), a été datée 76 ± 7 ka (REJ3) à Réjiche (unité R-D) et 69 ± 7 ka (ASHC4) à Ashraf (unité A-D). Ces âges sont cohérents et indiquent une attribution au début de la période aride du MIS 4.

Les données IRSL démontrent donc l'existence de deux générations d'éolianites : une première intra-tyrrhénienne de faible ampleur dans l'unité supérieure de Mahmoudi (1986) (datée 82 ka à Hergla) et une seconde de grande ampleur post-tyrrhénienne (datée 75-67 ka à Réjiche et Ashraf).

Données comparatives

Les datations **U/Th** sur cinq coquilles de Strombes, prélevées dans les dépôts marins de la formation Réjiche dans sa localité type de Réjiche, ont fourni des âges fort dispersés (37 à 98 ka) (Paskoff et Sanlaville, 1983). Un Strombe de Monastir a fourni un âge U/Th de 140 ka (Stearns et Thurber, 1965). Ces dates ne sont pas fiables et inutilisables pour les raisons évoquées ci-dessus. Par contre, un fragment de corail *Cladecora ceapitosa* prélevé dans le

« faciès à Strombes, coraux et Mélobésiés » à Monastir (unité supérieure de Mahmoudi, faciès subtidal inférieur) a fourni un âge de 126 ± 7 ka (Hearty *et al.* 1986) considéré comme fiable et constituant dès lors un excellent repère chronologique.

Les rapports **D/L** mesurés sur coquilles de *Glycymeris* et d'*Arca* prélevées dans les dépôts marins de la Formation Réjiche, à Réjiche, Khniss, Monastir et Hergla sont caractéristiques de l'aminozone E corrélée au MIS 5.5 (Miller *et al.* 1986) : D/L moy. sur *Glycymeris* = 0.48 ± 0.04 (n = 42).

Les *Glycymeris* prélevés dans le « faciès à Strombes, coraux et Mélobésiés » montrent des rapports D/L de 0.489 (n = 15) caractérisant une population homogène (distribution unimodale). Certains dépôts marins tyrrhéniens d'Hergla-Sud et Réjiche révèlent par contre un mélange de coquilles appartenant à deux populations différentes (distribution bimodale): un groupe caractéristique de l'aminozone E (D/L entre 0.527 et 0.623; MIS 5.5) et un groupe caractéristique de l'aminozone F (0.59 \pm 0.04; MIS 7). Ces résultats suggèrent donc une incorporation de coquilles plus anciennes d'âge MIS 7 dans un dépôt du MIS 5.5.

Enfin, l'**OSL** a été récemment appliquée aux dépôts tyrrhéniens de Khniss et Mahdia (Mauz *et al.* 2009). La méthode OSL sur quartz, appliquée au dépôt sableux laminé à faciès siliciclastique (Unité Khniss) prélevé dans la carrière de Khniss, a été daté 121 ± 10 ka. Cet âge OSL est parfaitement cohérent avec l'âge IRSL des dépôts siliciclastiques laminés de Réjiche (117 ka).

La dune de Réjiche à Khniss a été datée 68 ± 5 ka par OSL sur quartz (Mauz *et al.* 2009). Cet âge OSL est parfaitement cohérent avec les âges IRSL de la dune de Réjiche obtenus à Réjiche et Ashraf.

La base des dépôts éoliens de Mahdia a donné un âge OSL sur quartz de 88 ± 5 ka. Toutefois, aucun contrôle stratigraphique n'existe pour cette unité éolienne de Mahdia puisqu'on ignore s'il s'agit de la superposition de deux unités éoliennes différentes (tel que l'a observé Mahmoudi (1986) au sein de la séquence de Teboulba) ou uniquement de la dune de l'unité de Réjiche. Cet âge OSL se révèle plutôt cohérent avec l'épisode éolien mineur intratyrhrhénien daté 82 ka par IRSL à Hergla Nord.

4.2. Le Cap Bon oriental

Les âges IRSL des dépôts littoraux du Cap Bon oriental sont compris entre 258 et 174 ka.

L'unité Douira (UMP3) dans sa localité stratotypique, Dar Oufa, est représentée par un dépôt marin intertidal (unité D-M1) surmonté d'un dépôt lagunaire pédogénéisé (unité D-LL1). Les âges IRSL des dépôts marin et lagunaire, respectivement 258 ± 28 ka (DAR3) et 223 ± 35 ka (DAR1), sont stratigraphiquement cohérents. Ils suggèrent une attribution au MIS 7.

A **Chiba-A**, le dépôt éolien de haut de plage (unité CA-D) sous-jacent à la calcarénite oolitique à Strombes (UMP5, MIS 5.5) et dont le sommet est pédogénéisé (rhizomes), est daté 202 ± 41 ka (CHIBA1). Cet âge IRSL suggère une mise en place à la fin du MIS7 et non au MIS 5.5 tel qu'avancé par Chakroun *et al.* (2009).

Enfin à **Chiba-B**, situé le long du même oued Chiba, en amont du site Chiba-A, le dépôt lagunaire pédogénéisé (unité CB-LL) est daté 175 ± 22 ka (CHIBB4). Il y est surmonté d'une

calcarénite sans Strombes et sans oolithes. L'âge IRSL obtenu suggère une mise en place soit à la fin du **MIS 7 (7.1)** soit à l'interstade **MIS 6.5**. La précision de la méthode IRSL n'autorise pas de discrimination entre le MIS 7.1 et le MIS 6.5.

Données comparatives

Précisons que pour le Cap Bon oriental on ne dispose d'aucun contrôle chronologique indépendant (aucune date U/Th ou OSL sur quartz). Seules quelques rares **données RAA** très ponctuelles ont été publiées par Miller *et al.* (1986) et Oueslati (1994).

• Données RAA de l'Unité Douira (UMP3) à Menzel Temime, dans le secteur nord du Cap Bon oriental à proximité de l'oued Chiba (Fig. 15) : Les rapports D/L 0,59 \pm 0,04 (n = 5) ont été mesurés sur des coquilles de *Glycymeris* issues des dépôts marins préthyrrhéniens sous-jacents aux dépôts de la formation Réjiche (MIS 5.5), et séparés de ces derniers par des colluvions et un paléosol (Miller *et al.* 1986). Les résultats RAA indiquent une population homogène (distribution unimodale) caractéristique de l'aminozone F qui atteste d'une mise en place au MIS 7 (« Unamed unit » de Miller *et al.* 1986). Ces résultats RAA sont cohérents avec les âges IRSL des dépôts marins coquillers pré-tyrrhéniens de Dar Oufa, qui occupent la même position stratigraphique. Les données RAA et IRSL réfutent donc l'hypothèse de Chakroun (2006) selon laquelle la base de l'unité quartzeuse (dépôt marin coquillier AI, au sein de l'unité quartzeuse) correspond à l'unité Khniss, donc au début du MIS 5.5. Les âges IRSL de l'unité Douira sont dès lors cohérents avec les données RAA

• Données RAA de l'Unité Douira (UMP3) à Dar Oufa: les rapports D/L sur coquilles prélevées dans les dépôts marins pré-tyrrhéniens de Dar Oufa sont plus élevés qu'à Menzel Temime, mais sont fort dispersés (population hétérogène, bimodale) et témoignent d'un mélange de coquilles avec des valeurs D/L de 0.78 et de 1.00 (n = 5) (coquilles remaniées à partir de dépôts marins plus anciens (UMP2 ?). Notons toutefois que la coupe de Dar Oufa se situe en position amont, proche de la paléofalaise associée au paléorivage du MIS 7. Cette paléofalaise incisée dans les dépôts marins de l'unité Diar Ben Salem (UMP2), a constitué dès lors une source potentielle de contamination par des coquilles plus anciennes. Cela contraste avec Menzel Temime qui est en position aval et proche du rivage actuel (donc loin d'une source de contamination potentielle par des coquilles anciennes issues de l'érosion de la paléofalaise).

• Données RAA de l'Unité Diar Ben Salem (UMP2) antérieure à l'Unité Douira (UMP3) : Les coquilles de ce niveau marin ont donné des résultats cohérents (population homogène). Le rapport D/L moyen est de l'ordre de 0.78 (n = 7) ce qui confirme leur antériorité par rapport à l'UMP3 de Menzel Temime (D/L = 0.59) attribuée au MIS 7. Les valeurs D/L de l'unité Diar Ben Salem (UMP2) suggère une attribution à l'aminozone G, donc un âge MIS 9 (Oueslati, 1994).

4.3. Sud-Est Tunisien (Ile de Djerba)

Les sables marins bioclastiques riches en coquilles d'Ostrea et de Cardium de Sidi Yati (unité Y-M), attribués par Jedoui *et al.* (2002, 2003) à l'« unité quartzeuse » supposée

représenter le début du MIS 5.5, ont donné un âge IRSL de **116 ± 12 ka** (YATI4). Ces sables reposent sur un limon sableux lagunaire (unité Y-LL) non répertorié par Jedoui *et al.* (2003), dont le sommet est pédogénéisé (concrétions calcaires). Il a été daté **143 ± 13 ka** (YATI5) par IRSL. Les âges IRSL obtenus à Sidi Yati sont donc stratigraphiquement cohérents. Ils suggèrent une mise en place du limon lagunaire et de l' «unité quartzeuse» tyrrhénienne respectivement au MIS 5/6 et au MIS 5.5.

Données comparatives

La datation U/Th des coquilles d'*Ostrea* provenant du sable bioclastique de Sidi Yati («unité quartzeuse») a fourni les âges suivants : **109** (+**11/-10**) **ka**, **119** (+**5/-5**) **ka** et **131** (+**10/-9**) **ka** (Jedoui *et al.* 2003). Précisons toutefois qu'à Sidi Yati, cette «unité quartzeuse » n'est pas surmontée par l' «unité carbonatée» supposée représenter la seconde moitié du MIS 5.5 (Jedoui *et al.* 2003). Cette « unité carbonatée » affleure par contre à Tarbella (Fig. 15) à proximité de Sidi Yati. Elle y a été datée **102** +**7/-6 ka** et **109** +**9/-8** ka par la même méthode U/Th sur *Ostrea* (Jedoui *et al.* 2003). L'unité quartzeuse par contre n'y est pas présente. Si les unités quartzeuse et carbonatée du S-E tunisien ont été rapportées respectivement à la première et à la seconde partie du MIS 5.5 (Jedoui *et al.* 2003) et ont été corrélées aux unités Khniss et Réjiche du Sahel, leurs âges U/Th mesurés sur *Ostrea* supposées plus fiables que sur *Glycymeris*, demeurent cependant très dispersés et non discriminants : ils sont compris entre **109** et **147 ka** pour l'unité quartzeuse et entre **102** et **141** ka pour l'unité carbonatée. Ils ne sont donc pas limités au MIS 5.5.

En conclusion, l'âge IRSL de l'« Unité Quartzeuse » estimé à Sidi Yati est cohérent avec les âges U/Th sur *Ostrea* et conforte son appartenance au MIS 5.5.

5. Discussion et conclusions : proposition d'un nouveau schéma chronostratigraphique

En se basant sur les âges IRSL des dépôts littoraux du Sahel, du Cap Bon oriental et du Sud – Est tunisien et sur les données morpho-lithostratigraphiques de terrain, un nouveau schéma chronostratigraphique de référence pour l'ensemble des dépôts littoraux de l'Est tunisien est ici proposé (Tableau 14).

En utilisant la même démarche chronostratigraphique que celle appliquée par Lefèvre et Raynal (2002) aux formations littorales pléistocènes de la région de Casablanca, les dépôts littoraux de la côte Est tunisienne sont subdivisés en formations, membres et unités (voir Tableau 14). Les dépôts marins et continentaux rapportés aux MIS 9, 8, 7 et 6 sont regroupés en une **formation** dénommée Douira (équivalente de la Formation ou unité morpho-lithostratigraphique (UMS) de Kef Haroun dans la région de Casablanca). Les dépôts marins et continentaux du MIS 5 et 4 sont rattachés à la Formation Réjiche (équivalente de la Formation ou UMS Dar Bou Azza dans la région de Casablanca).



Tableau 14. Nouveau schéma litho-chronostratigraphique des formations littoralestunisiennes du MIS 9 au MIS 4 basé sur les données IRSL

Chaque formation est ensuite subdivisée en **membres**, un membre correspondant à l'enregistrement d'un cycle sédimentaire majeur corrélatif d'un cycle glacio-eustatique. Chaque membre enregistre un haut niveau marin de rang interglaciaire suivi d'une régression et de la continentalisation corrélative du littoral. Cela se traduit sur le terrain par une succession verticale de faciès passant du faciès infra et intertidal, au faciès supratidal (lagunaire) et enfin au faciès continental (dunaire ou alluvio-colluvial), accompagné du développement d'un paléosol (voir Tableau 14).

Paléosol

La Formation Douira entre 339 ka et 140 ka, regroupe deux membres dénommés inférieur et supérieur correspondant respectivement aux MIS 9 et 8 d'une part et aux MIS 7 et 6 d'autre part. La Formation Réjiche, ente 140 ka et 59 ka, comprend quant à elle un membre (1) qui regroupe le MIS 5 et le MIS 4.

5.1. Sahel

Les âges IRSL obtenus au Sahel, compris entre 327 ka et 67 ka, remettent en question le schéma chronostratigraphique de Mahmoudi (1986, 1988), qui proposait une *chronologie courte*. Dans son schéma qui ne repose sur aucun repère chronologique, les unités Douira, Khniss et Réjiche sont toutes rapportées au MIS 5.5 (Mahmoudi, 1986, 1988). Les données IRSL démontrent par contre qu'au Sahel ces trois unités s'intègrent plutôt dans une **chronologie longue** qui s'étend du **MIS 9 au MIS 4**.

✤ L'unité Douira telle que définie par Mahmoudi (1988), n'appartient pas au Tyrrhénien mais renferme les témoins de deux HNM distincts attribuables aux MIS 9 et MIS 7 (Fig. 204). Elle enregistre donc deux cycles interglaciaires distincts du Pléistocène moyen que nous proposons de regrouper en une seule et même Formation : la « Formation Douira » (Tableau 14). Cette dernière est subdivisée au Sahel en deux membres, inférieur et supérieur. Au sein de chaque membre, les dépôts marins (infra, inter et supratidaux) sont regroupés en unités marines régionales définies, « unités marines Douira 1 et Douira 2 ».

Il existe au Sahel, un HNM supplémentaire daté d'environ 140 ka (transition MIS 5/6 ou Terminaison II) jamais reconnu auparavant. Il est chronostratigraphiquement antérieur à l'unité Khniss de Mahmoudi (1988) et en est séparé par un paléosol (Fig. 205). Il correspond à l'unité dénommée « unité marine Khniss 1 ».

✤ La datation IRSL des dépôts siliciclastiques dépourvus de Strombes (unité Khniss de Mahmoudi, 1988) supposés représenter la première moitié du MIS 5.5 (Mahmoudi, 1986; 1988), démontre qu'ils se sont mis en place durant l'optimum climatique du MIS 5.5 (~120 ka). Ils appartiennent à l'unité marine définie « Unité marine Khniss 2 ».

Les données IRSL suggèrent donc une **bipartition du MIS 5.5**. Les dépôts du MIS 5.5 représentés par l'« unité marine Khniss 1 » (~140 ka) et l'« unité marine Khniss 2 » (125-117 ka), rapportées respectivement à la transition MIS 6/5 (Terminaison II) et au MIS 5.5, sont séparés par un épisode continental de bas niveau marin attesté sur le terrain par le développement d'un important paléosol.

✤ Les résultats IRSL montrent que le terme marin de l'unité Réjiche de Mahmoudi (1986, 1988) (unité 4a) (Tableau 13), initialement attribué à la seconde moitié du MIS 5.5 (Mahmoudi, 1986, 1988), s'est mis en place au cours du MIS 5.1-5.3 indifférencié. Ces dépôts marins sont rattachés à l'unité dénommée « Unité marine Réjiche ».

Les âges IRSL du terme éolien de l'unité Réjiche de Mahmoudi (1986, 1988) (unité 4b, Tableau 13), initialement rapportée à la fin du MIS 5.5 (Mahmoudi, 1986, 1988), suggèrent une mise en place au MIS 4. La « dune de Réjiche » est donc **post-tyrrhénienne.** Elle s'est formée durant un épisode aride de bas niveau marin (MIS 4) marqué par une activité éolienne accrue. Ce grand complexe dunaire est rapporté à l'« **Unité continentale Réjiche**».
Enfin, la position chronostratigraphique du « Faciès à Strombes *in situ*, coraux, Mélobésiés et rhodolithes » (unité 4a de Mahmoudi, 1986), affleurant uniquement à Monastir (Fig. 206), est ici remise en question. Dans le schéma de Mahmoudi (1986), ce « faciès à Strombes » était rattaché à l'unité Réjiche et donc attribué à la seconde moitié du MIS 5.5. Cette attribution est en désaccord avec les données chronologiques disponibles aujourd'hui. L'âge U/Th des coraux issus de ce faciès (126 ± 7 ka, Hearty *et al.* 1986) suggère une mise en place au MIS 5.5 donc une corrélation à l'unité marine Khniss 2 (MIS 5.5) et non à l'unité marine Réjiche (MIS 5.3-5.1) dont les âges IRSL ont montré qu'elle était postérieure au MIS 5.5. En conséquence, le « faciès à Strombes et coraux» de la plateforme infralittorale, est dans la continuité latérale des faciès intertidaux de l'unité marine Khniss 2 et non de l'unité marine Réjiche.



Figure 204. Stratigraphie synthétique des cordons de Douira et Réjiche à Réjiche (modifié d'après Mahmoudi, 1986, 1988)



Figure 205. Stratigraphie synthétique du cordon de Réjiche, de Khniss à Monastir (modifié d'après Mahmoudi, 1986, 1988)



Figure 206. Stratigraphie synthétique du cordon de Réjiche à Hergla (modifié d'après Mahmoudi, 1986, 1988 et complété par la présente étude)

En conclusion, les dates IRSL obtenues au Sahel démontrent : l'âge prétyrrhénien du cordon de Douira (MIS 7 et 9) et l'âge tyrrhénien au sens large (MIS 5.5 à 5.1) du cordon de Réjiche à l'exclusion de la « dune de Réjiche » qui est post-tyrrhénienne (MIS 4).

5.2. Cap Bon oriental

✤ Les données IRSL obtenues à Dar Oufa confirment l'existence d'un paléorivage du MIS 7 au Cap Bon oriental et confortent ainsi le schéma chronostratigraphique de Oueslati (1994). La formation marine prétyrrhénienne (Unité Douira ou UMP3) dont le stratotype a été défini à Dar Oufa, appartient bien au MIS 7. Cette unité Douira du Cap Bon est donc équivalente à l'unité marine Douira 2 du Sahel.

❖ Les données IRSL obtenues à Chiba-A sont par contre en contradiction avec le schéma chronostratigraphique de Chakroun *et al.* (2009) qui corrèle les dépôts littoraux siliciclastiques AI, AII, AIII de l'unité quartzeuse sous-jacente à l'unité carbonatée, au début du MIS 5.5, ceci en l'absence de tout contrôle chronologique. Cette attribution est donc en contradiction avec les données RAA et IRSL. Les rapports D/L mesurés sur les coquilles de mollusques du dépôt marin AI à Menzel Temime (Miller *et al.* 1986) suggèrent un âge MIS 7 (aminozone F). Enfin, l'âge IRSL du sable éolien de haut de plage à rhizomes (dépôt AIII)

observé à l'embouchure de l'oued Chiba (Chiba-A), atteste d'une mise en place à la fin du MIS 7 et non au MIS 5.5.

5.3. Sud-Est tunisien (Djerba)

Les données IRSL obtenues à Djerba sur un seul site (Sidi Yati) demeurent ponctuelles et insuffisantes. Une extension future de la méthode IRSL à d'autres sites du Sud-Est tunisien s'avère ici indispensable et nécessaire pour mieux préciser la chronostratigraphie des dépôts littoraux pléistocènes de cette région.

✤ L'âge IRSL de l' «unité quartzeuse » mesuré à Sidi Yati est cohérent avec les âges U/Th obtenus sur Ostrea (Jedoui et al. 2003). Il conforte ainsi l'attribution de l'«unité quartzeuse » au MIS 5.5. Cette dernière peut dès lors être mise en corrélation avec l'unité marine Khniss 2 du Sahel. Par contre, la position chronostratigraphique de l' «unité carbonatée» à Strombes supposée représenter la fin du MIS 5.5. (Jedoui et al. 2003) n'a pas pu être contrôlée et demeure donc incertaine. Ce faciès carbonaté à Strombes, très induré et très bioclastique, se prête difficilement à la datation IRSL.

✤ Mise en évidence d'une unité tyrrhénienne supplémentaire jusqu'ici non répertoriée par Jedoui *et al.* (2001, 2002, 2003). Sous l'« unité quartzeuse », affleure un limon lagunaire pédogénéisé dont l'âge IRSL suggère une mise en place au MIS 5/6. Ce dépôt peut donc être corrélé à l'unité marine Khniss 1 du Sahel.

En conclusion, la méthode IRSL appliquée aux dépôts littoraux (marin, lagunaire, éolien) fournit de nouveaux repères chronologiques essentiels à l'établissement d'un cadre chronostratigraphique fiable. Les résultats IRSL obtenus remettent en question les schémas chronostratigraphiques de Mahmoudi (1986, 1988) pour le Sahel et de Chakroun (2006) pour le Cap Bon qui ne s'appuient que sur des arguments lithostratigraphiques et morphostratigraphiques.

CHAPITRE V

ANALYSE DE LA DEFORMATION TECTONIQUE ANTE ET POST- TYRRHENIENNE

- 1. Travaux antérieurs sur les déformations tectoniques pléistocènes : Evolution néotectonique de la Tunisie
- 2. Travaux antérieurs sur les déformations tectoniques prétyrrhéniennes en Tunisie
- 3. Caractérisation des déformations tectoniques prétyrrhéniennes en Tunisie
- Caractérisation des déformations tectoniques post-tyrrhéniennnes (post MIS 9 MIS 7)
- 5. Synthèse et discussion
- 6. Conclusion

1. Travaux antérieurs sur les déformations tectoniques pléistocènes des côtes de la Tunisie: Evolution néotectonique de la Tunisie

1.1 Le littoral septentrional

Au Quaternaire ancien, le domaine alpin du Nord de la Tunisie a été le siège d'une compression dirigée NNW – SSE qui a donné des plis, des failles inverses, des chevauchements et nappes de charriage et des décrochements de la phase dite « post-villafranchienne » (Rouvier, 1977 ; Zargouni, 1985 ; Ben Ayed, 1986 ; Bouaziz, 1995). De nombreux auteurs ont montré que même les dépôts pléistocènes et historiques ont été affectés par des déformations tectoniques (Dlala, 1991 ; Kamoun, 1981 ; Gueddiche *et al.* 1998 ; Bouaziz *et al.* 2003).

Herm *et al.* (1980) mettent en évidence un soulèvement qui aurait affecté le Nord de la Tunisie au Quaternaire récent. Une coupe réalisée au Cap Blanc, sur le littoral de la région de Bizerte, montre le passage de l'éolianite Sidi Salem (+ 2-3 m par rapport au niveau marin actuel) au dépôt de plage qui l'a alimentée en sables. Or, cette plage est supposée immergée en Tunisie. Ils en déduisent un soulèvement de plusieurs mètres du littoral septentrional du pays. En réponse à ces interprétations, Paskoff et Sanlaville (1980) soulignent que ces déformations ne peuvent être fondées que si on exclut des variations importantes et rapides dans la configuration du géoïde. Par ailleurs, ils donnent l'exemple de la plage de R'mel comme témoin indéniable d'une tectonique post-tyrrhénienne.

Paskoff et Sanlaville, (1980) interprètent l'absence de témoins quaternaires antétyrrhéniens ailleurs qu'à Bizerte et au Cap Bon comme le résultat de mouvements tectoniques post-villafranchiens et anté-tyrrhéniens. Ces mouvements sont caractérisés par des accidents verticaux dus à un régime en extension. D'autre part, dans la région des R'mel à l'Est de Bizerte, les déformations tectoniques plio-pléistocènes constituent un exemple remarquable et assez rare d'accidents récents. Le Pliocène y est déformé en un anticlinal légèrement dissymétrique avec un pendage de 40° du flanc Sud et de 25° du flanc Nord. Les dépôts à Strombes tyrrhéniens recouvrent le Pliocène en discordance angulaire et moulent la structure d'une enveloppe anticlinale de direction N085. Ben Ayed (1980) y voit un premier épisode compressif N-S post-pliocène et anté-tyrrhénien (plage à Strombes de R'mel), dans la région de Bizerte. Celui-ci est suivi d'un autre épisode compressif postérieur au Pléistocène supérieur (« néotyrrhénien »), de direction N-S qui est à l'origine des failles inverses et du chevauchement de faible amplitude du flanc nord de l'anticlinal affectant les dépôts pliocènes (Tableau 15). De plus, Martinez et Paskoff (1984) repèrent à l'Ouest de Bizerte, au pied Nord-Est de la vigie de Ras el Korane, plusieurs failles normales de direction E-W qui affectent les deux membres de la formation Réjiche ainsi que le substratum triasique. Certains de ces accidents sont déformés en failles inverses. Il en résulte un plissement de grand rayon de courbure de direction Est-Ouest qui aurait déformé la plage tyrrhénienne et qui traduirait des variations dans le champ de contrainte pendant le Quaternaire et jusqu'à l'actuel, période où dominent les mouvements compressifs. De même, Ben Ayed et Oueslati (1988), font état à Ras Engela (Nord de la Tunisie), des déformations qui témoignent d'un régime compressif maintenu depuis le Tyrrhénien jusqu'à l'époque actuelle (Tableau 15). L'analyse de ces

déformations montre d'une part qu'elles sont localement associées à des déformations distensives subméridiennes qui succèdent à la phase de plissement du Quaternaire ancien.

Tableau 15. Synthèse des déformations n	néotectoniques	affectant	le littoral	septentrional	de la
	Tunisie				

	Littoral septentrional de la Tunisie			
	Pléistocène inférieur	Pléistocène moyen	Pléistocène supérieur	
Ben Ayed et al, 1978 R'mel	Compress —— ∥⊪ ant	ion N - S iclinal	Compression N - S — IIII Failles inverses	
Herm et al, 1980			Soulèvement du littoral septentrional de la Tunisie	
Martinez et Paskoff, 1984 Ras le Korane			 Régime extensif σ3: N-S Rejeu en failles inverses — Plissement de grand rayon de courbure axe σ1: N-S 	
Ben Ayed et al, 1988 Ras Engela			Plissement du Quaternaire ancien Déformations distensives subméridiennes	
Dlala, 1991			Compression NW-SE ────────────────────────────────────	
Ben Ayed, 1993	Extension — — Failles normales NE-SW		Compression →⊮ Failles inverses au Tyrrhénien σ1: N-S	

1.2 Le littoral nord – oriental de la Tunisie (Cap Bon)

Dans la péninsule du Cap Bon, les accidents tectoniques ont été actifs depuis l'Oligocène jusqu'au Quaternaire. D'après Ben Ayed *et al.* (1983), ces accidents ont fonctionné essentiellement en failles normales ou en décrochements distensifs pour individualiser les grabens NW – SE à N – S de Grombalia, Korba et Sidi Daoud (Fig. 207). Or, une étude précédente portant sur l'évolution tectonique de la zone qui s'étend depuis le lac de Bizerte à l'Ouest jusqu'au golfe d'Hammamet à l'Est, élaborée par Viguier *et al.* (1980), a mis en évidence une succession de cinq phases tectoniques dont quatre en compression : fini – tortonienne, post – villafranchienne, tyrrhénienne et post-tyrrhénienne et deux en distension : pliocène et « sicilienne ». Pour chacune des phases en compression, les déformations s'opèrent de la même façon et en deux temps:

1/ dans un premier temps, des plis de direction NE – SW se forment.

2/ces plis sont ensuite recoupés par un réseau conjugué de cisaillements dextres E – W et sénestres N – S. Ben Ayed*et al.*(1983) rajoutent que ce réseau de décrochements conjugués provoquent des torsions dans certains plis majeurs et induisent à leur voisinage des déformations plastiques de second ordre. De même, tous les éléments de déformation observés au niveau de la péninsule du Cap Bon, à l'exception des failles normales de direction NE – SW, entrent dans un système de cisaillement de Riedel commandé par les décrochements majeurs dextres de direction voisine E – W. Ces cisaillements E – W et leurs riedels ont été mobilisés lors de la tectonique atlasique et alpine. Certains de ces accidents ont rejoué au cours des périodes néotectoniques (Ben Ayed, 1980). Les auteurs font par ailleurs remarquer que durant les deux temps de formation ensuite de découpage des plis, la contrainte majeure principale garde une même direction NW – SE. Cependant, une étude récente basée sur l'intégration des données de surface, de profils de sismique réflexion 2D et de nouvelles

données détaillées de gravimétrie (Mzali *et al.* 2007) montre que la Tunisie nord-orientale est affectée par d'importantes failles de décrochement, orientées N120, créant des couloirs de décrochement (Tableau 16). Du moins, faut – il préciser qu'au cours de la phase compressive plio-quaternaire inférieur dont la contrainte σ 1 est orientée NW-SE à N-S, les failles N120 ont joué en décrochement dextre inverse. Les failles associées sont remobilisées avec une composante normale pour les directions NW - SE et avec une composante inverse pour les directions E - W et NE - SW. Les plis de différentes directions ont été accentués.



Figure 207. Carte structurale de la péninsule du Cap Bon (d'après Ben Ayed, 1993)

Tableau 16. Synthèse des déformations néotectoniques affectant le littoral oriental du CapBon

	Littoral nord-oriental de la Tunisie			
	Pléistocène inférieur	Pléistocène moyen	Pléistocène supérieur	
Viguier et al, 1980 Du lac de Bizerte jusqu'à l'Ouest du Golfe d'Hammamet	Compression post-tortonienne Plis atlasiques NE-SW Compression post- Merica Compression post-	villafranchienne N et sénestres N-S	Compression tyrrhénienne: σ1: NW - SE — → Décrochements dextres E-W et sénestres N-S	
Hfaied et al, 1985	— ∥ ⊮ Ré	istants		
Ben Ayed et al, 1983 Ain Oktor			Faille sub-verticale N10 à N20; σ1: N - S ───⊯ Décrochement sénestre	
Mzali et al, 2007			Compression σ1: NW-SE à N-S → Réactivation des décrochements N120 Réactivation des failles N120 men décrochement dextre Failles associées au décrochement N120 de direction NW-SE menosante normale Failles associées au décrochement N120 de direction E-W et NE-SW menosante inverse	

1.3 Le littoral oriental (Sahel de Tunisie)

Dans le Sahel tunisien, les périodes de la fin du Miocène – Pliocène inférieur et du Pléistocène inférieur - moyen ont été marquées par des mouvements compressifs succédant à des périodes de distension du Pliocène supérieur. La phase de compression NW – SE, connue comme phase tectonique majeure dans l'ensemble de la Tunisie, est à l'origine des anticlinaux du sahel tunisien (Tableau 17). Ces derniers témoignent d'une tectonique en compression avec un raccourcissement NW - SE à NNW - SSE au cours du Quaternaire et encore actuellement (Kamoun *et al.* 1980).

Toutefois, ce schéma semble beaucoup plus compliqué puisque le Sahel tunisien est affecté par des failles décrochantes, plis et des flexures de direction générale Nord – Sud suivant la côte actuelle tunisienne (Kamoun, 1981).

	Sahel de la Tunisie			
	Pléistocène inférieur	Pléistocène moyen	Pléistocène supérieur	
		Contrainte com	pressive NW-SE	
			—₩ Décrochement sénestre N160 à N-S	
Kamoun et al. (1980)			Tyrrhénien: jeu synsédimentaire	
(Skanès - Khniss)			—— Épaississements rapides des séries	
			Post-Tyrrhénien	
			──₩ Décalage du cordon littoral de Khniss	
			Régime compressif NO-SE	
Sorel et al. (1983)			——⊮ Failles décrochantes sénestres N160	
(Monasur)			─────────────────────────────────────	
	Compression post-villafrancl	hienne σ1: N130 à N140	Phase de relaxation distensive NE-SW	
Amari et Bédir (1989)	─────────────────────────────────────	Décrochements distensifs conjugués N-S sénéstres et E-W dextres		
Chihi (1991)			Compression NW-SE à N-S ————————————————————————————————————	
	»·····	Compression))	
Ben Ayed et al. (1993)	—— _∰ Déforma	ations décrochantes compressives	──₩ Déformations décrochantes distensives: rejeu d'accidents décrochants compressifs ──₩ Grabens de Tunisie centrale et sebkhas du	
			sahel tunisien	
Ghribi (2010)	Compression post-villafranchienne: ⊣∰ p1: N160	»····· Compression	NNE - SSW»	

Tableau 17. Synthèse des déformations néotectoniques affectant le littoral du Sahel tunisien

Kamoun *et al.* (1980) démontrent que les secteurs de Khniss – Skanès (région de Monastir,) et de Hammamet (côte orientale du Cap Bon) sont déformés à la faveur d'un système de failles régionales de direction NNW-SSE qui rejouent en décrochements sénestres pendant le Quaternaire (Tableau 17). Ce dérochement limite à l'Ouest le Tyrrhénien surélevé et déformé du plateau de Monastir. D'autre part, Kamoun *et al.* (1980) décèlent dans la région de Khniss – Skanès plusieurs épisodes de déformation. Le premier, survenu pendant le Tyrrhénien, est un jeu synsédimentaire qui provoque des épaississements rapides de la série de dépôts. Le second s'est manifesté par un jeu postérieur au Tyrrhénien marin qui a décalé l'ensemble du cordon littoral de la grande carrière de Khniss ainsi que les sables rouges post-tyrrhéniens qui le surmontent. Les vases lagunaires à *Cardium*, situées à l'extrémité N – W du drain de Khniss et reposant sur les sables rouges post-tyrrhéniens, semblent à leur tour déformées.

Ben Ayed, (1980) considère que le décrochement subméridien sénestre de Khniss – Skanès appartient à un réseau de décrochements élémentaires (Riedels) qui traduisent des accidents profonds du socle et qui se répercutent dans la couverture sédimentaire.

Sorel *et al.* (1983) attribuent les déformations tectoniques qui ont affecté la région de Monastir depuis le Pléistocène supérieur à des failles décrochantes sénestres de direction N160 (y compris le décrochement sénestre N160 de Khniss-Skanès) et des failles décrochantes dextres N120 – 130 (Tableau 17).

Lors de la compression post-tyrrhénienne, les accidents sub-méridiens de la bordure orientale du graben de Grombalia ont été remobilisés en décrochements sénestres qui semblent relayer vers le Nord le couloir de cisaillement Skanès – Monastir (Kamoun, 1980).

D'après Ben Ayed (1993), l'extension du Pléistocène inférieur n'a pas été mise en évidence dans l'Atlas tunisien et dans le Sahel. Toutefois, un régime tectonique décrochant distensif du Pléistocène supérieur apparaît après les déformations compressives du Quaternaire ancien. Cette tectonique serait responsable des effondrements récents des grabens tunisiens dont certains sont occupés par les sebkhas du Sahel tunisien (Sahline, Kelbia, Moknine, Sidi el Hani). Amari et Bedir (1989) soulignent à cet effet que la formation et l'évolution géodynamique des sebkhas côtières du Sahel de la Tunisie sont la conséquence de la superposition d'une tectonique compressive post-villafranchienne et de mouvements distensifs décrochants d'âge Tyrrhénien. La compression post-villafranchienne dont l'axe de raccourcissement est orienté N – S a remobilisé la couverture néogène du Sahel de la Tunisie en plis de direction NE - SW (Tableau 17).

Une étude récente basée sur l'analyse tectonique de détail et le calcul de paloétenseurs de contraintes a décelé plusieurs évènements anté et post-tyrrhéniens (Ghribi, 2010). Ces évènements se sont succédé du Miocène au Pléistocène supérieur. Un nouveau calendrier néotectonique du Sahel tunisien a donc été établi (Tableau 18).

Age		Kamoun, 1981		Ghribi, 2010		
		Régime de contraintes	Evènements majeurs		Régime de contraintes	Evènements majeurs
Pléistocène	Pléistocène sup. Pléistocène moy. Villafranchien	σ_1 σ_3 + σ_2	+ + +		*** ***	- Sismicité - Variation des altitudes du Tyrrhénien et de la moyenne terrasse à croûte gypseuse - Accentuation du plissement Compression - Basculement
Pliocène		σ ₂ + σ ₁		Extension	•	- Réactivation en inverse des failles Extension - Poursuite de l'effondrement messinien
Miocène	Messinien	* ?	+	Compression	*	- Subsidence du Sahel tunisien Extension - Structuration en horsts et grabens
	Tortonien				**** ***	- Plis NE - SW Compression - Basculement - Réactivation en failles inverses - Subsidence - Structuration en horsts et grabens

Tableau 18. Régime de contraintes et évènements majeurs dans le Sahel tunisien d'après.(Kamoun, 1981et Ghribi, 2010)

1.4 Le littoral méridional

Burollet (1978) établit une chronologie des mouvements tectoniques quaternaires ayant structuré les îles Kerkennah (Tableau 19). Une compression est survenue après la formation de la carapace post-villafranchienne, ondulée en anticlinaux. Elle est suivie par deux autres compressions survenues après le Tyrrhénien (Pléistocène supérieur). La dernière déformation du Pléistocène supérieur est responsable de l'enfoncement des dépôts littoraux quaternaires au-dessous du niveau marin actuel. Par ailleurs, l'ennoyage des îles Kerkennah selon l'auteur, est dû à une subsidence locale correspondant à un mouvement assez général dans le Nord du golfe de Gabès en rapport avec une flexure continentale à très vaste rayon de courbure. L'auteur estime que le bâti de l'archipel des Kerkennah est façonné par un réseau de failles NE - SW et NW - SE dont certaines sont récentes. Delteil et Lamboy, (1979) définissent trois mouvements tectoniques aux îles Kerkennah (Tableau 19): Le premier mouvement est vertical et intervient entre le Villafranchien et le Tyrrhénien. Le second est aussi vertical et se situe après le Tyrrhénien" tandis que le troisième mouvement s'est manifesté par une ondulation anticlinale d'axe E-W, responsable du plissement du Pléistocène supérieur en un anticlinal de direction E-W. En conséquence, la submersion locale des ruines romaines de Circina est due à des mouvements récents postérieurs au Tyrrhénien.

Par ailleurs, il est important de souligner que certaines formations quaternaires, définies sur le littoral du Cap Bon et du Sahel, sont absentes sur le littoral méridional de la Tunisie. Ainsi, Paskoff et Sanlaville, 1980 expliquent l'absence des formations Réjiche et Chebba, à l'approche de Bhiret el Bibane, par une subsidence du golfe de Gabès qui se serait poursuivie au Quaternaire récent, tandis que le Nord du pays a été soulevé au cours de cette époque.

D'autre part, il a été démontré qu'au niveau de la région des chotts (Tunisie méridionale), il existe plusieurs dépocentres qui traduisent des zones locales de grandes dépressions synclinales, d'une compression miocène à pléistocène inférieur associée à l'orogenèse atlasique (Swezey, 1996). Cette compression est à l'origine d'anticlinaux et synclinaux d'axe E - W et de failles de décrochements dextres NW - SE qui ont morcelé la région en de nombreux blocs structuraux à différents taux de subsidence (Tableau 19). La subsidence quaternaire du sillon des Chotts est, par ailleurs, provoquée par une extension locale, reliée aux différents mouvements le long des failles de décrochement.

Enfin, des travaux plus récents de Bouaziz *et al.* (2003) considèrent que les failles les plus remarquables du SE tunisien sont des décrochements conjugués N - S dextres et NE - SW sénestres ainsi que des failles inverses d'orientation E - W.

La direction de la compression, en moyenne N020, est compatible avec les jeux de failles inverses et en décrochements.

Tableau 19. Synthèse des déformations néotectoniques affectant le littoral méridional de laTunisie

	Sud de la Tunisie			
	Pléistocène inférieur	Pléistocène moyen	Pléistocène supérieur	
Burollet (1978) Iles Kerkennah	Compre ── ₩ Pli po	ssion ssement de la carapace st-villafranchienne	Compression post-eutyrrhénienne Compression post-néotyrrhénienne Flexure continentale à très vaste rayon de courbure au Nord du golfe de Gabès Ennoyage des îles Kerkennah	
Delteil et Lamboy (1978) Ile Chergui, Kerkennah		Mouvement vertical	Mouvement vertical eutyrrhénien Mouvement tectonique — # anticlinal néotyrrhénien E-W	
Paskoff et Sanlaville (1980) Bhiret et Bibane			Subsidence du golfe de Gabès Absence des formations Réjiche et Chebba à Bhiret le Bibane	
Chihi (1991)			Déformation compressive —⊯ Failles inverses, plis et décrochements	
Swezey (1996) Région des chotts	Compression — # Zones locales de grande dépression dans les chotts — # Anticlinaux et synclinaux E-W — # Décrochements dextres NW-SE		Extension locale — I Subsidence quaternaire du sillon des chotts	
Bouaziz et al (2002) Domaine pélagien	Compression NW-SE à NNW-SSE Réactivation des plis et failles décrochantes Tilting de la croûte villafranchienne	Directions mineures de c failles conjuguées invers ──₩ Déplacements laté normales relayées	mineures de compression: décrochements ou njuguées inverses placements latéraux le long des failles héritées males relayées à une extension NE-SW	
Bouaziz et al (2003)	Compression NW-SE post- villafranchienne N045 Rejeux normaux de failles NW-SE Effondrement du domaine de la Jeffara et escarpements de Djerba et du Jorf		Compression tyrrhénienne N20°E Mouvements verticaux sans grand impact: décrochements conjugués N-S dextres et NE-SW sénestres + failles inverses E-W	

En termes de paléocontraintes, deux régimes ont été caractérisés :

1/ une compression N020° affectant le Tyrrhénien

2/ une extension généralisée N045 affectant le Villafranchien. Celle-ci est à l'origine de rejeux normaux des failles NW-SE reliées à l'effondrement saccadé et répété du domaine de la Jeffara et des escarpements de l'île de Djerba et du Jorf, et à la submersion des dépôts tyrrhéniens dans le canal de Boughrara.

Les auteurs confirment en outre la présence de décrochements compressifs posttyrrhéniens à axe σ 1 N020 qui affectent les dépôts de l'unité supérieure carbonatée. Cependant, les mouvements verticaux induits par ces déformations n'ont pas un impact remarquable sur la variation d'altitude des dépôts tyrrhéniens. Compte tenu des altitudes des dépôts tyrrhéniens qui sont de 5 m en moyenne par rapport au niveau actuel de la mer, le Sud-Est tunisien est considéré stable depuis au moins 130 ka (Bouaziz *et al.* 2003).

2. Travaux antérieurs sur les déformations tectoniques pléistocènes des côtes de la Méditerranée

Au pourtour du bassin méditerranéen, les évènements compressifs et distensifs semblent être liés à des mouvements de rotation et de soulèvement de blocs faillés qui structurent les bassins oriental et occidental de la Méditerranée, comme c'est le cas en mer Egée dans le bassin oriental de la Méditerranée et au niveau de l'arc calabrien en Méditerranée centrale.

Jackson *et al.* (1982) présentent une nouvelle alternative concernant la néotectonique de la mer Egée en Méditerranée orientale. Ils démontrent que la présence de failles inverses affectant largement les affleurements néogènes ont conduit à penser que la phase d'extension régionale qui a débuté au Pliocène a été interrompue par de courtes périodes de compression. D'autre part, des études effectuées par ces auteurs sur les déformations tectoniques en Egée centrale, associées à des séismes récents, suggèrent que des analyses tectoniques typiquement effectuées sur de petites failles en surface reflètent vraisemblablement la déformation interne de blocs limités par des structures faillées majeures et ne peuvent donc pas constituer un indicateur fiable des caractéristiques de la contrainte régionale.

En 1995, Mantovani *et al.* se penchent sur l'étude du bassin tyrrhénien et ses environs dans un contexte de convergence entre l'Afrique et l'Eurasie. Ils démontrent que les épisodes extensifs qui ont formé le bassin tyrrhénien sont liés aux divergences de blocs locaux durant une phase régie par un régime compressif dominant. Au niveau de l'arc tyrrhénien, la compression pléistocène est de direction subméridienne (NNE-SSW). Cet évènement a entraîné des déplacements latéraux de failles orientées N120 qui ont provoqué, à leur tour, des rotations et des soulèvements à travers des mouvements conjugués de blocs faillés (Aifa *et al.* 1988).

En Méditerranée centrale, au niveau de l'arc calabrien, des rotations de blocs à grande échelle, sont survenues entre 1 Ma et 700 ka (Van Dijk et Sheepers, 1995). Elles sont associées à une tectonique compressive dans les régions qui entourent l'arc calabrien.

En 1992, Dubar *et al.* proposent une analyse de la tectonique qualitative et de la sédimentation côtière quaternaire en bordure de l'arc subalpin de Nice. Cette analyse a montré que l'arc subalpin est en compression alors que son avant-pays est en distension. Cela se traduit par des terrasses côtières, présentant un fort étagement à l'Est, commandé par la surrection de l'arc tandis qu'à l'Ouest il y a emboîtement sous le contrôle de la subsidence. D'après ces auteurs, cette tectonique différentielle s'exprime au niveau des séquences sédimentaires et intervient directement sur les processus sédimentaires en domaine subsident où elle interfère avec l'eustatisme. Le régime distensif de l'avant-pays provençal n'induit aucune déformation sensible de la morphologie côtière. Sur ce littoral stable, l'emboîtement des terrasses est commandé par les mouvements eustatiques en particulier le taux d'accrétion côtière lors des phases de remontée rapide du niveau de la mer au début des interglaciaires.

En 1992, Béthoux *et al.* étudient les mécanismes au foyer dans la mer Ligure en Méditerranée occidentale. Il s'avère que les mécanismes calculés dans le domaine marin sont

tous soit en compression soit en transpression. Sur la côte, les mécanismes obtenus sont en transtension. Toutes les solutions obtenues, même pour les évènements de faible amplitude, sont cohérentes : elles correspondent à des mouvements dextres le long de structures N120 tel que le linéament Saorge-Taffia. Les axes de compression obtenus à la côte sont le plus souvent N - S alors que les mécanismes calculés par les séismes du bassin océanique sont orientés E - W.

En 1997, Chiocci *et al.* soulignent une grande variété de figures de déformation et d'érosion, qui affectent les dépôts du Pléistocène moyen à supérieur des marges occidentales de la Méditerranée. Elles sont dues à des fluctuations du niveau marin quaternaire, plus plausibles que les mouvements tectoniques régionaux (du moins au niveau des marges occidentales de la Méditerranée). D'après ces auteurs, la tectonique ne modifie pas la direction de déplacement de la ligne de côte au sein de chaque cycle glacio-eustatique mais altère les variations à long terme du niveau marin à une échelle de temps multi-cycles. Etant donné que le niveau marin fluctue dans la même tranche de profondeur, seule la subsidence permet la préservation des dépôts au-dessous du profil d'érosion formé par chaque cycle de baisse ou de remontée du niveau marin.

En 1997, Estrada *et al.* soulignent que l'histoire tectonique plio-quaternaire du Nord-Est de la mer d'Alboran est marquée par un changement d'un régime en extension à un régime en compression après le Pliocène inférieur. La phase tectonique extensive a été active au Plicoène inférieur. Elle a affecté les structures principales qui ont été héritées depuis le Miocène et qui montrent des directions prédominantes NE-SW et NW-SE. La phase compressive est survenue durant le Pliocène supérieur et le Quaternaire, essentiellement active durant le Pliocène supérieur (déformations synsédimentaires plus fréquentes et plus intenses). L'analyse géohistorique révèle que la tendance évolutive vers la subsidence a été diminuée durant le Plio-Quaternaire.

En 1997, Alouane publie les résultats d'une étude lithostratigraphique et néotectonique du Quaternaire marin du Cap Achakar au croisement de la méditerranée et de l'océan atlantique (Tanger, Maroc). Suite à cette étude, l'auteur démontre que le contrôle structural quaternaire de ce secteur côtier a pour conséquence l'individualisation de deux zones morphostructurales : une zone en soulèvement (Cap Spartel) où dominent des phénomènes d'ablation et d'étagement de plateformes d'érosion marines ; une zone subsidente centrée sur Cap Achakar où se superposent des formations marines quaternaires. L'identification de ces zones structurales est le témoin de l'existence, au Quaternaire, de secteurs à mouvements différentiels par rapport au soulèvement général de la péninsule de Tanger.

En 2000, Morel *et al.* publient les résultats d'une étude des déformations néogènes et quaternaires de la bordure Nord du haut Atlas (Maroc). Ils rapportent que la tectogenèse atlasique, qui reprend des structures distensives précoces, est synchrone du dépôt des formations néogènes et quaternaires. Celles-ci sont caractérisées par des discordances progressives le long des principaux accidents actifs. Les différents blocs du socle et la couverture qui les surmonte sont déformés par le rejeu d'accidents en chevauchements ou en décrochements. Le raccourcissement du socle détermine le décollement généralisé d'abord par un raccourcissement N150 \pm 70° au Néogène puis N-S au Quaternaire.

En 2003, Marín *et al.* étudient l'évolution des failles de Campo Dalias, zone intermédiaire entre Almerià et Malaga, au Sud-Est de l'Espagne. Il s'agit d'une zone intermédiaire entre les

cordillères bétiques orientales caractérisées par une tectonique de décrochement et les cordillères centrales qui montrent principalement de grandes failles normales. A la carrière de Matagorda, l'orientation des affleurements du Tortonien - Pléistocène moyen indiquent une compression NNW-SSE et une extension WSW-ENE. Dans cette région, ces contraintes en activité jusqu'au Pléistocène moyen donnent naissance à des diaclases hybrides et en extension, des failles inverses synsédimentaires et des plis orientés ENE-WSW.

3. Caractérisation des déformations tectoniques pré-tyrrhéniennes en Tunisie

3.1 Introduction

Vu la complexité des mouvements tectoniques, la difficulté de leur interprétation et du rôle des accidents et structures préexistants dans la dominance d'un régime tectonique par rapport à un autre, il existe aujourd'hui plusieurs méthodes de traitement numérique qui permettent de déterminer et de calculer les états de contraintes. Elles sont fondées sur l'utilisation des mesures de plans de failles et de stries. Parmi ces méthodes, on cite celles des dièdres droits (Angelier et Mechler, 1977) et la méthode numérique d'inversion directe ou INVD d'Angelier (1989, 1994). Celle-ci a été adoptée dans le présent travail. Elle correspond à un ensemble de programmes permettant de traiter un nombre important de données de tectonique cassante (orientation de failles et de stries, joints, fentes de tension, stylolithes). Ecrits en Fortran, ces programmes commandent le tri et le report graphique des données ainsi que l'application de diverses opérations (rotation, détermination de barycentres, axes de géométrie, analyse statistique, distributions régionales des orientations, etc.).

Le principe de la méthode INVD se résume comme suit : un système de contraintes qui aboutit à une déformation cassante s'exprime par un tenseur de contraintes. Celui-ci est déterminé par le calcul numérique de quatre variables ou inconnues (notion de tenseur réduit) qui décrivent la direction des trois axes de contraintes qui sont à l'origine de la déformation et le rapport $\varphi = (\sigma 2 - \sigma 3)/(\sigma 1 - \sigma 3)$ qui reflète la forme de l'ellipsoïde de contraintes. La détermination de ces variables se fait sur le terrain par au moins quatre mesures de faille indépendantes.

Les procédés de calcul numérique se fondent sur la recherche du tenseur moyen de contraintes afin de localiser les directions principales de contraintes et de calculer le rapport φ entre les différences des valeurs de ces contraintes (Angelier 1989, 1991 in Bouaziz, 1995).

3.2 Le Sahel (côte orientale de la Tunisie)

A. Structure générale

Occupant une position d'avant-pays de la chaîne atlasique, le Sahel tunisien est une plateforme basse largement ouverte vers la mer, qui s'étend depuis Hergla, au Nord de Sousse jusqu'au village de Chebba, au Sud de la ville de Mahdia. Il présente un héritage géomorphologique modelé en glacis, terrasses et croûtes calcaires et gypseuses qui reposent sur le substratum mio-pliocène (Fig. 208).



Figure 208. Carte géologique du Sahel tunisien (Ghribi, 2010)

L'arrière pays de la côte sahélienne présente une topographie basse et peu accidentée, formée de collines, éléments les plus apparents dans le paysage, de plateaux et de plaines. Les plaines s'appuient aux collines et plateaux et s'étendent en pente douce en direction de la côte. Du point de vue structural, elles correspondent à une succession de vastes zones effondrées, occupées en grande partie par les sebkhas actuelles. Ces zones effondrées, sont souvent limitées par un système de failles majeures qui les structurent en grabens. Elles sont séparées les unes des autres par des structures anticlinales orientées NE-SW à grand rayon de courbure (Fig. 209). Celles-ci forment les collines du Sahel tunisien et dépassent rarement 200 m d'altitude. Elles sont souvent affectées par le développement de croûtes et encroûtements calcaires quaternaires.



Figure 209. Carte structurale du sahel Tunisien (d'après Bédir (1986) et Ghribi (2010), modifiée)

B. Caractérisation de la déformation tectonique

B.1. Au Miocène

a. Au Tortonien

Les dépôts tortoniens de Monastir sont représentés par la formation Saouaf. Celle-ci affleure largement dans la structure de Zéramdine et n'apparaît que très localement sur le talus septentrional de sebkha de Moknine et dans les carrières d'argiles de Ksour Essaf. Les nombreux forages pétroliers effectués dans la région de Monastir indiquent que l'épaisseur de cette formation dépasse 1100 m à Zéramdine.

La formation Saouaf est constituée de sables et d'argiles ou marnes parfois gypseuses et contient un niveau repère à lignite. Elle est caractérisée par une variation verticale et rapide des faciès (Fig. 210).



Figure 210. Affleurement de la formation Saouaf dans la falaise de Skanès (Monastir)

D'après la cartographie géologique au 1/50 000 des feuilles de Jemmal et de Kerker, les dépôts tortoniens de la formation Saouaf se subdivisent en trois ensembles lithologiques:

- un ensemble basal épais de 450 m, constitué d'une série d'argiles gypseuses vertes, grises parfois violacées avec quelques passées sableuses. Cet ensemble renferme de nombreuses couches lignitifères ;

- un ensemble médian de 375 m d'épaisseur formé par des séquences sableuses à stratifications entrecroisées. Il s'agit de dépôts fluviatiles appelés «Sables de Zéramdine ». Ils peuvent renfermer des boules d'argiles vertes et grises. Cet ensemble forme une bande étroite orientée NE-SW à l'Est de Zéramdine (Fig. 209) ;

- un ensemble sommital de 275 m d'épaisseur formé par une alternance d'argiles grises et de couches sableuses qui renferment des accumulations d'*Huîtres* et de *Pectens*. Cet ensemble supérieur est bien exposé essentiellement au Sud-Ouest de Zéramdine ;

a.1. Structure générale

La coupe de la falaise de Skanès à l'Ouest de la ville de Monastir, met au jour les affleurements argilo-sableux d'âge tortonien de la formation Saouaf. Ces dépôts forment une structure plissée de direction NE-SW, basculée de 25° à 30° vers l'Est et de 15° à 30° vers le Sud - Ouest. L'ensemble basculé de la formation Saouaf est surmonté, en discordance angulaire, par les dépôts conglomératiques à Strombes du Pléistocène supérieur (Fig. 211).



Figure 211. Discordance angulaire (trait - tireté noir) entre la formation Saouaf et le Tyrrhénien dans la coupe de la falaise de Skanès

a.2. Analyse tectonique

L'analyse de la fracturation par la méthode d'Inversion Directe d'Angelier (1984) suggère les états de contraintes suivants (Fig. 212) :

- une extension NE-SW indiquée par une population de failles normales conjuguées de direction N110-N130. Ces failles sont à l'origine de micrograbens orientés NW-SE dans la formation Saouaf et sont structurées en marches d'escalier. Ghribi (2010) indique que le jeu normal de ces failles est clairement antérieur au basculement de la formation Saouaf

- une compression NW-SE réactive les populations de failles normales de direction N110-130 antérieures aux failles inverses (Fig. 212, photo C) et crée des failles inverses néoformées (Fig. 212, photos A et D).



Figure 212. Extension NE-SW liée à des failles normales N110 – 130 affectant la formation Saouaf et reprise en failles inverses des failles normales N110 – 130 (photos C et D)

La reconstitution des états de paléocontraintes au Tortonien dans le Sahel tunisien, Révèle donc une distension NE-SW qui a donné naissance à des populations de failles normales de direction N110-130. Cette phase s'inscrit dans un régime distensif qui a caractérisé le Miocène supérieur depuis le Serravalien. Ce mouvement a entraîné dans l'ensemble du Sahel tunisien une subsidence importante à l'origine des puissantes séries argilo-sableuses de la formation Saouaf.

A Skanes et Zéramdine, les failles normales NW-SE ont été reprises en failles inverses par un régime compressif dont la contrainte principale est orientée NW-SE (Ghribi, 2010).

Cette compression a entraîné le basculement de la série tortonienne dans la falaise de Skanes (25 à 30°E) et les carrières de Zéramdine (40 à 83°). La compression tortonienne est attribuée à la « phase atlasique » ou « phase tortonienne » (Ben Ayed et al. 1979 ; Kamoun, 1981). Cet évènement paroxysmal est à l'origine de l'ébauche des principaux anticlinaux de la région du Sahel tunisien (Kamoun, 1981).

b. Au Messinien

• Messinien inférieur marin

Le Messinien marin de la côte sahélienne constitue l'équivalent de la formation Beni Khiar, reconnue dans le Cap Bon. Les affleurements sont limités à une bande côtière large d'environ 15 à 20 km. Leur épaisseur ne dépasse pas quelques dizaines de mètres. Elle est de l'ordre de 50 m sur les versants des collines de Ksour Essaf et 30 m sur la bordure septentrionale de la sebkha de Moknine (Brahim, 2001).

Le Messinien marin affleure souvent selon des alignements bien individualisés tels que les collines de Ksour Essaf, les collines de Sidi Alouane, les bordures orientale et occidentale de la sebkha de Moknine. Il est localement taillé en falaise au Nord de sebkha Dimasse à Mahdia. Il se présente sous les faciès suivants (Fig. 213) :

- un grès calcaire de couleur jaune ou beige très bioclastique ;
- un calcaire gréseux de couleur beige ou jaune à faciès oolithique (Kamoun, 1981) ;

Ces deux faciès existent à Teboulba, Bekalte et Chebba. Ils se superposent à Ksour Essaf en bancs métriques pour donner aux dépôts messiniens un aspect tabulaire (Brahim, 2001).



Figure 213. Affleurement du Pliocène marin sur le Messinien marin à Ksour Essef en discordance de ravinement

• Messinien supérieur continental

La formation Ségui d'âge messinien supérieur forme l'ossature des reliefs de Bir Ali Ben Khalifa, d'Agareb et de Chebket En Nouiguis et affleure au niveau des berges des principaux oueds (oueds Agareb, Chaffar et Ouadrane) (Fig. 212). Elle affleure aussi sur les flancs Sud et Est de la structure anticlinale de Zéramdine, sur le flanc occidental de l'anticlinal de

Bodeur et sur le flanc occidental de la structure anticlinale de Kerker, profondément raviné par l'oued Melamès et ses affluents.

D'origine continentale, la formation Segui est azoïque. Elle est constituée par des alternances d'argiles rouges, jaunes ou brunes, à lamelles de gypse et sables fins et de limons argileux jaunes. Cette formation se développe à l'intérieur des terres où elle peut atteindre des centaines de mètres d'épaisseur. Sur le flanc Sud-Ouest de l'anticlinal de Zéramdine, les couches de la formation Segui sont fortement redressées (Brahim, 2001).

b.1. Structure générale

Les dépôts marins de la formation Béni Khiar sont affectés par un pendage compris entre 5° à Ksour Essaf et 25° à Bodeur et Jemmel (Brahim, 2001). Ils reposent souvent en légère discordance sur la formation Saouaf à Bodeur et au Nord-Est de Jemmal.

Les dépôts continentaux de la formation Ségui, bien visibles dans la carrière de Bourjine, sont basculés de 15° vers l'Est. Ils sont surmontés en discordance par les limons brun rouges encroûtés du Villafranchien.

b.2. Analyse tectonique

La tectonique messinienne est marquée par une extension NE-SW à caractère synsédimentaire. Cette extension est contemporaine de la subsidence du Sahel tunisien à l'époque messinienne. Elle a favorisé l'accumulation, sur de grandes épaisseurs, des dépôts continentaux de la formation Segui.

B.2. Au Pliocène

a. Les affleurements

La série du Pliocène marin de La Marina de Monastir (Sidi Ghedamsi) correspond à un calcaire gréseux riche en *Ostréidés*, lamellibranches et Bryozoaires de la formation Porto Farina. Ces niveaux bioclastiques, à caractère transgressif, s'alternent avec des sables quartzeux jaunes (Fig. 214). Vers le sommet de la série, les niveaux gréso-carbonatés bioclastiques sont affectés par des bioturbations radiculaires, qui constituent des indices d'émersion.

b. Structure générale

Au niveau du marabout de Sidi Mansour, les dépôts du Pliocène marin taillés en falaise, sont basculés de 25° vers l'Est, suivant une direction N030 (Fig. 214 ; Fig. 215). Les dépôts calcarénitiques pléistocènes les surmontent en discordance (Ghribi, 2010).



Figure 215. A. Affleurement du Pliocène marin dans la falaise de Monastir. **B.** Affleurement du Pliocène marin dans l'île de Ghedamsi (La Marina de Monastir). Remarquer la discordance angulaire entre le Tyrrhénien (MIS 5 au sens large) et le Pliocène marin

c. Analyse tectonique

L'analyse tectonique de la fracturation du Pliocène marin a été effectuée dans le site de La Marina de Monastir, au niveau de l'îlot de Ghedamsi, et au niveau du marabout Sidi Mansour. Le traitement numérique des données tectoniques de l'îlot de Sidi Ghedamsi (La Marina) indique (Fig. 216) :

- une population de failles normales syn-sédimentaires orientées N145 – N150 (Fig. 216; b). Ces failles sont scellées par les dépôts gréseux calcaires du Pléistocène. L'axe de contrainte σ 3 est orienté N050. Ces failles sont responsables de la variation d'épaisseurs et de la structuration en horsts et grabens des dépôts marins du Pliocène (Ghribi, 2010) ;

- Une population de failles inverses orientées N060 – N085 sont engendrées par une compression σ 1 orientée N160 – N180. De même, l'analyse tectonique au niveau du marabout de Sidi Mansour montre des populations de failles normales E-W engendrées par une distension subméridienne (Fig. 216 ; a) ;

- Une population de failles normales E - W liée à une extension N - S (Fig 216; c);



Figure 216. Reconstitution des états de paléocontraintes au Pliocène (Falaise de Skanès-Monastir)

La distension observée dans les dépôts du Pliocène marin de Monastir s'inscrit dans le cadre d'un régime distensif NE-SW (Fig. 217 C) continu depuis le Messinien, et responsable de l'accumulation des sédiments de la formation Ségui à l'intérieur des terres et des formations Beni Khiar et Porto Farina au niveau de la bande côtière. Le basculement des couches du Pliocène marin (Fig. 217 A) au niveau du marabout Sidi Mansour est provoqué par une compression NW-SE (Fig. 217 B) survenue postérieurement au régime distensif du

Pliocène. Ghribi (2010) attribue cet épisode compressif à la phase compressive postvillafrachhienne. L'extension N - S y serait postérieure.



Figure 217. A. Structure monoclinale du Pliocène marin de Monastir. B. Faille inverse N60 – 80 liée à une compression subméridienne (N142 – N160) C. Faille normale synsédimentaire N145 – 150 liée à une extension NE-SW

B.3. Au Pléistocène inférieur (Villafranchien)

B.3.1. Au Sahel

a.Les affleurements

Les encroûtements du Pléistocène inférieur à moyen du Sahel tunisien sont formés d'argiles et de sables rouges à concrétions carbonatées. L'ensemble est coiffé par une croûte calcaire feuilletée. Bou Jarra et Gammar (1993) identifient deux générations de croûtes calcaires, attribuées respectivement à la transition Pléistocène inférieur - moyen et au Pléistocène moyen.

Aux environs de Sidi Bou Ali et de Hergla, le Pléistocène inférieur continental (Villafranchien) forme le substratum. Il est représenté par des sables limoneux rouges riches

en dragées de quartz et en nodules et pédotubules carbonatés. Ils sont surmontés par une dalle calcaire compacte parfois tapissée d'une croûte zonaire.

b.Analyse tectonique

Au cours du Pléistocène inférieur (Villafranchien), les anticlinaux plurikilométriques (Bodeur, Zéramdine, Chorbane, Bouthadi, Bir Ali Ben Khalifa - Agareb et Mahrès) (Fig. 209) esquissés lors de la phase compressive fini-tortonienne, ont été accentués suivant la même direction NW-SE postérieurement au Villafranchien.

La phase post-villafranchienne se caractérise par des plis de direction NE - SW à E - W qui sont associés à des décrochements compressifs Est – Ouest. La compression post-villafranchienne dont l'axe de raccourcissement est dirigé N130-140, associée à des failles compressives décrochantes dextres, crée les structures anticlinales de Monastir, Bodeur-Zéramdine, Sahline, Bir Taïeb (Fig. 209) et la gouttière synclinale sigmoïde de Jemmal (Amari et Bedir, 1989).

3.3. Sud-Est

A. Mio-Pliocène

L'épaisseur de la séquence Oligocène – Miocène, plus de 600 m, ainsi que les variations d'épaisseur et de faciès indiquent que durant la période mio - pliocène, des bassins subsidents se sont développés dans toute la Tunisie (Bouaziz *et al.* 2002). Dans le Sud, le même jeu d'extension NE-SW est associé à la subsidence miocène du bassin de la Jeffara. Toutefois, la phase majeure du Miocène supérieur demeure associée à la compression régionale de direction NW-SE qui a engendré à la fois des plis NE-SW et E-W dans le domaine atlasique plissé. Des indices de failles normales N120 – N160, confirment, par ailleurs, la persistance du régime extensif NE-SW signalé dans les dépôts mio-pliocènes, ce qui suggère le jeu répété et saccadé des failles normales N120 à N160 (Bouaziz, 1995). Celles-ci limitent le domaine du Dhahar émergé depuis la fin du Crétacé.

Les grabens développés dans la plaine côtière de la Jeffara, sont caractérisés par des systèmes de failles normales syndépositionnelles de direction N130 à N140. Ces failles sont aussi contemporaines des grabens mio-pliocènes d'axe NW-SE qui se sont développés en mer pélagienne en réponse à une extension régionale d'axe NE-SW.

Le régime d'extension semble être un évènement permanent dans les domaines de la Jeffara et du Golfe de Gabès où le système de failles normales NE-SW à NNW-SSE a contrôlé la subsidence durant le Miocène et le Pliocène.

B. Post-Villafranchien

La plaine de la Jeffara est recouverte par des croûtes calcaires attribuées au faciès «villafranchien ». Celles-ci sont plissées suivant une direction NE–SW ou ESE–WNW et découpées par des failles orientées principalement NW–SE à NNW–SSE et secondairement NE–SW et E–W. Elles limitent les escarpements de l'île de Jerba et les dépressions côtières telles que Bahiret Boughrara, Bahiret el Bibane et Sebkhet el Melah (Fig. 96, chap. II), et s'alignent en bandes parallèles, à faible rejet (Bouaziz *et al.* 2003). L'analyse tectonique de la croûte « villafranchienne » indique deux compressions N155 et N020 donnant naissance à des

plis d'axe N100 et N048 et deux réseaux de décrochements conjugués respectivement N170 à N010 et N040 à N060 (Bouaziz, 1995).

4. Caractérisation des déformations tectoniques post-tyrrhéniennes (post MIS 9 et MIS7)

4.1. Le littoral du Sahel tunisien

A. Hergla

a.Affleurements

A Hergla, la côte est marquée par une falaise haute de 2 à 15 m d'altitude et longue de 7 km, qui s'étend du Nord au Sud du village de Hergla. Cette falaise est taillée dans des formations gréseuses à gréso-carbonatées tyrrhéniennes (MIS 5), dunaires et sablo-limoneuses villafranchiennes. Les formations marines correspondent à des épisodes transgressifs corrélatifs de périodes interglaciaires de haut niveau marin (Fig.218). Elles sont souvent intercalées par des dépôts lagunaires, mis en place lors de la baisse du niveau marin. Des dépôts continentaux limono-sableux et dunaires corrélatifs de périodes glaciaires de bas niveau marin surmontent, par ailleurs, l'ensemble des unités marines et lagunaires (voir chapitre IV).

b.Structure générale

La région de Hergla est séparée des autres régions du Sahel, et en particulier de celle de Monastir, par les affleurements villafranchiens occupant toute la région de Sousse (Mahmoudi, 1986). Le Quaternaire marin y affleure tout au long de la côte dans des falaises hautes de quelques mètres et culminant sous la colline du village jusqu'à + 10 m d'altitude (Fig. 32, chap. II).



Figure 218. Discordance des dépôts conglomératiques pléistocènes (unité UMR MIS 5.3/5.1) sur les dépôts continentaux attribués au Villafranchien

Ces affleurements quaternaires sont limités à l'Est par la mer et à l'Ouest, soit par la bordure orientale de la sebkha Halk el Menjel, soit par les affleurements villafranchiens de la colline de Hergla. Dans cette région, le substratum est formé par la partie supérieure de la série continentale villafranchienne (Fig. 218). La discordance du Tyrrhénien sur le Villafranchien est représentée par un ravinement profond de 8 m, jalonné par de gros blocs métriques anguleux arrachés à la croûte calcaire qui forme une carapace sur la série villafranchienne (Mahmoudi, 1986).

c.Analyse tectonique

Seuls les joints ont été repérés dans les dépôts de l'unité UMR (MIS5.3/5.1) de Hergla. L'étude des joints requiert une importance capitale dans la mesure où les traces de déformations tectoniques, telles que les failles et les décrochements, sont absentes dans les affleurements. L'analyse tectonique de ces éléments à Hergla indique deux familles dominantes de joints verticaux conjugués N160 – 170 et N70 – 80 associés à un décrochement dont l'axe σ 1 est orienté N015 – 020 (Fig. 219).



Figure 219. Joints de cisaillements décrochants conjugués formant un nœud tectonique en compression (d'après Ghribi, 2010)

B. Région de Monastir

B.1. Site de Khniss

a.Affleurement

La carrière abandonnée de Khniss, située à 7 Km au Sud de la ville de Monastir (Fig. 59, chap. II), a exploité les dépôts littoraux du Pléistocène supérieur s'étendant sur plus de 5 km de longueur et 1 km de largeur. Ces affleurements montrent deux fronts de taille Est et Ouest qui présentent des fractures plus ou moins régulières dans les dépôts marins du MIS 5.3/5.1, sus-jacents au dépôt lagunaire de l'unité UMK2 du MIS 6/5. Le front oriental montre essentiellement des joints de cisaillement normal. Par contre, l'unité UMR qui affleure sur l'autre front (Fig. 61, chap. II) est affectée par une fracturation prédominante de direction N150 - N160 (Fig. 220) (Ghribi, 2010).

b.Structure générale

La presqu'île de Monastir constitue un vaste plateau qui s'incline doucement vers l'Est. Ce même plateau est tronqué en bordure de la mer par une falaise de 5 à 13 m de hauteur. Celleci est formée par les séries calcarénitiques du Pliocène marin. La sebkha Sahline (appelée aussi sebkha de Monastir), affaissée, limite la presqu'île de Monastir vers l'Ouest.



Figure 220. Joints de cisaillement normal dans l'unité UMR de la grande carrière de Khniss (d'après Ghribi, 2010)

c. Analyse tectonique

La faille décrochante senestre de direction NNW-SSE de Skanès-Monastir est considérée comme l'une des plus importantes déformations tectoniques des dépôts pléistocènes du Sahel tunisien (Kamoun, 1981). Cette faille affaisse la sebkha de Sahline et tend à soulever le plateau de Monastir. Elle décale aussi le cordon de l'unité Réjiche (Paskoff et Sanlaville, 1983) de 500 m selon un jeu décrochant senestre (Kamoun *et al.* 1980). Ces auteurs affirment le jeu en décrochement compressif senestre de cette faille suite à l'observation d'un décalage affectant une mosaïque romaine dans la région. Un accident tardif orienté NE-SW reconnu à l'O. Tefla (Fig. 221) flexure le plateau de Monastir. De ce fait, celui-ci constitue le seul endroit en Tunisie littorale où les dépôts marins subtidaux à coraux et Strombes in situ affleurent au-dessus du niveau marin actuel.



Figure 221. Reconstitution des états de paléo contraintes dans les dépôts marins et dunaires de l'unité marine Réjiche 1 à Khniss

L'analyse de la fracturation qui affecte l'unité marine UMR (unité marine de Réjiche) suggère une extension à axe σ 3 N - S qui a engendré des failles normales E-W (Fig. 221). Cette extension a été associée au jeu décrochant senestre de la faille de Khniss (Ghribi et Bouaziz, 2010). En outre, les travaux élaborés par Ghribi, 2010 sur la carrière de Khniss montrent une reprise du décrochement senestre N160 post-tyrrhénien (MIS 5) par le jeu de failles normales.

B.2. Site de Ksiba El Mediouni

a.Affleurements

La base du cordon tyrrhénien est formée par des lits de sables moyens et de sables grossiers quartzeux à fragments de coquilles marines à *Cardium*. En direction de la partie externe du cordon, le dépôt marin (unité UMR ; MIS5.3/5.1) s'enrichit en débris bioclatiques et le cortège faunique se marque par l'apparition de *Strombus bubonius* associés à un conglomérat remaniant des galets de croûte calcaire et des blocs de grès oolithique tyrrhénien (Brahim, 2001).

Un terme dunaire de 15 m d'épaisseur (unité UCR ; MIS 4) repose directement sur un dépôt continental sablo-limoneux à concrétions calcaires. Le taux de carbonate de calcium dans ce dépôt dunaire (proche de 80 %) ; (Brahim, 2001) rappelle celui des dunes de Réjiche et Ashraf datant du MIS 4 (voir chapitre III).

b.Analyse tectonique

Le traitement numérique des données tectoniques relevées sur les dépôts dunaires de Ksiba el Mediouni révèle deux populations de failles normales très peu cohérentes (Fig. 222) :

- une population de failles orientées N120 suggère une extension à axe σ 3 de direction proche d'E-W.

- une population de failles normales conjuguées de direction N070 et N020 pouvant être liées à un régime extensif subméridien.



Figure 222. Reconstitution des états de paléo contraintes dans les dépôts dunaires de l'unité Réjiche à Ksiba el Mediouni (Région de Monastir)

C. Région de Mahdia

Les carrières de Réjiche et de Douira mettent au jour deux générations de cordons fossiles caractéristiques du littoral du Sahel tunisien. Ces cordons constituent une entité géomorphologique remarquable dans le paysage de Réjiche et Douira avec une altitude qui varie entre 15 et 12 m respectivement. Ceux-ci séparent le littoral de la plaine alluviale du Sahel de Mahdia vers l'Ouest. La surface topographique s'incline doucement en direction du large.

C.1. Région de Réjiche

a.Affleurements

La carrière de Réjiche est localisée au Sud de la ville de Réjiche à moins de 5 Km au Sud de Mahdia (Fig. 70, chap. II).

Le cordon de Réjiche, étroit de 200 à 500 m, longe parallèlement la côte suivant une direction NW-SE entre Khniss et Ksiba el Medouini (Figure 70, chap. II). Ce cordon prend une orientation subméridienne au Nord de Mahdia (Fig. 223) jusqu'à Ras Salakta pour atteindre une altitude de 15 m à Réjiche et 22 m à Mahdia (Brahim, 2001).



Figure 223. A et B. Affleurements marins UMR ou UMK2 ? et dunaires UCR de la formation Réjiche dans la carrière de Réjiche. C. Blocs intraformationnels dans les dépôts marins UMR ou UMK2 ? de la formation Réjiche

b.Analyse tectonique

b.1. Unité UMR/UMK2 ? de la formation Réjiche

L'analyse tectonique des dépôts marins et dunaires de l'unité UMR ou UMK2 ? de la formation Réjiche dans la carrière de Réjiche montre la prédominance des failles normales N170 – 030 en rapport avec une extension ayant un axe de contrainte σ 3 : NE-SW (Fig. 224). Le jeu de ces failles est postérieur à la fois aux dépôts marins et dunaires de la formation Réjiche. Il est aussi associé à des systèmes de joints de même direction (Fig. 225).



Figure 224. Reconstitution des états de paléo contraintes dans l'unité marine UMK2 ou UMR ? de la grande carrière de Réjiche




Figure 225. A. Populations de failles normales conjuguées N170 et N030 dans les dépôts marins de UMR/UMK2 ? de la formation Réjiche. B.et.C. Systèmes de joints de même direction

b.2. Unité UCR

Le site de Réjiche révèle la prépondérance de joints verticaux à pendage élevé qui seraient dûs à des décrochements subméridiens (Ghribi, 2010). Les joints de direction NW-SE sont probablement liés à un régime extensif NE-SW.

D. Site d'El Hajeb

a.Affleurement

Le cordon de Douira culmine à + 12 m d'altitude dans la localité d'El Hajeb. Il se situe à l'Ouest du bourrelet de Réjiche sur environ 6 km de longueur. Ce bourrelet est distant de 600 m du cordon de Réjiche qu'il rejoint en oblique au Nord de Douira (Fig. 226).



Figure 226. Reconstitution des états de paléo contraintes dans les unités UMD1 et UMD2 de l'unité Douira à El Hajeb

b.Analyse tectonique des unités UMD1 et UMD2

Des populations de failles inverses conjuguées N080 dues à un régime compressif, à axe σ 1 subméridien, affecte la croûte d'un dépôt marin (Tyrrhénien ?) postérieur à l'unité UMD2 attribuée par IRSL au MIS 7 (Fig. 227).

Par contre, l'analyse des joints au contact des unités marines UMD1 et UMD2 révèle la présence de joints verticaux de tension de direction N-S dûs à une compression de direction subméridienne qui affecte aussi l'unité marine UMD1 attribuée au MIS 9.

Ceux-ci sont associés à (Fig. 227):

- des joints plus ou moins obliques conjugués de direction N130 et N030 affectant le contact entre UMD1 et UMD2. Ces joints sont associés à un décrochement à axe de contrainte σ 1 de direction N170 qui confirme la compression révélée par la population de failles inverses.

- des joints de cisaillement normal E-W très peu représentés.











Figure 227. A. Joints obliques dûs à des décrochements compressifs au sein de l'unité UMD2. B. Plans conjugués de décrochements dans l'unité UMD2. C. Décrochement compressif à axe σ1 : N170 affectant le contact entre unité UMD1 et unité UMD2. D. Détail de la photo C. E et F. Faille inverse à strie de direction N160 affectant les dépôts marins des unités UMD1 et UMD2

E. Site de Salakta

a.Les affleurements

La falaise de Salakta, de 6 m de hauteur, est entaillée dans le cordon pléistocène de l'unité de Réjiche (Fig 228). Elle est localement devancée par un estran qui constitue l'ossature du platier rocheux (Brahim, 2001). Dans ce site, les conditions d'affleurements sont très favorables tant pour l'analyse sédimentologique que tectonique.



Figure 228. A. Affleurement de la falaise littorale de Salakta. Remarquer les plans de décrochements conjugués compressifs affectant les dépôts mains de l'unité UMK2/UMR de Salakta. **B.** Présence d'un fragment de Strombe remanié dans les dépôts intertidaux de la falaise de Salakta

b.Analyse tectonique

Compte tenu de la présence d'éléments tectoniques cohérents, ce site peut être considéré comme site de référence pour l'analyse de la tectonique post-tyrrhénienne (MIS 5 au sens large).

b.1. Unité UMK2 ou UMR ?

L'analyse tectonique de la falaise de Salakta indique des populations de failles inverses conjuguées, de direction N100 et N070 dont l'axe σ 1 calculé est en moyenne N016. Leur signature s'exprime sur le terrain par des plans striés à jeu inverse très net et par des éléments striateurs et cannulures qui indiquent clairement le jeu inverse de la déformation (Fig. 229).

Cette population de failles inverses est associée à (Fig. 230 ; Fig. 231 a):

- des plans de décrochement senestre N010 - 030

- des plans de décrochements dextres orientés N145 - 160

- un système de décrochements conjugués qui s'expriment par des fractures très régulières verticales formant un angle aigu, dont la bissectrice est orientée N – S. Ce système est associé au jeu de failles inverses dont le traitement numérique suggère un axe σ 1 N117 et σ 3 N024.



Figure 229. Plans striés de failles inverses liées à une compression N016 affectant les dépôts marins de l'unité UMK2/UMR ? de Salakta





Figure 230. A. Plans de décrochements dextres affectant les dépôts marins de l'unité Réjiche de Salakta. B. Plans de décrochements conjugués senestres. C et D. Stries de glissement. E. Décrochements conjugués dextres et senestres compressifs affectant le terme marin de l'unité Réjiche de Salakta.





Figure 231. Reconstitution des états de paléo contraintes dans l'unité Réjiche (marine et dunaire) de Salakta

b.2. Unité UCR

L'analyse tectonique de l'unité dunaire UCR de Salakta est affectée par des populations de failles normales conjuguées orientées N174 à N020 (Fig. 232). Elles sont engendrées par un évènement extensif à axe σ 3 E-W et des joints de cisaillement normal de même direction (Fig. 231 b et c).

A l'instar de Ksiba el Mediouni et Réjiche, les dépôts dunaires de l'unité UCR du MIS 4 ont enregistré cet évènement extensif proche d'E-W (Fig. 233).



Figure 232. Affleurement des dépôts dunaires de l'unité UCR de Salakta



Figure 233. A. Failles normales N174 – N020 conjuguées. Structuration en horsts et en grabens. B. et C. Joints de cisaillement normal de même direction dans l'unité dunaire UCR de Salakta

c. Discussion

Dans le site de Salakta, les structures faillées observées dans UMK2 ou UMR ? sont essentiellement représentées par des failles de décrochements conjugués (senestre – dextre) associées à des plans de failles inverses qui suggèrent une compression à axe σ 1 de direction N016. Par ailleurs, cet évènement compressif n'a pas été enregistré dans l'unité dunaire UCR. Seules les structures de failles normales subméridiennes conjuguées déterminent une extension proche d'E – W. Ghribi (2010) considère que, du point de vue chronologique, le tenseur de contrainte extensif est un tenseur de relâchement postérieur aux évènements compressifs.

F. Chebba (Sidi Abdallah Meracchi)

a.Affleurement

Sous le Marabout de Sidi Abdallah Merracchi, la falaise côtière de Chebba montre une succession de dépôts pléistocènes marins (MIS 6/5 et MIS 5.5) et continentaux post-tyrrhéniens, alignés S-N et longeant la côte actuelle sur environ 700 m de longueur. Ces dépôts sont agencés en un cordon littoral formé par les dépôts lagunaires de l'unité UMK1 (MIS 6/5) surmontés par la calcarénite oolithique de l'unité UMK2 (MIS 5.5). Des blocs volumineux ont été démantelés à partir de cette falaise et redéposés en contre bas, lors de la transgression marine qui a suivi le dépôt de la calcarénite tyrrhénienne (Fig. 234).



Figure 234. A. Affleurement du dépôt marin de l'unité UMK2 dans la falaise de Sidi Abdallah Meracchi. **B.** Affleurement de la calcarénite oolithique (unité UMK2) sur l'unité lagunaire UMK1

b. Structure générale

La côte de Chebba est marquée dans sa partie Est par le promontoire de Ras Kaboudia qui sépare le golfe d'Hammamet au Nord du golfe de Gabès au Sud.

La ligne de côte au Nord du port de Chebba est caractérisée d'une part, par l'extension des champs dunaires entre Sidi Abdallah el Merrakchi et la région d'El Alia (Brahim, 2001).

D'autre part, elle est marquée par le développement du cordon « tyrrhénien » de la formation Réjiche. Ce dernier est taillé en falaise à Sidi Abdallah el Merrakchi (unités UMK1, UMK2 et UMR) et à Salakta (UMK2/UMR et UCR) (Fig. 234). L'arrière-pays de cette région est marqué par des collines coiffées par la croûte calcaire saumon villafranchienne (Fig. 83, chap. II).

c. Analyse tectonique

L'analyse des structures cassantes qui affectent les dépôts marins de l'unité UMK2 dans la falaise de Sidi Abdallah el Meracchi démontre que celles-ci sont représentées par une population de failles normales conjuguées de direction N035 - 045 (Fig. 235 ; Fig. 236 a). Ces failles sont engendrées par une extension dont l'axe de contrainte σ 3 est orienté NW-SE (N120). Elles délimitent des structures effondrées remplies par des dépôts conglomératiques et sont à l'origine de la structuration des dépôts intertidaux de l'unité tyrrhénienne UMK2 (MIS 5.5) en horsts et grabens (Ghribi, 2010).



Fig. 235. Fracture majeure subméridienne N025 affectant l'unité UMK2 de la falaise de Chebba.

L'analyse des joints montre 4 systèmes de directions différentes (Fig. 236 b et c) :

- S1 : de direction NE – SW de joints obliques pouvant être lié à l'évènement extensif déterminé plus haut

- S2 et S3 : deux systèmes de joints verticaux ESE WNW
- S4 : un système de joints obliques N S non significatifs



Figure 236. Reconstitution des états de paléocontraintes dans l'unité UMK2 (MIS 5.5) de Chebba

4.2. Littoral Sud-Est tunisien (Ile de Djerba)

a.Affleurements

Les dépôts tyrrhéniens sont situés le long du littoral Sud de l'île de Djerba. Ils s'organisent en un cordon littoral continu le long de la péninsule de Ras Tarbella. Ils sont taillés en falaise sous le marabout de Sidi Yati. Ici, l'unité quartzeuse décrite par Jedoui *et al.* (2002) est attribuée par IRSL au MIS 5.5 (voir chapitre IV). Cette unité n'enregistre pas de déformations tectoniques importantes contrairement à l'unité carbonatée, surtout présente à Ras Tarbella sous forme d'un dépôt marin oolithique culminant entre + 5 et + 6 m au-dessus du niveau marin actuel.

b.Structure générale

L'île de Djerba constitue un secteur subsident au Miocène (Burollet et Rouvier, 1971). Les seuls affleurements existants sont limités à des dépôts mio-plio-pléistocènes localisés dans l'île et autour de Bhiret Boughrara.

L'île de Jerba est constituée, de part et d'autre de la dépression ennoyée de Bhiret Boughrara, par de vastes plateaux peu élevés à croûte calcaire du « Villafranchien ». Ces plateaux sont séparés par des dépressions côtières occupées par les sebkhas et les bhiret telles que la bhiret Boughrara et bhiret El Bibane (Jedoui, 1979). Ces plateaux sont découpés par des failles à faible rejet, principalement NW-SE et secondairement N060, qui s'organisent en bandes parallèles en échelons (Bouaziz, 1995). Elles constituent des escarpements et des gradins de la croûte villafranchienne et font apparaître par endroit le substratum mio-pliocène argileux. Ces failles sont scellées par les dépôts marins du « Tyrrhénien » qui constituent un bourrelet continu parallèle à la côte actuelle. Il s'y associe des flexures et des plis décamétriques affectant la croûte calcaire (Bouaziz, 1995).

c. Analyse tectonique

L'analyse tectonique des dépôts de l'unité carbonatée (Bouaziz *et al.* 2003) de Tarbella montre l'association des structures suivantes :

- une population de failles normales conjuguées subméridiennes suggérant une extension E - W (Fig. 237 a)

- des plans de décrochements conjugués qui indiquent un état de contrainte décrochant caractérisé par un axe de contrainte σ l orienté N024 (Fig. 237 b)

- des joints verticaux de tension de direction N110 - N120 et N-S qui peuvent être liés aux deux évènements extensif et décrochant (Fig. 237 c)

- des joints obliques qui s'organisent en système de cisaillement normal N120 à N150, indiquant une extension NE-SW (N030 – 050) (Fig. 237 d)

Les autres systèmes de joints verticaux orientés E-W sont d'interprétation délicate (Fig. 237 e) ; (Bouaziz, 1995). Ils peuvent correspondre à une extension N-S ou à un cisaillement N100 - 110.



Figure 237. Reconstitution des états de paléo contraintes dans l'unité Réjiche de Tarbella (île de Djerba)

5. Synthèse et discussion

5.1 Classification des états de paléocontraintes

L'analyse qualitative et quantitative a permis de distinguer plusieurs évènements tectoniques enregistrés dans les dépôts miocènes et pliocènes. Ces évènements ont été classés et comparés à ceux affectant les dépôts quaternaires basculés (Bouaziz, 1995).

A. Sahel

a.Les extensions :

- une extension NE-SW (030-050) est bien représentée dans les dépôts du Tortonien, du Messinien et du Pliocène sur la côte sahélienne tunisienne ;

- une extension subméridienne, très peu représentée, est marquée dans la série marine du Pliocène à Monastir ;

- une extension N090-095 est représentée dans les dépôts du Villafranchien et du Tyrrhénien au Sahel ;

- une extension N130-150 est décelable dans les dépôts du Villafranchien, dans les dépôts marins tyrrhéniens (MIS 5) et dans les dépôts dunaires (MIS 4) post-tyrrhéniens sur la côte du Sahel. ;

b.Les compressions :

- une compression fini-tortonienne N130-140 est bien représentée dans les dépôts tortoniens du Sahel tunisien. Elle correspond au début de la phase « Atlasique » ;

- une compression N160-165 est marquée dans les dépôts du Pléistocène inférieur (Villafranchien). Elle est corrélative de la phase de plissement post-Villafranchienne bien connue à l'échelle de la Tunisie ;

- une compression N015-050 est représentée dans les dépôts marins prétyrrhéniens à El Hajeb (MIS 7 et MIS 9) et tyrrhéniens (MIS 5) à Salakta. Les échos de cette direction sont enregistrés aussi dans la série tortono-messinienne et dans les dépôts Villafranchiens du Sahel ;

B.Sud – Est (île de Jerba)

Une analyse spécifique des jeux de failles décrochants et inverses affectant les dépôts tyrrhéniens révèle une compression post-tyrrhénienne N020°E, compatible avec des systèmes de diaclases. D'après Bouaziz *et al.* (2002), il s'agit de directions mineures de compression. Les plus fréquentes sont des compressions observées dans toute la Tunisie sous forme de populations de décrochements ou de failles conjuguées inverses observés dans les formations pléistocènes. Ces déformations sont à l'origine de déplacements latéraux le long des failles héritées (failles normales relayées à une extension NE-SW).

Cette tectonique n'a donc induit que des mouvements verticaux limités. Etant localisée en bordure nord-orientale de la plate-forme saharienne, la frange littorale du Sud tunisien est restée relativement stable depuis au moins le dernier Interglaciaire (Bouaziz *et al.* 2003).

5.2 Synthèse et discussion des résultats des données numériques en termes de régime de contraintes dans le Sahel et le Sud-Est tunisien (Tableau 20)

Les états de contraintes calculés sont classés période par période en fonction de leur nature (σ 3 en régime extensif, σ 1 en régime compressif et décrochant). Cette classification des épisodes d'extension et de compression en fonction de la chronologie IRSL est reportée tableau 20. Elle a permis de visualiser l'évolution des axes de contraintes dans le Sahel et le Sud – Est tunisiens depuis le Miocène.

A. Au Miocène :

Deux distensions ont été observées durant le Miocène :

a. Tortonien : une extension NE-SW a été observée dans les dépôts de la formation Saouaf dans le Sahel tunisien. Cette extension a engendré des failles normales conjuguées N110 – 130 qui sont à l'origine de micrograbens orientés NW-SE. Cette phase distensive tortonienne s'inscrit dans un régime distensif ayant caractérisé le Miocène supérieur depuis le Serravalien. Elle est à l'origine d'une subsidence importante du bloc sahélien ce qui a conduit à une accumulation de puissantes séries argilo-sableuses de la formation Saouaf.

Par ailleurs, ce jeu de failles normales synsédimentaires est survenu antérieurement au basculement des dépôts de la formation Saouaf. Il est clairement visible dans les falaises de Skanès et de Zéramdine. Ce basculement est lié à la phase compressive fini-tortonienne (Viguier *et al.* 1980) qui a réactivé les failles normales N110 - 130 en jeu inverse, selon un régime de contrainte compressif NW-SE. Ce jeu inverse a marqué le début de la phase atlasique.

Messinien : la tectonique messinienne est marquée par la poursuite du régime extensif NE-SW responsable de l'effondrement de la Jeffara et du Sahel tunisien par subsidence et la structuration de ce dernier en horsts et grabens. L'expansion la plus importante de cette subsidence se manifeste dans le graben décakilométrique de Mahdia orienté en E-W. Celui-ci est individualisé sur un couloir de décrochement extensif E-W dextre de Mahdia et N-S senestre d'El Jem (Bédir et al. 1988). D'après Viguier et al. (1984), le même mécanisme est survenu en Tunisie nord-orientale. Il est responsable de la création de bassins losangiques et le façonnement de grabens volcanisés dans le détroit siculo-tunisien. Le régime de contrainte à l'origine de ce mécanisme a été établi par Kamoun et Zouari (2002) à partir des données tectoniques du Messinien à Zeramdine (région de Monastir). Les résultats obtenus ont conduit à la détermination des trois axes de contraintes régionales avec $\sigma 1$: NW-SE et $\sigma 3$: NE-SW. Ce régime tectonique décrochant réactive les directions de failles N120 en jeu décrochant dextre. Il s'en suit que le basculement des couches du Messinien à Bourjine (15°E) et à Zeramdine (5° à 15°S) correspond plutôt à une mosaïque de blocs effondrés par des failles N040, N090, N120 et N140. Le régime tectonique à l'origine de cette structuration est du type coulissant à axe de contrainte $\sigma 1$: NW-SE. Ce régime crée en même temps des zones en transpression (décrochement dextre inverse N040, plis NE-SW, séries redressées à inverses)

et d'autres en transtension (failles normales N140, horsts et grabens) qui ont persisté durant la période mio-plio-quaternaire (Kamoun et Zouari, 2002).

B. Au Pliocène

La phase tectonique pliocène a connu une poursuite du régime extensif NE-SW qui a engendré des failles normales N130 – 150. Au niveau du marabout de Sidi Mansour (Monastir), des failles normales E-W indiquent l'occurrence d'une extension N-S. Les données numériques obtenues dans le cadre de ce présent travail indiquent que le régime extensif pliocène est accompagné d'un mouvement de décrochement N-S senestre à axe $\sigma 1$: N180 (NW-SE) et axe $\sigma 3$: N090 (E-W). Ces données impliquent que le même évènement extensif coulissant du Messinien a persisté pendant le Pliocène.

Les décrochements senestres N-S seraient donc apparus postérieurement provoquant ainsi des zones en transpression. Ce mouvement de subsidence du Messinien – Pliocène a aussi affecté le Sud-Est de la Tunisie. Il a provoqué la subsidence du bassin de la Jeffara par le même jeu d'extension NE-SW qui est à l'origine des failles normales N130 – 140.

C.Post – Villafranchien

Les données numériques de la fracturation ont démontré que le régime de contrainte au cours de la phase de compression post-villafranchienne a gardé une même direction de contrainte majeure $\sigma 1$: NW-SE. Le plissement, depuis la fin du Tortonien, a donc été accentué jusqu'après le Villafranchien suivant la même direction NW-SE (N160). Il s'en est suivi des plis orientés N-E à E-W, associés à des décrochements compressifs E-W à N–S.

Ghribi (2010) indique que la croûte villafranchienne ondulée et plissée du Sahel tunisien est aussi affectée par des populations de failles normales subméridiennes à NE-SW qui caractérisent une extension NE-SW à E-W. Cet évènement extensif tardif a permis une structuration en horsts et grabens bien marquée dans le paysage du Sahel tunisien et notamment dans la région d'Agareb.

Dans le Sud-Est du pays, le plissement post-villafranchien à axe $\sigma 1$: NW-SE à NNW-SSE a provoqué d'une part, le plissement des croûtes calcaires attribuées au Villafranchien. D'autre part, il a été à l'origine des escarpements de l'île de Djerba. Deux directions de compression N155 et N020 ont donné naissance à des plis orientés N100 et N048 et à deux réseaux de décrochements N170 à N010 et N040 à N060 (Bouaziz, 1995).

D. Pléistocène moyen et supérieur

Les données numériques de la fracturation relatives aux hauts niveaux marins pléistocènes (MIS 9 à MIS 4) sont reportées dans le tableau 21. Ces données démontrent qu'un évènement compressif post-pléistocène moyen (MIS 9 et MIS 7) de direction N170 est enregistré à El Hajeb dans le Sahel de Mahdia. Il acquiert une direction N 016 – 020 au Pléistocène supérieur (MIS 5.5), enregistrée dans l'unité UMK2 à Réjiche. Cette unité UMK2 enregistre en revanche, à Chebba, des indices de distension à axe σ 3 orienté NW - SE (N120). La même direction d'extension a été retrouvée dans les dépôts de l'unité UMR (MIS 5.3/5.1) de la carrière de Khniss. Elle s'y manifeste par des failles normales E – W liées à une extension à axe σ 3 orienté N – S et par une extension synsédimentaire de direction N120 déterminée par Ghribi (2010). Ce résultat est corroboré par la présence de l'accident de Khniss – Skanès (Kamoun, 1981) qui a joué pendant et après le Tyrrhénien.

Tableau 20. Synthèse des données de mesures des déformations affectant les dépôts littoraux du Pliocène au MIS4 sur la côte sahélienne et le
Sud-Est de la Tunisie

Localité	Niveau stratigraphique	MIS	N	σ	1		<u>7</u> 2	σ3		φ	coh %	α°	Rup %	Métho.	Nature
				D	P	D	P			T					
Monastir plage	Formation Beni Khiar	Pliocène	17	274	67	82	23	174	4	0.382	94	14	44	INVD	Extension
Monastir La Marina	Formation Beni Khiar	Pliocène	27	290	73	145	14	53	9	0.414	89	8	33	INVD	Extension
Monastir La Marina	Formation Beni Khiar	Pliocène	8	340	13	241	35	88	52	0.272	100	3	22	INVD	Compression
Monastir La Marina	Formation Beni Khiar	Pliocène	8	270	12	15	48	170	39	0.689	100	3	30	INVD	Décrochement
Khniss	Unité UMR	5.3/5.1	4	260	66	89	24	358	4	0.118	100	7	57	INVD	Extension
Ksibet el Mediouni	Unité UCR	4	5	95	75	345	5	254	14	0.214	100	7	33	INVD	Extension
Ksibet el Mediouni	Unité UCR	4	5	86	70	186	4	278	20	0.025	100	4	39	INVD	Extension
Réjiche	Unité UMK2 ou UMR?	5.5 ou 5.3/5.1?	9	146	70	306	18	38	6	0.324	100	16	49	INVD	Extension
El Hajeb	Unités UMD1 et UMD2	MIS 9 et MIS 7	13	358	4	267	4	135	84	0.477	100	6	26	INVD	Compression
Salakta	Unité UMK2 ou UMR?	5.5 ou 5.3/5.1?	36	196	7	102	26	300	63	0.147	100	12	36	INVD	Compression
Salakta	Unité UCR	4	20	311	79	195	5	104	10	0.309	100	7	27	INVD	Extension
Chebba	Unité UMK2	5.5	5	324	69	229	2	139	21	0.269	100	5	23	INVD	Extension
Tarbella	Unité carbonatée	5	4	205	63	348	22	84	15	0.117	100	8	38	INVD	Extension
Tarbella	Unité carbonatée	5	6	200	3	54	86	290	2	0.473	100	4	23	INVD	Décrochement

Au passage de cet accident dans la carrière principale de Khniss, la calcarénite (unité UMR) est intensément fracturée par des plans verticaux ou subverticaux de direction N150 à N170. Les stries indiquent un jeu N - S senestre ainsi qu'une activité quasi-permanente pendant le Tyrrhénien (jeu synsédimentaire) et postérieurement au Tyrrhénien (Kamoun, 1981). Le jeu décrochant en senestre lié à la faille de Khniss - Skanès n'a pas été déterminé par Ghribi (2010) en raison de l'altération superficielle des dépôts. L'auteur considère toutefois que la direction N160 à N - S, repérée dans les dépôts de l'unité UMR à Khniss, s'est manifestée par un jeu décrochant senestre et distensif. A Hergla, par contre, les dépôts de même âge corrélatifs de l'unité UMR sont affectés par deux familles de joints verticaux qui donnent des nœuds tectoniques en compression. Dans le Nord de la Tunisie, l'évènement compressif affectant les dépôts équivalents de la formation Réjiche (plage tyrrhénienne à base conglomératique (MIS 5.3/5.1 ? surmontée d'une éolianite MIS 4 ?) à Ras el Korane (ouest de Bizerte) est orienté en WNW - ESE (Ben ayed, 1997). Il s'exprime par une faille inverse N075 qui affecte le terme marin à base conglomératique et la partie inférieure de la dune qui le surmonte. A Sidi Bechir (à l'ouest de Ras el Korane), une flexure tyrrhénienne de direction N100 affecte la plage conglomératique (MIS 5.3/5.1 ?); (Ben Ayed, 1997). Cette flexure rappelle celle de l'oued Tefla de direction NE - SW qui flexure le plateau de Monastir dont les dépôts datent du MIS 5.5 pour la terrasse de Monastir et du MIS 5.3/5.1 pour son cordon littoral.

D'un autre côté, les dépôts tyrrhéniens du Sahel tunisien qui n'ont pas pu être datés par IRSL et que nous avons attribués au MIS 5 au sens large, présentent eux aussi des indices de failles normales orientées N170 – N030 liées à une extension à axe $\sigma 3$: NE – SW à Réjiche. Cette direction d'extension enregistrée dans l'unité tyrrhénienne de la carrière de Réjiche (MIS 5 au sens large) a également été repérée en Tunisie septentrionale, au Nord de Raf Raf (Ben Ayed *et al.* 1978) dans les dépôts de la formation Réjiche (MIS 5). Elle s'y exprime par des failles normales subverticales sans stries visibles de direction N030 et N170. Ce même évènement distensif acquiert une direction E – W à NE – SW à Djerba dans l'unité carbonatée de Tarbella (MIS 5.3 ou MIS 5.1 ?) où il est associé à une compression à axe $\sigma 1$ de direction N020 (Bouaziz, 1995).

D'ailleurs, la même formation Réjiche (MIS 5 au sens large) qui enregistre des indices de distension au Nord de Raf Raf sur le littoral septentrional, montre des failles inverses de direction N080 dans la plage de R'mel. Celles-ci sont liées à un évènement compressif subméridien (Ben Ayed *et al.* 1978).

Sur la côte du Sahel tunisien, une direction de compression N016 est enregistrée dans les dépôts de Salakta datant du MIS 5 au sens large. Cette direction de compression est reprise par des décrochements senestres N010 – 030 et dextres N145 – 160. Notons par ailleurs que la tectonique en compression manifestée pendant et après le Tyrrhénien (MIS 5 au sens large) a donné en Tunisie septentrionale, en plus des failles inverses, des flexures et des bourrelets anticlinaux affectant les séries triasiques et les dépôts tyrrhéniens qui les recouvrent (Ben Ayed *et al.* 1997). Ceci montre que les dépôts du Pléistocène supérieur (MIS 5 et MIS 4) de la côte Nord de la Tunisie sont sous l'effet direct du mouvement de convergence des plaques Afrique – Europe et les plissements qui en découlent sur la marge nord africaine.

Sahel							Sahel et île de Djerba					
Age (ka)	MIS	Chronologie IRSL (ka)	Forma- tion	Mem bre	Unités chronostrati. graphiques	Faciès	Etat de contrainte	Evènements majeurs				
59	4	67 - 75			U. C. Réjiche _{Oo}			Généralisation de l'événement extensif N - S, E - W à NE - SW				
105	5.1 5.3	82 - 101	R E J C H E		U. M. Réjiche (S.b) Oo			Extension NW - SE à N - S Reprise en mouvements décrochants dextres et senestres				
105	5.4 5.5	114 - 117		1	U. M. Khniss 2 S.b Oo			Poursuite de la compression N016 à N020 Coexistence d'une compression σ 1: N016 et d'une extension σ 3: NW - SE à E - W				
130	5/6	146			U. M. Khniss 1							
196	6		D O U I R		Sum		ויויויוויוויו					
245	7	213		Sup	U. M. Douira 2	. Douira 2		Soulèvement du haut niveau marin data du MIS 7 Compression sub-méridienne: continui				
240	8			1.6			de la phase "post-villafranchienne"					
303	9	327		Inf	U. M. Douira 1							
	M: Ma	rin			S h· Str	rombes <i>in</i> s	itu					
C: Co	ntinen	tal	aire on conti osol	nenta	(S.b.): Str (S.b): Str Oo: Oo I ●: "b	rombes ren olithes oulder bed'	naniés ,					

Tableau 21. Classification des états de contraintes dans les dépôts littoraux pléistocènes (MIS 9 à MIS 4)

Sur la côte du Sahel tunisien, la compression se manifeste surtout par des failles inverses souvent à composante décrochante dont l'axe σ 1 est orienté N017 à N077.

Dans le Sud – Est de la Tunisie, le mouvement de compression est anéanti du fait de la subsidence de la Jeffara. Ce mouvement de subsidence, contrôlé par des rejeux de failles normales de direction NW – SE, commence à diminuer à partir du Pléistocène supérieur (MIS 6/5), ce qui a eu pour résultat l'affleurement d'un niveau lagunaire datant de la transition MIS 6/5.5 (terminaison TII) alors que le niveau marin était estimé à -70 m par rapport à son niveau actuel d'après Waelbroeck *et al.* 2002.

Enfin, l'analyse du tenseur de contrainte dans les dépôts dunaires de l'unité UCR attribuée au MIS 4 révèle la généralisation de l'extension dans les dunes étudiées au Sahel de la Tunisie. Cet évènement est orienté E - W à N - S à Ksiba el Mediouni, NE – SW à Réjiche et E - W à Salakta.

Conclusion

Un évènement compressif de direction $\sigma 1 \text{ N160} - 170$ caractérise la phase postvillafranchienne et affecte les dépôts du Pléistocène moyen dans le Sahel de la Tunisie.

Cette tectonique compressive a vraisemblablement contribué au soulèvement du haut niveau marin datant du MIS 7 à El Hajeb et dans une moindre mesure le haut niveau marin datant du MIS 9. Notons que d'après Waelbroeck *et al.* (2002), le niveau marin au MIS 9 serait d'environ + 5 m dans les zones stables (voir Chapitre I). En conséquence, les dépôts intertidaux UMD1 (MIS 9) dans la coupe d'El Hajeb au Sahel, culminant à + 8 m, semblent ne pas subir un soulèvement tectonique important. Comparativement, les dépôts intertidaux du MIS 7 (UMD2) culminant à El Hajeb à + 10 - + 11 m semblent être plus affectés par le soulèvement puisque le niveau marin relatif durant cette période était considéré par bon nombre d'auteurs (Hearty et Kindler 1995 ; Waelbroeck *et al.* 2002 ; Chappell et Shackleton, 1986 ; Bard *et al.* 2002) inférieur au niveau marin actuel. Dans le Sud - Est de la Tunisie, les hauts niveaux marins datant du MIS 9 et du MIS 7 sont absents à l'affleurement en raison d'un mouvement de subsidence continu depuis le Miocène (Bouaziz, 1995) et qui a persisté durant le Pléistocène moyen.

A partir du Pléistocène supérieur (MIS 5.5), le mouvement compressif se maintient avec cependant un axe σ l de direction N016 – 020. Il est contemporain d'évènements distensifs orientés N – S à NW – SE (N120) à Réjiche et Chebba et E – W à Djerba dans l'unité carbonatée de Tarbella. La coexistence d'évènements compressifs et extensifs est confirmée par les observations de terrain de bons nombres d'auteurs (Kamoun, 1981 ; Hfaiedh, 1983) ; Ben Ayed, 1986). Zouaghi *et al.* 2011 considèrent que l'existence synchrone d'évènements compressifs et distensifs durant la période quaternaire indique que les contraintes régionales σ 1/ σ 2 ont subi une permutation locale. Notons par ailleurs que le Sahel tunisien se situe sur la marge occidentale du bloc pélagien qui s'étend jusqu'à la Sicile par le système du rift Pantelleria – Malte. Il se situe donc dans un contexte géodynamique actif marqué par l'ouverture de bassins d'arrière arc tels que le bassin algéro-provinçal et la mer tyrrhénienne. Ceux-ci correspondent à deux bassins océaniques formés par extension au Néogène au sein même de la zone de convergence Afrique – Europe qui a débuté au Crétacé inférieur et à l'Eocène. Ce mouvement d'extension est marqué en mer pélagienne par l'ouverture depuis le

Miocène de plusieurs grabens NW – SE entre la Tunisie et la Sicile. Il est synchrone de la compression qui a marqué l'Atlas tunisien pendant le Miocène et continue à s'y exercer (Saidi, 2011) dans un contexte de rapprochement Afrique – Europe. En partant de ce cadre géodynamique du Sahel tunisien, l'occurrence synchrone d'évènements compressifs et distensifs dans les dépôts littoraux du Pléistocène supérieur (MIS 5 et MIS 4) du Sahel devient évidente.

Du point de vue séismologique, l'étude des mécanismes au foyer pour la région de Monastir révèle une concentration de séismes situés dans le golfe d'Hammamet entre Nabeul et Monastir (Hfaiedh *et al.* 1985). Ils sont alignés parallèlement au décrochement N160 de Khniss – Skanès ce qui confirme le rejeu actuel de cet accident tel qu'avancé par Kamoun *et al.* 1980.

Enfin, la combinaison de l'analyse numérique de la fracturation avec les données séismotectoniques disponibles pour la région du Sahel et du Sud-Est nous mène à admettre que chaque région côtière de la Tunisie montre un style tectonique distinct qui peut être lié à sa localisation et à sa géométrie par rapport à la contrainte lointaine induite par le mouvement complexe et polyphasé de convergence Afrique – Europe.

CHAPITRE VI

SYNTHESE

1. Bilan des données IRSL : révision du cadre chronostratigraphique des formations littorales pléistocènes (MIS 9 à MIS 4) du Sahel, du Cap Bon oriental et du Sud-Est tunisien

2. Evolution spatio-temporelle de la sédimentation littorale le long de la côte Est tunisienne du MIS 9 au MIS 4

3. Evolution des conditions paléoclimatiques le long du littoral tunisien du MIS 9 au MIS 4 dans le contexte du bassin méditerranéen occidental

4. Altitude des paléorivages et néotectonique

1. Bilan des données IRSL : révision du cadre chronostratigraphique des formations littorales pléistocènes (MIS 9 à MIS 4) du Sahel, du Cap Bon oriental et du SE tunisien

La datation IRSL des formations littorales interglaciaires tyrrhéniennes et prétyrrhéniennes du Sahel, du Cap Bon oriental et du SE tunisien, couplée à une étude lithochronostratigraphique systématique et détaillée, a abouti à l'établissement d'un nouveau cadre chronostratigraphique reporté à la Fig. 238. Les données IRSL ont permis (1) de préciser la position chronostratigraphique des différentes unités littorales à l'échelle régionale, (2) de contrôler les corrélations interrégionales, et (3) d'affiner la chronologie des dépôts tyrrhéniens. Ces données IRSL remettent en question les schémas chronostratigraphiques de Mahmoudi (1986, 1988) au Sahel et de Chakroun (2006) au Cap Bon oriental.

Au Sahel, l'ensemble des dépôts littoraux interglaciaires appartenant aux cordons Douira et Réjiche, initialement attribués au MIS 5.5 (Paskoff et Sanlaville, 1976 ; Mahmoudi, 1986, 1988) s'inscrivent dans une chronologie beaucoup plus longue qui s'étend du MIS 9 au MIS 4 (Fig. 238). Ces dépôts littoraux se répartissent en deux formations, Douira et Réjiche, qui sont ensuite subdivisées en membres. Chaque membre correspond à un cycle glacio-eustatique majeur ou un cycle climatique (« interglaciaire-glaciaire »). La Formation Douira (350 - 140 ka) regroupe deux membres (inférieur et supérieur). La Formation Réjiche, dans l'intervalle de temps 140 - 75 ka, en comprend un. Chaque membre est caractérisé par une succession d'unités marines, lagunaires et continentales (Fig. 238). Les fluctuations du niveau marin enregistrées au cours d'un interglaciaire se traduisent par une succession de plusieurs unités marines au sein d'un même membre. La géométrie et la succession stratigraphique de ces différentes unités morpho-lithostratigraphiques au sein des cordons de Douira et Réjiche sont reproduites dans les Fig. 204, 205, et 206. Elles reposent sur les relevés stratigraphiques détaillés des coupes de Chebba, El Hajeb, Réjiche, Ashraf, Khniss et Hergla réalisés dans le cadre de cette thèse (voir chapitre II).

1.1. Dépôts littoraux du Pléistocène moyen (MIS 9 et 7)

La Formation Douira du Sahel fut attribuée initialement au MIS 5.5 (Paskoff et Sanlaville, 1976; Mahmoudi, 1986, 1988) et ultérieurement au MIS 7 et/ou MIS 9 (Miller *et al.* 1986). L'étude détaillée de la coupe d'El Hajeb couplée à la datation IRSL des dépôts marins (Mejri *et al.* 2012) a montré que cette formation Douira regroupe deux membres distincts (inférieur et supérieur). Ces derniers enregistrent deux cycles glacio-eustatiques successifs dont les termes marins correspondent aux **unités marines Douira 1 et 2 (UMD1 et UMD2)**. Celles-ci sont emboîtées et séparées par une surface d'érosion majeure qui passe latéralement à un limon continental pédogénéisé (Fig. 204). Elles témoignent de deux hauts niveaux marins interglaciaires distincts qui ont été datés à El Hajeb, 327 ± 36 ka et 213 ± 25 ka par IRSL. Ils correspondent donc à deux épisodes interglaciaires successifs du MIS 9 et du MIS7.



Figure 238. Synthèse chronostratigraphique des formations littorales pléistocènes de l'Est tunisien basée sur les données IRSL

Au **Cap Bon oriental**, l'**unité Douira** de Oueslati (1994) renommée **UMP 3** par Elmejdoub *et al.* (2009) est représentée à Dar Oufa par une séquence marine régressive caractérisée par une superposition de dépôts siliciclastiques intertidaux et de dépôts lagunaires (Fig. 204). Ces dépôts datés par IRSL respectivement 258 ± 28 ka et 223 ± 35 ka, se sont mis en place au MIS 7. L'unité Douira du Cap Bon oriental correspond donc à l' « **unité marine Douira 2** » définie au Sahel. L'unité Diar Ben Salem ou UMP 2 par contre, dont l'attribution au MIS 9 repose sur les données de la racémisation des acides aminés (aminozone G; Oueslati, 1994), n'a pas encore fait l'objet de datation IRSL. Ces deux unités marines, corrélatives du MIS 7 et du MIS 9, sont ici étagées.

Rappelons enfin qu'aucun dépôt marin pré-tyrrhénien n'affleure dans le **SE tunisien**, considéré comme une région tectoniquement stable (Bouaziz *et al.* 2002).

1.2. Dépôts littoraux du Pléistocène supérieur (MIS 5 et 4)

Les dépôts littoraux du cordon de Réjiche au **Sahel**, attribués par Mahmoudi (1986, 1988) aux unités Khniss et Réjiche, étaient initialement corrélés au MIS 5.5 (Tyrrhénien). Or les

données IRSL obtenues à Chebba, Réjiche, Ashraf, Khniss et Hergla démontrent pour la première fois que ces dépôts littoraux (marins, lagunaires et éoliens) s'inscrivent dans une chronologie beaucoup plus longue qui s'étend de la transition du MIS 6/5 au MIS 4.

La chronologie IRSL de ces dépôts littoraux est résumée ci-dessous (Fig. 238) :

□ Au sein du cordon de Réjiche, l' «unité Khniss » de Mahmoudi (1988) surmonte une unité marine, non répertoriée jusqu'ici, définie « **Unité marine Khniss 1**» (**UMK1**). Elle est représentée par un faciès lagunaire ou intertidal et est séparée de l' «unité Khniss » par un paléosol. Elle témoigne d'un épisode transgressif distinct, antérieur à l' «unité Khniss ». Les âges IRSL obtenus à Hergla, Ashraf et Chebba (142 - 146 ka) suggèrent une corrélation à la transition MIS 6/5 (ou terminaison T II) marquée par une remontée rapide du niveau marin lors de l'avant dernière déglaciation (voir Chapitre I).

 \Box L'« unité Khniss » de Mahmoudi (1988), quant à elle, a été redéfinie « Unité marine Khniss 2 » (UMK2). Les âges IRSL sont compris entre 125 et 110 ka et confortent son attribution au MIS 5.5.

 \Box L' «unité Réjiche » de Mahmoudi (1988), qui surmonte l'« unité Khniss », regroupe un terme marin (à Strombes remaniés au sein de niveaux conglomératiques) et un terme éolien (« dune de Réjiche ») initialement rapportés à la seconde moitié du MIS 5.5. (Mahmoudi, 1986, 1988). Les âges IRSL de ces dépôts marins et dunaires démontrent qu'ils se sont mis en place après le MIS 5.5, respectivement au MIS 5.3-5.1 indifférencié et au MIS 4. Elles ont été redéfinies : « **Unité marine Réjiche** » (**UMR**) et « **Unité continentale Réjiche** » (**UCR**). La « dune de Réjiche » (UCR), dont la base a été datée 75 et 67 ka par IRSL à Réjiche et Ashraf, s'est donc mise en place lors de la période de bas niveau marin qui a accompagné l'épisode aride (« glaciaire ») du MIS 4. Notons que la précision de la technique IRSL utilisée dans le cadre de cette thèse, n'autorisant pas de discrimination chronologique fiable au sein de l'intervalle de temps MIS 5.3-5.1, l'UMR est attribuée au « MIS 5.3-5.1 indifférencié ».

L' « unité marine Khniss 2 » (UMK2) d'âge MIS 5.5 regroupe au Sahel 3 faciès :

- le faciès siliciclastique et bioclastique de milieu intertidal daté 125 - 110 ka par IRSL, caractéristique de l' « Unité Khniss » de Mahmoudi (1988) ;

- le faciès carbonaté à Strombes dispersés (c-à-d la calcarénite oolithique à Strombes) du milieu intertidal à subtidal ;

- et le faciès carbonaté à Strombes *in situ*, coraux et Mélobésiés du milieu subtidal (plateforme carbonatée infralittorale) daté 126 ± 7 ka par la méthode U/Th sur coraux ;

Rappelons que ces deux faciès carbonatés à Strombes étaient initialement corrélés par Mahmoudi (1986, 1988) à l'« Unité Réjiche » supposée représenter la seconde moitié du MIS 5.5. L'âge IRSL de cette « Unité Réjiche » (MIS 5.3-5.1) remet donc aujourd'hui en question cette corrélation stratigraphique.

La « calcarénite oolithique à Strombes » qui forme une « dalle calcaire » bien identifiable dans le paysage du littoral tunisien, n'a pas pu être datée directement par IRSL (faciès très induré et très fossilifère). Cependant, les âges IRSL des dépôts qui l'encadrent et sa position stratigraphique au sein des coupes de Chebba et Hergla démontrent qu'elle appartient à l' « unité marine Khniss 2 » (MIS 5.5) et non à l' « unité Réjiche » de Mahmoudi (1988). De même, l'âge U/Th sur coraux du faciès carbonaté à Strombes *in situ* conforte sa corrélation à l' « unité marine Khniss 2 ».

Au **Cap Bon oriental**, les âges IRSL remettent en question la chronologie courte de Chakroun (2006) qui corrèle l'ensemble des dépôts marins quartzeux (dépôts AI, AII-III) de l' «unité quartzeuse » à l'« unité Khniss » de Mahmoudi (1988) qui, au Sahel, est rapportée au début du MIS 5.5. Les âges IRSL obtenus à Chiba et Dar Oufa (Tableau 13) démontrent que les dépôts marins quartzeux (AI et AIII) sous-jacents à l' « unité carbonatée à Strombes», se sont mis en place au MIS 7.

Dans le **SE tunisien**, à Sidi Yati sur l'île de Djerba, l'âge IRSL de l' « Unité quartzeuse » $(116 \pm 12 \text{ ka})$ est cohérent avec les âges U/Th (109 - 131 ka) mesurés sur coquilles d'*Ostrea* (Jedoui *et al.* 2001; 2003). Ce résultat IRSL conforte l'attribution de l'unité quartzeuse au MIS 5.5 et suggère une corrélation à l'« unité marine Khniss 2 » du Sahel (Fig.238).

L'attribution de l'«Unité carbonatée » à la seconde moitié du MIS 5.5 (optimum climatique), suggérée par Jedoui *et al.* (2001, 2003), reste par contre incertaine et n'a pas pu être précisée ou contrôlée dans le cadre de cette thèse. Les âges U/Th des unités quartzeuse et carbonatée sont en effet très dispersés et non discriminants : ils sont compris entre 109 et 147 ka pour l'unité quartzeuse et entre 102 et 141 ka pour l'unité carbonatée (Jedoui *et al.* 2001 ; 2003).

A Tarbella, site adjacent à Sidi Yati, la calcarénite à Strombes représentative de l'« unité carbonatée » datée 102 et 109 ka par la méthode U/Th sur *Ostrea*, y est très indurée et très fossilifère et ne se prête donc pas à la datation IRSL.

Enfin, le haut niveau marin de la transition MIS 6/5 est enregistré à Sidi Yati sous la forme d'un dépôt lagunaire non répertorié jusqu'ici dans le SE tunisien. Il affleure à Sidi Yati sous l' « unité quartzeuse » et en est séparé par un paléosol. Son âge IRSL (143 \pm 13 ka) suggère une corrélation à l'« **unité marine Khniss 1** » du Sahel.

2. Evolution spatio-temporelle de la sédimentation littorale le long de la côte Est tunisienne du MIS 9 au MIS 4

L'étude sédimentologique des dépôts pléistocènes mis en place du MIS 9 au MIS 4 le long du littoral Est tunisien, montre que la sédimentation littorale accompagnant chaque transgression marine a évolué en fonction de plusieurs facteurs tels que le milieu de sédimentation, la position par rapport à la ligne de rivage et les conditions bathymétriques et hydrodynamiques.

2.1. Caractéristiques de la sédimentation littorale du Pléistocène moyen (MIS 7 et MIS9) (UMD1 et UMD2)

Les faciès siliciclastiques des « unités marines Douira 1 et 2 » au Sahel, rapportées au MIS 7 et 9, sont semblables. Il s'agit de sables quartzeux à *Cardium* et *Glycymeris* dépourvus d'oolithes et de Strombes déposés en milieu intertidal et subtidal supérieur (Fig. 203). Ils renferment par ailleurs des taux de carbonates identiques, autour de 20 %.

Au Cap Bon oriental, l'Unité Douira ou UMP 3, équivalente à l'UMD2 au Sahel, est représentée par des faciès marin intertidal, lagunaire et dunaire de haut de plage (Fig. 203).

Elle est caractérisée par une même sédimentation siliciclastique dépourvue d'oolithes et de Strombes, avec un taux de carbonates de 21 % pour le dépôt lagunaire et de 8 % pour le faciès dunaire de haut de plage.

2.2. Caractéristiques de la sédimentation littorale du Pléistocène supérieur (MIS 5 et MIS 4)

A. La sédimentation marine et lagunaire du MIS 5.5 (UMK1 et UMK2)

A la transition MIS 6/5, la sédimentation marine au Sahel (UMK1) et dans le SE tunisien, est représentée par des faciès quartzeux de plage et des faciès lagunaires (Fig. 203). La sédimentation demeure à dominance siliciclastique. Elle est dépourvue d'oolithes et de Strombes mais le taux de carbonates (34 %) y est plus élevé qu'au MIS 7.

La sédimentation littorale du MIS 5.5 au Sahel (UMK2) est représentée par une grande variété de faciès: lagunaire, intertidal, subtidal. Au MIS 5.5, on assiste à un changement important des faciès marins (moins d'apports détritiques, apparition d'oolithes et d'une faune à Strombes, faune marine plus diversifiée, abondance des pelletoides). Ce changement est accompagné, en milieu intertidal, d'une augmentation des teneurs en carbonates (43 %). Trois faciès différents ont été observés reflétant une variation latérale de faciès : (1) un faciès intertidal meuble, dépourvu d'oolithes et de Strombes, à 43 % de carbonates ; (2) un faciès carbonaté intertidal - subtidal (« calcarénite à Strombes dispersés et oolithes ») fortement induré ; (3) un faciès carbonaté de plateforme infralittorale (faciès carbonaté à Strombes *in situ*, coraux, rhodolithes et Mélobésiés). Rappelons que cette plateforme carbonatée infralittorale n'affleure qu'à Monastir (Mahmoudi, 1986 ; 1988 ; Miller *et al.* 1986) suite au soulèvement tectonique qui a affecté la terrasse du plateau de Monastir (en relation avec la faille de Khniss – Sakhnès et la flexure post-tyrrhénienne de l'oued Tefla).

Il est intéressant de noter qu'aucun faciès de plateforme infralittorale attribuable aux MIS 7 et 9, n'affleure le long de littoral Est tunisien. Ce faciès est vraisemblablement enfoui sous le niveau marin actuel.

B. Le niveau conglomératique (« boulder bed ») : transition entre le MIS 5.5 et le MIS 5.3-5.1

Le début du MIS 5.3-5.1 est marqué au Sahel par un dépôt conglomératique grossier à grands blocs subanguleux à arrondis issus du démantèlement de la « calcarénite oolithique à Strombes » du MIS 5.5 (UMK2) (Fig. 203). A Chebba, le banc de « calcarénite oolithique à Strombes » (UMK2) passe latéralement à un niveau conglomératique à gros blocs de calcarénite pouvant atteindre jusqu'à 60 cm de long. Ces blocs sont associés aux galets de plage et à la lumachelle qui affleurent au pied de la calcarénite (UMK2) et soulignent la nouvelle transgression marine du MIS 5.3. Ce « boulder bed » se rencontre également à Hergla (Fig. 205) dans la même position stratigraphique.

Notons qu'un faciès identique, occupant la même position stratigraphique, a été observé dans le Nord-Ouest de la Sardaigne à Alghero (Andreucci *et al.* 2010). Ce conglomérat affleure localement à la base des dépôts de plage du MIS 5.3 (unité U3b datée 98 ± 8 ka et 97 ± 6 ka ka par OSL sur quartz) qui surmontent les dépôts marins du MIS 5.5 (Unité U3a non

datée). Il s'agit ici aussi d'un méga conglomérat à gros blocs (« mega boulder ») arrachés aux dépôts tyrrhéniens sous-jacents du MIS 5.5.

Deux hypothèses ont été avancées quant à l'origine de ce « boulder bed » : (1) dépôt de tsunami (Wood, 1994) ou (2) dépôt de très grandes tempêtes (Zazo *et al.* 2003 ; Bardaji *et al.* 2009);

(1) Il est intéressant de noter que le littoral tunisien s'inscrit dans une région de la Méditerranée qui, au cours des périodes historiques, a connu plusieurs épisodes de tsunamis provoquant le dépôt de « boulder bed » sur les côtes sicilienne et algérienne.

Les tsunamis ayant frappé la côte Sud-Est de la Sicile, le long du détroit de Messine sont responsables du détachement et du transport d'importants volumes de blocs. La datation radiocarbone des encroûtements biogéniques de ces « boulder bed » a montré que ces dépôts étaient liés à trois évènements de tsunamis historiques survenus en Méditerranée (Scicctiano *et al.* 2007) suite aux séismes de 1169, 1693 et 1908 dont la source est localisée en domaine marin ionien dans la zone du rift siculo-calabrien.

Sur la côte algérienne, des « boulder bed » d'origine tsunamique ont également été observés (Maouche *et al.* 2009). La datation radiocarbone des encroûtements biogéniques de ces « boulder bed » a fourni des âges autour de 419 années BP et 1700 années BP. Ceux de 1700 années BP seraient liés aux deux séismes destructeurs de 1716 et 1773. L'origine probable de ces séismes est située dans l'offshore du Sud-Est de l'Espagne et des îles Baléares.

En Tunisie par contre, aucun tsunami historique n'a été enregistré dans le Golfe de Tunis bien que des séismes dévastateurs de forte magnitude soient survenus en l'an 408 (410 ou 412) à Utique au Nord de la Tunisie (M = 6,8), en 856 dans la rade de Tunis, (M = 6,2), et en 1758 (Intensité IX) à Tunis, dont la localisation épicentrale demeure incertaine. En conclusion, compte tenu de l'importante activité sismique enregistrée dans le bassin méditerranéen occidental, l'hypothèse d'une origine tsunamique des "boulder bed" de Hergla et Chebba, n'est donc pas à priori exclue.

(2) Un même faciès de « boulder bed » a été observé par Zazo *et al.* (2003) et Bardaji *et al.* (2009) sur les côtes ibériques. Ces « boulder beds » y sont interprétés comme des dépôts de très grandes tempêtes consécutifs aux variations soudaines des conditions de surface des eaux et du climat survenues dès la fin du MIS 5.5 (Zazo *et al.* 2003).

Les « boulders beds » observés sur la côte tunisienne, à Hergla et Chebba, sont associés à un conglomérat marin et une lumachelle qui matérialisent la transgression marine du MIS 5.3. La calcarénite indurée du MIS 5.5 (UMK2) fonctionnait au MIS 5.3 comme une falaise active. Son démantèlement lors de grandes tempêtes aurait généré de grands volumes de blocs qui se seraient accumulés dans les dépôts transgressifs du MIS 5.3.

Notons qu'actuellement, de gros blocs de calcarénite tyrrhénienne de forme arrondie ou anguleuse, s'accumulent en contre bas des falaises actuelles de Salakta et de Chebba où affleure la calcarénite indurée (UMK2). Ces blocs sont arrachés par des vagues de tempêtes entraînant le recul de la falaise. Ce démantèlement est ici favorisé par l'intense fracturation de la calcarénite (UMK2) et la présence de nombreuses diaclases au sein de cette dernière.

C. La sédimentation marine du MIS 5.3-5.1 indifférencié (UMR)

Elle est représentée par des faciès bioclastiques du milieu intertidal à subtidal. On observe au MIS 5.3-5.1, un changement pétrographique important avec l'apparition de faciès oolithiques à Strombes remaniés, dont les teneurs en carbonates sont dans certains cas très élevées (plus de 80 % pour les dépôts marins d'Ashraf et Réjiche). Les Strombes remaniés ne sont concentrés que dans les niveaux conglomératiques. Ils sont absents dans les dépôts sableux interstratifiés aux conglomérats.

Au cours du MIS 5.3 - MIS 5.1, la sédimentation marine est interrompue par un épisode continental de courte durée marqué par un développement dunaire réduit. A Hergla, l'unité H-D3 (Fig 207, Fig 209) correspond à un mince dépôt dunaire (0,5 m d'épaisseur) dont le sommet est affecté par un encroûtement calcaire discontinu, à traces de racines. Cet encroûtement est témoin d'une baisse du niveau marin vraisemblablement corrélative du MIS 5.2 ?? et d'une stabilisation du cordon par la végétation. Rappelons que la précision de la méthode IRSL n'autorise aucune différenciation chronologique au sein du MIS 5.3 - 5.1. et que la position stratigraphique précise de la dune au sein de l'intervalle de temps MIS 5.3 - 5.1 reste donc incertaine.

Des dépôts dunaires semblables ont été observés dans le Nord-Ouest de la Sardaigne (Alghero) où ils ont été datés 95 ± 7 ka par OSL sur quartz et sont attribués au MIS 5.3 (unité U3b) (Andreucci *et al.* 2010).

D. La sédimentation éolienne du MIS 4 (UCR)

Au cours de la régression marine corrélative du MIS 4, d'importantes accumulations dunaires se sont mises en place le long du littoral Est tunisien. Au Sahel, ces dunes culminent à 10 - 13 m au-dessus du niveau marin actuel. Il s'agit ici de dunes oolitiques de 3 à 5 m d'épaisseur à Ashraf et à Réjiche et de 15 m d'épaisseur à Ksiba el Mediouni (Fig.1) (Brahim, 2001). Au Cap bon oriental, elles culminent à environ 10 m d'altitude et font 3 m d'épaisseur à Menzel Temime. A Korba, ces dunes se situent à + 12 m d'altitude et font 12 m d'épaisseur (Chakroun *et al.* 2009). La nature lithologique de ces importants complexes dunaires est semblable à celle des dépôts infratidaux et intertidaux émergés, déposés durant la transgression marine du MIS 5.

Ces énormes quantités de sables et de matériel calcaire ont été transportées en grande partie à partir de l'estran émergé vers l'intérieur des terres par des vents forts soufflant du Nord, Nord – Est (Mahmoudi, 1986). Plus la surface de l'estran émergé était large, plus la quantité de matériel transporté était importante (Fig. 19 ; chap. II). De même, plus la côte était basse, non accidentée par les pointements rocheux et bien fournie en sédiments, comme c'était le cas entre Réjiche et Mahdia (Brahim, 2001), plus la surface de déflation était grande. Les plus grands développements dunaires du Sahel sont en effet observés à Réjiche, Ashraf et Ksiba el Mediouni (au Sud de Khniss).

Sur la côte du Sahel, ce complexe dunaire est très développé sur les côtes basses (entre Monastir et Ksiba el Mediouni, Rass Dimass, Réjiche et Salakta), exposées aux vents qui soufflaient du secteur Nord à Est (Brahim, 2001; Mahmoudi, 1986). Il est par contre absent dans les secteurs exposés au Sud-Est comme la petite baie située entre Ras Salakta et El Alia (Brahim, 2001).

Au Cap Bon oriental, les plus grands développements dunaires correspondant au dépôt BIII de l'Unité Carbonatée de Chakroun (2006) s'observent à Menzel Temime et Korba.

Dans le Nord-Ouest de la Sardaigne, à Alghero, des accumulations dunaires semblables se sont mises en place au MIS 4 sous l'effet de vents forts soufflant du Nord-Ouest. (Andreucci *et al.* 2010). La base de ce complexe dunaire a été daté 73 ± 5 ka par OSL sur quartz (unité U4) (Andreucci *et al.* 2010).

E. Spécificité texturale des dépôts littoraux d'Hergla (Sahel)

A Hergla, au Nord de la région sahélienne, les dépôts littoraux, marins, lagunaires et éoliens (mis en place aux MIS 6/5, 5.5, 5.3/5.1 et 4) sont systématiquement plus grossiers que ceux des secteurs côtiers du Sahel situés plus au sud.

Cette spécificité texturale des dépôts littoraux d'Hergla résulte d'apports continentaux importants véhiculés par les eaux de crue de la sebkha Halkl el Menjel. Cette sebkha est directement alimentée par les oueds descendant des reliefs environnants. Elle est aussi l'exutoire de l'oued Manfas as-sod. qui draine un bassin potentiel de plus de 15000 km², depuis les frontières tuniso-algériennes (Boujelben, 2009). Les eaux de crue de cette sebkha, chargées en éléments détritiques terrigènes, se déversent dans la mer. Ces importants apports terrigènes se traduisent donc par la mise en place de dépôts littoraux plus grossiers.

F. Evolution spatio-temporelle du taux de carbonates

La précipitation des carbonates en milieu marin est favorisée par : (1) l'élévation de la température, de la salinité et du PH de l'eau ; (2) la baisse de la pression du CO_2 ; (3) l'augmentation de l'agitation de l'eau ; et (4) l'abondance des organismes calcaires (Purser, 1983). Les taux de carbonates des dépôts littoraux tunisiens, mis en place entre le MIS 9 et le MIS 4, sont reportés dans le Tableau 22. Ces carbonates sont d'origine biologique (lamellibranches, gastéropodes, échinides, foraminifères benthiques, algues, pellets...) et chimique (oolithes, ciment calcaire intra et intergranulaire).

Sites	Réf, éch,	% C	aCo3	Faciès	Granulométrie Mz (µm)	MIS (d'après chronologie IRSL)
El Haiah	EL HA2		21	intertidal	202,7	9
сі пајер	EL HA1		20	intertidal	188,9	7
Oued Chiba	CHIB A1		8	dune	214,9	7
Dar Oufa	DAR 1		21	lagunaire	161,05	7
Oued Chiba	CHIB B4		16	lagunaire	99,4	fin 7 - 6.5?
Ashraf	ASH1		34	intertidal	197,9	transition 6/5
Chebba	SIDI 2		13	lagunaire	97,81	tansition 6/5
Hergla	HER 3-3		33	lagunaire	369,85	tansition 6/5
Réjiche	REJ A1		43	intertidal	201,74	5.5
Sidi Yati	YATI 4		14	intertidal	171,9	5.5
Hergla	HER 9		27	dune	347,5	5.5
Khniss	KH2		35	lagunaire	56,35	5.5
Ashraf	ASH C1		47	intertidal	201,7	5.3 - 5.1
Asiliai	ASH C3		82	intertidal	211,42	5.3 - 5.1
Khniss	KH1		14	subtidal - intertidal	151,3	5.3 - 5.1
Réjiche	REJ 5C		87	subtidal	273,75	5.3 - 5.1
Hergla	HER 08-2		32	dune	288,7	5.3 - 5.1
Ashraf	ASH C4		79	dune	214,9	4
Réjiche	REJ 3B		73	dune	208,4	4

Tableau 22. Variation du taux des carbonates des dépôts littoraux pléistocènes (MIS 9 à MIS4) du littoral Est tunisien

a. Evolution temporelle

Le taux de carbonates des dépôts intertidaux du Pléistocène moyen (MIS 7 et 9) est d'environ 20 %. Il passe à 30 %. au MIS 6/5. Cette même évolution est observée au sein des faciès lagunaires : il passe de 16 et 21 % au MIS 7 à 33 % au MIS 6/5 à l'exception de celui de Chebba (13 %). Au MIS 5.5, le taux de carbonates passe à 43 % dans les dépôts intertidaux et 35 % au sein des faciès lagunaires. Par contre, il demeure faible sur le littoral Sud-Est à Sidi Yati (unité quartzeuse) où le faciès intertidal ne contient que 14 % de CaCO₃.

Au MIS 5.3 - 5.1, l'augmentation du taux de $CaCO_3$ se poursuit dans les dépôts intertidaux du Sahel. La première transgression marine du MIS5.3 – 5.1 a laissé, à Ashraf, des dépôts de plage à fossiles de crabes à 47 % de carbonates, un taux proche de celui du MIS 5.5. Lors de la seconde transgression du MIS 5.3 - 5.1 (ASHC3), le taux de carbonates s'élève à 83 %. A Khniss, par contre, ce taux est très bas (14 %).

Au MIS 4 se sont mis en place des complexes dunaires très carbonatés (73 - 74 %). La forte activité éolienne a permis le remaniement, à partir de l'estran émergé, d'importantes quantités de matériel sédimentaire bioclastique, oolithique et très carbonaté, hérité du MIS 5.

b. Différenciation régionale

- Au MIS 5.5

On observe un net contraste entre les taux de $CaCO_3$ des dépôts littoraux du Nord - Est et du Sud - Est de la Tunisie. Sur la côte sahélienne, à Réjiche, les dépôts intertidaux ont un taux de carbonates de 43 % alors qu'à Sidi Yati, sur l'île de Jerba, ils présentent un taux de 14 %. Ce contraste régional reflète vraisemblablement des conditions paléogéographiques et morphodynamiques différentes.

Les études géomorphologiques du Sahel central et méridional (Brahim, 2001) ont permis de reconstituer l'extension de la ligne de rivage tyrrhénienne. A Réjiche, la ligne de rivage s'avance de 2 à 4 km à l'intérieur des terres. Il s'agit d'un secteur bas, plus sensible à la transgression de la mer tyrrhénienne et propice au développement d'une large plateforme carbonatée au Tyrrhénien. Par ailleurs, l'exposition de cette côte aux vagues et à la houle (Mahmoudi, 1986) a également favorisé la production de carbonates.

Le site de Sidi Yati par contre, est localisé sur la rive Nord de la mer Boughrara (Fig. 96 ; chap. II). Il s'agit d'une mer intérieure, abritée, protégée de la houle et des courants de marée, qui a fonctionné en lagune depuis le Pléistocène (Jedoui, 1979). Les dépôts intertidaux de Sidi Yati (UMK2) sont par ailleurs riches en coquilles d'*Ostrea*, espèce indicatrice d'eaux marines sous-salées (de 10 % à 3 %) (Chakroun, 2006). Cette faible agitation des eaux mariens et leur faible salinité ont vraisemblablement freiné la précipitation de carbonates à Sidi Yati.

- Au MIS 5.3-5.1

Au cours des transgressions du MIS 5.3-5.1, les dépôts marins du MIS 5.5 à taux de carbonates élevés ont été remobilisés. Les taux les plus importants en CaCO₃ du MIS 5.3-5.1 sont enregistrés dans les faciès intertidaux d'Ashraf et Réjiche (82 % et 87 % respectivement) tandis que plus au Nord, dans le secteur de Khniss, les taux sont beaucoup plus faibles (14 %).

On note donc une répartition différentielle des carbonates le long de la côte sahélienne. La comparaison entre les positions des lignes de rivage tyrrhénienne et actuelle permet de conclure que la configuration de la côte n'a pas profondément changé (Brahim, 2001). En

partant de ce fait, on remarque que le secteur côtier entre Khniss et Ras Dimasse (à quelques kilomètres au Nord d'Ashraf – Réjiche), est marqué par les apports terrigènes des cours d'eau continentaux (oued Essoug). La présence d'un cône au débouché de ce cours d'eau traduit une dilution des carbonates (Ph acide et baisse de la salinité) et un freinage de leur production.

Par contre, la côte entre Ashraf et Réjiche ne reçoit pas de cours d'eau. Les apports en sédiments d'origine continentale est faible et la précipitation physico-chimique des carbonates est favorisée.

G. La répartition des Strombes au sein des dépôts marins littoraux pléistocènes

- MIS 5.5 (UMK2)

C'est au sein du faciès carbonaté de la plateforme infralittorale, à Monastir (Sahel), qu'ont été observés les Strombes *in situ*, en position de vie et associés à des coraux. Ces Strombes se retrouvent dispersés, remaniés, au sein des faciès carbonatés d'environnement intertidal à subtidal (« calcarénite oolithique à Strombes ») au Cap Bon, au Sahel et dans le S-E tunisien. Ils sont par contre absents au sein des dépôts siliciclastiques d'environnement intertidal.

La datation IRSL ayant démontré que les faciès silicilastiques dépourvus de Strombes sont contemporains des faciès carbonatés à Strombes *in situ*, l'absence de Strombes au sein des faciès siliciclastiques (Unité Khniss de Mahmoudi (1988) ou Unité Quartzeuse de Jedoui, 2000) indique donc que cet environnement intertidal n'était pas favorable au développement de Strombes (milieu trop agité).

- MIS 5.3-5.1 (UMR)

Au sein des dépôts du MIS 5.3 - 5.1 (UMK1), les Strombes sont remaniés et systématiquement associés aux niveaux conglomératiques. Ils sont vraisemblablement issus du remaniement des dépôts marins intertidaux et subtidaux mis en place au MIS 5.5.

Notons enfin, que si en Sardaigne, en Sicile, en Calabre et en Tunisie, les Strombes sont spécifiques aux dépôts marins du MIS 5, en Espagne, par contre, les Strombes sont présents dès le MIS 7. En effet, le calcaire bioclastique à Serpulidés, Strombes et coraux de la Marina - El Pinet (Zazo *et al.* 2003) a été daté 178 ka par U/Th sur *Cladocora caespitosa*. La présence précoce de Strombes à l'extrémité occidentale du bassin méditerranéen, suggère que cette faune chaude originaire des Canaries-Sénégal, aurait pénétré dans le Bassin méditerranéen occidental dès le **MIS 7** voire le **MIS 9**. En Tunisie, cette hypothèse ne peut être vérifiée dans la mesure où les faciès de plateforme infralittorale du MIS 7 et 9, susceptibles de renfermer des Strombes *in situ* sont situés sous le niveau marin actuel.

H. La répartition des oolithes au sein des dépôts littoraux pléistocènes

Les oolithes marines se forment sur les plateformes carbonatées peu profondes, plates et larges, dans des eaux agitées, sursaturées en CaCO₃, caractérisées par de forts taux de salinité, des températures élevées et de faibles pressions de CO₂ (Purser, 1980 ; Llyod *et al.* 1987). Les plateformes carbonatées des Bahamas et du Golfe persique associées à des courants de marée sont des régions formatrices d'oolithes (Purser, 1980). Les oolithes marines qui apparaissent dans des milieux agités se caractérisent par un classement presque parfait. L'épaisseur du cortex dépend partiellement de la saturation des eaux en carbonates.

Les oolithes se forment généralement en milieu subtidal, relativement agité mais on les retrouve aussi en milieu intertidal. Toutes les oolithes pléistocènes des côtes de la Tunisie

possèdent une forme ovoïde ou allongée. Il s'agit d'oolithes de type α dont le cortex peut être dans certains cas assez épais. La forme typiquement ovoïde des oolithes semble être due, en partie, à leur rotation mécanique qui permet l'accroissement du cortex autour du noyau (Purser, 1980). Les grains de quartz, les pellets et les débris de bioclastes en constituent les nucléi.

En Tunisie, les dépôts siliciclastiques intertidaux du MIS 9, MIS 7 et MIS 6/5 sont dépourvus d'oolithes. Rappelons que les teneurs en carbonates de ces dépôts sont inférieures à celles observées dans les dépôts du MIS 5.5 (voir § F ci-dessus). Cette absence d'oolithes pourrait suggérer que les eaux marines au large du Sahel, au MIS 9, 7, 6/5, étaient moins saturées en carbonates et vraisemblablement plus froides qu'au MIS 5.5.

La présence d'oolithes au sein des dépôts marins du MIS 5.5, aussi bien au Cap Bon (Dar Oufa) qu'au Sahel (Hergla, Khniss, Réjiche, Chebba), dénote des conditions de milieu, géochimiques et hydrodynamiques, favorables à leur développement. L'augmentation des températures durant le MIS 5.5 (voir Chapitre I) a permis le développement d'une plateforme récifale carbonatée. Les conditions de salinité et de température élevées étaient favorables à la production de carbonates et d'oolithes. L'agitation des eaux, associée aux courants de marée et à la houle, au large du Sahel et du Cap Bon, ont elles aussi favoriser la formation d'oolithes.

A Sidi Yati (Ile de Djerba) par contre, les dépôts intertidaux du MIS 5.5 (unité quartzeuse) sont dépourvus d'oolithes. Rappelons qu'il s'agit ici de dépôts à faible teneur en carbonates (14 %) (Voir § F ci-dessus), mis en place dans une mer intérieure abritée (Boughrara), protégée de la houle et des courants de marée, à faible taux de salinité (voir § F ci-dessus). Ces conditions de milieu n'ont donc vraisemblablement pas été favorables à la formation d'oolithes.

Au Sahel, les oolithes sont encore présentes dans certains dépôts du MIS 5.3-5.1 à Ashraf et Khniss mais sont absentes à Réjiche. L'origine de ces oolithes reste incertaine : s'agit t'il d'oolithes remaniées des dépôts du MIS 5.5 ou formées *in situ* au MIS5.3-5.1 ?

En Espagne (Zazo *et al.* 2003 ; Bardaji *et al.* 2009) et en Sardaigne (Andreucci *et al.* 2010) par contre, les dépôts marins du MIS 5.3 sont dépourvus d'oolithes.

Les dépôts dunaires de l'unité continentale Réjiche (UCR, MIS 4), renferment des oolithes qui ont été remaniées par le vent, à partir de l'estran émergé, lors de l'édification de la dune. Leur nucléii sont formés essentiellement de pellets. La morphologie de ces oolithes est toutefois intacte et ne montre pas de traces d'abrasion. Le cortex des oolithes marines du MIS 5.3 - 5.1 est lui aussi bien préservé et non altéré.

2.3. La sédimentation continentale du MIS 6

Les épisodes de bas niveau marin (équivalents des périodes glaciaires ou épisodes arides) succédant aux hauts niveaux marins « interglaciaires », sont enregistrés sous forme de dépôts continentaux rouges sableux ou limoneux (alluviaux, colluviaux ou éoliens).

A Dar Oufa, au Cap Bon oriental, les dépôts lagunaires mis en place au MIS 7 (unité Douira 2 ou UMP 3) sont séparés de la « calcarénite oolithique à Strombes » du MIS 5.5, par deux dépôts continentaux distincts pédogénéisés (concrétions calcaires). Le premier dépôt

(unité D-C1) est un sable éolien mis en place dans un contexte vraisemblablement venteux et aride du MIS 6. L'examen morphoscopique et exoscopique des grains de quartz (cf chapitre III) montre en effet une grande majorité des grains ronds mats, ce qui laisse supposer une origine éolienne de ce dépôt continental. Le deuxième dépôt est colluvio-alluvial graveleux (unité D-C2). Il correspond à un bas niveau marin survenu en contexte plus humide où l'érosion sur les versants était active sans pour autant qu'il y ait un couvert végétal épais pour retenir la charge terrigène au sol.

2.4. Processus pédogénétiques

Les processus pédogénétiques observés au sein des dépôts littoraux pléistocènes de Tunisie sont caractérisés par des phénomènes d'**encroûtement calcaire**, de **rubéfaction** et d'**hydromorphie**.

A. Encroûtements calcaires

Ce processus d'encroûtement affecte aussi bien les faciès marins, lagunaires, éoliens et continentaux. Sa présence témoigne d'un épisode de continentalisation dans un contexte climatique chaud semi-aride à contraste saisonnier. Cet encroûtement constitue un précieux repère stratigraphique qui souligne une phase de bas niveau marin.

Différents types d'encroûtement ont été observés dans les dépôts littoraux étudiés: encroûtements discontinus (rhizolithes, nodules), croûte feuilletée et dalle compacte.

a. Encroûtements calcaires discontinus

Les concentrations calciques d'origine pédologique se présentent souvent sous forme de tâches friables sans limites nettes avec le sédiment encaissant, de nodules diffus ou indurés et de pédotubules.

- *Rhizolithes* liés à la végétalisation des dunes littorales, ils ont été observés dans le sable dunaire de Hergla (unité H-D3, UMR, MIS 5.3-5.1) et la dune de l'oued Chiba (unité marine Douira 2 fin, MIS 7).

- *Nodules carbonatés* de taille centimétrique affectant le sommet de l'ensemble des dépôts lagunaires du Cap Bon, du Sahel et de Djerba. Ils marquent la fin du cycle marin et la transition vers un climat chaud moins humide (à saisons contrastées, plus aride). Les nodules carbonatés ont été observés dans les unités suivantes :

- l'unité lagunaire de Dar Oufa (D-LL1, UMD 2, MIS 7)
- l'unité lagunaire de l'oued Chiba (CB-LL, UMD 2, fin MIS 7)
- l'unité lagunaire H-LL1 de Hergla Sud (UMK 1, MIS6/5).
- l'unité lagunaire H-LL2 d'Hergla Nord (UMK 2, MIS5.5).
- le limon lagunaire de Khniss (unité K-LL, UMK 2, MIS5.5)
- le limon lagunaire de Chebba (unité Ch-LL, UMK 1, MIS 6/5)
- le limon lagunaire de Sidi Yati (unité Ch-LL, UMK 1, MIS 6/5)

b. Encroûtements calcaires continus

• *Croûte feuilletée*: nettement plus indurée à aspect crayeux. Il s'agit d'une superposition de feuillets constitués par une succession de séquences décimétriques.

Une croûte feuilletée a été observée à la base de l'unité lagunaire de Hergla Sud (H-LL1, unité marine Khniss 1, MIS 5/6).

• *Dalle compacte très indurée* : cette induration affectant l'ensemble du dépôt caractérise la lumachelle d'El Hajeb (Unité marine Douira 2, fin MIS 7) et la « calcarénite oolitique à Strombes » (Unité marine Khniss 2) aussi bien au Sahel (Chebba) qu'au Cap Bon oriental (oued Chiba et Dar Oufa).

Il s'agit dans les trois cas, de dépôts marins riches en carbonates, très fossilifères, mis en place à la fin d'un cycle marin (fin du MIS 7 et fin du MIS 5.5), et surmontés de dépôts sablolimoneux continentaux restés meubles. Ces dépôts marins ont donc évolué en milieu subaérien et ont été exposés à l'air libre sur une période de temps suffisamment longue, lors d'un épisode régressif postérieur à leur dépôt, dans un contexte chaud vraisemblablement plus aride, favorisant le processus d'induration.

B. Rubéfaction

Il s'agit d'un processus pédologique caractérisé par une cristallisation d'oxyde de Fer (hématite) en contexte climatique chaud et humide à saisons contrastées (type méditerranéen). Ce processus a affecté le dépôt continental inférieur (unité D-C1) de Dar Oufa, corrélé au MIS 6. La dune oolitique par contre, attribuée au MIS 4 (UCR), n'a pas été rubéfiée.

C. Hydromorphie

Des processus d'hydromorphie ont été observés dans tous les dépôts lagunaires du littoral tunisien. Ils se traduisent par des phénomènes d'oxydo-réduction du fer reliés à l'état de saturation en eau du sédiment. Il en résulte le développement de sols marmorisés gris-vert à taches ocres (pseudogley) caractéristiques des zones soumises aux fluctuations de la nappe d'eau (lagune, plaine alluviale). L'excès d'eau entraîne un déficit d'oxygène dans le sédiment (anaérobie) qui s'accompagne d'un processus de réduction ou de mobilisation de fer ferreux (gris-vert). L'assèchement du sol suite à la baisse du niveau d'eau (oxygénation du sédiment) engendre un processus d'oxydation ou d'immobilisation de fer ferrique (ocre) (Vizier, 1983).

Ce processus d'hydromorphie a été observé dans tous les faciès lagunaires du Cap Bon oriental, du Sahel et de Djerba : à l'oued Chiba (CB-LL, fin MIS 7), Dar Oufa, Chebba (Ch-LL, MIS 6/5), Hergla (H-LL1 et H-LL2 : MIS 6/5 et MIS 5.5), Khniss, et Sidi Yati (Y-LL, MIS 6/5).

3. Evolution des conditions paléoclimatiques le long du littoral tunisien du MIS 9 au MIS 4 dans le contexte du bassin méditerranéen occidental

A la Fig. 239, les paléorivages du MIS 5, 7 et 9 préservés le long du littoral Est tunisien, témoins de hauts niveaux marins interglaciaires, sont comparés aux hauts niveaux lacustres tunisiens et libyens, aux sapropèles méditerranéens, et à la courbe SST de la Méditerranée occidentale.
3.1. MIS 9 et 7 (UMD1 et UMD2)

Les paléorivages du MIS 7 et MIS 9, mis en évidence au Sahel et au Cap Bon oriental, sont contemporains des dépôts de calcaires lacustres, accumulés au cours de périodes humides (interglaciaires) (Fig. 239) dans la région des grands chotts du Sud tunisien (Causse *et al.* 2003) et dans le bassin de Murzuk (lac Fezzan) du Sud libyen (Geyh et Thiedig, 2008) (voir Chapitre I). La diminution progressive de l'extension des paléolacs libyens du Fezzan, du MIS 9 au MIS 5, témoigne d'une réduction progressive de l'humidité du MIS 9 au MIS 5 (Geyh et Thiedig, 2008). Cette aridification des épisodes « interglaciaires » est cohérente avec l'augmentation progressive du taux de carbonates au sein des dépôts marins littoraux tunisiens du MIS 9 au MIS 5. Ce taux passe en effet, en milieu intertidal, de 20 % au MIS 9 à 45 % au MIS 5.5. Les séquences polliniques du bassin d'Ionnina, au Nord-Ouest de la Grèce, confirment que le MIS 7 était plus humide que le MIS 5 (Tzedakis *et al.* 2003) (voir Chapitre I).

Les hauts niveaux marins du MIS 9 et 7 de la Tunisie coïncident aussi avec le développement dans le bassin méditerranéen, des sapropèles (S10 et S9-S7) (Fig. 239) déposés dans un contexte climatique chaud et humide (Kallel *et al.* 2000; Löwemark *et al.* 2006). Leur formation est en effet associée à une diminution de la salinité des eaux de surface consécutive à une forte augmentation des précipitations dans le bassin méditerranéen au cours des épisodes humides interglaciaires (voir Chapitre I). L'estimation des paléotempératures des eaux marines de surface (SST) à partir des enregistrements isotopiques des foraminifères planctoniques dans le bassin méditerranéen (Kallel *et al.* 2000; Martrat *et al.* 2004) démontrent que le MIS 5 était nettement plus chaud que le MIS 7 (Fig. 239).

Hajer MEJRI



Figure 239. Synthèse des données paléoclimatiques : hauts niveaux marins interglaciaires de l'Est tunisien, hauts niveaux lacustres interglaciaires du sud-ouest Tunisien et de Lybie, SST et sapropèles du bassin méditerranéen, du MIS 9 au MIS 5.

352

3.2 La transition MIS 6/5 (UMK1)

Elle est attestée en Tunisie par plusieurs dépôts datés par IRSL entre 142 ka et 146 ka au Sahel et à Djerba (unité marine Khniss 1). Cette transition est marquée par la remontée rapide du niveau marin qui a accompagné l'avant dernière déglaciation (Terminaison II) (voir Chapitre I). Les diagrammes polliniques au large de la marge ibérique (Sanchez-Goni *et al.* 1999) montrent par ailleurs que cette transition MIS 6/5 est caractérisée sur le continent, par un réchauffement et une augmentation des précipitations, contemporaine d'une baisse d'arrivée de masses d'eau froide et d'une remontée rapide du niveau marin corrélative de l'avant dernière déglaciation.

En Tunisie, les taux de carbonates des dépôts littoraux mis en place à la transition MIS 6/5 (34 %) sont intermédiaires entre ceux du MIS 7 (~ 20 %) et ceux du MIS 5.5 (~ 43 %) traduisant ainsi une élévation progressive des températures du MIS 7 au MIS 5.5.

3.3. MIS 5.5 (UMK2)

La transgression du MIS 5.5 est accompagnée d'une élévation de la température des eaux marines (voir Chapitre I). Elle s'est effectuée en Tunisie sur une plateforme large, peu profonde et stable qui a favorisé la formation de récifs coralliens, d'algues calcaires et l'épanouissement d'une faune variée et abondante, avec entre autres *Strombus bubonius*.

C'est à Monastir, au Sahel, qu'affleurent ces dépôts marins du MIS 5.5 (unité marine Khniss 2), à Strombes en position de vie, coraux, rhodolites et Mélobésiés. Ils se sont mis en place dans des eaux chaudes sur la plateforme carbonatée infralittorale.

Rappelons que la croissance normale de *Strombus bubonius* exige une température annuelle de 25° C (Cornu *et al.* 1993), une production carbonatée assez élevée, un substrat stable et un climat tropical à subtropical. Sur la côte Est tunisienne, le MIS 5.5, contrairement aux MIS 9, 7 et 6/5, est caractérisé par une sédimentation très carbonatée (~ 43 % de CaCO₃), oolithique, favorable à la fois au développement d'un récif corallien et à l'épanouissement des Strombes dans l'étage subtidal inférieur.

L'analyse isotopique comparative des Strombes fossiles et actuels, de Monastir et de Mallorque, a montré qu'au MIS 5.5 les paléotempératures SST étaient de 7°C plus élevées (Cornu *et al.* 1993). D'après ces auteurs, la température isotopique moyenne pour le Dernier Interglaciaire était de 26°C, donc proche de la température actuelle dans le Golfe de Guinée.

Les analyses détaillées des assemblages de foraminifères planctoniques du site ODP 977 situé en mer d'Alboran dans le bassin occidental de la Méditerranée (Pérez-Folgado *et al.* 2004, Martrat *et al.* 2004), ont montré que le maximum de température atteint durant le Dernier Interglaciaire était d'environ 2°C plus élevé qu'aujourd'hui.

Les dépôts littoraux du MIS 5.5 en Tunisie sont corrélables aux hauts niveaux lacustres sud-tunisiens et libyens ainsi qu'au sapropèle S5 (Fig. 239), qui attestent tous d'un contexte chaud et humide (Chapitre I).

Il est important de rappeler que les résultats des données IRSL (voir § 1 ci-dessus), ont permis de démontrer que les faciès carbonatés à Strombes et oolithes du milieu subtidal inférieur étaient contemporains des faciès intertidaux siliciclastiques, dépourvus de Strombes appartenant à la même unité marine Khniss 2, corrélative du MIS 5.5. Cette contemporanéité des faciès carbonatés et siliclastiques remet donc en question les interprétations paléoclimatiques de Mahmoudi (1986, 1988) et Jedoui *et al.* (2001, 2003). En effet, d'après ces auteurs, les dépôts siliciclastiques dépourvus de Strombes (Unité Khniss et Unité quartzeuse) attribués à la première moitié du MIS 5.5 (~ 140 ka), se seraient mis en place dans un contexte climatique humide tandis que le faciès carbonaté à Strombes et oolithes (Unité Réjiche et Unité carbonatée) rapporté à la seconde moitié du MIS 5.5 (~ 120 ka), serait associé à des conditions climatiques plus chaudes et plus arides.

Sur base des données IRSL, couplées aux données lithostratigraphiques, les résultats de cette thèse montrent donc que le contraste de faciès (siliciclastique/carbonaté) au sein du MIS 5.5 ou de l'unité marine Khniss 2, reflète une différence d'environnement de dépôt (variation latérale de faciès) et non un changement des conditions climatiques.

3.4. MIS 5.3-5.1 indifférencié (UMR)

Sur le pourtour de la Méditerranée occidentale, on observe dès la fin du MIS 5.5, un changement important au niveau des faciès marins littoraux : disparition des Strombes dans les Iles Baléares, passage des faciès oolithiques à des faciès non oolithiques, accumulation de plages conglomératiques. (Bardaji *et al.* 2009). Dans le Sud-Est de l'Espagne, ces changements de faciès sont accompagnés de variations soudaines des conditions de surface des eaux marines et du climat : baisse de la SST, baisse du niveau marin et augmentation de la fréquence des tempêtes (Bardaji *et al.* 2009). L'absence de faune chaude dans les dépôts marins littoraux du MIS 5.3 en Sardaigne témoigne elle aussi d'un climat moins chaud qu'au MIS 5.5 (Andreucci *et al.* 2010).

Le même changement de faciès s'observe le long du littoral Est tunisien. Les dépôts marins intertidaux attribués au MIS 5.3-5.1 (UMR) débutent par un mega conglomérat (« boulder bed ») et sont interstratifiés de plusieurs niveaux conglomératiques à Strombes (cas de la coupe d'Ashraf) remaniés, voire brisés et coquilles de mollusques fragmentées. Ces dépôts intertidaux renferment encore des oolithes (très vraisemblablement remaniées des dépôts du MIS 5.5?) et présentent des taux de carbonates comparables à ceux des dépôts du MIS 5.5 (14 à 47 %) avec localement des niveaux à taux beaucoup plus élevés (82 - 87 %). Ce maintien d'un taux élevé de carbonates résulte du remaniement de dépôts marins littoraux fortement carbonatés et oolithiques du MIS 5.5.

3.5. MIS 4 (UCR)

Le MIS 4 en Afrique du Nord est marqué par un climat aride et venteux (Szabo *et al.* 1995; Labeyrie, 2006; Geyh et Thiedig, 2008) (voir Chapitre I). Cette intensification de l'activité éolienne est cohérente avec l'augmentation globale des poussières atmosphériques observées dans les carottes glaciaires du Vostok et de l'Epica en Antarctique (Revel *et al.* 2010). Conjuguée au bas niveau marin, l'aridité du climat au MIS 4 a instauré des conditions de rhexistasie, propices à la mobilisation, par le vent, du matériel bioclastique carbonaté à partir de l'estran émergé comme l'attestent les grands complexes dunaires d'âge MIS 4 édifiés

le long du littoral Est tunisien. Ces derniers sont comparables à ceux observés en Sardaigne (Andreucci *et al.* 2010 ; Thiel *et al.* 2010). Ces énormes accumulations dunaires témoignent d'une tendance régionale à l'aridité et à l'inactivité hydrologique (Zazo *et al.* 2010).

4. Altitude des paléorivages et néotectonique

Les régions du Sahel et du Cap Bon oriental constituent des zones littorales tectoniquement instables dont les déformations s'intègrent dans un contexte de rapprochement des plaques Afrique et Eurasie, qui a débuté au Miocène supérieur. Par ailleurs, le Sud-Est de la Tunisie, situé dans le prolongement de la plateforme saharienne, demeure stable depuis au moins 130 ka. Il apparaît donc au Pléistocène supérieur et moyen un net contraste entre les zones littorales soulevées du Nord (Sahel et Cap Bon) et les zones stables du Sud – Est. Les taux de soulèvement du Sahel et du Cap Bon oriental sont cependant différents. Chacune de ces régions est par ailleurs affectée par un soulèvement différentiel Ce dernier est surtout perceptible pour les unités marines du Pléistocène inférieur – moyen (UMP1 et UMP2) du Cap Bon oriental qui reposent sur les plateformes marines (pfI et pfII). Il existe une différence d'altitude, de 20 à 40 m entre le secteur côtier au Nord de Korba et celui au Sud de Korba (Oueslati, 1994). Toutefois le secteur Nord de Korba demeure relativement stable et présente une morphologie régularisée héritée du Pliocène malgré la présence d'une structure anticlinale entre Korba et Kélibia (Ben Ayed, 1993). Celle-ci se trouve apparemment affaissée sous les dépôts transgressifs du Pliocène.

Les dépôts marins de l'unité Douira (UMP3), culminant à 15 m d'altitude au Nord de Dar Oufa (Sud de Korba), disparaissent sous la plaine de Nabeul et réapparaissent à l'approche d'Hammamet à 30 m d'altitude (Oueslati, 1994). En revanche, les unités datant du Dernier Interglaciaire (MIS 5.5 ; UMP 4 et UMP 5) culminent à des altitudes comparables au Nord et au Sud de Korba. Elles sont plus élevées que celles des dépôts marins de même âge au Sahel et dans le Sud-Est tunisien (île de Djerba). Cependant, il est judicieux de noter que, la ligne de côte n'étant pas souvent préservée en affleurement, la détermination des altitudes reste très approximative tant qu'elle n'est pas effectuée par un altimètre de haute précision. De même, ces altitudes sont propres à la région étudiée et ne reflète que le niveau marin relatif approximatif. Les réajustements hydro-isostasiques ne sont pas pris en compte ainsi que les variations du géoide qui font que le niveau marin peut varier d'une région à l'autre durant un même interglaciaire. Seules les indices de déformations tectoniques et microtectoniques peuvent renseigner sur l'existence d'un régime de contrainte spécifique pour un une période de temps déterminée au cours du Mio –Plio - Pléistocène.

4.1 Altitudes des paléorivages pléistocènes

A.Paléorivages du MIS 9

D'après Waelbroeck *et al.* (2002), le niveau marin au MIS 9 serait d'environ + 5 m dans les zones stables (voir Chapitre I). En conséquence, les dépôts intertidaux UMD1 (MIS 9) dans la coupe d'El Hajeb au Sahel, culminant à + 8 m, semblent ne pas subir un soulèvement tectonique important. Les dépôts équivalents du Cap Bon oriental représentés par l'unité Diar Ben Salem (UMP2), et culminant à + 60 m au Sud de Korba et à + 20 m au Nord de Korba, sont par contre soulevés.

Sur le littoral méridional (île de Djerba), les hauts niveaux marins représentatifs du MIS 9 sont absents. Ceci est vraisemblablement dû à la poursuite du mouvement de subsidence de la plaine de Jeffara maritime et du golfe de Gabès, maintenue depuis le Miocène.

B.Paléorivages du MIS 7

Sur la côte du Sahel, les dépôts intertidaux du MIS 7 (UMD2) culminent à El Hajeb à + 10 – 11 m. Au Cap Bon oriental, les dépôts lagunaires de l'Unité Douira ou UMP 3 culminent à + 10 m à Dar Oufa (Nord de Korba). Au sud de Korba par contre cette même Unité Douira ou UMP3 culmine jusqu'à + 30 m. Les altitudes du MIS 7 observées en Tunisie sont nettement plus élevées que celles de la Sardaigne, région supposée tectoniquement stable depuis le Miocène inférieur (Ferranti *et al.* 2006). En Sardaigne, les dépôts intertidaux du MIS 7 (unité U1 à San Giovanni di Sinis) culminent à + 2.5 \pm 2 m (Andreucci *et al.* 2009). En Calabre, par contre, région tectoniquement très active, les terrasses marines soulevées du Capo Vaticano, rapportées aux MIS 7.5, 7.3 et 7.1 (Bianca *et al.* 2010, voir tableau.1 chapitre I), sont beaucoup plus élevées. Elles culminent entre + 125 et + 560 m.

Les estimations de la position du niveau marin au MIS 7, dans les régions tectoniquement stables, sont très variables. Elles varient entre + 2 m et - 21 m selon les auteurs : + 2,5 m (Hearty et Kindler 1995), - 5 et - 9 m (Waelbroeck *et al.* 2002) ; - 15 m (Chappell et Shackleton, 1986) ; - 18 et - 21 m (Bard *et al.* 2002) (voir Chapitre I).

Comparativement aux dépôts du MIS 7 de San Giovanni di Sinis, en Sardaigne, et ne prenant en compte aucune correction du géoïde, de l'hydro-isostasie ni de la tectonique, l'élévation des paléorivages tunisiens du MIS 7, suggère donc un soulèvement différentiel du Sahel et du Cap Bon oriental postérieur à la mise en place de l'unité marine Douira 2 (UMD2).

Sur le littoral Sud de la Tunisie, les dépôts de l'unité UMD2 attribués au MIS 7 n'affleurent pas. Ceci implique la poursuite du mouvement de subsidence du golfe de Gabès et de la plaine de Jeffara durant le MIS 7. Cette subsidence est reliée à un réseau de failles normales dues à une extension NE-SW qui est responsable de la formation de structures effondrées en grabens dans la plaine côtière de la Jeffara (Bouaziz, 1995).

C.Paléorivages du MIS 5

a.Transition MIS 6/5

Lors de la transgression corrélative de la transition MIS6/5 (Terminaison II), le niveau marin est estimé par Antonioli *et al.* (2004) à - 20.7 et - 20 m en-dessous du niveau marin actuel, en mer tyrrhénienne (grotte d'Argentarola). D'après la courbe de Waelbroeck *et al.* (2002) par contre le niveau marin serait à environ - 70 m en-dessous du niveau marin actuel.

Sur la côte du Sahel tunisien, les dépôts marins intertidaux mis en place à la transition MIS 6/5 (UMK1) culminent à + 4 m au-dessus du niveau marin actuel à Ashraf (secteur Réjiche-Khniss). Par contre, au Nord et au Sud de cette région, à Hergla et à Chebba, les dépôts lagunaires de la transition MIS 6/5 (UMK1) affleurent à + 1 - + 2 m. A Djerba, dans le SE tunisien, le dépôt lagunaire de la transition MIS 6/5 (UMK1) affleure à la même altitude.

Des hauts niveaux marins autour de 140 ka ont été également identifiés sur d'autres littoraux de la Méditerranée (voir Chapitre I). En Calabre, à Rosarno, un dépôt marin siliciclastique daté 140 ± 13 ka (Balescu *et al.* 1997) culmine à + 80 m. En Espagne, à Cape Huertas (région tectoniquement active en rapport avec la faille de Loma del Viento), un dépôt marin à *S. bubonius* daté 143 ± 7 ka par Th/U sur *Cladocora caespitosa* (Zazo *et al.* 2003) culmine à + 2 m d'altitude. Sur base de ces résultats, on peut considérer qu'un soulèvement tectonique a sans doute affecté les dépôts intertidaux du MIS6/5 aussi bien en Calabre, qu'en Tunisie et en Espagne puisque le niveau marin durant cette époque était nettement inférieur à l'actuel.

b.MIS 5.5

Le plateau de Monastir, affecté par une faille décrochante sénestre (Kamoun, 1980) et par la flexure de l'oued Tefla (vraisemblablement chronologiquement postérieure au décrochement senestre), le faciès subtidal inférieur, à *Strombus bubonius in situ* (unité marine Khniss 2, UMK2), affleure à ~ + 4 m au-dessus du niveau marin actuel (d'après la figure 7 de Mahmoudi (1986)). Dans cette même région du Sahel central, à Réjiche, le faciès de plage (UMK2) est à + 7 - + 8 m. Au sud de cette région, à Chebba, le faciès subtidal – intertidal représenté par la « calcarénite oolitique à Strombes » (UMK2) affleure entre + 3 - + 4 m audessus du niveau marin actuel.

Au Cap Bon oriental par contre, la même « calcarénite oolitique à Strombes » culmine entre + 12 - + 13 m à Dar Oufa (Sud de Korba), et à + 10 m à Chiba (Nord de Korba).

Dans le SE tunisien, à Djerba, les dépôts de l' « unité quartzeuse » équivalente à l'UMK2 au Sahel, culmine entre +3 - +4 m ; l'« unité carbonatée à Strombes » culmine à +4 et +6 m (Jedoui *et al.* 2002). Ces altitudes sont comparables à celles des plateformes stables qui varient entre +2 et +6 m selon les auteurs (voir chapitre I). Le Sud-Est tunisien est en effet supposé stable depuis le MIS 5 (130 ka) sans mouvements compressifs ou distensifs de grande ampleur (Bouaziz *et al.* 2003). En conséquence, le Cap Bon oriental demeure la région la plus soulevée (+10 et +13m). Les altitudes des hauts niveaux marins intertidaux du MIS5.5 au Sud-Est et au Sahel, de part et d'autre de la région Réjiche – Khniss, sont comparables (+3 - +4m). Ces mêmes altitudes sont observées sur la côte de la Sardaigne où le niveau marin au MIS 5.5 a atteint $6 \pm 3m$ (Ferranti *et al.* 2006). Le secteur Réjiche – Khniss - Monastir du Sahel central, semble donc avoir subi un soulèvement différentiel postérieurement au MIS 5.5.

c.MIS 5.3 – 5.1

D'après la courbe de Waelbrock *et al.* (2002), le niveau marin dans les régions stables au MIS 5.3 et MIS 5.1 était situé à -20 m par rapport au niveau marin actuel.

Au Sahel, les dépôts marins attribués au MIS 5.3-5.1 (UMR) sont emboîtés dans les dépôts du MIS 5.5. Ils culminent à +7 - +8 m à Ashraf, Réjiche et Khniss. Au nord de cette région, par contre, à Hergla, ils culminent à +4 - +5 m. Ces observations suggèrent donc un soulèvement différentiel au sein même du Sahel, tel que déjà mentionné au MIS 5.5

En Sardaigne, région supposée tectoniquement stable, le faciès marin littoral du site de San Giovanni di Sinis, attribué au MIS 5.3 (unité U3a) culmine a + 2,5 m (Andreucci *et al.* 2009).

A Alghero, le faciès de plage rapporté au MIS 5.3 (Unité U3b) culmine à environ + 3 m (Andreucci *et al.* 2010).

Dans les régions tectoniquement actives telles que la Calabre, dans le Capo Vaticano, la terrasse marine V rapportée au MIS 5.3 (Bianca et al. 2011) culmine à + 52 m.

En conclusion, les altitudes des paléorivages du MIS 5 dans le Sud-Est tunisien (Sidi Yati) et dans les régions situées de part et d'autre du Sahel central (Hergla et Chebba) sont comparables. Le Sahel central par contre (région de Rejiche-Khniss-Monastir) a été beaucoup plus soulevé. Ces observations montrent donc que la côte tunisienne est structurée en blocs structuraux soulevés au niveau du Cap Bon oriental et du Sahel central (région Rejiche-Khniss-Monastir), et subsidents dans le golfe de Gabès du Miocène jusqu'au Pléistocène moyen. Les régions de Hergla et Chebba apparaissent comme les segments les plus stables de la côte du Sahel. La côte du Sud-Est tunisien demeure subsidente au cours des MIS 9 et 7. A partir du MIS 5, le mouvement de subsidence y est freiné et un mouvement de compression affecte les dépôts du MIS 6/5. Au MIS 5 ??, la côte reste stable.

4.2. Déformations tectoniques affectant les formations littorales pléistocènes

L'analyse quantitative et qualitative des jeux de la déformation a permis de distinguer principalement deux contextes tectoniques qui caractérisent les dépôts du Pléistocène moyen – supérieur depuis le Cap Bon oriental jusqu'au littoral méridional de la Tunisie.

A. La compression

Les données numériques de la fracturation dans les dépôts littoraux pléistocènes du Sahel tunisien ont démontré qu'une phase de compression subméridienne importante (phase atlasique) est survenue dès le Miocène supérieur (Serravalien - Tortonien) et s'est intensifiée après le Villafranchien (Pléistocène inférieur). Il s'en est suivi une morphostructuration du Sahel tunisien en plis orientés N-E à E-W associés à des décrochements compressifs E-W.

Pour les dépôts littoraux du Pléistocène moyen – supérieur du Sahel, les traces du régime compressif subméridien sont enregistrées à El Hajeb (Sahel central) sous forme de stries de failles inverses à la surface d'un dépôt marin bioclastique postérieur aux unités marines datant des MIS 9 et MIS 7 (UMD1 et UMD2) de la formation Douira. Ces deux unités marines sont elles aussi affectées par des joints obliques N080 dans un jeu décrochant compressif continu depuis la phase post-villafranchienne.

Au cours du Pléistocène supérieur, la même direction de compression N016 a été observée au Sahel dans la « calcarénite tyrrhénienne » (unité marine UMK2 ou UMR ?) de Salakta et dans l'unité marine UMK2 (MIS 5.5) de Réjiche (Ghribi, 2010) ainsi que dans le SE tunisien dans l'«unité carbonatée » de Tarbella (Bouaziz, 1995).

B. L'extension

La présence d'indices de distension dans les dépôts marins tyrrhéniens du Sahel et du SE tunisien, à Khniss (UMR du MIS 5.3/5.1), à Réjiche (UMK2 ou UMR ? du MIS 5.5 ou 5.3/5.1 ?) à Chebba (unité UMK2 du MIS 5.5) et à Tarbella (« unité carbonatée ») témoigne d'une extension postérieure au MIS 5 au sens large. Par ailleurs, la présence d'indices de distension dans les dépôts dunaires du MIS 4 à Réjiche et Salakta, démontre qu'un régime

distensif N-S, NE-SW et E-W s'est manifesté postérieurement au MIS 4 et aurait affecté à Réjiche les dépôts marins sous-jacents à la dune (unité UMR ou UMK2 ?).

Le schéma général est celui d'un régime compressif subméridien maintenu depuis le Miocène supérieur avec des phases en extension caractérisées par une reprise des failles inverses et décrochements compressifs en jeu normal. La dernière phase distensive enregistrée au Sahel dans les dépôts dunaires de l'unité UCR (MIS 4) à Salakta, Réjiche et Ksiba el Mediouni, est considérée par certains auteurs (Ghribi, 2010) comme une phase de relâchement de la fin du Pléistocène supérieur. Elle est considérée par d'autres auteurs comme la résultante d'une variation dans les paléochamps de contrainte (Martinez et Paskoff, 1984). De notre point de vue, la coexistence d'indices de distension et de compression dans les dépôts marins du Pléistocène supérieur (MIS 5 au sens large) du Nord de la Tunisie (Ben Ayed et Oueslati, 1988) et dans l'unité carbonatée de Tarbella (île de Djerba) plaide en faveur d'une variation dans les paléochamps de contrainte d'un seul mouvement compressif maintenu depuis le Miocène supérieur qui s'intègre dans le cadre du rapprochement des plaques africaine et eurasiatique.

Sud-Est tunisien :

Une analyse spécifique des jeux de failles décrochants et inverses affectant les dépôts marins du Pléistocène supérieur (MIS 5) révèle une compression post-tyrrhénienne N020 à N-S, compatible avec des systèmes de diaclases. Cette tectonique a induit des mouvements verticaux limités. En accord avec sa localisation en bordure nord-orientale de la plate-forme saharienne, la frange littorale du Sud tunisien est restée relativement stable depuis au moins le Dernier Interglaciaire (Bouaziz *et al.* 2003).

Dans la carrière de Réjiche, les unités marines du MIS 5 (MIS 5.5 ou 5.3-5.1 ?) et l'unité dunaire du MIS 4 montrent des indices de distension qui affectent aussi bien l'unité marine tyrrhénienne (UMK2 ou UMR ?) que l'unité dunaire UCR. La phase de distension affectant les dépôts dunaires de l'unité UCR est postérieure au MIS 4.

A El Hajeb, les terrasses marines corrélatives des MIS 9 et 7 sont emboîtées suite à un régime compressif subméridien. Ces mêmes unités sont agencées en plateformes étagées dans le Cap Bon oriental. Des études géophysiques récentes ont montré que dans le golfe d'Hammamet, la tectonique compressive est responsable d'un modèle de plateforme en rampe reconnue (Ben Romdhane *et al.* 2006) qui aurait influencé la déformation tectonique dans l'arrière-pays du Cap Bon et qui aurait été responsable de l'étagement des plateformes littorales du MIS 11/9 au MIS 5 sur la côte du Cap Bon oriental.

CONCLUSION GENERALE

Les résultats IRSL obtenus pour l'ensemble des dépôts lagunaires, marins et dunaires du Sahel, du Cap Bon oriental et du Sud-Est tunisien s'échelonnent entre 327 et 74 ka. Ils se répartissent en six ensembles corrélables aux MIS 9, MIS 7, MIS 6/5, MIS 5.5, MIS 5.3/5.1 indifférencié et MIS 4. Ces résultats démontrent ainsi que les dépôts littoraux pléistocènes de Tunisie s'intègrent dans un cadre chronostratigraphique assez large qui couvre le Pléistocène moyen à supérieur (MIS 9 à MIS 4). A la lumière des résultats obtenus, un nouveau schéma chronostratigraphique de référence pour l'ensemble des dépôts littoraux de l'Est tunisien est proposé. La démarche chronostratigraphique adoptée consiste à subdiviser les dépôts littoraux de la côte tunisienne en formations, membres et unités, en conformité avec les règles de la stratigraphie (Herdeberg, 1979). Chaque membre enregistre un haut niveau marin de rang interglaciaire suivi d'une régression et d'une continentalisation corrélative du littoral.

Ainsi, les données IRSL démontrent que la formation Douira, dont l'âge est compris entre 339 et 140 ka, regroupe deux membres inférieur et supérieur, correspondant respectivement aux MIS 9 et MIS 8 d'une part et aux MIS 7 et MIS 6 d'autre part. Ces dates confirment donc l'âge prétyrrhénien du cordon de Douira (MIS 7 et MIS 9) et démontrent pour la première fois que la formation Douira regroupe deux hauts niveaux marins interglaciaires distincts (UMD1 et UMD2), corrélables au MIS 9 et au MIS 7. Au Cap Bon oriental, les âges IRSL des dépôts littoraux, compris entre 258 et 174 ka, révèlent que l'unité Douira dont le stratotype a été défini à Dar Oufa est l'équivalente à l'UMD2 du Sahel (MIS 7) ce qui conforte le schéma chronostratigraphique de Oueslati (1994). Les données IRSL obtenues à O. Chiba – A sont par ailleurs, en contradiction avec le schéma chronostratigraphique de Chakroun *et al.* (2009) qui se révèle invalidé par l'attribution IRSL du sable éolien de haut de plage à rhizolites (dépôt AIII) observé à l'embouchure de l'O. Chiba à la fin du MIS 7 et non au MIS 5.5.

Les paléorivages du MIS 9 et du MIS 7, mis en évidence au Sahel et au Cap Bon oriental, sont contemporains des dépôts de calcaires lacustres, accumulés au cours de périodes humides interglaciaires dans la région des grands chotts du Sud tunisien (Causse *et al.* 2003) et dans le bassin de Murzuk (lac Fezzan) du Sud libyen (Mebus et Thiedig, 2008). Les hauts niveaux marins du MIS 9 et 7 de la Tunisie coïncident aussi avec le développement dans le bassin méditerranéen déposés dans un contexte climatique chaud et humide (Kallel *et al*, 2000; Löwemark *et al.* 2006). Leur formation est associée à une diminution de la salinité des eaux de surface consécutive à une forte augmentation des précipitations dans le bassin méditerranéen au cours des épisodes humides interglaciaires.

Par ailleurs, les données IRSL démontrent l'âge tyrrhénien au sens large du cordon de Réjiche à l'exclusion de la dune de Réjiche qui est post-tyrrhénienne (MIS 4). Du point de vue stratigraphique, la formation Réjiche, datée entre 140 et 59 ka, comprend un seul membre englobant trois périodes de hauts niveaux marins tyrrhéniens (MIS 5), séparés par deux épisodes de bas niveaux marins :

- Un haut niveau marin du MIS 6/5 daté dans le Sahel tunisien autour de 140 ka (UMK1); il s'agit d'un épisode tardiglaciaire (terminaison II) non reconnu auparavant en

Tunisie. Il est antérieur à l'épisode de dépôt de l' « unité Khniss » de Mahmoudi (1988). Il en est séparé par un paléosol, indice d'une continentalisation du littoral ;

- Un haut niveau marin du MIS 5.5 daté autour de 125 - 114 ka attribué à l' « unité marine Khniss 2 » (UMK2) d'âge MIS 5.5. Celle-ci regroupe (1) le faciès siliciclastique et bioclastique de milieu intertidal caractéristique de l' « Unité Khniss » de Mahmoudi (1988), (2) le faciès carbonaté à Strombes dispersés du milieu intertidal à subtidal, et (3) le faciès carbonaté à Strombes *in situ*, coraux et Mélobésiés du milieu subtidal (plateforme carbonatée infralittorale) daté 126 ± 7 ka à Monastir par la méthode U/Th sur coraux.

Les données IRSL démontrent ainsi que le faciès à Strombes et coraux in situ de la plateforme subtidale de Monastir, n'est que la continuité latérale des faciès intertidaux siliciclastiques de l' « unité de Khniss » de Mahmoudi (1988).

- Un haut niveau marin du MIS 5.3/5.1 indifférencié, daté ~ 100 - 82 ka (UMR) : Il s'agit de sables conglomératiques et très bioclastiques à Strombes remaniés qui soulignent la transgression marine du MIS 5.3. L'âge IRSL de cette unité marine de Réjiche remet en question la corrélation stratigraphique de cette unité à l' «unité Réjiche » ou « unité supérieure» de Mahmoudi (1986). Celle-ci serait l'équivalent de l'UMK2 d'après la chronologie IRSL.

Par ailleurs, les âges IRSL du terme éolien de l'unité Réjiche (Mahmoudi, 1986, 1988) attribué à la fin du MIS 5.5, suggèrent que la dune de Réjiche (UCR d'après la Chronostratigraphie IRSL) s'est formée durant un épisode de bas niveau marin du MIS 4 marqué par une activité éolienne accrue. De même, les données IRSL montrent l'existence de deux générations d'éolianites : une première génération intra-tyrrhénienne de faible ampleur datée 82 ka à Hergla et une seconde éolianite de grande ampleur, post-tyrrhénienne datée 67 – 75 ka à Réjiche et à Ashraf.

Au Sud-Est tunisien, les âges IRSL obtenus à Sidi Yati sur les dépôts de l'unité quartzeuse de Jedoui *et al.* (2003) confirment les âges U/Th obtenus sur Ostrea (Jedoui *et al.* 2003). Ils suggèrent ainsi une mise en place de cette unité au Dernier Interglaciaire MIS 5.5. L'unité continentale à limon lagunaire sous-jacente est, quant à elle, attribuée par IRSL au tardiglaciaire (transition MIS 6/5).

Du point de vue tectonique, on peut distinguer principalement deux contextes de déformations qui caractérisent les dépôts du Pléistocène moyen – supérieur depuis le Cap Bon oriental jusqu'au littoral méridional de la Tunisie :

La compression : les indices d'un régime compressif subméridien du Pléistocène moyen sont enregistrées sous forme de failles inverses et de décrochements conjugués à la surface d'un dépôt marin bioclastique postérieur aux unités UMD1 et UMD2 de la formation Douira. La même direction de compression de tenseur de contrainte calculé N017 est signalée dans les dépôts de l'unité UMK2 ou UMR ? de Salakta, dans l'unité UMK2 (MIS 5.5) à Réjiche ainsi que dans l'unité carbonatée de Tarbella.

L'extension : les déformations distensives qui affectent les dépôts dunaires (unité UCR) de Réjiche et de Salakta confirment qu'un régime distensif N-S, NE-SW et E-W a joué postérieurement au MIS 4 et aurait affecté les dépôts sous-jacents des unités UMR et UMK2 à Réjiche (unité UMR ou UMK2 ?). La présence d'indices de distension est en effet observée

dans les dépôts tyrrhéniens de Khniss (UMR du MIS 5.3/5.1), de Réjiche (UMK2 ou UMR ? du MIS 5.3/5.1 ?) et de Chebba (unité UMK2 du MIS 5.5) ainsi que dans l'unité carbonatée tyrrhénienne de Tarbella qui montre une extension postérieure au MIS 5 au sens large

Les résultats de l'étude tectonique que nous avons menée sur les dépôts du Pléistocène moyen – supérieur dans le Sahel et dans le Sud – Est de la Tunisie semblent être donc cohérents avec les évènements tectoniques au Nord de la Tunisie (Ben Ayed, 1980, 1993).

La comparaison des altitudes des paléorivages du Pléistocène supérieur (MIS 5.3/5.1 et MIS 5.5) entre les différents secteurs côtiers du littoral tunisien montre que les altitudes de l'unité UMK2 du Sud-Est (Sidi Yati) et des deux extrémités du Sahel tunisien, à savoir Hergla et Chebba, sont quasiment les mêmes. Le segment de littoral qui se trouve entre Hergla et Chebba (Monastir, Khniss, Ashraf et Réjiche) est en revanche bien plus soulevé, avec des altitudes qui peuvent atteindre approximativement 7 - 8 m à Réjiche. Il en ressort que la côte tunisienne est agencée en blocs structuraux soulevés entre Hergla et Chebba, soulevés au Cap Bon oriental. Comparativement à la côte supposée stable de la Sardaigne, le littoral tunisien renferme des hauts niveaux marins plus soulevés notamment au Cap Bon oriental et au Sahel central entre Hergla et Chebba. Le Sud-Est de la Tunisie demeure cependant subsident au cours des MIS9 et 7 jusqu'au début du MIS5.5.

Notons enfin que le présent travail traite uniquement de l'analyse quantitative et qualitative de la déformation tectonique et est susceptible d'être étendu vers de nouvelles perspectives de recherche. Ces voies futures de la recherche peuvent être en continuité avec une thèse récemment soutenue (Saidi, 2011) qui a porté sur une approche structurale et morphotectonique de l'atlas Sud Tunisien. L'approche paléosismologique adoptée dans le travail cité peut être appliquée au littoral Est tunisien dans le but de déterminer la récurrence des failles actives et l'analyse de leur aléa sismique. Du point de vue chronostratigraphique, l'âge IRSL du dépôt villafranchien d'Hergla (échantillon d'âge infini) (HER 12 : 747 ± 208 ka) fixe l'âge maximum accessible par la méthode IRSL des feldspaths alcalins pour les dépôts littoraux tunisiens. La méthode IRSL peut donc être étendue jusqu'à au moins 500 ka (MIS 9 voire MIS 11). L'extension de la méthode IRSL aux dépôts littoraux pléistocènes où les repères chronologiques sont rares voire absents, devrait donc fournir de nouveaux éléments de réflexion indispensables à la compréhension de l'histoire paléoclimatique et sismotectonique du littoral tunisien et du bassin méditerranéen central en rapport avec les cycles complexes du Pléistocène et les différentes composantes astronomiques, climatiques, eustatiques et tectoniques par lesquels ils sont régis.

BIBLIOGRAPHIE

- Aboumaria K., Zaghloul M. N., Battaglia M., Loiacono F., Puglisi D., et Aberkan M., «Sedimentary processes and provenance of Quaternary marine formations from the Tangier Peninsula (Northern Rif, Morocco)», *Journal of African Earth Sciences*, vol. 55, 2009, p. 10–35.
- Aifa T., Feinberg H., et Pozzi J.P., « Pliocene-Pleistocene evolution of the Tyrrhenian arc:
- paleomagnetic determination of uplift and rotational deformation», *Earth and Planetary Science Letters*, vol.87, 1988, p. 438-452.
- Aitken M. J., Thermoluminescence Dating. Academic Press, New York, 1985.
- Aitken M.J., «Optical dating»», Quaternary Science Reviews, vol. 11, 1992, p. 127-131.
- Aitken M.J., «An introduction to optical dating. The Dating of Quaternary Sediments by the Use of Photon-stimulated Luminescence», *Oxford Science Publications*, 1998, p. 267.
- Alouane M., «Le Quaternaire Marin du Cap Achakar (Tanger, Maroc): néotectonique et lithostratigraphie», *Journal of African Earth Sciences*, vol. 25, n°3, 1997, p. 391-405.
- Alouane M., Les formations quaternaires des secteurs littoraux du Maroc septentrional (régions de Tanger et de Nador): Analyse morphostructurale, lithostratigraphique et sédimentologique, Thèse 3ème cycle, Université Mohamed V AGDAL, Rabat, 2001.
- Amari A., et Bedir M., «Les bassins quaternaires du Sahel central de la Tunisie. Genèse et évolution des sebkhas en contexte décrochant compressif et distensif», *Géodynamique*, vol. 4, n° l, 1989, p. 49-65.
- Andreucci S., Pascucci V., Murray A. S., et Clemmensen L.B., «Late Pleistocene coastal evolution of San Giovanni di Sinis, west Sardinia (Western Mediterranean)», *Sedimentary Geology*, 2009, p. 1–13.
- Andreucci S., Clemmensen L. B., Murray A. S., et Pascucci V., «Middle to late Pleistocene coastal deposits of Alghero, northwest Sardinia (Italy): Chronology and evolution», *Quaternary International*, vol. 222, 2010, p. 3–16.
- Andrews J. E., Portman C., Rowe P. J., Leeder M. R., et Kramers J. D., « Sub-orbital sealevel change in early MIS 5e: New evidence from the Gulf of Corinth, Greece», *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 259, 2007, p. 457–468.
- Angelier J., Cadet J.P., Delibrias G., Fourniguet J., Gigout M., Guillemin Horgel M.T., Lalou C.L., et Pierre G., «Les déformations du Quaternaire marin, indicateurs néotectoniques. Quelques exemples méditerranéens», *Revue Géographie Physique et Géologie Dynamique*, vol. 2, 1976, p. 427–447.
- Angelier J., et Mechler P., «Sur une méthode de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et séismologie : la méthode des dièdres droits», *Bull. Soc. Géol. Fr.*, n° 6, 1977.
- Angelier J., «From orientation to magnitudes in paleostress determinations using fault slip data», J. Struct. Geol., vol. 11, n° 1/2, 1989, p. 37–50.

Angelier J., « Inversion directe et recherche 4D : comparaison physique et mathématique de deux modes de détermination des tenseurs des paléocontraintes en tectonique des failles », C.R. Acad. Sci. Paris, t. 312, Série II, 1991, p.1213-1218.

- Antonioli F., Kershaw S., Renda P., Rust D., Belluomini G., Cerasoli M., Radtke U., et Silenzi S., «Elevation of the last interglacial highstand in Sicily (Italy): A benchmark of coastal tectonics», *Quaternary International*, vol. 145–146, 2006, p. 3–18.
- Balescu S., Dumas B., Guérémy P., Lamothe M., Lhénaff R., et Raffy J., «Thermoluminescence dating tests of Pleistocene sediments from uplifted marine shorelines along the southwest coastline of the Calabrian Peninsula (southern Italy)», *Palaeogeography, Palaeoclimatoloy, Palaeoecology*, vol. 130, 1997, p. 25–41.
- Balescu S., Lamothe M., Mercier N., Huot S., Balteanu D., Billard A. et Hus J., «Luminescence chronology of Pleistocene lœss deposits from Romania: testing methods of age correction for anomalous fading in alkali feldspars», *Quaternary Science Reviews*, vol. 22, 2003, p. 967-973.
- Bard E., Antonioli F., et Silenzi S., «Sea-level during the penultimate interglacial period based on a submerged stalagmite from Argentarola Cave (Italy)», *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 196, 2002, p. 135-146.
- Bard E., Jouannic C., Hamelin B., Pirazzoli P., Arnold M., Faure G., Susumosusastro P., et
- Syaefudin P., «Pleistocene sea levels and tectonic uplift based on dating of corals from Sumba
- Island, Indonesia», Geophys. Res. Lett., vol. 23, 1996b, p. 1473-1476.
- Bardají T., Goy J.L., Zazo C., Hillaire-Marcel C., Dabrio C.J., Cabero A., Ghaleb B., Silva P.G., et Lario J., «Sea level and climate changes during OIS 5e in the Western Mediterranean», *Geomorphology*, vol. 104, 2008, p. 22–37.
- Bardi I., Souayed M., et Abdeljaoued S., «Evolution des flèches littorales le long d'une côte sableuse microtidale : cas de la flèche sud d'Oued Sourrag (Golfe de Gabès, Tunisie)», *Conférence Méditerranéenne Côtière et Maritime*, Edition 1, 2009, Hammamet, Tunisie.
- Bédir M., Géodynamique des bassins sédimentaires du Sahel de Mahdia (Tunisie orientale), de l'Aptien à l'Actuel. Sismo-stratigraphie, sismo-tectonique et structurale. Répercussions pétrolières, hydrologiques et sismiques, Thèse de 3^{ème} Cycle, Tunis, 1988.
- Ben Ayed N., «Les déformations néotectoniques en Tunisie», 7^{ème} journées géorgaphiques, 1980, p. 26–27.
- Ben Ayed N., Viguier C., et Bobier C., «Les éléments structuraux récents essentiels de la Tunisie Nord-orientale», *Notes Service Géologique de Tunisie*, n°47, 1983, p. 5-19.
- Ben Ayed N., Evolution tectonique de l'avant pays de la chaîne alpine de Tunisie du début du Mésozoïque à l'Actuel, Thèse de Doctorat d'Etat, Université Paris Sud, France, 1986.
- Ben Ayed N., et Oueslati A., «Déformations tectoniques dans le Quaternaire récent de Ras Engela (région de Bizerte Tunisie septentrionale)», *Geol. Mediterr.*, France, vol. 23, 1988, p. 17–21.
- Ben Ayed N., Oueslati A., et Gueddiche M., «Déformations tectoniques compressive dans le Quaternaire recent de Ras el Korane (Tunisie septentrionale)», *Notes du Service Géologique de Tunisie*, n°63, 1997, p. 61 68.
- Ben Ouezdou H., Bourgou M., et Paskoff R., «Note sur les formations tyrrhéniennes des bords de la mer de Bou Grara», *Revue Tunisienne de Géographie*, vol. 6, 1980, p. 139-143.

- Ben Romdhane M., Brahim N., Ouali J., et Mercier E., «Tectonique quaternaire et plis de rampe dans le golfe d'Hammamet (offshore tunisien)», *C. R. Geoscience*, vol. 338, 2006, p. 341–348.
- Bernat M., Paskoff R., et Sanlaville P., «Datation de terrasses marines de la côte est de la Tunisie : méthode I₀ U appliquée aux mollusques fossiles un exemple de contamination subactuelle», *Revue de Géologie Dynamique et de Géographie Physique*, vol. 26, 1985, p. 157–161.
- Bethoux N., «Mécanismes au foyer et néotectonique; application à la mer Ligure (Méditerranée occidentale)», *Quaternaire*, vol. 3, n°3 4, 1992, p. 97-104.
- Bethoux J.P., et Pierre C., «Mediterranean functioning and sapropel formation: respective influences of climate and hydrological changes in the Atlantic and the Mediterranean», *Marine Geology*, vol. 153, 1999, p. 29–39.
- Biju-Duval B., Géologie sédimentaire: bassins, environnements de dépôt, formation du pétrole, Editions Technip, Paris et Institut Français du Pétrole, Rue Malmaison, 1999.
- Boujelben A., «A propos de l'archivage morphosédimentaire des variations du niveau marin relatif dans la sebkha-lagune de Halq al Minjil, (Tunisie centre orientale) durant le flandrien moyen, *Africa*, vol. LXIV, 3-4, 2009, p. 448-457.
- Bonvallot J., et Paskoff R., «Remarks on Upper Quaternary "red layers" in the Cap Bon peninsula (Tunisia)», *Cahiers ORSTOM, série Géologie*, vol. 13, 1983, p. 101–110.
- Bouaziz S., Étude de la tectonique cassante dans la plateforme et l'Atlas saharien (Tunisie méridionale) : évolution des paléochamps de contraintes et implications géodynamiques, Thèse ès Sciences, université Tunis-2, Faculté des Sciences de Tunis, 1995.
- Bouaziz S., Barrier E., Turki M.M., et Zouari H., «Tectonic evolution of the northern African margin in Tunisia from paleostress data sedimentary record», *Tectonophysics*, vol. 357, 2002, p. 227-253.
- Bouaziz S., Jedoui Y., Barrier E., et Angelier J., «Néotectonique affectant les dépôts marins tyrrhéniens du littoral sud-est tunisien : implications pour les variations du niveau marin», *C. R. Geoscience*, vol. 335, 2003, p. 247–54.
- Boujarra A., et. Gammar A., «Contribution à l'étude géomorphologique des niveaux à croûtes dans les environs de Sousse», *Revue Tunisienne de Géographie*, vol. 23-24, 1993, p. 49-67.
- Boyle E.A., «Is ocean thermohaline circulation linked to abrupt stadial/interstadial transitions?», *Quaternary Science Reviews*, vol. 19, 2000, p. 255-272.
- Burollet, P.F. & Rouvier, H., «La Tunisie: Tectonique de l'Afrique», *Sciences de la Terre, 6*, Unesco publication, Paris, 1971, p. 91-100.
- Burollet P.F., «Mouvements quaternaires récents aux îles Kerkennah (Tunisie orientale)». *C. R. Ac. Sc.* Paris, Série D, 286, 1978, p. 1133 1136.
- Brahim F., Le Sahel central et méridional (Tunisie orientale) : géomorphologie et dynamique récente du milieu naturel, Thèse de doctorat, Faculté des Sciences Humaines et Sociales de Tunis, 2001.
- Brückner H., «Stratigraphy, evolution and age of quaternary marine terraces in Morocco and Spain», *Zeitschrift fuer Geomorphologie, Supplementbaende*, vol. 62, 1986, p. 83–101.
- Burckle Lloyd H., «Late quaternary interglacial stages warmer than present», *Quaternary Science Reviews*, vol. 12, 1993, p. 825-831.

- Chaari R., «Étude du remplissage sédimentaire d'un système hypersalin de la Tunisie orientale au cours du quaternaire récent : la sebkha de Moknine», *Quaternaire*, vol. 16, n° 2, 2005, p. 107-117.
- Chakroun A., Zaghbib-Turki D., Moigne A.M., et De Lumley H., «Discovery of a Pleistocene mammalian fauna in El Geffel Cave (Cap Bon, Tunisia)», *Comptes Rendus Palevol*, vol. 4, 2005, p. 317-325.
- Chakroun A., Etude sédimentologique et paléontologique des affleurements du Quaternaire le long de la côte Nord Orientale de la Tunisie, Thèse de Doctorat, Université de Tunis El Manar et Université de Perpignan, 2006.
- Camoin G.F., Ebren Ph., Eisenhauer A., Bard E., et Faure G., «A 300 000-yr coral reef record of sea level changes, Mururoa atoll (Tuamotu archipelago, French Polynesia)», *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, vol. 175, 2001, p. 325–341.
- Chappell J., et Shackleton N.J., «Oxygen isotopes and sea level». *Nature*, vol. 324, 1986, p. 137–140.
- Capozzi R., et Negri A., «Role of sea-level forced sedimentary processes on the distribution of organic carbon-rich marine sediments: A review of the Late Quaternary sapropels in the Mediterranean Sea», *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, vol. 273, 2009, p. 249 257.
- Causse C., et Gasse F., Hydrologie et géochimie isotopique, *Symposium international à la mémoire de Jean-Charles Fontes*, Paris, 1995.
- Causse C., Ghaleb B., Chkir N., Zouari K., Ben Ouezdou H., et Mamou A., «Humidity changes in southern Tunisia during the Late Pleistocene inferred from U–Th dating of mollusc shells», *Applied Geochemistry*, vol. 18, 2003, p. 1691–1703.
- Cornu S., Jurrgen P., Bard E., Meco J., et Cuerda-Barcelo J., «Paleotemperature of the last interglacial period based on δ^{18} O of *Strombus bubonius* from the western Mediterranean Sea», *Paleogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, vol.103, 1993, p.1-20.
- Cramp A., et O'Sullivan G., «Neogene sapropels in the Mediterranean: a review», *Marine Geology*, vol. 153, 1999, p. 11–28.
- Delmonte B., Basile-Doelschd I., Petit J.-R., Maggi V., Revel-Rollandf M., Michardd A., Jagoutz E., et Grousset F., «Comparing the Epica and Vostok dust records during the last 220,000 years: stratigraphical correlation and provenance in glacial periods», *Earth-Science Reviews*, vol. 66, 2004, p. 63–87.
- Delteil J., et Lamboy M., «Alternance de niveaux continentaux et marins dans le Tyrrhénien des îles Kerkennah (Tunisie) ; éléments de datation néotectonique», *C. R Acad. Sc. Tunis*, vol. 289, 1979, p. 883-886.
- DeMenocal P. B., «African climate change and faunal evolution during the Pliocene Pleistocene», *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 220, 2004, p.3–24.
- DeMenocal P., Ortiz J., Guilderson, T., Adkins J., Sarnthein M., Baker L., et Yarusinsky M., «Abrupt onset and termination of the African Humid Period: rapid climate responses to gradual insolation forcing», *Quaternary Science Reviews*, vol. 19, 2000, p.347–361.
- Dlala M., «Seismotectonic study in northern Tunisia», *Tectonophysics*, vol. 209, 1991, p. 171-174.

Desprat S., Sanchez Goni M.F., Turon J.L., Duprat J., Malaize B., et Peypouquet J.P., «Climatic variability of Marine Isotope Stage 7: direct land–sea–ice correlation from a multiproxy analysis of a north-western Iberian margin deep-sea core», *Quaternary Science Reviews*, vol. 25, 2006, p. 1010–1026.

Dubar M., Guglielmi Y., et Falguères C., «Néotectonique et sédimentation côtière quaternaires en bordure de l'arc subalpin de Nice», *Quaternaire*, vol. 3, 3 - 4, 1992, p. 105–110.

- Duller G.A.T. et Augustinus P., «Luminescence studies of dunes from North-Eastern Tasmania», *Quaternary Science Reviews (Quaternary Geochronology)*, vol. 16, 1997, p. 357-365.
- Dumas B., Gueremy P., Hearty P.J., Lhenaff R., et Raffy J., «morphometric analysis and amino acid geochronology of uplifted shorelines in a tectonic region near Reggio Calabria, South Italy», *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, vol. 68, 1988, p. 273-289.
- Dumas B., Gueremy P., et Raffy J. «Evidence for sea-level oscillations by the "characteristic thickness" of marine deposits from raised terraces of Southern Calabria (Italy)», *Quaternary Science Reviews*, vol. 24, 2005, p. 2120–2136.
- Duplessy J.C., Charbit S., Kageyama M. et Masson-Delmotte V., «Insolation and sea level variations during Quaternary interglacial periods: A review of recent results with special emphasis on the last interglaciation», *C. R. Geoscience*, vol. 340, 2008, p. 701–710.
- Esat T., McCulloch M.T., Chappel J., Pillans B., Omura A., «Rapid fluctuations in sea level recorded at Huon Peninsula during the penultimate glaciation». *Science*, vol. 283, 1999, p. 197–201.
- Estrada E., Ercilla G., et Alonso B., «Pliocene-Quaternary tectonic-sedimentary evolution of the NE Alboran Sea (SW Mediterranean Sea)», *Tectonophysics*, vol. 282, 1997, p. 423-442.
- Elmejdoub N., et Jedoui Y., «Pleistocene raised marine deposits of the Cap Bon peninsula (N–E Tunisia): Records of sea-level highstands, climatic changes and coastal uplift», *Geomorphology*, vol. 112, 2009, p. 179–189.
- Farnole P., et Queffeulou G., «Impacts physiques et sédimentologiques d'un port de plaisance Hammamet-Sud (Tunisie)», article n°15, *III^{èmes} actes, JNGCGC*, Sète 1994.
- Ferranti L., Antonioli F., Mauz B., Amorosi A., Dai Pra G., Mastronuzzi G., Monacof C., Orrug P., Pappalardoh M., Radtke U., Rendaj P., Romanoa P., Sansok P., et Verrubbi V., «Markers of the last interglacial sea-level high stand along the coast of Italy: Tectonic implications», *Quaternary International*, vol. 145–146, 2006, p. 30–54.
- Folk R.L., et Ward W.C., «Brazos river bar: a study of significante of grain size parameters», *J. Sediment. Petrol.*, Vol. 27, 1957, p. 3-26.
- Folk R.L., *Petrology of sedimentary rocks, Hemphill Publishing Company*, Austin, Texas, p. 41–52, 1968.
- Forsstrom L., «Duration of interglacials: a controversial question», *Quaternary Science Reviews*, vol. 20, 2001, p. 1577-1586.

- Gallala W., Essghaïer Gaied M., Essefi E., Montacer M., «Pleistocene calcretes from eastern Tunisia: The stratigraphy, the microstructure and the environmental significance», *Journal of African Earth Sciences*, vol. 58, 2010, p. 445 456.
- Gallup C.D., Edwards R.L., et Johnson R.G., «The timing of high sea levels over the past 200 000 years», *Science*, vol. 263, 1994, p. 796–800.
- Gallup C.D., Cheng H., Taylor F.W., et Edwards R.L., «Direct determination of the timing of sea level change during termination II», *Science*, vol. 295, 5553, 2002, p. 310–313.
- Geyh Mebus A., et Thiedig F., «The Middle Pleistocene Al Mahrúqah Formation in the Murzuq Basin, northern Sahara, Libya evidence for orbitally-forced humid episodes during the last 500,000 years», *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, vol. 257, 2008, p.1–21.
- Ghribi R., Etude morphostructurale et évolution des paléochamps de contraintes du Sahel tunisien : implications géodynamiques, thèse de doctorat, Faculté des Sciences de Sfax, 2010.
- Ghribi R., et Bouaziz S., «Neotectonic evolution of the Eastern Tunisian platform from paleostress reconstruction», *Journal of Hydrocarbons Mines and Environmental Research*, vol. 1, 1, 2010, p. 14-25.
- Goy J.L., Zazo C., Hillaire-Marcel Cl., et Causse Ch.,« Stratigraphie et chronologie (U/Th) du Tyrrhénien du SE de l'Espagne», *Zeitschrift fur Geomorphologie*, vol. 62, 1986, p. 71–82.
- Grootes P.M., Stuiver M., White J.W.C., Johnsen S.J., et Jouzel J., «Comparison of the oxygen isotope records from the GISP2 and GRIP Greenland ice cores», *Nature*, vol. 366, 1993, p. 552–554.
- Gueddiche M., Ben Ayed N., Mohammadioun G., Mohammadioun B., El Ghali A., Chekhma H., Diament M., et Dubois J., «Etude sismotectonique de la Tunisie nord-orientale», *Bull. Soc. géol. France*, vol. 169, 1998, p. 789-796.
- Hearty P.J., Bonfiglio L., Violanti D., et Sazo B.J., «Age of late Quaternary marine deposits of Southern Italy determined by aminostratigraphy, faunal correlation and uranium-series dating», *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, vol. 92, 1986, p. 149-164.
- Hearty P.J., et Kindler P. «Sea-level highstand chronology from stable carbonate platforms (Bermuda and the Bahamas», *Journal of Coastal Research*, vol. 11, 1995, p. 675–689.
- Hearty P.J., et Newmann A.C., «Rapid sea level and climate change at the close of the Last Interglaciation (MIS 5e): evidence from the Bahama Islands», *Quaternary Science Reviews*, vol. 20, 2001, p. 1881–1895.
- Hearty P. J., Hollin J. T., Neumann A.C., O'Learyd M.J., et McCulloch M., «Global sea-level fluctuations during the Last Interglaciation (MIS 5e)», *Quaternary Science Reviews*, vol. 26, 2007, p. 2090–2112
- Herm D., Paskoff R., et Sanlaville P., «La stratigraphie des falaises d'Hergla (Sahel de Sousse, Tunisie) et son importance pour la compréhension du Quaternaire marin récent de la Tunisie», *C. R. Somm. Soc. Geol. Fr*, Fasc. 1, 1980, p. 25-28.
- Hillaire Marcel C., Carro O., Causse C., Goy J.L., et Zazo C., «Th/U dating of *Strombus bubonius* bearing marine terraces in south-eastern Spain», *Geology*, vol. 14, 1986, p. 613-616.

- Hillaire Marcel C., Gariépy C., Ghaleb B., Goy J.L., Zazo C., et Barcelo J.C., «U series in Tyrrhenian deposits from Mallorca. Further evidence for two last-Interglacial high sea levels in Balearin Islands», *Quaternary Science Reviews*, vol. 44, 1995, p. 276–282.
- Hillenbrand C.D., Kuhn G., et Frederichs T., «Record of a Mid-Pleistocene depositional anomaly in West Antarctic continental margin sediments: an indicator for ice sheet collapse?», *Quaternary Science Reviews*, vol. 28, 2009, p. 1147–1159.
- Horowitz A., «Continuous pollen diagrams for the last 3.5m.y from Israel: vegetation, climate and correlation with the oxygen isotope record», *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, vol. 72, 1989, p. 63–78.
- Huntley D.J., Godfrey-Smith D.I., et Thewalt M.L.W., «Optical dating of sediments», *Nature*, vol. 313, 1985, p. 105-107.
- Huntley D.J., et Lamothe M., «Ubiquity of anomalous fading in K-feldspars, and the measurement and correction for it in optical dating», *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 38, 2001, p. 1093-1106.
- Hütt G., Jaek I., et Chonka J., «Optical dating: K-feldspars optical response stimulation spectra», *Quaternary Science Reviews*, vol. 7, 1988, p. 381-385.
- Hütt G., et Jaek I., Infrared photoluminescence (PL) dating of sediments: modification of physical model, equipment and some dating results, In: Longand Short Range Limits in Luminescence Dating Occasional Publication No. 9, 1989, Research Laboratory for Archaeology and the History of Art, Oxford.
- Imbrie J., Hays J.D., Martinson D.G., McIntyre A., Mix A.C., Morley J.J., Pisias N.G., Prell W.L., et Shackleton N.J., *The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine* $\delta^{18}O$ *record*, In: Berger, A., Imbrie, J., Hays, J., Kukla, G., Saltzman, B. (Eds.), Milankovitch and Climate. Reidel, Boston, 1984, p. 269-305.
- Issel A., «Lembi fossiliferi quaternari e recenti osservati nel la Sardegna méridionale dal prof. D. Lovisato, *Rendiconti Z. R. Accademia di Lincei*, 1914, yol XXIII, s. 5 1° sem., fasc 1 0, Roma.
- Jaek I., Molodkov A., et Vasilchenkob V., «Instability of luminescence responses in feldspar and quartz-based paleo-dosimeters», *Journal of Applied Spectroscopy*, vol. 75, 6, 2008.
- Jaek J., Molodkov A., et Vasilchenkob V., «Mechanisms of luminescent responses in thermal and optical stimulation of potassium feldspars», *Journal of Applied Spectroscopy*, vol. 77, 3, 2010.
- Jackson J.A., King G., et Vita-Finzi C., «The neotectonics of the Aegean: an alternative view», *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 61, 1982, p. 303–318.
- Jauzein A., «Contribution à l'étude géologique des confins de la dorsale tunisienne (Tunisie septentrionale)», *Annales des Mines et de la Géologie*, Tunis, vol. 22, 1967, 475 p.
- Jedoui Y., Etude hydrologique et sédimentologique d'une lagune en domaine méditerranéen : Le Bahiret el Bou-ghrara, Thèse de doctorat de 3^{ème} cycle, Univ. Bordeaux I, 1979.
- Jedoui Y., Davaud E., et Strasser A., «Sédimentation et diagenèse du cordon littoral Tyrrhénien de la Sebkha el Menzel (Hergla, Tunisie)», *Notes du Serv. Géol.* Tunisie, vol. 55, 1987, p. 46-74.

- Jedoui Y., Sédimentologie et géochronologie des dépôts littoraux quaternaires: reconstitution des variations des paléoclimats et du niveau marin dans le Sud-est tunisien, Thèse de Doctorat d'Etat Es Sciences Géologiques, Univ. Tunis II, Fac. Sci. Tunis, 2000.
- Jedoui Y., Kallel N., Labeyrie L., Reyss J.L., Montacer M., et Fontugne M., «Abrupt climatic variability of the Last Interglacial (marine isotopic 5e substage) recorded in the coastal sediments of southeastern Tunisia», *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, Series II, *A-Earth and Planetary Science*, vol. 333, 2001, p. 733–740.
- Jedoui Y., Davaud E., Ben Ismaail H., et Reyss J.L., «Analyse sédimentologique des dépôts marins pléistocènes du Sud-Est tunisien: mise en évidence de deux périodes de haut niveau marin pendant le sous-stade isotopique marin 5e (Eémien, Tyrrhénien)», *Bulletin de la Société Géologique de France*, vol. 173, 2002, p. 63–72.
- Jedoui Y., Reyss J.L., KalleL N., Montacer M., Ben Ismaïl H., et Davaud E., «U-series evidence for two high Last Interglacial sea levels in southeastern Tunisia», *Quaternary Science Reviews*, vol. 22, 2003, p. 343-351.
- Joaquin M., Guillou H., Carracedo J.C., Lomoschitz A., Ramos a A.J. G., et Jose Y. J. R., «The maximum warmings of the Pleistocene world climate recorded in the Canary Islands», *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, vol. 185, 2002, p. 197-210.
- Jouzel J., Masson-Delmotte V., Stievenard M., Landais A., Vimeux F., Johnsen S.J., Sveinbjornsdottir A., et White J.W.C., «Rapid deuterium-excess changes in Greenland ice cores: a link between the ocean and the atmosphere», *CRAS Geosciences*, vol. 337, 2005, p. 957–969.
- Jouzel J., Masson-Delmotte V., et Cattani O., «Orbital and millennial Antarctic climate variability over the past 800,000 years», *Science*, vol. 317, 2007, p. 793–796.
- Kallel N., Duplessy J.C., Labeyrie L., Fontugne M., Paterne M., et Montacer M., «Mediterranean pluvial periods and sapropel formation during the last 200,000 years», *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, vol. 157, 2000, p.45–58.
- Kamoun Y., Sorel D., et Ben Ayed N., «Un grand accident subméridien d'âge post-tyrrhénien en Tunisie orientale : le décrochement sénestre de Skanès (Monastir), Hammamet», C. R. Acad. Sc. Paris, t.290, Série D, 1980, p. 647–384.
- Kamoun Y., Etude néotectonique dans la région de Monastir Mahdia (Tunisie orientale), Thèse 3ème Cycle, Univ. Paris, Orsay, France, 1981.
- Karray M.R., «Un dépôt à cardium d'âge holocène dans la sebkha Kelbia (Tunisie orientale)», *Notes du Service géologique de Tunisie*, vol. 56, 1990, p. 85–90.
- Kamoun Y., et Zouari H., «Déformation néotectonique dans des relais de décrochements : exemple de la région de Zéramdine (Tunisie orientale)», *Notes du Service Géologique de Tunisie*, n°69, 202, p. 17-23.
- Kaufman A., Broecker W.S., Ku T.L. et Thurber D.L., «The status of U-series methods of mollusk dating», *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 35, 1971, p. 1115-1183.
- Kaufman A., Ghaleb B., Wehmiller J.F., et Hillaire-Marcel C., «Uranium concentration and isotope ratio profiles within *Mercenaria* shells: Geochronological implications», *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 60, 1996, p. 3735-3746.

- Kindler P., Davaud E., et Strasser A., «Tyrrhenian coastal deposits from Sardinia (Italy): a petrographic record of high sea-levels and shifting climate belts during the last interglacial (isotopic substage 5e)», *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, vol. 133, 1997, p. 1–25.
- Kutzbach J.E., «Monsoon climate of the early Holocene: climate experiment with Earth's orbital parameters for 9000 years ago», *Science*, vol. 214, 1981, p. 59–61.
- Kutzbach J.E., Liu X., Liu Z., et Chen C., «Simulation of the evolutionary response of global summer monsoons to orbital forcing over the past 280,000 years», *Climate Dynamics*, vol. 30, 2008, p. 567-579.
- Lambeck K., Balbon E., et Labracherie M., Sea level and deep water temperature changes derived from benthic foraminifera isotopic records, *Quaternary Science Reviews*, vol. 21, 2002, p. 295–305.
- Lambeck K., Antonioli F., Purcell A., et Silenzi S., «Sea level change along the Italian coast for the past 10,000 yrs», *Quaternary Science Reviews*, vol. 23, 2004, p. 1567–1598.
- Lamothe M., «Optical dating of pottery, burnt stones, and sediments from selected Quebec
- archaeological sites», Canadian Journal of Earth Sciences, vol. 41, 2004, p. 659-667.
- Larrasoana J. C., Roberts A. P., Hayes A., Wehausen R., et Rohling E. J., «Detecting missing beats in the Mediterranean climate rhythm from magnetic identification of oxidized sapropels (Ocean Drilling Program Leg 160)», *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, vol. 156, 2006, p. 283–293.
- Lea D.W., Martina P. A., Paka D.K., et Spero H.J., «Reconstructing a 350 ky history of sea level using planktonic Mg/Ca and oxygen isotope records from a Cocos Ridge core», *Quaternary Science Reviews*, vol. 21, 2002, p. 283–293.
- Lefèvre D., et Raynal J.P., «Les formations plio-pléistocènes de Casablanca et la chronostratigraphie du Quaternaire marin du Maroc revisitées», *Quaternaire*, vol. 13, 1, 2002, p. 9–21.
- Legigan P., Application de l'exoscopie des quartz à la reconstitution des environnements sédimentaires. In : J.-C. Miskovsky (dir de). *Géologie de la Préhistoire*. Géopré, Association pour l'étude de l'environnement géologique de la préhistoire, Paris, 2002.
- Le Guern P., Caractérisation pétrographique et pétrotexturale des éolianites holocènes et pléistocènes, Thèse de Doctorat, Université de Genève, 2004.
- Le Ribault L., Notes et mémoires (Compagnie française des pétroles), n°12, 1975.
- Le Ribault L., L'exoscopie des quartz, Paris, Masson 1977.
- Leziné A.M., «Histoire climatique des déserts d'Afrique et d'Arabie», *C. R. Géoscience*, vol. 341, 2009, p. 569–574.
- Löwemark L., Lin Y., Chen H.F., Yang T.N., Beier C., Werner F., Lee C.Y., Song S.R., et Kao S.J., «Sapropel burn-down and ichnological response to late Quaternary sapropel formation in two ~400 ky records from the eastern Mediterranean Sea», *Palaeogeography*, *Palaeoclimatology*, *Palaeoecology*, vol. 239, 2006, p. 406–425.
- Thiel C., Coltorti M., Tsukamoto S., et Frechen M., «Geochronology for some key sites along the coast of Sardinia (Italy)», *Quaternary International*, vol. 222, 2010, p. 36-49.

- Trauth M.H., Deino A.L., Bergner A.G.N., et Strecker M.R., «East African climate change and orbital forcing during the last 175 kyr BP», *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 206, 2003, p. 297–313.
- Tortorici G., Bianca M., de Guidi G., Monaco C., et Tortorici L., «Fault activity and marine terracing in the Capo Vaticano area (southern Calabria) during the Middle-Late Quaternary», Quaternary International, vol. 101–102, 2003 p. 269–278.
- Magri D., et Tzedakis P.C., «Orbital signatures and long-term vegetation patterns in the Mediterranean», *Quaternary International*, vol. 73/74, 2000, p. 69–78.
- Mahmoudi M., Stratigraphie, sédimentologie et diagenèse des dépôts tyrrhéniens du Sahel tunisien, Thèse de Doctorat, Université Paris Sud, Orsay, 1986.
- Mahmoudi M., «New proposal of stratigraphic subdivisions of the deposits attributed to the Tyrrhenian in Tunisia (Monastir region)», *Bulletin de la Société Géologique de France*, vol. 8, 1988, p.431–435.
- Maouche S., Morhange C., Meghraoui M., «Large boulder accumulation on the Algerian coast evidence tsunami events in the Western Mediterranean», *Marine Geology*, 2009, doi: 10.1016/j.margeo.2009.03.013.
- Marín C., Galindo-Zaldívar J., et Rodríguez-Fernández L. R., «Diaclases, failles et évolution des paléocontraintes dans le Campo de Dalias (Cordillères bétiques, Sud-Est de l'Espagne)», *C. R. Geoscience*, vol. 335, 2003, p.255–264.
- Masson-Delmotte V., Stenni B., Pol K., Braconnot P., Cattani O., Falourd S., Kageyama M., Jouzel J., Landais A., Minster B., Barnola J.M., Chappellaz J., Krinner G., Johnsen S., Rothlisberger R., Hansen J., Mikolajewicz U., et Otto-Bliesner B., «EPICA Dome C record of glacial and interglacial intensities», *Quaternary Science Reviews*, vol. 29, 2010, p.113– 128.
- Martinson D.G., Pisias N.G., Hays J.D., Imbrie J., Moore T.C., et Shackleton N.J., «Age dating and the orbital theory of the Ice Ages: Development of a high-resolution 0 to 300,000-year chronostratigraphy», *Quat. Res.*, vol. 27, 1987, p.1–29.
- Maslin M. A., et Christensen B., «Tectonics, orbital forcing, global climate change, and human evolution in Africa: introduction to the African paleoclimate special volume», *Journal of Human Evolution*, vol. 53, 2007, p. 443–464.
- Mastronuzzi G., et Sansò P., «Large boulder accumulations by extreme waves along the Adriatic coast of southern Apulia (Italy)», *Quat. Inter.* 120, 2004, p. 173–184.
- Mauz B., Buccheri G., Zöller L., et Greco A., «Middle to Upper Pleistocene mor phostructural evolution of NW-Sicily Coast: thermoluminescence dating and palaeontological-stratigraphical evaluations of littoral deposits», *Palaeogeography*, *Palaeoclimatoloy*, *Palaeoecology*, vol. 128, 1997, p. 269–285.
- Mauz B., Elmejdoub N., Nathan R., et Jedoui, Y., «Late Pleistocene littoral deposits of Tunisia: new age data derived from optical dating», *Paleogeography, Paleoclimatology*, *Paleoecology*, vol. 279, 2009, p.137-149.
- McLaren S.J., et Rowe P.J., «The reability of Uranium-series mollusc dates from the western Mediterranean basin», *Quaternary Science Reviews*, vol. 15, 1996, p. 709–717.
- McManus J.F., Oppo D.W., et Cullen J.L., «A 0.5-million year record of millennial-scale climate variability in the North Atlantic», *Science*, vol. 283, 1999, p. 971–975.

- Mejdahl V., «Long-term stability of the TL signal in alkali feldspars», *Quaternary Science Reviews*, vol. 7, 1988, p. 357-360.
- Mejdahl V., How far back: life times estimated from studies of feldspars of infinite ages, , *In* M.J. Aitken (ed.), Synopses from a Workshop on "Long and Short Range Limits in Luminescence Dating". *Occasional Publication 9*, the Research Laboratory for Archaeology and the History of Art, Oxford University, Oxford, 1989.
- Miller G.H., Paskoff R., et Stearn C.E., «Amino Acid Geochronology of Pleistocene Littoral Deposits in Tunisia», *Zeitschrift für Geomorphologie N.F., Supplementbände*, vol. 62, 1986, p. 197–207.
- Mantovani E., Albarello D., Tamburelli C., et Babbucci D., «Evolution of the tyrrhenian basin and surrounding regions as a result of the Africa-Eurasia convergence», *J. Geodynamics*, vol. 21, n°1, 1996, p.35–72.
- Morhange Ch., Pirazzoli P. A., Marriner N., Montaggioni F., et Nammour T., «Late Holocene relative sea-level changes in Lebanon, Eastern Mediterranean», *Marine Geology*, vol. 230, 2006, p. 99–114.
- Morel L.J., Zouine M., Andrieux J., et Faure-Muret A., «Déformations néogènes et quaternaires de la bordure nord haut atlasique (Maroc) : rôle du socle et conséquences structurales», *Journal of African Earth Sciences*, vol. 30, n° 1, 2000, p. 119–131.
- Murray A.S., et Wintle A.G., «Luminescence dating of quartz using an improved single aliquot regenerative-dose protocol», *Radiation Measurements*, vol. 32, 2000, p. 57-73.
- Mzali H., Gabtni H., Zouari H., Sassi M.H., et Gharsalli J., «Evidence of N120 shear corridors and associated tectonic structures in northeastern Tunisia after geological and geophysical data», *C. R. Geoscience*, vol. 339, 2007, p. 358–365.

Ν

- Nott J., «Extremely high-energy wave deposits inside the great barrier reef, Australia: determining the cause—tsunami or tropical cyclone», *Mar. Geol.*, vol. 141, 1997, p. 193–207.
- Osmond J.K., et Dabous A., «Timing and intensity of groundwater movement during Egyptian Sahara pluvial periods by U-series analysis of secondary U in ores and carbonates», *Quaternary Research*, vol. 6, 2004, p. 85–94.
- Oueslati A., Paskoff R., et Sanlaville P., «Le Tyrrhénien de la Tunisie : essai de synthèse», *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), vol. XXIV, 1982, p.173–178.
- Oueslati A., *Les côtes de la Tunisie: recherches sur leur évolution au Quaternaire*, Publications Faculté des Lettres, Tunis, série 2, XXXV, 1994.
- Ozer A., Paskoff R., Sanlaville P., et Ulzega A., «Essai de corrélation du Pléistocène supérieur de la Sardaigne et de la Tunisie», *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. vol. 291, Série D, 1980, p.801 804.
- Paskoff R., et Sanlaville P., «Sur le Quaternaire marin de la région de Mahdia : Sahel de Sousse (Tunisie)», *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, Paris, 283, 1976, p.1715–1718.
- Paskoff R., et Sanlaville P., «New observations on Quaternary marine deposits in the coastal area of eastern Tunisia», *Proceedings of the Xth INQUA Congress*, Birmingham, United Kingdom, 1977, p. 348.

- Paskoff R., et Sanlaville P., «Le Tyrrhénien de la Tunisie: essai de stratigraphie», *Comptes-Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, vol. 290, 1980, p. 393–396.
- Paskoff R., et Sanlaville P., «Oscillations climatiques en Tunisie littorale depuis le dernier interglaciaire jusqu'au début de l'Holocène», *Bulletin Association Française des Etudes du Quaternaire*, vol. 1–2, 1986, p. 78–83.
- Paterne M., «Les variations climatiques au Pléistocène en région méditerranéenne», *Comptes Rendus Palevol*, 5, 2006, p. 57–64.
- Pedoja K., Les terrasses marines de la marge Nord Andine (Equateur et Nord Pérou) : relations avec le contexte géodynamique, Thèse de doctorat, Université Paris VI, France, 2003.
- Pérez Folgado M., Sierro F.J., Flores J.A., Grimalt J.O., et Zahn R., «Paleoclimatic variations in foraminifer assemblages from the Alboran Sea (WesternMediterranean) during the last 150 ka in ODP Site 977», *Marine Geology*, vol. 212, 2004, p. 113–131.
- Pahnke K., Zahn R., Elderfield H., et Schulz M., «340 000-year centennial-scale marine record of Southern Hemisphere climatic oscillation», *Science*, vol. 301, 2003, p. 948–952.
- Petit J.R., Jouzel J., Raynaud D., Barkov N.I., Barnola J.M., Basile I., Bender M., Chappellaz, J., Davis J., Delaygue G., Delmotte M., Kotyakov V., Legrand M., Lipenkov V.Y., Lorius C., Pepin L., Ritz C., Saltzman, E., et Stievenard M., «Climate and atmospheric history of the past 420 000 years from the Vostok Ice Core, Antarctica», *Nature*, vol. 399, 1999, p. 429–436.
- Plagnes V., Causse C., Genty D., Paterne M., et Blamart D., «A discontinuous climatic record from 187 to 74 ka from a speleothem of the Clamouse Cave (south of France)», *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 201, 2002, p. 87-103.
- Prell W.L., et Kutzbach J.E., «Monsoon variability over the past 150,000 years», *Journal of Geophysical Research*, vol. 92, 1987, p. 8411–8425.
- Prescott J., et Hutton J.T., «Cosmic ray contributions to dose rates for luminescence and ESR dating: large depths and long-term time variations», *Radiation Measurements*, vol. 23, 1994, P. 497-500.
- Regaya K., L'interface pédogenèse-sédimentogenèse dans les carbonates continentaux: contribution à l'étude de lithologie des calcrètes et des formations calcaires associées au Quaternaire de Tunisie, Thèse Univ. Tunis II, Fac, Sci, Tunis, 2000.
- Reille M., Andieu V., Beaulieu J.L., Guenet P., et Goeury C., «A long pollen record from Lac du Bouchet, Massif Central, France: for the period ca. 325 to 100 ka BP OIS 9c to OIS 9e», *Quaternary Science Reviews*, vol. 17, 1998, p. 1107–1123.
- Ren J., Xiao C., Hou S., Li Y., et Sun B., «New focuses of polar ice-core study: NEEM and Dome A», *Chinese Science Bulletin*, vol. 54, 6, 2009, p. 1009-1011.
- Revel M., Ducassou E., Grousset F.E., Bernasconi S.M., Migeon S., Revillon S., Mascle J., Murat A., Zaragosi S., et Bosch D., *Quaternary Science Reviews*, vol. 29, 2010, p. 1342– 1362.
- Rivière R., «Contribution à l'étude géologique des sédiments sableux», Annales de l'Institut Océanographique, Tome XVII, 1937, p. 213-240.
- Rivière A., «Méthode d'interprétation de la granulométrie des sédiments meubles», *Rev. I.F.P.*, 1953, p. 102–107.

Rivière, A., Méthodes granulométriques, techniques et interprétation, Paris, Masson, 1977.

- Rohling E.J., «Review and new aspects concerning the formation of eastern Mediterranean sapropels», *Marine Geology*, vol. 122, 1994, p. 1–28.
- Rossignol-Strick M., «African monsoon, an immediate climate response to orbital insolation», *Nature*, vol. 304, 1983, p. 46–49.
- Rossignol-Strick M., «Sea-land correlation of pollen records in the Eastern Mediterranean for the glacial–interglacial transition, biostratigraphy versus radiometric dating», *Quaternary Science Reviews*, vol. 14, 1995, p. 893–915.
- Rossignol-Strick M., et Paterne M., «A synthetic pollen record of the eastern Mediterranean sapropels of the last 1Ma, implications for the time-scale and formation of sapropels», *Marine Geology*, vol. 153, 1999, p. 221–237.
- Roucoux K.H., Tzedakis P.C., Frogley M.R., Lawson I.T., et. Preece R.C., Vegetation history of the marine isotope stage 7 interglacial complex at Ioannina, NW Greece, *Quaternary Science Reviews*, vol. 27, 2008, p. 1378–1395.
- Rouvier H., Géologie de l'extrême Nord-tunisien, Thèse Univ. P.M. Curie, Paris, France, 1977.
- Shackleton N.J., «The 100,000-year ice-age cycle identified and found to lag temperature, carbon dioxide and orbital eccentricity», *Science*, vol. 289, 2000, p. 1897–1902.
- Shackleton N. J., Sanchez-Goni M. F., Pailler D., et Lancelot Y., «Marine Isotope Substage 5e and the Eemian Interglacial», *Global and Planetary Change*, vol. 36, 2003, p. 151–155.
- Sanchez Goni M.E., Eynaud E., Turon J.L., et Shackleton N.J., «High resolution palynological record off the Iberian margin: direct land-sea correlation for the Last Interglacial complex», *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 171, 1999, p. 123–137.
- Sauvage J., et Sorel D., «Etude palynologique des dépôts quaternaires marins de la région de la région de Monastir (Tunisie orientale)», *Comptes-Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, vol. 298, 1984, p. 283-286.
- Schellmanna G., Radtke U., Potter E.K., Esat T. M., et McCulloch M.T., «Comparison of ESR and TIMS U/Th dating of marine isotope stage (MIS) 5e, 5c, and 5a coral from Barbados—implications for palaeosea-level changes in the Caribbean», *Quaternary International*, vol. 120, 2004, p. 41–50.
- Scicchitano, G., Monaco, C., Tortorici, L., «Large boulder deposits by tsunami waves along the Ionian coast of south-eastern Sicily (Italy)», *Marine Geology*, vol. 238, (1–4), 2007, p. 75–91.
- Slowey N.C., Henderson G.M., Curry W.B., «Direct U/Th dating of marine sediments from the two most recent interglacial periods», *Nature*, vol. 383, 1996, p. 242–244.
- Smart P.L., Richards D.A., et Edwards R.L., Uranium-series ages of speleothems from South Andros, Bahamas: Implications for Quaternary sea-level history and palaeoclimate, *Cave Karst Sci.*, vol. 25, 1998, p. 67-74.
- Sorel D., Kamoun Y., Viguier C., et Ben Ayed N., «Un grand accident subméridien d'âge post-Tyrrhénien en Tunisie orientale», *C. R. Acad. Sci. Paris*, D, vol. 290, 1980, p. 647-649.

- Sorel D., Kamoun Y., Sayadi M.S., Viguier C., et Ben Ayed N., «Décrochement d'âge quaternaire à historique et risque sismique dans la région de Monastir (Tunisie orientale)», *Notes Service Géologique de Tunisie*, n°47, 1983, p. 67–73.
- Sourdat M., et Delaune M., «Contribution à l'étude des sédiments meubles grossiers du littoral guyanais», Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Pédol., vol. VIII, 1, 1970.
- Sourdat M., Mahé J., Delaune Mayère M., «Etudes granulométriques par les méthodes classiques et par l'analyse factorielle des correspondances. Application aux formations superficielles du Sud-Ouest de Madagascar», Cah. ORSTOM, sér. Géol., vol. VII, n° 2, 1975, p. 125-143.
- Spooner N. A., «Optical dating: preliminary results on the anomalous fading of luminescence from feldspars», *Quaternary Science Reviews*, vol. 11, 1992, p. 139-145.
- Stearns C.E., et Thurber D.L., « ²³⁰Th/²³⁴U dates of the late Pleistocene marine fossils from the Mediterranean and Moroccan littorals», *Quaternaria*, vol. 7, 1965, p. 29-42.
- Szabo B.J., Haynes Jr., et Maxwell T.A., «Ages of Quaternary pluvial episodes determined by uranium-series and radiocarbon dating of lacustrine deposits of Eastern Sahara,» *Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol.*, vol. 113, 1995, p. 227–242.
- Spaulding W. G., «Pluvial climatic episodes in North America and North Africa: types and correlation with global climate», *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, vol. 84, 1991, p. 217-227.
- Swezey C. S., « Structural controls on Quaternary depocentres within the Chotts Trough region of southern Tunisia», *Journal of African Earth Sciences*, Vol. 22, No. 3. 1996, p. 335-447.
- Tricart J., Principes et méthodes de la géomorphologie, Edition Masson et Cie, Paris, 1965.
- Tzedakis P.C., et Bennett K.D., «Interglacial vegetation succession: a view from southern Europe», *Quaternary Science Review*, vol. 14, 1995, p. 967–982.
- Tzedakis P.C., Andrieu V., de Beaulieu J.-L., Crowhurst S., Folllieri M., Hooghiemstra H.,

Magri D., Reille M., Sadori L., Shackleton N.J., et Wijmstra T.A., «Comparison of terrestrial and marine records of changing climate of the last 500,000 years», *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 150, 1997, p. 171–176.

- Tzedakis P.C., Frogley M.R., et Heaton T.H.E., «Last Interglacial conditions in southern Europe, evidence from Ioannina, northwest Greece», *Global and Planetary Change*, vol. 36, 157 170, 2003, p. 217–227.
- Tzedakis P.C., Hooghiemstra, H., et Palike H., «The last 1.35 million years at Tenaghi Philippon, revised chronostratigraphy and long-term vegetation trends», *Quaternary Science Reviews*, vol. 25, 2006, p. 3416–3430.
- Tzedakis P.C., «Seven ambiguities in the Mediterranean palaeoenvironmental narrative», *Quaternary Science Reviews*, vol. 26, 2007, p. 2042–2066.
- Tuenter E., Weber S.L., Hilgen F.J., et Lourens L.J., «Sea-ice feedbacks on the climatic response to precession and obliquity forcing», *Geophysical Research Letters*, vol. 32, 2005, 24: doi: 10.1029/2005GL024122. issn: 0094-8276.
- Vizier J.F., le fer indicateur de l'hydromorphie : étude de sa dynamique dans les sols subissant un excès d'eau, milieux poreux et transferts hydiques , Juin 88, bulletin du G.F.H.N., n°231983.

- Zargouni F., Tectonique de l'Atlas méridional de Tunisie, évolution géométrique et cinématique des structures en zone de cisaillement. Thèse Doc. Etat, Université Louis Pasteur, Strasbourg, Edit. Mem. INRST, vol. 5, 3, 1985.
- Zazo C., «Interglacial sea levels», Quaternary International, vol. 55, 1999, p. 101-113.
- Zazo C., Goy J.L., Dabrio, J., Bardaji T., Hillaire-Marcel C., Ghaleb B., Gonzalez-Delgado J.-A., et Soler V., «Pleistocene raised marine terraces of the Spanish Mediterranean and Atlantic coasts: records of coastal uplift, sea-level highstands and climate changes», *Marine Geology*, vol. 194, 2003, p.103–133.
- Ziegler M., Tuenter E., et Lourens L.J., «The precession phase of the boreal summer monsoon as viewed from the eastern Mediterranean (ODP Site 968)», *Quaternary Science Reviews*, vol. 29, 2010, p. 1481-1490.
- Zhongwei Y., et Petit-Maire N., «The last 140 ka in the Afro-Asian arid/semi-arid transitional zone», *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, vol. 110, 1994, p. 217–233.
- Van Dijk J.P., et Scheepers P.J.J., «Neotectonic rotations in the Calabrian Arc; implications for a Pliocene-Recent geodynamic scenario for the Central Mediterranean», *Earth-Science Reviews*, vol. 39, 1995, p. 207-246.
- Viguier C., Ben Ayed N., et Bobier C., «Précisions sur les phases de la tectonique récente en Tunisie Nord orientale», *Bull. Soc. Sc. Nat.*, t. vol. 15, 1980, p.63–68.
- Waelbroeck C., Labeyrie L., Michel E., Duplessy J.C., McManus J.F., Lambeck K., Balbon E., et Labracherie M., «Sea-level and deep water temperature changes derived from foraminifera isotope records», *Quaternary Science Reviews*, vol. 21, 2002, p. 295–305.
- Watanabe O., Jouzel J., Johnsen S., Parrenin F., Shojik H., et Yoshida N., «Homogeneous climate variability across East Antarctica over the past three glacial cycles», *Nature*, vol. 422, 3, 2003, p. 509-512.
- Weldeab S., Siebel W., Wehausen R., Emeis K. C., Schmiedl G., et Hemleben C., «Late Pleistocene sedimentation in the Western Mediterranean Sea: implications for productivity changes and climatic conditions in the catchment areas», *Palaeogeography*, *Palaeoclimatology*, *Palaeoecology*, vol. 190, 2003, p. 121–137.
- Wintle A. G., et Huntley D. J., «Thermoluminescence dating of sediments», *Quaternary Science Review*, 1982, vol. 1, p. 31-53.
- Wood P.B., «Optically stimulated luminescence dating of a late quaternary shoreline deposit, Tunisia», *Quaternary Geochronology (Quaternary Science Reviews)*, vol. 13, 1994, p. 513-516.

ANNEXES

Annexe 1 : La palynologie

- Pesée : 10 g de chaque échantillon

	Liste	des	échantill	ons	analysés
--	-------	-----	-----------	-----	----------

Site	Unités	Echantillons	Numéro	Poids (g)
Horala	H-M2c	HER6-6	1	10,4
nergia	H-V	HER11p	R11p 2 10,2	10,2
Chebba	Ch-LL	SAMEp	3	10,2
O. Chiba B	CB-LL	CHIBB4	4	10,2
Dor Oufo	D-LL1	DAR1	5	10
	D-M1	DAR3	6	9,9

50 μ l (lame) \longrightarrow 275 μ l (culot)

50 μ l (lame) \longrightarrow 175 μ l (lame)

- Ajout, à deux reprises, d'acide fluorhydrique (AFH) pour dissoudre la silice et laisser agir après chaque ajout

- Récupérer l'acide dans un grand bécher, après chaque ajout, sans qu'il y ait perte du sédiment

- Placer les tubes dans un portoir
- Rincer les béchers avec du HCl dilué (17 %)
- Réaction HCl à chaud pour dissoudre les fluorosilicates et les carbonates

- Placer les tubes dans la centrifugeuse (3000 à 3500 tours par minute, inclinaison à 40° et pendant 5 minutes)

- Renouveler l'opération
- Placer les tubes dans un bain marie
- Remuer avec l'agitateur pendant 10 minutes
- Remettre dans la centrifugeuse
- Renouveler ces opérations jusqu'à ce que le surnagent devienne transluicide

- Diminuer l'acidité dans le sédiment en rajoutant de l'eau distillée afin d'avoir un Ph basique

- Rajouter la potasse pour éliminer la matière organique du sédiment
- Rajouter de l'eau distillée et centrifuger
- Récupérer le surnagent et le jeter
- Ajouter du chlorure de zinc (ZnCl) pour faire flotter les grains de pollen
- Centrifuger à 100 tours/minute pendant 5 minutes et à 40°
- Passer du HCl sur les parois du tube et récupérer le pollen dans un autre tube
- Ajouter de l'eau distillée
- Centrifuger à deux reprises

- Faire sécher
- Ajouter une goutte de glycérol
- Monter la lame et observer au microscope optique

Annexe 2 : Morphoscopie et exoscopie

La morphoscopie et l'exoscopie ont été effectuées au laboratoire de sédimentologie au Centre Européen des Recherches en Préhistoires (CERP) de Tautavel.

1. Préparations des échantillons



Diagramme de préparation des échantillons sableux destinés à la morphoscopie et à l'exoscopie (d'après Cailleux, 1937)

1.1. Préparation des échantillons pour la morphoscopie

Le sédiment brut (200 g de sable) est lavé à l'eau distillée. Après séchage à l'étuve, il est et soumis à un tamisage manuel pour séparer la fraction granulométrique comprise entre 300 μ m et 500 μ m. A 300 μ m, les actions chimiques sont prépondérantes par rapport aux actions mécaniques (la dissolution de la silice). Au – delà de 500 μ m, les actions mécaniques (brassage mécanique) sont prépondérantes par rapport aux actions chimiques. L'influence respective de ces facteurs permet d'établir des diagnostics fiables et répétitifs.

Le sédiment isolé fait l'objet d'un examen classique à la loupe binoculaire. Des comptages sont effectués sur 100 grains. Ceux-ci sont ensuite séparés en lots morphologiquement différents en fonction de leur forme, de leur aspect et de leur surface. Six catégories de grains de quartz ont ainsi été distinguées :

1. Les ronds mats : formes arrondies et présentant de nombreuses traces de choc (transport éolien)

2. Les non usés : quartz à contours anguleux à aspect terne (ne réfléchissant pas la lumière). Les faces planes sont lisses et présentent de nombreuses traces de cassures

3. Les émoussés luisants : à contours émoussés ou arrondis et limpides (réfléchissant la lumière), leur abondance est caractéristique d'un milieu marin

- 4. Les émoussés laiteux de même forme que ci-dessus, ne réfléchissent pas la lumière
- 5. Les sub-anguleux luisants : intermédiaires entre les non usés et les émoussés
- 6. Les sub-anguleux laiteux : intermédiaires entre les non usés et les émoussés

Les résultats de la morphoscopie sont évalués en pourcentage par rapport au nombre du grain total.

1.2. Préparation de l'échantillon pour l'exoscopie

Après traitement pour la morphoscopie, 10 grains sont pris au hasard dans chaque lot et sont ensuite lavés à l'éthanol sous ultrasons durant 15 à 30 s dans le but d'éliminer les impuretés. Enfin, les grains sont séchés à l'air libre puis collés sur des portoirs métalliques à l'aide de scotch double face.

Limites de la méthode

Les limites de cette méthode concernent, à l'heure actuelle, la reconnaissance du temps de résidence nécessaire à l'acquisition des micro-caractères spécifiques d'un environnement donné. Les expériences au laboratoire ne sont pas satisfaisantes, car peu compatibles avec les milieux naturels. Une étude en vraie grandeur portant sur les sédiments de l'Yonne fait ressortir cependant que l'acquisition semble se faire rapidement au début puis les caractères s'affirment lentement par la suite.

Sur le plan de l'interprétation, il peut y avoir convergence d'aspect à la suite de phénomènes de faible intensité et de longue durée ou au contraire de forte intensité.

D'autre part, la mobilité de la silice est fonction de la concentration des eaux, elle-même fonction du climat. Cette concentration varie à une autre échelle entre crue et étiage, en domaine fluviatile par exemple, ou entre faibles et grandes profondeurs en domaine océanique. La mobilité de la silice est influencée par la présence et l'abondance relative d'autres ions.

Annexe 3: Granulométrie par diffraction laser

1. Notion de la granulométrie laser

La granulométrie laser a été effectuée au laboratoire de sédimentologie du Centre Européen des Recherches en Préhistoire (CERP) de Tautavel. Elle permet d'analyser par voie sèche ou par voie humide, en une seule opération, la répartition des tailles des sédiments meubles entre 2000 μ m et 1 μ m. Il s'agit d'une technique moderne qui utilise le granulomètre laser Coulter Ls. Le principe de la méthode est le suivant : lorsque le faisceau laser éclaire une particule, il est absorbé ou diffusé ou les deux à la fois, en fonction de sa longueur d'onde et les propriétés optiques de la particule. Ce rayon laser constitue donc la somme de trois composantes : réfraction, réflexion et diffraction. Un dispositif optique de double lentille permet de capter en une seule mesure les intensités lumineuses diffusées par une zone angulaire de 0 à 35°. L'analyse s'effectue sur une plage unique de 0,4 ou 0,2 selon les granulomètres à 2000 μ m. La figure de diffraction est captée par 126 points de mesure, ce qui permet de restituer la courbe de flux avec une grande finesse et confère à l'instrument un pouvoir séparateur exceptionnel. Cette technique permet d'obtenir en quelques minutes la courbe granulométrique d'un sédiment ainsi que tous les paramètres granulométriques.

1.1. Etapes de l'analyse au Coulter Ls

Le sédiment à analyser au granulomètre laser (Coulter LS 230) comprend les sables, les limons et les argiles. Les opérations suivantes sont effectuées :

- Mettre l'ordinateur en marche
- Mettre le coulter en marche
- Cliquer sur le logiciel Coulter LS 230 pour l'ouvrir
- Ouvrir sa propre session
- Cliquer «Programme cycle d'analyse » « nouvel échantillon » « démarrer »
- « rinçage automatique » se met en route

- Mettre petit à petit l'échantillon dans le module (quelques grammes suffisent) à l'aide d'une petite cuillère

- vérifier en même temps les paramètres de l'obscuration et du PIDS à l'écran : Le chargement en cours est bon lorsque « l'obscuration est entre 8 et 12 % et le PIDS entre 45 et 55. En-dessous de ces chiffres, il n'y a pas assez de sédiment (donc en rajouter), au-dessus, il y en a trop (dans ce cas, refaire toute la manipulation)

- Cliquer sur « terminer », le tableau des coordonnées de l'échantillon s'affiche, le remplir, puis cliquer sur « démarrer ». L'analyse commence.

- Pour faire un autre essai sur le même échantillon sans le changer, aller sur « analyse » puis sur « information et « contrôler obscuration » si il affiche OK

Remarque : si le rinçage reste bloqué, le faire manuellement en cliquant sur « module » puis « rinçage ». Dans ce cas, fermer la « vidange » puis la remplir en cliquant sur « arrivée d'eau ouverte » et remplir jusqu'au second bouton en partant du haut, cliquer sur « arrivée d'eau fermée ».

- Pour passer à l'échantillon suivant, fermer à la fin de l'analyse celui qui est en cours puis cliquer sur « nouvel échantillon »

Remarque : il n'est pas indispensable de refaire l'offset et l'alignement entre deux passages d'un même échantillon ou entre le passage de deux échantillons, sauf si l'ordinateur le sollicite (généralement, l'ordinateur le sollicite toutes les 60 min). Dans ce cas, les cases de « entrer les conditions analytiques » et « rinçage automatique » sont cachées par l'ordinateur d'où un cycle complet.

1.2. Traitement des données de la granulométrie laser

Le traitement numérique des données est effectué suivant les étapes suivantes :

- On sélectionne un échantillon à traiter
- Ok
- On vérifie les données dans la fenêtre « informations »
- On enlève « faible forte » en cliquant sur « Fermer » dans « Fichier »
- Cliquer sur « Fichier » ensuite « Tout moyenner »
- « Enregistrer sous : \$00.\$ave »
- « Affichage » « Interpolation »
- Points d'interpolation : taille contre volume : On ajoute 2 μ m ; 40 μ m ; 63 μ m ; 200 μ m ; 500 μ m
- Exporter vers le presse papier Excel
- Coller directement ; sélectionner le tableau ; collage spécial transposé

1.3. Granulométrie par tamisage

Dans un premier lieu, on procède par éliminer la fraction sableuse. Pour cela, il faut tremper assez longtemps l'échantillon dans l'eau pour le déliter complètement. Il est ensuite lavé sous un filet d'eau sur un tamis de 50 μ m. Les limons et les argiles de taille inférieure à 50 μ m sont ainsi éliminés et on peut récupérer la fraction sableuse isolée. Celle-ci est séchée à l'étuve à 100 – 120°C puis pesée. Le sable est bien sec lorsque son poids ne varie plus. Il est alors prêt pour la manipulation.

Dans la fraction comprise entre 50 μ m et 2000 μ m, 100 g sont prélevés et placés sur une colonne de tamis (série Afnor par ordre de mailles décroissantes (en μ m) de haut en bas : 2000 ; 1600 ; 1250 ; 1000 ; 800 ; 630 ; 500 ; 400 ; 315 ; 250 ; 200 ; 160 ; 125 ; 100 ; 80 ; 63 ; 50. La colonne de sédiments est ensuite placée sur une tamiseuse électromagnétique, et secouée à sec pendant 10 min (temps adopté assez court pour ne pas modifier la granulométrie du sable et suffisamment long pour ne pas laisser sur les tamis des grains capables de passer à travers les mailles). Enfin, chaque refus du tamis est pesé. Ces données sont ensuite traitées par le logiciel de granulométrie GRADISTAT. Les paramètres granulométriques ainsi que les courbes de distribution granulométrique et les courbes cumulatives sont automatiquement fournies par le logiciel.

1.4. Paramètres et indices granulométriques (selon Folk et Ward, 1957)

Pourcentages des fractions granulométriques argileuse, limoneuse et sableuse dans le sédiment

				Diameter µm					
Particle	2	20	40	200	500	2000			
ASH C3	2,89	13	19	57,6	87,9	100			
CHIB B4	5,43	24,5	39,9	80,7	93,5	100			
DAR 1	3,1	13,3	21,8	68,6	88,6	100			
DAR 2	2,63	13,4	21,1	42,6	61,7	100			
HER A1	3,59	13,9	18,5	39	95,5	100			
KHN 2	9,85	37,2	43,1	98	99,99	100			
M1-1	3,91	10,8	14	62,5	93	100			
REJ C5	2,78	12,3	18,1	42,4	82,6	100			
SIDI 2	3,97	24,6	36,5	84	96,9	100			
HER3-3	9,08	30,7	38,1	46,7	64,4	100			
HER08-3	4,31	10,1	11,6	23,4	90,9	100			
HER6-6	4,18	13,1	16,9	25,2	74,8	100			
REJA1	5,74	16,5	21,5	47,7	92	100			
REJA2	7,34	21,2	28	60,2	87,9	100			

	Α	L.F	L.G	S.F	S.M	S.G
ASH C3	2,89	10,11	6	38,6	30,3	12,1
CHIB B4	5,43	19,07	15,4	40,8	12,8	6,5
DAR 1	3,1	10,2	8,5	46,8	20	11,4
DAR 2	2,63	10,77	7,7	21,5	19,1	38,3
HER A1	3,59	10,31	4,6	20,5	56,5	4,5
KHN 2	9,85	27,35	5,9	54,9	1,99	0,01
M1-1	3,91	6,89	3,2	48,5	30,5	7
REJ C5	2,78	9,52	5,8	24,3	40,2	17,4
SIDI 2	3,97	20,63	11,9	47,5	12,9	3,1
YATI 4	4,18	8,62	2,9	43,2	37,7	3,4
HER3-3	9,08	21,62	7,4	8,6	17,7	35,6
HER08-3	4,31	5,79	1,5	11,8	67,5	9,1
HER6-6	4,18	8,92	3,8	8,3	49,6	25,2
REJA1	5,74	10,76	5	26,2	44,3	8
REJA2	7,34	13,86	6,8	32,2	27,7	12,1

A : argiles

L.F : limons fins

L.G : limons grossiers

S.F : sables fins

S.M : sables moyens

S.G : sables grossiers

Mode (MD) : caractérise la classe granulométrique la plus représentative

Médiane (Md) = φ 50 de la distribution granulométrique tel que 50 % en poids du sédiment est le plus gros et 50% est le plus petit. Le grain médian est une mesure de la dépense moyenne d'énergie développée par l'agent de transport.

Moyenne (Mz) = (ϕ 16 + ϕ 50 + ϕ 84)/3 la moyenne mesure l'énergie cinétique moyenne du grain

Ecart – type $(\sigma_I) = [(\phi 84 - \phi 16)/4] + [(\phi 95 - \phi 5/6, 6)]$: il caractérise le triage du sédiment. L'échelle du tri suivante, de Folk et Ward, 1957, a été adoptée :

$$\begin{split} &\sigma_I < 0,35 \text{ sédiment bien trié} \\ &0,35 < \sigma_I < 0,50 \text{ sédiment très trié} \\ &0,50 < \sigma_I < 1 \text{ sédiment moyennement trié} \\ &1 < \sigma_I < 2 \text{ sédiment peu trié} \\ &2 < \sigma_I < 4 \text{ sédiment très peu trié} \\ &4 < \sigma_I \text{ sédiment pas trié} \end{split}$$

_

Coefficient d'asymétrie ou Skewness (Sk) = $[(\phi 16 + \phi 84 - (2 \text{ Md}\phi) / (2 (\phi 84 - \phi 16) + [\phi 5 + \phi 95 - (2 \text{ Md}\phi) / (2 (\phi 95 - \phi 5)] il apprécie l'importance relative des sables fins et des sables grossiers dans la fraction sédimentaire. Elle opère ainsi une comparaison de la pente de la courbe cumulative entre les particules plus grosses que la médiane et celles de plus petites dimensions.$

Si la courbe est dissymétrique, deux cas peuvent se présenter :

Asymétrie négative : une asymétrie négative se rapporte à un meilleur classement des particules grossières bien classées. Les asymétries négatives s'observent davantage dans les sables littoraux où les fines sont éliminées par vannage (Chamley, 2000).

- Asymétrie positive : une asymétrie positive se rapporte à un meilleur classement des sédiments les plus fins ; D'après Chamley (2000), les fortes asymétries positives se rencontrent essentiellement dans les sédiments fluviatiles enrichis en fines décantés en fin de crue. Il ya augmentation de l'hétérogénéité de cette catégorie de sédiments par rapport aux particules plus grossières.

Lorsque la courbe est symétrique, Sk = 0: l'ensemble du stock sableux a été soumis à un seul processus de tri, comme pour les sables des dunes qui se déplacent en masse au-delà d'une certaine vitesse du vent.

Coefficient d'acuité ou Kurtosis (K) = (\varphi95 – \varphi5) / 2,44 (\varphi75 – \varphi25) : il montre si l'agent de transport a mis en place la partie médiane du stock sédimentaire et les extrêmes et s'il y a ou non des traînes granulométriques mal adaptées à ce mode de transport.

- Une répartition de type platykurtique, caractéristique d'une population hétérogène (Folk, 1968).
- La distribution leptokurtique témoigne d'une plus grande homogénéité de la taille des particules.

Les unités suivantes du coefficient de Kurtosis de Folk et Ward (1957) ont été adoptées : K < 0,67 très platykurtique 0,67 < K < 0,90 platykurtique 0,90 < K < 1,11 mésokurtique 1,11 < K < 1,50 leptokurtique

K > 1,50 très leptokurtique

Le skewness et le kurtosis précisent le comportement de la fraction sableuse au sein des sédiments.

	Phi5	Phi10	Phi16	Phi25	Phi50	Phi75	Phi84	Phi90	Phi95	Phi99
ASH C3	0,59559215	0,892267153	1,199374886	1,639967717	2,553257175	3,469316139	5,141019723	6,16731151	7,71256352	10,14631
CHIB B4	0,70681767	1,653973778	2,106770048	2,703958871	4,143976933	5,601770032	6,732107065	7,8588795	9,09169657	10,4855302
DAR 1	0,26311833	0,850305097	1,513487916	2,031116381	3,235466722	4,422729097	5,230783321	6,43286193	8,12945842	10,136539
DAR 2	-0,51101284	-0,242474235	0,046478632	0,424342704	1,776136706	4,245108093	5,247123686	6,35288566	7,91485283	9,97111243
HER A1	1,0283658	1,208348	1,361552054	1,542611949	1,99789261	3,618124898	5,182844067	6,56726758	8,27775737	10,2887376
KHN 2	2,68992791	2,980808588	3,196595513	3,442565358	4,154984184	7,051731094	8,036794101	8,939521	9,91435629	10,8111123
REJ C5	0,16070135	0,597773972	0,930253069	1,307703106	2,038209417	3,736760975	4,968535341	6,13553189	7,71105191	10,1220055
SIDI 2	1,48776964	2,002509698	2,323603044	2,667758379	3,594235129	5,607384198	6,533475895	7,47006628	8,63207614	10,2672557
YATI 4	1,20734823	1,52922512	1,731857955	1,959793765	2,541451297	3,343772747	4,546361369	6,66661781	8,64414056	10,342012
HER3-3"	-0,21911289	0,082691064	0,335914764	0,646628214	1,679162843	6,44161022	7,661160763	8,74076338	10,3178868	12,5577804
HER08-3"	0,83272505	1,03278672	1,208681411	1,398347752	1,762856692	2,257270165	2,999145151	5,6920898	8,59927008	11,6848054
REJA1	0,78719787	1,120092248	1,404063482	1,682400502	2,260722761	4,075014208	5,747575825	7,34241501	9,32331884	12,0935698

Indices granulométriques en mm

Indices granulométriques en unités φ

	Q1	Q5	Q10	Q16	Q25	Q50	Q75	Q84	Q90	Q95	Q99
ASH C3	917,6	661,8	538,8	435,5	320,9	170,4	90,31	28,35	13,92	4,77	0,883
CHIB B4	1322	612,7	317,8	232,2	153,5	56,58	20,6	9,411	4,31	1,834	0,698
DAR 1	1510	833,3	554,7	350,3	244,7	106,2	46,64	26,64	11,58	3,573	0,889
DAR 2	1733	1425	1183	968,3	745,2	292	52,75	26,34	12,24	4,146	0,997
HER A1	608,9	490,3	432,8	389,2	343,3	250,4	81,46	27,54	10,55	3,224	0,8
KHN 2	233,7	155	126,7	109,1	92	56,15	7,541	3,81	2,038	1,037	0,557
REJ C5	1439	894,6	660,8	524,8	404	243,5	75,03	31,95	14,23	4,775	0,898
SIDI 2	674,5	356,6	249,6	199,8	157,4	82,82	20,52	10,8	5,643	2,522	0,812
YATI 4	704,9	433,1	346,5	301,1	257,1	171,8	98,52	42,81	9,848	2,501	0,771
HER3-3	1628	1164	944,3	792,3	638,8	312,3	11,51	4,943	2,339	0,784	0,166
HER08-3	652,8	561,5	488,8	432,7	379,4	294,7	209,2	125,1	19,35	2,58	0,304
REJA1	804,6	579,5	460,1	377,9	311,6	208,7	59,35	18,62	6,165	1,562	0,229
Annexe 4 : Calcimétrie

Les analyses de la calcimétrie ont été effectuées au laboratoire de granulométrie du bâtiment de Géographie de l'université de Lille 1.

L'estimation du pourcentage du calcaire dans une séquence quaternaire peut apporter des renseignements intéressants sur les migrations des particules au cours du temps. Ce phénomène étant souvent lié à la texture même du sédiment et aux variations du climat (Géopré, 2000).

Le dosage des carbonates dans les sédiments a été effectué à l'aide d'un calcimètre Bernard dont le principe se base sur le volume de CO_2 dégagé dans un tube manométrique après attaque au HCl.

Le calcimètre de Bernard est constitué d'un tube manométrique rempli du bleu de méthylène sursaturé en NaCl, relié à une ampoule au moyen d'un tube en caoutchouc d'un côté et d'un Erlen Meyer de l'autre.

0,25 g de sédiment brut sont d'abord finement broyés ensuite placés dans l'Erlen Meyer. On y ajoute du HCl dilué à 10 %. Il se produit la réaction suivante :

 $CaCO_3 + 2HCl \rightarrow CaCl_2 + H_2O + CO_2 (1)$

Le volume du CO_2 est proportionnel à la quantité de calcite présente dans le sédiment. Si le HCl est en excès, son action sur une mole de $CaCO_3$ (100 g/mole) libère une mole de CO_2 (22,41 soit 22400 ml). Connaissant le volume de CO_2 dégagé par la réaction (1) (niveau final – niveau initial), on peut calculer de volume de $CaCO_3$ attaqué. Ensuite, connaissant la masse de l'échantillon placé dans l'Erlen Meyer, on peut calculer le pourcentage de $CaCO_3$ dans l'échantillon.

Exemple :

Masse de l'échantillon : 0,25 g Niveau initial de CO_2 : 0 ml Niveau final de CO_2 : 44 ml

Masse de CaCO ₃ : 100 g	Volume de CO ₂ : 22400 ml
X g	44 ml
$\longrightarrow X = 0,20 \text{ g de CaC}$	$2O_3$ sur 100 g de roche
Masse de CaCO ₃ : 0,20 g	Masse du sédiment : 0,25 g
Y g	100 g
\longrightarrow Y = 80 %	6 de CaCO ₃

Sites	Réf, éch,	% CaCo3	Faciès	Granulométrie (μm)	MIS (d'après chronologie IRSL)	
El Hajeb	EL HA2	21	intertidal	202,7	9	
	EL HA1	20	intertidal	188,9	7	
Oued Chiba	CHIB A1	8	dune	214,9	7	
Dar Oufa	DAR 1	21	lagunaire	161,05	7	
Oued Chiba	CHIB B4	16	lagunaire	99,4	fin 7 - 6.5?	
Ashraf	ASH1	34	intertidal	197,9	transition 6/5	
Chebba	SIDI 2	13	lagunaire	97,81	tansition 6/5	
Hergla	HER 3-3	33	lagunaire	369,85	tansition 6/5	
Réjiche	REJ A1	43	intertidal	201,74	5.5	
Sidi Yati	YATI 4	14	intertidal	171,9	5.5	
Hergla	HER 9	27	dune	347,5	5.5	
Khniss	KH2	35	lagunaire	56,35	5.5	
Ashraf	ASH C1	47	intertidal	201,7	5.3 - 5.1	
	ASH C3	82	intertidal	211,42	5.3 - 5.1	
Khniss	KHNISS1	14	subtidal - intertidal	151,3	5.3 - 5.1	
Réjiche	REJ 5C	87	subtidal	273,75	5.3 - 5.1	
Hergla	HER 08-2	32	dune	288,7	5.3 - 5.1	
Ashraf	ASH C4	79	dune	214,9	4	
Réjiche	REJ 3B	73	dune	208,4	4	

Taux de CaCO3 contenu dans les sédiments littoraux du Pléistocène moyen – supérieur en fonction du faciès et de la taille des grains

Annexe 5 : La pétrographie

La pétrographie a été effectuée par observations de lames minces sous un microscope optique. La confection des lames minces a été effectuée au département de Géologie de la Faculté des Sciences de Tunis.

La préparation de lames minces de dimensions égales à 60 mm/40 mm se fait selon plusieurs étapes, d'après le protocole adopté par le laboratoire du département cité:

- les échantillons, tous orientés à l'aide d'une flèche dont la pointe indique le sommet de la couche, sont séchés à 30° dans une étuve

- Les échantillons secs sont imprégnés de résine polyester afin de les consolider

- Ils sont ensuite sciés tout en conservant la flèche qui indique l'orientation de l'échantillon. On obtient ainsi des sucres en forme de parallélogramme de dimensions 70 mm/50 mm

- On procède à la rectification des sucres : les sucres sont collés sur des lames à l'aide de la résine et mis à chauffer sur une plaque chauffante pour favoriser l'adhésion. On colle ensuite l'ensemble dans les emplacements respectifs sur le plateau de la rectifieuse

- on met en marche la rectifieuse qui commence par la meule grossière puis par la meule fine.

- Une fois les sucres sont suffisamment amincis, la rectifieuse est arrêtée. La lame obtenue est frottée quelques minutes à l'abrasif moyen pour en réduire l'épaisseur à environ 35 μm. Cette étape s'opère délicatement afin de ne pas décoller la préparation par abrasion. L'épaisseur est vérifiée alternativement par observation au microscope optique en lumière polarisée analysée

- La finition de la lame s'effectue par l'abrasif fin qui permettra une meilleure transparence et une lisibilité optimum du contenu de la lame. Dès lors, une vérification systématique au microscope optique s'impose jusqu'à aboutir à une teinte grise des grains de quartz en lumière polarisée analysée

- Enfin, la lamelle est collée délicatement à la lame.

Annexe 6 : Diffractométrie aux rayons X

La détermination de la minéralogie globale des sédiments est réalisée par diffraction aux rayons X selon la technique de poudre au laboratoire des rayons X au département de Géologie de la faculté des Sciences de Tunis. Cette technique consiste à irradier l'échantillon brut, finement broyé, dans l'espace angulaire compris entre 2° et 52° en utilisant la radiation K λ du Cobalt. Les minéraux sont reconnus sur le diffractogramme par leurs pics caractéristiques.

Références des sites et échantillons étudiés aux diffractogrammes numérotés des rayons X

Sites	Réf. Échantillon	n° diffractogramme	Unités			
Cap Bon oriental	ap Bon oriental					
O. Chia A	CHIBA1	CHIBA1 2				
O. Chia B	CHIBB4	1	CB-LL			
Dor Oufo	DAR1	17	D-LL			
Dal Oula	DAR2 11		D-C1			
Sahel						
	HER3-3	18	H-LL1			
	HER9 4		H-M2c			
Hergla	HER08-2	HER08-2 3				
	HER08-3	HER08-3 16				
	HERBv	14	H-V?			
Khnice	KHNISS1	6	K-M			
KNNISS	KHniss2	10	K-LL			
Ashraf	ASH1	—	A-M1			
	ASHC1	—	A-M2			
	ASHC3	—	A-M3			
	ASHC4	12	A-D			
	REJA1	—	R-M1			
Réjiche	REJA2 —		R-M1'			
	REJ3bis —		R-D			
	REJC5	REJC5 —				
El Hajeb	ELHA2	—	E-M1			
	ELHA1	—	E-M2			
Chebba	SIDI2	13	Ch-LL			
Sud-Est						
Sidi Yati	YATI4	5	Y-M			

Index

D

datation par luminescence IRSL, 2,8

Η

hauts niveaux marins interglaciaires, 1, 7, 9, 10, 35, 42, 47, 48, 51, 272, 338, 350, 352, 360

L

littoral Est Tunisien, 3, 4, 8, 341, 342, 344, 345, 350, 354, 355, 362.

Р

paléorivages marins, 10, 42, 44, 337, 350, 351, 355, 356, 358, 360, 362. Pléistocène supérieur et moyen, 355

R

régime tectonique, 3, 290, 295, 330

Т

Tunisie, 38, 39, 285, 290, 333, 343, 362. Tyrrhénien, 2, 3, 4, 5, 24, 32, 33, 34, 36, 40, 50, 57, 60, 260, 270, 272, 282, 289, 293, 311, 312, 325, 333, 339, 360, 370.