

République Tunisienne  
Ministère de l'Enseignement Supérieur, de la  
Recherche Scientifique

Université de Sfax & Université de Liège  
École Nationale d'Ingénieurs de Sfax & Faculté  
des Sciences de Liège



*Ecole Doctorale  
Sciences et Technologies*

Thèse de *DOCTORAT*  
*GEA*  
N° d'ordre: 268 / 16

---

# THESE

*Présentée à*

**L'École Nationale d'Ingénieurs de Sfax**

*En vue de l'obtention du*

**DOCTORAT**

**Dans la discipline**

***Génie de l'Environnement et de l'Aménagement***

*Par*

**Hanen BELGHITHI**

**(Sciences géologiques)**

---

## **ETUDE SEDIMENTOLOGIQUE ET SEQUENTIELLE DU MIOCENE EN TUNISIE**

---

*Soutenu le 14 Janvier 2017, devant le jury composé de :*

<b>Mr. Samir Bouaziz</b> (Professeur)	Président
<b>Mr. Jamel Tourir</b> (Maître de Conférences)	Rapporteur
<b>Mme. Emmanuelle Vennin</b> (Professeur)	Rapporteur
<b>Mme. Anne Christine Da Silva</b> (Assistante)	Examineur
<b>Mr. Chokri Yaich</b> (Professeur)	Directeur de Thèse
<b>Mr. Frédéric Boulvain</b> (Professeur)	Directeur de Thèse
<b>Mme. Nathalie Fagel</b> (Professeur)	Invitée



# Dédicace

## *Je dédie ce mémoire à ...*

*A la mémoire de mes parents, **Saida & Abd Allah***

*Aucune Parole ne saurait être assez éloquente pour exprimer vos mérites pour tous les sacrifices que vous n'avez cessés de faire pour moi depuis ma naissance et durant toute mon enfance. Vous avez été plus qu'une mère et un papa, et fait plus pour vos enfants que le possible pour qu'ils suivent le bon chemin dans leur vie et leurs études. Je vous dédie ce travail en témoignage de mon profond amour.*

*A ma très chère famille **Olfa, Abd El Waheb, Nour Eddine, Kemais, Abd Errazek, Radia** et **Mohamed** ainsi que mes neveux et mes nièces*

*En témoignage de l'attachement, de l'amour et de l'affection que je vous porte. Malgré la distance, vous êtes toujours dans mon cœur. Je vous remercie pour votre hospitalité sans égal et votre affection si sincère. Je vous dédie ce travail avec tous mes vœux de bonheur, de santé et de réussite.*

*A mes chers amis **Hajer, Sonia, Imen, Rim, Rihab, Amira, Ismahane, Dilshad, Amira, Linda, Myriam, Olivier, Yorik et Geoffrey***

*Je ne peux trouver les mots justes pour vous exprimer mon affection sincère et mes pensées, vous êtes pour moi des sœurs, des frères et des amis sur qui je peux compter. En témoignage de l'amitié qui nous uni et des souvenirs de tous les moments que nous avons passé ensemble, je vous dédie ce travail et je vous souhaite une vie pleine de santé et de bonheur.*

*Pour qui je le sais, ma réussite est très importante.*

# Remerciements

*En préambule à ce mémoire, je souhaite adresser mes remerciements les plus sincères aux personnes qui m'ont apporté leur aide et qui ont contribué à l'élaboration de ce mémoire ainsi qu'à la réussite de ces formidables années universitaires.*

*Je tiens à remercier sincèrement Mademoiselle Anne Christine Da Silva et Monsieur Frédéric Boulvain de la Faculté des Sciences de Liège, qui, en tant que directeurs de ce travail, se sont toujours montrés à l'écoute et très disponibles tout au long de la réalisation de ce mémoire, ainsi pour l'inspiration, l'aide et le temps qu'ils ont bien voulu me consacrer et sans eux ce mémoire n'aurait jamais vu le jour.*

*Je voudrais aussi adresser toute ma gratitude à Monsieur Chokri Yaich de l'Ecole Nationale d'Ingénieurs de Sfax, pour sa patience, sa disponibilité et surtout ses judicieux conseils, qui ont contribué à alimenter ma réflexion.*

*L'aboutissement de ce travail a vu également le jour grâce au jury, qui a bien voulu y apporter sa caution scientifique. De ce fait, je remercie vivement Madame Emmanuelle Vennin Professeure à l'université de Bourgogne et Monsieur Jamel Touri Maître des conférences à la Faculté des Sciences de Sfax pour l'intérêt qu'ils ont témoigné à ce travail en acceptant la responsabilité d'en être les rapporteurs. Vous m'avez honorés d'accepter avec grande sympathie de siéger parmi mon jury de thèse.*

*Mes vifs remerciements s'adressent à Messieurs ; le président et l'examineur d'avoir accepté de siéger parmi mon jury et de juger mon travail, qu'il trouve ici l'expression de toute ma profonde gratitude, de mon grand respect et mes vifs remerciements.*

*Enfin, j'adresse mes plus sincères remerciements à tous mes proches et collègues, qui m'ont toujours soutenu et encouragé qui m'ont apporté leur support moral et intellectuel au cours de la réalisation de ce mémoire.*

*Merci à tous et à toutes.*

# Tables des matières

.....	1
<b>Dédicace.....</b>	<b>3</b>
<b>Remerciements.....</b>	<b>4</b>
<b>Chapitre 1 : Introduction.....</b>	<b>1</b>
1. Contexte et but du présent travail .....	1
2. Cadre géographique .....	2
3. Cadre géologique .....	2
4. Historique et synthèse des travaux antérieurs.....	5
4.1. Historique et synthèse des travaux antérieurs sur la Tunisie centrale (Fig.1.5)	
.....	5
4.2. Historique et synthèse des travaux au Cap Bon.....	6
4.2.1. Formation Messioua .....	6
4.2.2. Formation Oued Hammam .....	9
4.2.3. Formation Ain Grab .....	9
4.2.4. Formation Mahmoud .....	10
4.2.5. Formation Beglia .....	13
4.2.6. Formation Saouaf .....	14
5. Conclusions.....	20
<b>Chapitre 2 : Méthodologie .....</b>	<b>21</b>
1. Sédimentologie de faciès .....	21
2. Stratigraphie séquentielle.....	21
2.1. Concepts de base .....	21
2.1.1. Variation du niveau marin, eustatisme et tectonique.....	22
2.1.1.1. Notion d'accommodation ou d'espace disponible .....	22
2.1.1.2. Notion de niveau de base ou flux sédimentaire.....	24
2.1.1.3. Notion de stratigraphie séquentielle modèle d'Exxon.....	24

2.1.1.4. Définition d'une séquence de dépôt .....	25
2.1.1.5. Les cortèges sédimentaires .....	26
2.1.1.5.1. Cortège de bas niveau marin .....	26
2.1.1.5.2. Cortège de bordure de plate-forme.....	26
2.1.1.5.3. Cortège transgressif .....	27
2.1.1.5.4. Cortège de haut niveau marin.....	27
2.1.1.6. Les surfaces remarquables.....	29
2.1.1.6.1. Surface de discontinuité ou de discordance.....	29
2.1.1.7. Les séquences de dépôt .....	29
2.1.2. Organisation des cycles eustatiques (Modèle Haq et al, 1987) .....	30
<b>3. Susceptibilité magnétique .....</b>	<b>31</b>
3.1. Principe .....	31
3.2. Les comportements magnétiques .....	31
3.2.1. Le diamagnétisme :.....	31
3.2.2. Le paramagnétisme :.....	32
3.2.3. Le ferromagnétisme :.....	32
3.3. Interprétation du signal magnétique.....	33
<b>Chapitre 3 : Sédimentologie de faciès .....</b>	<b>35</b>
1. Djebel Khechem El Artsouma .....	36
1.1. Coupe Khechem El Artsouma.....	36
1.1.1. Localisation .....	36
1.1.2. Description .....	36
2. Djebel Cherichira.....	38
2.1. Coupe Cherichira .....	39
2.1.1. Localisation .....	39
2.1.2. Description (Photo.3.1) .....	40
3. Djebel Korbous .....	45

3.1. Coupe de Korbous.....	48
3.1.1. Localisation .....	48
3.1.2. Description .....	48
3.2. Coupe de Port de Prince.....	50
3.2.1. Localisation .....	50
3.2.2. Description .....	50
3.3. Coupe Beglia.....	53
3.3.1. Localisation .....	53
3.3.2. Description .....	54
4. Description des faciès et modèle sédimentologique .....	56
4.1. Description des faciès de la coupe de Khechem El Artsouma.....	56
4.2. Description des faciès de la coupe de Chérichira.....	59
4.3. Description des faciès de la coupe Korbous .....	60
4.4. Description des faciès de la coupe de Beglia .....	63
4.5. Description des faciès de la coupe de Port de Prince.....	65
.....	67
4.6. Reconstitution des environnements de dépôt (Tableau.3.1) : .....	68
4. 6. 1. Environnement de dépôt- milieu fluviatile:.....	68
4. 6. 2. Environnement de dépôt – milieu mixte: .....	69
4. 6. 3. Environnement de dépôt- milieu de lagune évaporitique:.....	69
4. 6. 4. Environnement de dépôt- milieu de plage:.....	70
4.6.5. Environnement de dépôt- milieu fluviodeltaïque: .....	70
.....	<b>59</b>
.....	<b>59</b>
<b>Chapitre 4 . Stratigraphie séquentielle &amp; Susceptibilité magnétique.....</b>	<b>69</b>
1. Stratigraphie Séquentielle .....	69
1.1. Organisation des cycles eustatiques .....	69

1.2. Discontinuités sédimentaires établies dans la série stratigraphique de la Tunisie centrale.....	71
1.2.1. La Formation Ain Grab : .....	71
1.2.2. La Formation Mahmoud : .....	71
1.2.3. La Formation Beglia et Saouaf : .....	71
1.3. Discontinuités sédimentaires établies dans la série stratigraphique du Cap Bon .....	75
1.3.1. La Formation Ain Grab .....	75
1.3.2. La Formation Mahmoud .....	78
1.3.3. La Formation Beglia et la Formation Saouaf .....	78
1.4. Stratigraphie séquentielle de la série en Tunisie centrale et au Cap Bon.....	79
1.4.1. Stratigraphie séquentielle de la série en Tunisie centrale.....	79
1.4.1.1. La Formation Ain Grab : .....	79
1.4.1.2. La Formation Mahmoud : .....	79
1.4.1.3. La Formation Beglia : .....	79
1.4.2. Stratigraphie séquentielle de la série au Cap Bon .....	79
1.4.2.1. La Formation Ain Grab, Mahmoud et Beglia .....	79
1.4.2.2. La Formation Saouaf .....	80
1.5. Analyse séquentielle et corrélation des coupes en Tunisie centrale et au Cap Bon.....	80
2. Evolution des paléo-environnements, des faciès et de la susceptibilité magnétique .....	80
2.1. Coupe Khechem El Artsouma.....	80
2.2. Coupe Chérichira .....	84
2.3. Coupe Port de Prince.....	88
2.4. Coupe Korbous .....	92
2.5. Coupe Beglia.....	97
3. Conclusions.....	97

<b>Chapitre 5 . Analyse des données de puits et interprétations.....</b>	<b>98</b>
1. Introduction.....	98
2. Données de puits .....	98
2.1. Puits BELLI 1: .....	99
2.2. Puits BELLI 2 : .....	101
2.3. Puits BELLI 3 : .....	103
2.4. Puits BELLI 4 : .....	105
2.5. Puits BELLI 5 : .....	107
2.6. Puits BELLI 6 : .....	110
2.7. Puits BELLI 7 : .....	112
<b>Chapitre 6 . Synthèse et paléogéographie.....</b>	<b>115</b>
1. Introduction.....	115
2. Données de terrain et corrélations .....	122
3. Données de subsurface et corrélation .....	125
3.1. Corrélation des puits .....	125
4. Reconstitution paléogéographique.....	127
4.1. Langhien- Serravallien inférieur - Formation d'Ain Grab :.....	127
4.2. Serravallien moyen et supérieur.....	127
4.3. Serravallien supérieur au Tortonien .....	128
<b>Conclusions générales .....</b>	<b>129</b>
1. Sédimentologie et analyse séquentielle : .....	129
2. Susceptibilité magnétique : .....	129
3. Paléogéographie (Fig. 7.2):.....	132
<b>Perspectives .....</b>	<b>134</b>
<b>Références bibliographiques.....</b>	<b>135</b>
.....	161
<b>Hanen BELGHITHI .....</b>	<b>161</b>

## Liste des figures

<b>Figure 1.1.</b> Localisation du secteur d'étude .....	2
<b>Figure 1.2.</b> La répartition de la série oligo-miocène (Langhien-Tortonien Inf) (El Euch N., 2007, modifiée) .....	3
<b>Figure 1.3.</b> Unités morpho-structurales de la péninsule du Cap Bon (modifiée de Ben Salem, 1995).....	4
<b>Figure 1.4.</b> Carte de répartition des formations Messioua, Grijima, Oued Hammam, Fortuna et Ain Grab (Yaich et al., 1994).....	8
<b>Figure 1.5.</b> Synthèse et corrélation des nouvelles formations proposées pour les séries oligo-miocènes de la Tunisie centrale, nord-orientale et de l'off-shore (Blondel, 1991).....	13
<b>Figure 1.6.</b> Subdivision de la Formation Saouaf (Abbes et al., 1981) .....	16
<b>Figure 1.7.</b> Subdivision lithostratigraphique de la Formation Saouaf (Manna-Tayech, 2006).....	18
<b>Figure 1.8.</b> Subdivision lithostratigraphique adoptée dans ce travail.....	19
<b>Figure 2.1.</b> Principaux facteurs affectant la géométrie des corps sédimentaires (Vail et al., 1987).....	22
<b>Figure 2.2.</b> Principaux paramètres affectant la géométrie des corps sédimentaires et variation du taux d'accommodation (Vail et al., 1987).....	23
<b>Figure 2.3.</b> Relations entre vitesse d'accommodation/ vitesse de sédimentation et architecture stratigraphique (Homewood et al., 1992).....	23
<b>Figure 2.4.</b> Niveau de base (Proust, 1994) .....	24
<b>Figure 2.5.</b> Variation du niveau marin, surfaces remarquables et cortèges de dépôt dans le modèle d'Exxon (Chihaoui, 2010).....	25

<b>Figure 2.6.</b> Modèle stratigraphique du groupe Exxon : séquence théorique de dépôt et surfaces de discontinuité (Vail et al., 1987 et Vail et al. 1991).....	28
<b>Figure 2.7.</b> Séquence théorique et cortèges de dépôts (Vail et al. 1987 et Vail et al., 1991)..	28
<b>Figure 2.8.</b> Types de limites de séquences (discordances) et niveau marin eustatique (Vail et al., 1987).....	30
<b>Figure 3.1.</b> Carte de localisation des zones de coupes levées, Yaich C. Modifiée .....	35
<b>Figure 3.2.</b> Coupe Khechem El Artsouma .....	37
<b>Figure 3.3.</b> Carte des affleurements oligo-miocènes (extrait de la carte géologique de Tunisie 1/500.000, Ben Haj Ali et al., 1985) ). .....	39
<b>Figure 3.4.</b> Coupe Cherichira .....	43
<b>Figure 3.5.</b> Carte géologique et localisation des coupes Korbous (3) ; Port de Prince (4) et Beglia (5) : extrait de la carte géologique de la Tunisie Echelle 1 :50.000° .....	46
<b>Figure 3.6.</b> Coupe lithologique de Korbous .....	47
<b>Figure 3.7.</b> Coupe de Port de Prince.....	53
<b>Figure 3.8.</b> Localisation de la coupe Beglia .....	54
<b>Figure 3.9.</b> Coupe lithologique de Beglia.....	55
<b>Figure 3.10.</b> Coupe lithologique et courbe de faciès de Port de Prince .....	59
<b>Figure 3.11.</b> Coupe lithologique et courbe de faciès de Chérichira .....	60
<b>Figure 3.12.</b> Coupe lithologique et courbe de faciès de Korbous .....	63
<b>Figure 3.13.</b> Coupe lithologique et courbe de faciès de Korbous .....	65
<b>Figure 3.14.</b> Coupe lithologique et courbe de faciès de PDP .....	67
<b>Figure 3.15.</b> Modèle sédimentologique proposés des différents faciès de la Tunisie centrale et du Cap Bon : 1 : Prodelta ; 2 : Chenal; 3 : Plaine deltaïque ; 4 : Front deltaïque ; 5 : Plaine d'inondation ; 6 : Bances sableux ; 7 : Lagune ; 8 : domaine fluviatile.....	71
<b>Figure 4.1.</b> Chronostratigraphie standard, séquences chronostratigraphiques et courbe eustatique (Haq et al, 1987, modifiée par Berggren et al., 1995).....	70
<b>Figure 4.2.</b> Analyse séquentielle des coupes en Tunisie centrale et au Cap Bon.....	80
<b>Figure 4.3.</b> Courbes de faciès et SM avec la tendance associée, Khechem El Artsouma .....	81
<b>Figure 4.4.</b> Evolution de la susceptibilité magnétique en fonction la lithologie .....	82
<b>Figure 4.5.</b> Evolution des environnements de dépôt en fonction des valeurs de SM.....	83
<b>Figure 4.6.</b> Evolution des valeurs moyennes de SM en fonction des environnements de dépôt .....	83
<b>Figure 4.7.</b> Courbes de faciès et SM avec la tendance associée, Chérichira.....	85
<b>Figure 4.8.</b> Evolution de la lithologie par rapport aux valeurs de SM .....	86

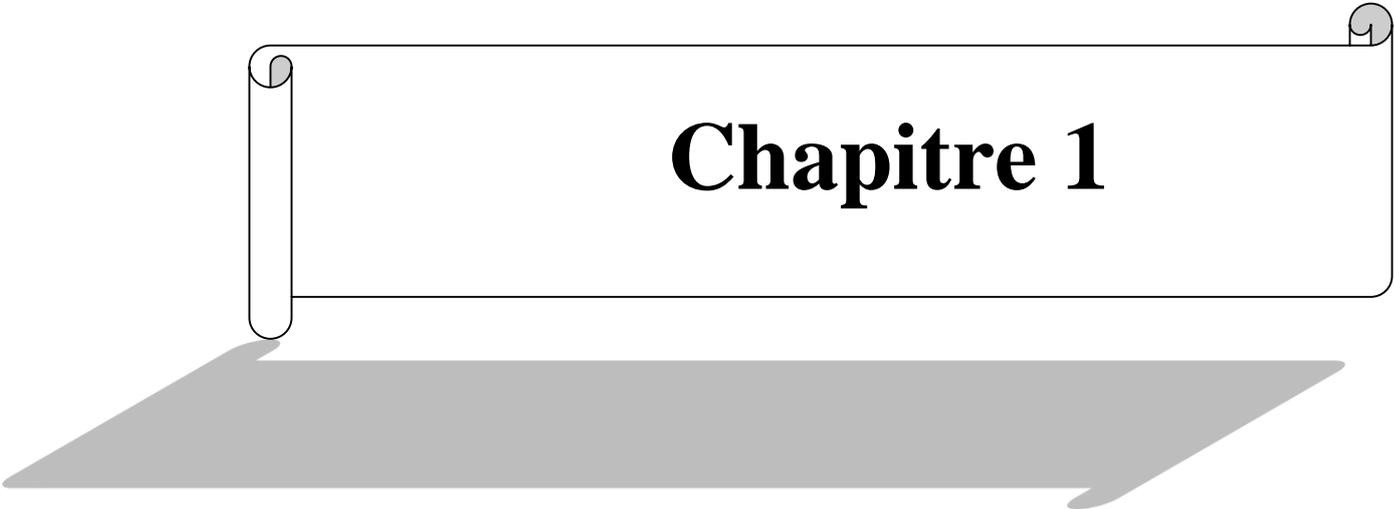
<b>Figure 4.9.</b> Evolution des environnements de dépôt en fonction des valeurs de SM.....	86
<b>Figure 4.10.</b> Evolution des valeurs moyennes de SM en fonction des environnements de dépôt .....	87
<b>Figure 4.11.</b> Courbes de faciès et SM avec la tendance associée, Port de Prince .....	89
<b>Figure 4.12.</b> Evolution de la lithologie en fonction des valeurs de SM .....	90
<b>Figure 4.13.</b> Evolution des environnements de dépôt en fonction des valeurs de SM.....	91
<b>Figure 4.14.</b> Evolution des valeurs moyennes de SM en fonction des environnements de dépôt .....	91
<b>Figure 4.15.</b> Courbes de faciès et SM avec la tendance associée, Korbous .....	94
<b>Figure 4.16.</b> Evolution des valeurs de SM en fonction de la lithologie .....	95
<b>Figure 4.17.</b> Evolution des environnements de dépôt en fonction des valeurs de SM.....	96
<b>Figure 4.18.</b> Evolution des valeurs moyennes de SM en fonction des environnements de dépôt .....	96
<b>Figure 4.19.</b> Courbes de faciès et SM avec la tendance associée, Korbous .....	98
<b>Figure 5.1.</b> Localisation des sept Puits pétroliers à Grombalia .....	99
<b>Figure 5.2.</b> Les variations de Gamma Ray au niveau des sept puits. ....	115
<b>Figure 6.1.</b> Les coupes étudiées en Tunisie centrale et au Cap Bon: Khechem El Artsouma, Chérichira ; Korbous ; Beglia et Port de Prince .....	117
<b>Figure 6.2.</b> Analyse séquentielle des coupes étudiées en Tunisie centrale et au Cap Bon: Khechem El Artsouma, Chérichira ; et Korbous.....	118
<b>Figure 6.3.</b> Corrélation de troisième ordre du Cap Bon avec la charte de Haq(1988) .....	120
<b>Figure 6.4.</b> Corrélation des coupes en Tunisie centrale et au Cap Bon.....	121
<b>Figure 6.5.</b> Corrélation des coupes levées respectivement : Coupe 1 : Khechem El Artsouma, Coupe 2 : Chérichira ; Coupe 3 : Korbous ; Coupe 4 : Beglia et Coupe 5 : Port de Prince...	124
<b>Figure 6.6.</b> Corrélations des puits Belli 1, Belli 2, Belli 3, Belli 4 et Belli 6.....	126
<b>Figure 7.1.</b> Variation de la susceptibilité magnétique sur les différentes coupes : Khechem El Khechem ; Chérichira ; Korbous ; Beglia et Port de Prince.....	131
<b>Figure 7.2.</b> Modèle de répartition des dépôts du Miocène en Tunisie nord orientale .....	133

## Liste des photos

<b>Photo 3.1.</b> Vue d'ensemble de la coupe de Chérichira .....	42
<b>Photo 3.2.</b> Grès à lumachelles .....	44
<b>Photo 3.3.</b> Bioturbation dans la Formation Ain Grab .....	48
<b>Photo 3.4.</b> Alternance de passées de quartz et de bioclastes .....	48
<b>Photo 3.5.</b> Débris de bioclastes et plaques d'échinodermes .....	49
<b>Photo 3.6.</b> Granulométrie homogène .....	49
<b>Photo 3.7.</b> Le petit château de Port de Prince .....	51
<b>Photo 3.8.</b> Les rides symétriques .....	52
<b>Photo 4.1.</b> Grès à lumachelles de la Formation Ain Grab, Djebel Cherichira.....	73
<b>Photo 4.2.</b> Les argiles de la Formation Mahmoud.....	73
<b>Photo 4.3.</b> Dépôts fluviatiles de la Formation Beglia, Djebel Khechem El Artsouma .....	74
<b>Photo 4.4.</b> Bioturbation au niveau de la Formation Ain Grab .....	76
<b>Photo 4.5.</b> Bioturbation, lamellibranches et débris de lamellibranches, coupe Korbous .....	77
<b>Photo 4.6.</b> Les argiles glauconieuses de la Formation Mahmoud, coupeKorbous .....	78

## Liste des tableaux

<b>Tableau 3.1.</b> Les faciès des différentes coupes et leurs environnements de dépôts.....	72
<b>Tableau 5.1.</b> Les subdivisions stratigraphiques dans le puit BELLI 1 (rapport, 1991).....	100
<b>Tableau 5.2.</b> Les subdivisions stratigraphiques dans le puit BELLI 2 (rapport, 1993).....	102
<b>Tableau 5.3.</b> Les subdivisions stratigraphiques dans le puit BELLI 3 (rapport, 1993).....	105
<b>Tableau 5.4.</b> Les subdivisions stratigraphiques dans le puit BELLI 4 (rapport, 1993).....	107
<b>Tableau 5.5.</b> Les subdivisions stratigraphiques dans le puits BELLI 5 (rapport, 1993).....	109
<b>Tableau 5.6.</b> Les subdivisions stratigraphiques dans le puit BELLI 6 (rapport, 1994).....	111
<b>Tableau 5.7.</b> Les subdivisions stratigraphiques dans le puits BELLI 7 (rapport, 1994).....	113



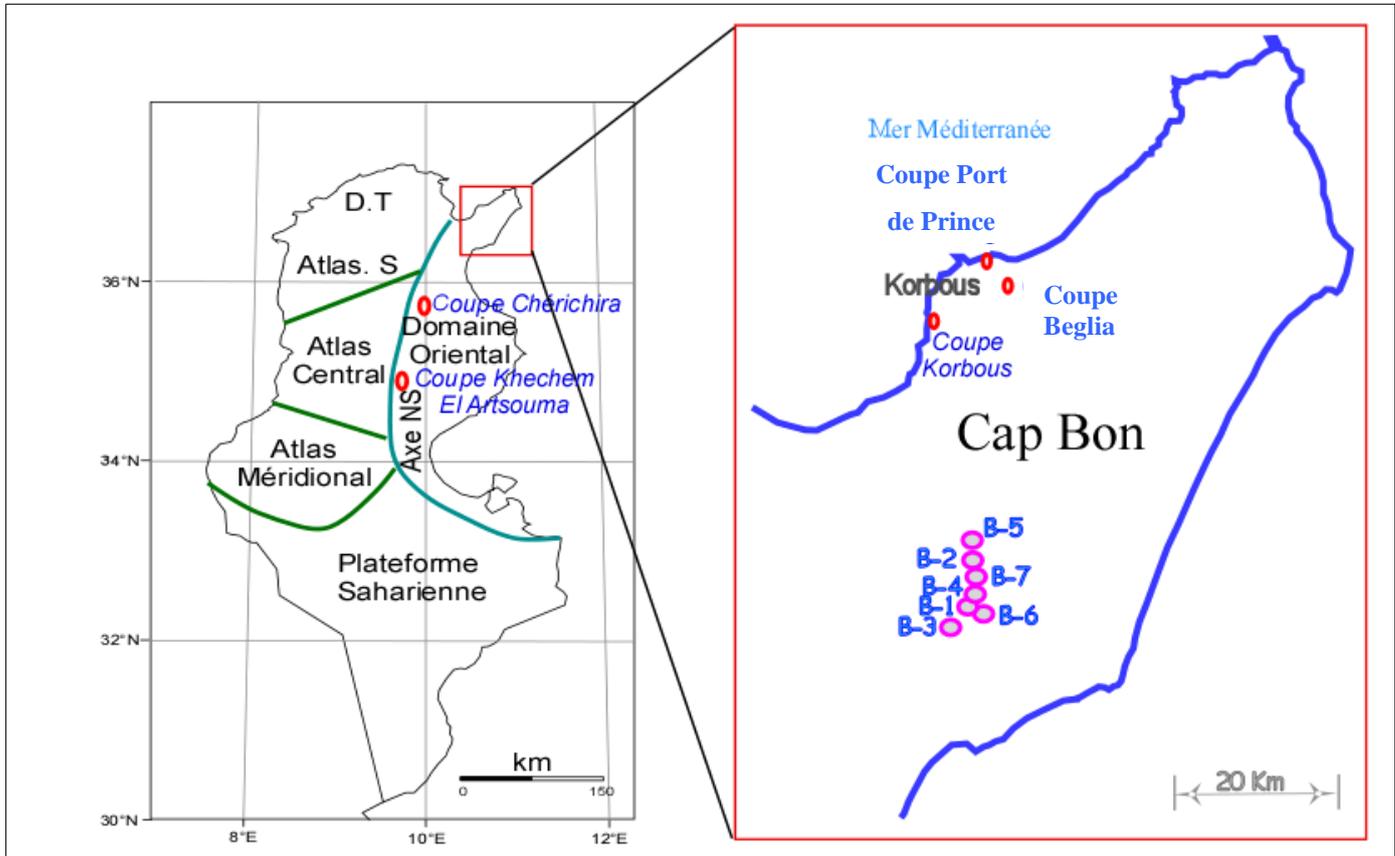
# Chapitre 1

## Chapitre 1 : Introduction

### 1. Contexte et but du présent travail

Le Miocène correspond à une période d'intense activité tectonique, au cours de laquelle les Alpes, les Apennins et la Chaîne Atlasique se forment. Cette période est également marquée par de grandes fluctuations eustatiques. Le témoin le plus spectaculaire étant celui dit de la Crise Messinienne qui correspond à des phases successives d'assèchement de la mer Méditerranée. Globalement, le Miocène est une période chaude et aride (Meulenkamp & Sissingh, 2003 ; Roghl, 1999 ; Griffin, 2002). Cependant, plusieurs événements climatiques se sont produits, avec un premier refroidissement au cours du Miocène moyen suivi d'une nouvelle baisse de température au Miocène supérieur (Mosbrugger et al., 2005). Ces variations climatiques ont sans doute été à l'origine d'une réduction de la biodiversité (Chaix & Martin, 2008). Les séquences sédimentaires présentes dans ce travail montrent une distribution complexe de dépôts côtiers. Ces séquences sont composées de dépôts silicoclastiques et sont difficiles à dater (pauvres en fossiles). Enfin, le Miocène présente un intérêt économique considérable, car il offre dans de nombreux cas un excellent réservoir aussi bien aquifère que pétrolier.

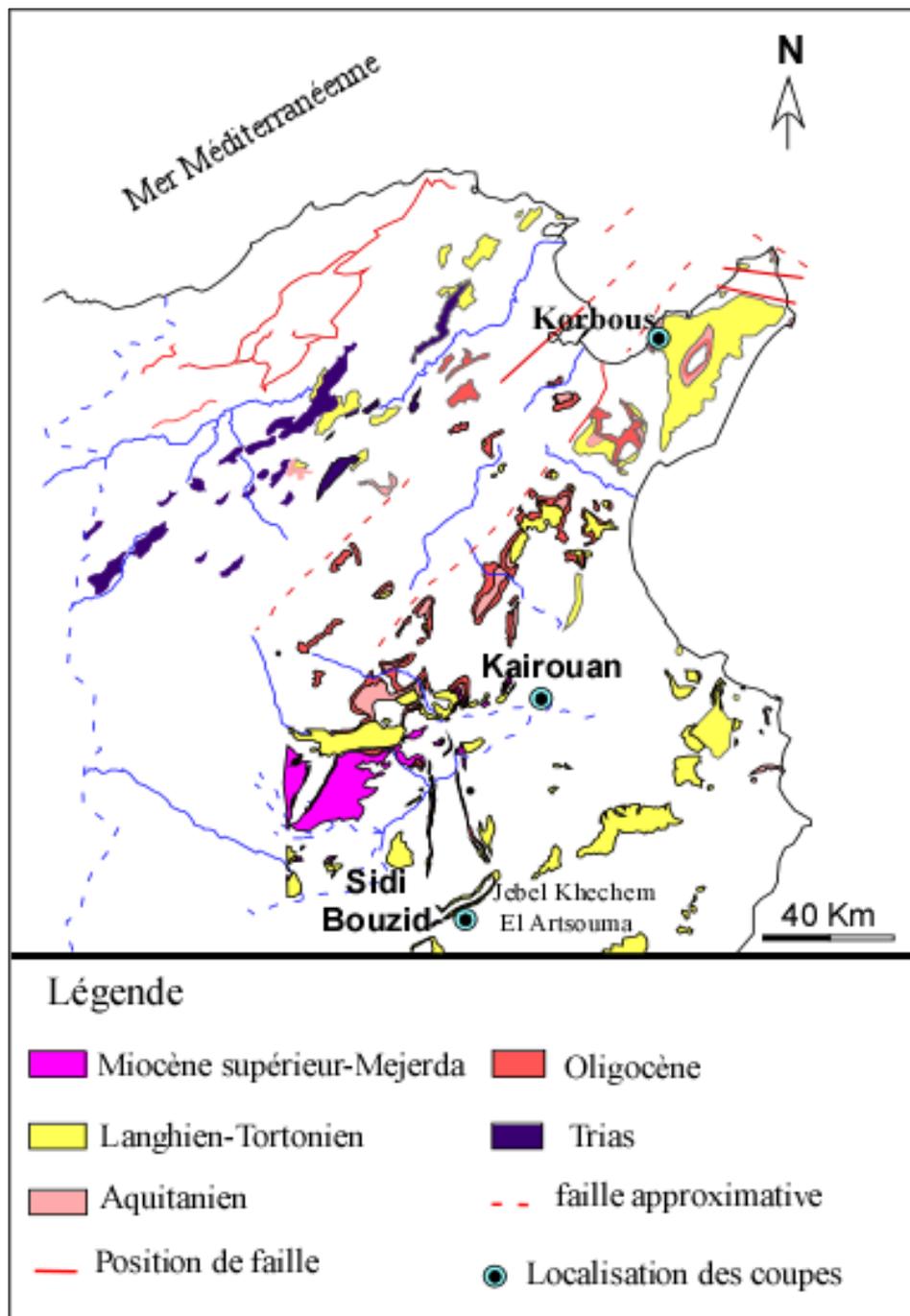
La présente étude se propose de caractériser les rôles respectifs des facteurs géologiques tels que les flux sédimentaires et les variations eustatiques et d'étudier l'interaction de ces facteurs à des échelles de temps et d'espace variés. Pour mieux comprendre la distribution de ces dépôts continentaux, nous désirons appliquer les techniques classiques de sédimentologie, ainsi que la stratigraphie séquentielle. Le présent travail se base sur l'étude de cinq coupes et de sept puits de forages recoupant les couches du Miocène. De plus, nous souhaitons appliquer la technique de susceptibilité magnétique. La susceptibilité magnétique est considérée comme un paramètre variant avec les apports détritiques (Ellwood et al. 2000) et donc comme liée aux variations du niveau marin ou du niveau de base, variations climatiques ou tectoniques. Elle est utilisée pour des reconstitutions environnementales et pour réaliser des corrélations (Crick et al., 1994). L'application de la susceptibilité magnétique s'est essentiellement développée pour les dépôts carbonatés et est très peu employée dans les faciès silicoclastiques mixtes et continentaux. L'analyse du signal de susceptibilité magnétique, combinée aux analyses de faciès, microfaciès et à la stratigraphie séquentielle, devrait révéler des informations précieuses quant aux corrélations et au contrôle eustato-tectonique. Nous



**Figure 1.1.** Localisation du secteur d'étude

### 3. Cadre géologique

Le secteur d'étude est composé essentiellement de deux zones en Tunisie (Fig. 1. 2): la Tunisie centrale et la péninsule du Cap Bon.



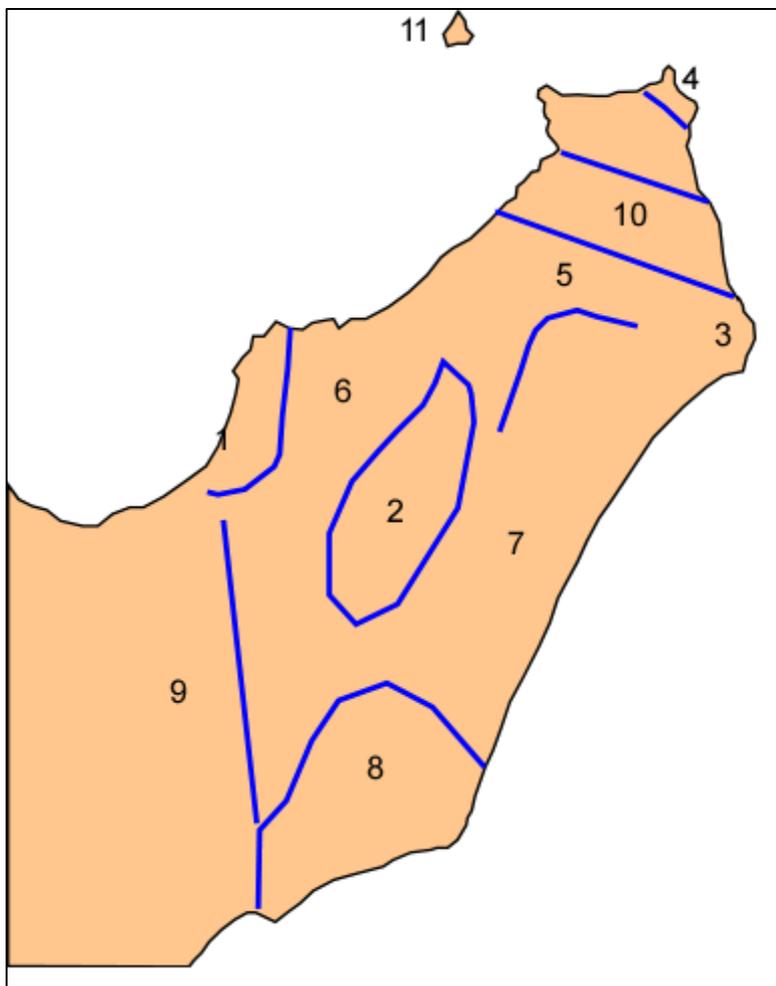
Figure

1.2. La répartition de la série oligo-miocène (Langhien-Tortonien Inf) (El Euch, 2007, modifiée par Belghithi et al., 2016)

En Tunisie centrale, l'intervalle Burdigalien-Tortonien débute par une sédimentation silicoclastique marine généralement peu profonde, qui correspond au Groupe Cap Bon. Il se poursuit par une sédimentation laguno-continentale qui correspond au Groupe Cap Bon et/ou Groupe Oum Douil.

A la péninsule du Cap Bon, les terrains affleurant appartiennent à l'intervalle de l'Eocène moyen au Quaternaire. La péninsule est limitée au NE par le fossé de Sidi Daoud et au SW par le fossé de Grombalia. Un ensemble d'unités morpho-structurales se présente (Castany, 1952) de directions principales NE-SW comme l'anticlinal du Jebel Abderrahmane, le monoclinal de Korbous, le synclinal de Takelsa, le synclinal de Dakhla et dans une direction NW-SE, le monoclinal du Jebel Sidi Bel Abiod (Fig. 1. 3).

A Grombalia, les différents puits dont nous disposons, montrent des séries s'étalant du Trias au Quaternaire. Ces puits montrent également des discontinuités importantes liées à la lacune de la série miocène.



**Figure 1.3.** Unités morpho-structurales de la péninsule du Cap Bon (modifiée de Ben Salem, 1995)

## 4. Historique et synthèse des travaux antérieurs

### 4.1. Historique et synthèse des travaux antérieurs sur la Tunisie centrale (Fig.1.5)

En Tunisie centrale, les séries à tendance transgressive du Miocène sont d'origine fluvio-deltaïque. Pour la série miocène de Tunisie centrale et nord-orientale, Castany (1951) puis Burollet (1956) datent l'ensemble des grès fossilifères miocènes d'âge Burdigalien ; au-dessus de ces grès, l'épaisse série marno-gréseuse est attribuée par ces auteurs au Vindobonien, l'équivalent du Laghien-Tortonien (Blondel, 1991).

Au cours du Miocène supérieur, en Tunisie, Burollet (1971) distingue deux régions de dépôt : une région centre orientale avec des faciès de plate-forme, et une région nord occidentale avec les zones d'avant fosse et les nappes. Dans cette même étude, Burollet montre l'extension très vaste du salifère triassique et son importance dans la tectonique de couverture de l'ensemble de la Tunisie. Il note le soulèvement de la couverture à l'Oligocène avec la sédimentation de matériaux grossiers dans le sillon central. Cette période de soulèvement est suivie par la transgression marine du début du Miocène ; la couverture reste alors relativement stable jusqu'à la base du Serravalien. Le Serravalien présente une phase tectonique importante avec la mise en place des nappes au nord de la Tunisie et la surrection du centre à l'origine de la sédimentation sableuse torrentielle et deltaïque à l'est du pays (Blondel, 1991).

Richert (1971) met en évidence 4 phases tectoniques successives en Tunisie pendant le Néogène. L'étude de la géométrie et de la cinématique des structures, ainsi que l'élaboration d'une chronologie relative de leur mise en place et de leur agencement permet de regrouper en 2 périodes principales les 4 phases successives d'activité tectonique ; ces deux périodes se différencient par la position et l'intensité des directions de déformations. Les deux premières phases induisent des déformations à composante soit verticale, soit d'orientation E-W ; ces déformations se marquent par des accidents et des plis de direction subméridienne. Les deux dernières phases se marquent par des contraintes orientées NW-SE qui provoquent l'individualisation des structures atlasiques et des fossés d'effondrement qui se recoupent orthogonalement (Blondel, 1991).

En Tunisie nord-orientale, Biely et al. (1972) rassemblent des séries transgressives marines sous le terme de Groupe Cap Bon et les séries gréso-marneuses sus-jacentes (Formations Beglia et Saouaf) sous le terme de Groupe Oum Douil. Le Groupe Cap Bon est constitué par deux formations : la Formation Ain Grab désignant les calcaires gréseux

fossilifères du Burdigalien sensu Burollet (1956) et la Formation Mahmoud se rapportant à la base argilo-marneuse du Vindobonien, l'équivalent du Langhien-Tortonien sus-jacent sensu Burollet (base du Groupe Oum Douil de Burollet, 1956). La Formation Mahmoud a été définie dans le bassin de Saouaf; elle correspond à la série étudiée en détail par Salaj & Stranik (1970) dont Biely et al. (1972) reprennent l'essentiel des conclusions biostratigraphiques. Ces auteurs ont reconnu la Formation Mahmoud dans la majorité des affleurements miocènes de Tunisie centrale ; ils attribuent un âge Langhien-Serravalien inférieur à cette formation argileuse et un âge post-Serravalien inférieur aux sables et grès de la Formation Beglia sus-jacente. En Tunisie méridionale, dans la région de Gafsa, ils définissent la Formation Sehib, épaisse de 3 à 30 mètres, constituée par des niveaux argilo-sableux à conglomératiques, de couleur rouge à verte, intercalés entre les terrains d'âge Crétacé supérieur et les sables de la Formation Beglia. Cette formation est considérée comme un équivalent latéral de la Formation Messioua définie en Tunisie centrale et rapportée à l'Aquitaniien (Blondel, 1991).

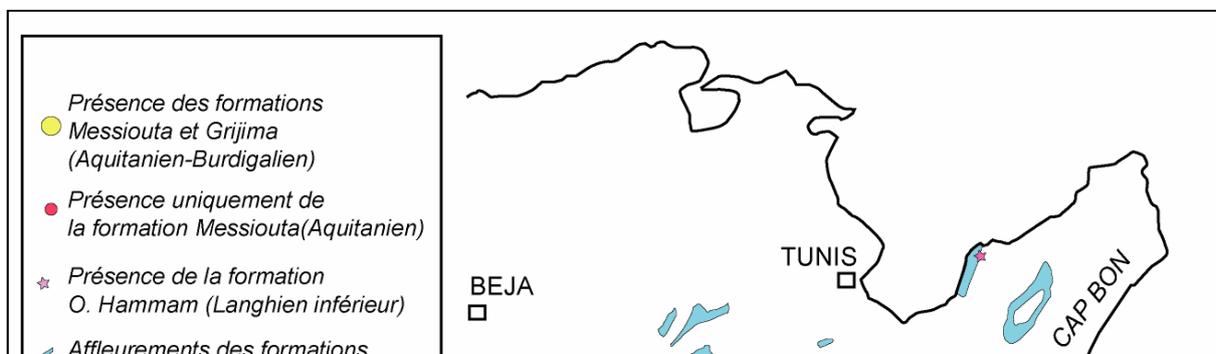
## **4.2. Historique et synthèse des travaux au Cap Bon**

Du point de vue stratigraphique, les terrains affleurant au Cap Bon (la péninsule) s'étendent de l'Eocène moyen jusqu'au Quaternaire. Dans cette description, nous allons présenter les différentes formations du Miocène moyen à supérieur qui affleurent dans le Cap Bon et dans les zones avoisinantes. On prendra comme base la Formation Messioua (Burollet, 1956) qui représente la formation la plus ancienne dans les coupes étudiées dans ce travail.

### **4.2.1. Formation Messioua**

La Formation Messioua repose soit en concordance, soit en discordance sur le Groupe Fortuna. Elle est définie par Burollet (1956) à Koudiat el Messioua dans la région d'El Ala en Tunisie centrale. Cette série correspond à un ensemble de limons, d'argiles, de silts et de sables de couleur rouge brique caractéristique, présentant des intercalations de niveaux de gypse, de grès et de conglomérats polygéniques (Blondel, 1991 ; Comte et Dufaure, 1973 ; Yaich, 1992 ; Yaich et al., 1987). Cette formation, généralement azoïque, a livré par endroit une faune remaniée, retrouvée dans les niveaux conglomératiques colluvionnaires ou dans les niveaux de paléosols. La faune est représentée soit par des gastéropodes terrestres (Hélicidés) décrits au niveau du Jebel Mrhila (Biely et al., 1972) et Jebel Bou Gobrime (Blondel et al., 1988), soit par des huîtres datant de l'Eocène (Yaich, 1992). La microfaune retrouvée est remaniée des terrains de l'Oligocène, c'est-à-dire un remaniement des niveaux sous-jacents correspondant au Groupe

Fortuna (Blondel et al., 1988). Vu le caractère continental de cette Formation, les marqueurs stratigraphiques sont absents et l'âge de la formation est déduit par encadrement. En effet, elle est sus-jacente au Groupe Fortuna d'âge Oligocène-Aquitaniens et sous-jacente à la Formation Grigima (Yaich et al., 1987), appelée encore Formation Hallouf par Rabhi et Hooyberghs (1990) et Formation Oued El Hajel par Blondel (1991) d'âge Burdigalien supérieur (Rabhi et Hooyberghs, 1990). Des restes d'os de vertébrés sont décrits au niveau du Jebel Batène (Coiffait, 1974). La présence de niveaux de bois fossiles dans ces dépôts a permis à Delteil-Desneux (1980) de reconstituer le paléoclimat qui correspondait à un climat tropical sec. La Formation Messioua présente un aspect lenticulaire (elle disparaît en biseau) et se serait déposée dans un environnement continental, alluvial, de marécage et de lagune (niveaux de gypse) (Yaich et al, 1994). Cette série s'est essentiellement déposée dans des paléo-dépressions ou grabens et au pied des reliefs déjà existants (Yaich et al, 1990 et 1994) et de ce fait, elle correspond à une série dont la répartition est assez éparse (Fig. 1.4). Elle affleure en Tunisie centrale, essentiellement au niveau de l'axe N/S, jusqu'au Jebel Jedidi en Tunisie nord-orientale (Blondel, 1991).



**Figure 1.4.** *Carte de répartition des formations Messioua, Grijima, Oued Hammam, Fortuna et Ain Grab (Yaich et al., 1994)*

Un dépôt appelé "Niveau A" se dépose sur la Formation Fortuna. Le niveau A est défini par Hooyberghs (1977) sur le flanc oriental du monoclinale du Jebel Korbous, il correspond à un niveau sub-métrique de grès grossiers conglomératiques, glauconieux et riches en pectens, en échinodermes et en dents de poissons. Ce niveau transgressif sur les grès grossiers du Groupe Fortuna, a livré une association de foraminifères planctoniques indiquant la Biozone *Globigerinoides sicanus* (Zone N8 de Blow, 1969) et permettant ainsi de l'attribuer à la base du Langhien (Hooyberghs, 1977).

#### 4.2.2. Formation Oued Hammam

La Formation Oued Hammam est définie par Hooyberghs (1973) sur le flanc nord-oriental du Jebel Korbous et notamment au niveau de la rive gauche de l'Oued Hammam. Elle correspond à une série de marnes vertes à base glauconieuse. Hooyberghs (1973, 1977) y a reconnu la Biozone *Globigerinoides sicanus* et *Praeorbulina glomerosa* (Zone N8 de Blow, 1969). Cette formation est donc attribuée au Langhien inférieur (Hooyberghs, 1973 ; 1977).

#### 4.2.3. Formation Ain Grab

La dalle calcaire riche en pectens a été décrite depuis 1888 par Le Mesle et Allemand-Martin (1909, 1922, 1924, 1939). D'autres auteurs tels que Solignac (1927) et Castany (1951) ont précisé sa lithostratigraphie et l'ont attribuée au Burdigalien. En 1956, Burollet définit la Formation Ain Grab au Cap Bon, sur le versant oriental du Jebel Sidi Abderrahmane au niveau du village d'Ain Grab. Celle-ci correspond à des calcaires à base conglomératique, avec par endroit des inter-lits argileux. Cette série est riche en coquilles de lamellibranches (essentiellement des pectens), en échinodermes, en bryozoaires et en foraminifères planctoniques (Burollet, 1956). Comme ses prédécesseurs, Burollet (1956) attribue cette formation au Burdigalien.

L'analyse des associations de foraminifères planctoniques tels que les *Globigerinoides* et les *Orbulines* a permis de distinguer la Biozone *Orbulina suturalis* (Zone N9 de Blow) conférant ainsi à cette série un âge Langhien moyen à supérieur (Hooyberghs, 1977, 1987, 1995 et Ben Ismal-Latrache, 1981). Cette série transgressive est discordante sur le Groupe Fortuna et la Formation Oued Hammam au Cap Bon. En Tunisie centrale, elle peut reposer en discordance sur des substratum du Méso-Cénozoïque. Les investigations entreprises sur le Néogène de la Tunisie centrale ont contribué à définir de nouvelles formations et redéfinir les limites de celles déjà existantes. En effet, Besème et Blondel (1989) ont étendu les limites de la Formation Ain Grab et la subdivisent en trois membres (A, B, C) (Fig. 1. 5). Cette formation, appelée Formation "Ain Grab sensu lato", trouve son équivalent sur le flanc Est du Jebel Korbous. Le membre inférieur grés-carbonaté serait un équivalent du niveau A ; le membre moyen argileux correspondrait à la Formation Oued Hammam ; le membre supérieur carbonaté correspondrait à la Formation Ain Grab sensu stricto (Blondel, 1991).

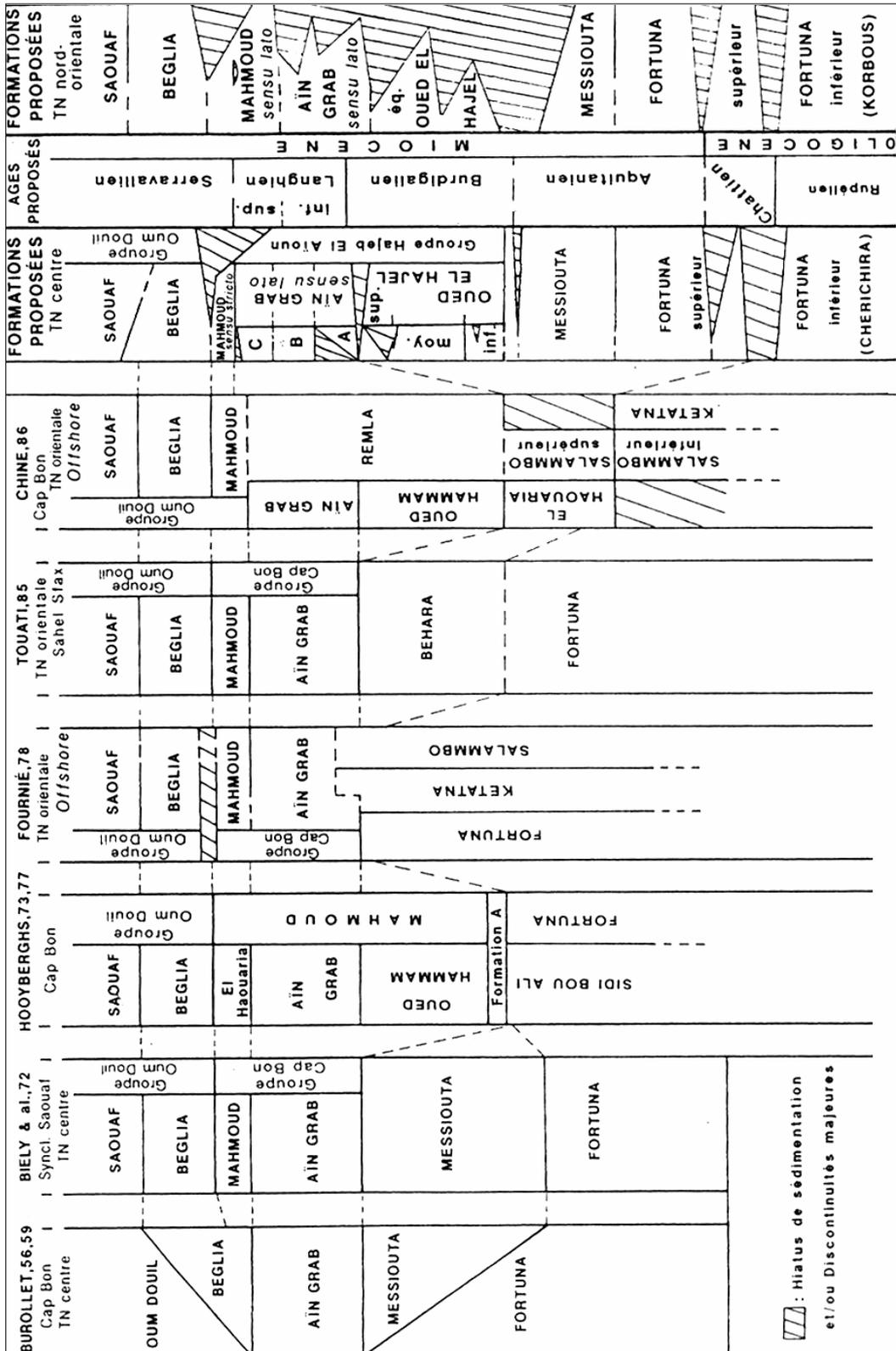
Par ailleurs, Ben Haj Ali et al. (1993) élèvent cette formation au rang du "Groupe Ain Grab". Ce groupe comprend successivement : la Formation Hallouf (Rabhi et Hooyberghs,

1990), la Formation Oued Hammam, la Formation Ain Grab sensu stricto et le Membre Mahmoud.

#### **4.2.4. Formation Mahmoud**

Les argiles de la Formation Mahmoud font partie intégrante de la Formation Oum Douil au sens de Burollet (1956). Toutefois, en 1970, Salaj et Stranik distinguent une séquence argilo-marneuse à la base de la Formation Oum Douil et au-dessus de la Formation Ain Grab. Ces auteurs déterminent une riche association de foraminifères planctoniques (Zone *Globigerinoides sicanus*, Zone *Praeorbulina glomerosa*, Zone *Orbulina suturalis*, Zone *Orbulina universa*, Zone *Globorotalia peripheroacuta*) permettant d'attribuer cette série au Langhien-Serravallien inférieur. En 1972, Biely et al. définissent la Formation Mahmoud, dans le synclinal de Saouaf, près du Marabout de Sidi Mahmoud. Il s'agit des argiles gris-verdâtres à base glauconifère. Ces argiles peuvent présenter à leurs sommets des intercalations de gypse et/ou de sables très fins (Blondel, 1991). Les investigations micropaléontologiques concernant les foraminifères planctoniques contenus dans cette série, ont continué avec principalement les travaux de Hooyberghs (1977-1990), de Ben Ismal-Lattrache (1981) et Besème (1982, in Bensalem, 1992). La détermination de la Biozone *Orbulina suturalis* et l'apparition d'*Orbulina universa* (sommets de la zone N9 de Blow) ont permis d'attribuer cette formation au Langhien supérieur-Serravallien inférieur. L'extension latérale de cette formation est assez importante. On la retrouve au Cap Bon, au niveau du synclinal de Saouaf, en Tunisie centrale. Elle est aussi reconnue au Sahel (Bédir, 1988 et 1995) et au niveau du Golfe de Hammamet (Tayech, 1984 ; El Manaa, 1996 ; Boujamoui, 2000).





**Figure 1.5.** *Synthèse et corrélation des nouvelles formations proposées pour les séries oligo-miocènes de la Tunisie centrale, nord-orientale et de l'off-shore (Blondel, 1991)*

#### 4.2.5. Formation Beglia

En 1956, Burollet a défini la Formation Beglia à Henchir Beglia sur le flanc sud du Jebel Boudinar en Tunisie centrale. Selon cet auteur, "La Formation Oum Douil est souvent remplacée par une séquence d'argile et de sables lagunaires, littoraux ou fluviaux, peu ou pas fossilifères, appartenant à la Formation Beglia." En 1972, Biely et al. ont redéfini les limites de cette formation aussi bien dans sa localité type que dans d'autres localités (Tunisie nord-orientale, méridionale et centrale). Cette formation reposerait soit en continuité sur les argiles de la Formation Mahmoud, soit en discordance sur un substratum plus ancien. A son sommet, elle est surmontée soit par les alternances argilo-sableuses à lignites de la Formation Saouaf, soit par la Formation Ségui (selon les localités). Cette formation correspond à des grès et des sables à stratifications entrecroisées d'origine fluviale, dunaire ou deltaïco-marine. Cette série présente souvent une base ravinante à conglomérats polygéniques, à débris de bois fossile et ossements de vertébrés (Biely et al., 1972 ; Blondel, 1991 ; Mannai-Tayech, 2006). Ces niveaux d'ossements de vertébrés ont été longuement étudiés par plusieurs chercheurs. En effet, la découverte de ces niveaux au cours des expéditions paléontologiques de l'Université du Colorado, à Bled Ed Douarah (Gouvernorat de Gafsa) a révélé l'existence de plusieurs espèces. Dans une première étude, Robinson et Black (1969) décrivent la Formation Beglia comme des sables blancs déposés dans un milieu fluviale. L'analyse des ossements contenus dans ces niveaux sableux, suggère une succession d'environnements de savane puis de forêt. Dans la même localité, les niveaux inférieurs et supérieurs de la Formation Beglia, attribuée au Miocène supérieur (Serravallien moyen-Sarmatien), ont livré différents types d'espèces et de taxons. Les différentes analyses effectuées sur ces ossements assez divers ont permis de reconstituer aussi bien la niche écologique de ces espèces, que le climat qui était assez humide à la fin du Tertiaire. (Black, 1971 ; Forsten, 1971; Greenwood, 1971; Rich, 1971 ; Robinson, 1971 ; Robinson et Black, 1974). En 1990 et 1990 a , Pickford a repris l'étude de ces ossements ce qui lui a permis d'attribuer cette formation à la base du Miocène supérieur (10 (-/+ ) 1MA) et plus précisément au Tortonien inférieur. Plus récemment, Mannai-Tayech et Otéro (2005) ont décrit un nouveau gisement à ichtyofaune au sud de la chaîne des chotts. La Formation Beglia est attribuée au Serravallien-Tortonien (Mannai-Tayech, 2006). Cependant, l'analyse de ces fossiles « n'interdit pas » de vieillir l'âge de la base de cette série au Burdigalien. Ces niveaux à ossements sont décrits en plus dans plusieurs localités à savoir : Sbeitla (Agrasar, 2003), Jebel Mrhila; Jebel Cherichira (Biely et al., 1972).

Si l'on tient compte des différentes données existantes sur la Formation Beglia, décrites du SW au nord-est de la Tunisie, on remarque que cette formation ne présente latéralement ni le même faciès, ni le même environnement de dépôt et ni le même âge. Cette discussion a été développée dans plusieurs travaux (Mannai-Tayech, 1996, 2006 ; Boujamaoui, 2000 ; Boujamaoui et al. 1997 et 2000 ; El Euch, 2002). En effet, au Cap Bon, cette formation est attribuée par encadrement au Serravallien. En revanche, dans le SW de la Tunisie, la Formation Beglia est attribuée au Tortonien, qui correspond à l'âge de la Formation Saouaf au Cap Bon. Ces ambiguïtés ne font qu'accentuer la complexité de cette série déjà difficile à appréhender. Il serait donc plus judicieux de revoir la définition de cette formation au Cap Bon en proposant une nouvelle coupe-type (lithostratotype) et une nouvelle formation. Mais pour éviter d'une part toute confusion et d'autre part d'alourdir davantage la charte lithostratigraphique, on a jugé préférable de garder le même nom de formation et de se restreindre à en préciser les limites. La Formation dite Beglia correspondrait ainsi à l'ensemble gréseux de base et aux alternances argilo-sableuses sus-jacentes, encadrés par les argiles de la Formation Mahmoud à la base et les argiles inférieures de la Formation Saouaf au sommet. Elle est attribuée au Serravallien (Bensalem, 1992, 1997, 2002). Dans le Golfe de Hammamet, la Formation Beglia admet un équivalent latéral correspondant à la Formation Birsa. Celle-ci est définie par les pétroliers (Shell) au niveau des puits Birsa 1 et Birsa 2 Bis. Elle se présente comme une alternance argilo-sableuse (Lower Birsa et Upper Birsa) admettant dans sa partie médiane un niveau carbonaté : « l'intra Birsa carbonaté » (Ben Ferjani et al., 1990 ; Boujamaoui, 2000).

#### **4.2.6. Formation Saouaf**

Définie par Biely et al. (1972), la Formation Saouaf emprunte son nom de sa localité type correspondant au Synclinal de Saouaf dans la région d'Enfidha en Tunisie nord-orientale. Auparavant, la Formation Saouaf appartenait à la partie supérieure de la Formation Oum Douil définie par Burollet (1956), au niveau du village d'Oum Douil au Cap Bon. Succédant aux grès de la Formation Beglia, cette série se présente comme un ensemble d'alternances de niveaux argileux d'épaisseur très importante et de barres gréseuses. Ces alternances peuvent montrer des intercalations de niveaux à lamellibranches (*Ostrea*), ainsi que des niveaux de lignite principalement retrouvés dans sa partie médiane. Les différents échantillons récoltés dans les niveaux argileux n'ont pas permis l'identification de nouveaux marqueurs biostratigraphiques permettant de préciser l'âge de cette série. Cette série est d'âge Serravallien terminal à sa base, avec *Orbulina universa* (Besème, 1980 in Bensalem, 1992), du Tortonien inférieur. L'existence de Tortonien est prouvée par la présence de *Globorotalia acostaensis* (Hooyberghs, 1977 ;

Hooyberghs et Bensalem, 1999). Par ailleurs, il est à signaler que la Formation Saouaf a été subdivisée en deux unités principales (Abbes et al., 1981 et Abbes, 1983) :

- l'unité I : correspond à la base de la Formation Saouaf, représentée par une alternance rythmique d'argiles et de bancs de grès;

- l'unité II : ou série lignitifère correspond à une alternance irrégulière d'argiles et de bancs de grès. Cette unité est scindée en deux sous unités:

\* l'unité II a : présentant une prédominance des argiles ;

\* l'unité II b : est caractérisée par la présence de lignite et la dominance des grès. Cette série se termine par un niveau épais d'argiles contenant de rares bancs de grès (Fig. 1. 6).

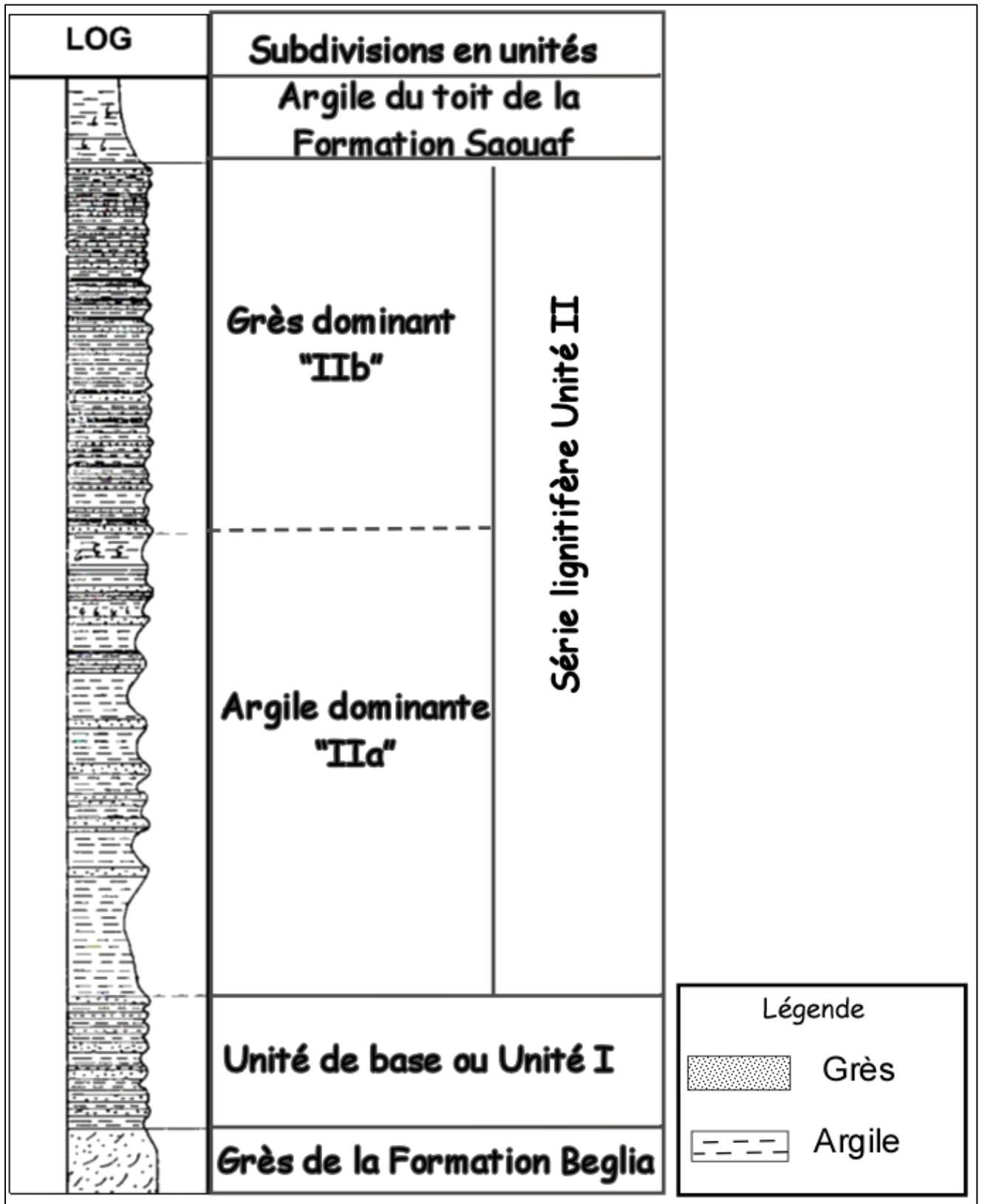


Figure 1.6. Subdivision de la Formation Saouaf (Abbes et al., 1981)

Cependant, les subdivisions de cette formation ont été modifiées par Mannai-Tayech (2006), qui supprime le terme de Formation Beglia au Cap Bon et inclut cette série dans la base de la Formation Saouaf. En effet, elle distingue au-dessus des argiles de Mahmoud :

- l'unité I : correspondant au premier terme gréseux de base attribué précédemment à la Formation Beglia (Abbes et al., 1981 et Abbes, 1983 ; Tayech, 1984).

- l'unité II : formée par des alternances plus ou moins régulières de niveaux argileux et gréseux.

- l'unité III : renferme des niveaux à lignite. Elle est scindée en deux sous-unités :

\* l'unité III a : présentant une alternance de grès et d'argiles avec prépondérance des niveaux argileux ;

\* l'unité III b : les niveaux gréseux deviennent prépondérant dans cette unité ;

- l'unité IV : ou "argiles du toit" correspond à l'intervalle argileux supérieur de cette formation (Fig. 1. 7).

Formations	Lithologie	Zones Palynologiques	Zones séismiques
Melq.	350	P6	S7
grès de Soma	1000	P5	S6
U IV argiles de toit		P4b	S5
U III Saouaf		P4 P4a	S4
U II		P3	S3
U I	2000	P2	S2
Mahmoud			S1
A.G.	2250	P1	

Figure 1.7. Subdivision lithostratigraphique de la Formation Saouaf (Mannai-Tayech, 2006)

Dans le présent travail, cette subdivision sera modifiée, dans la mesure où l'unité I de Abbas et al. (1981) et l'unité I et II de Mannai-Tayech (2006) feront partie de la Formation Beglia (Fig.1. 8).

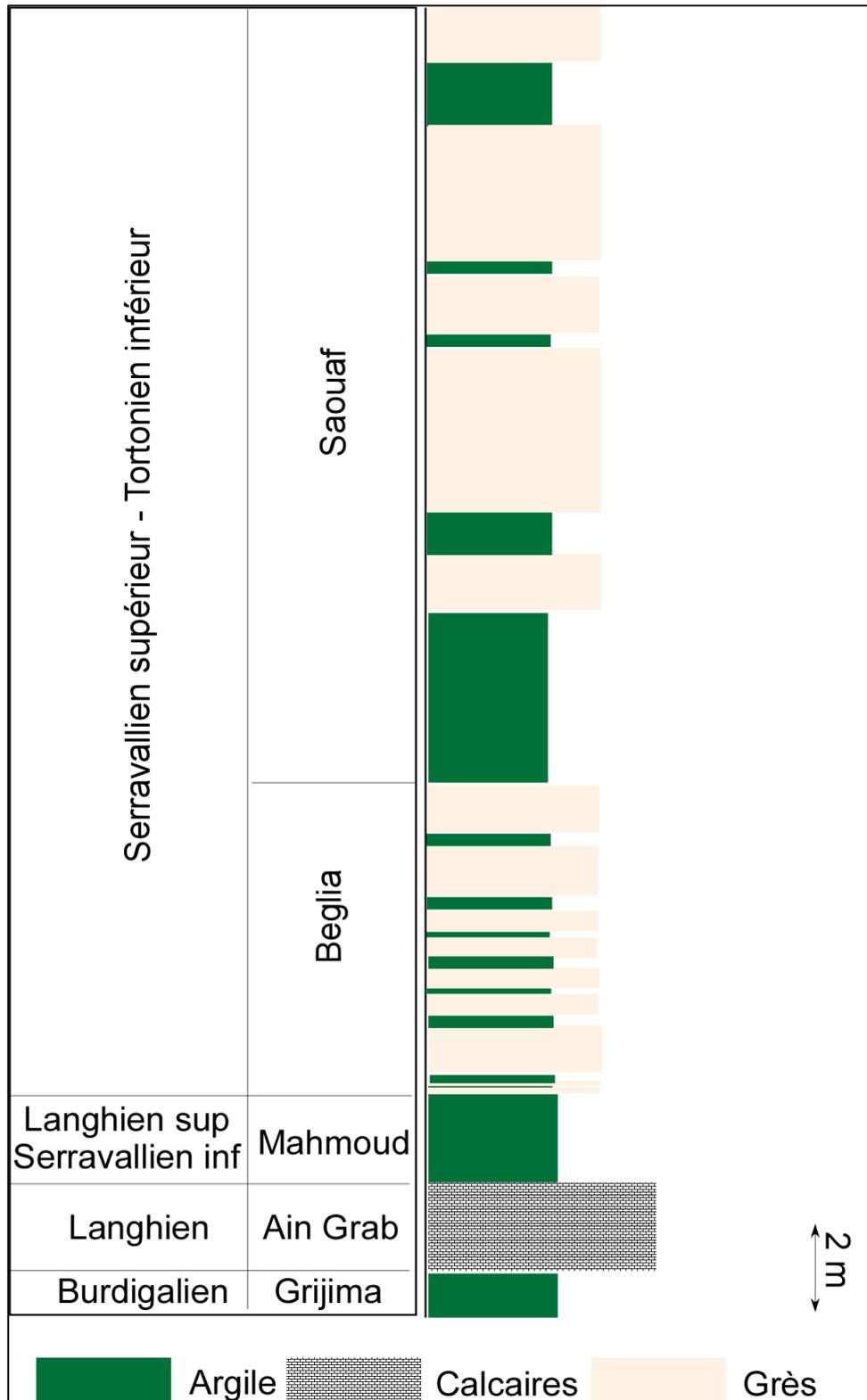


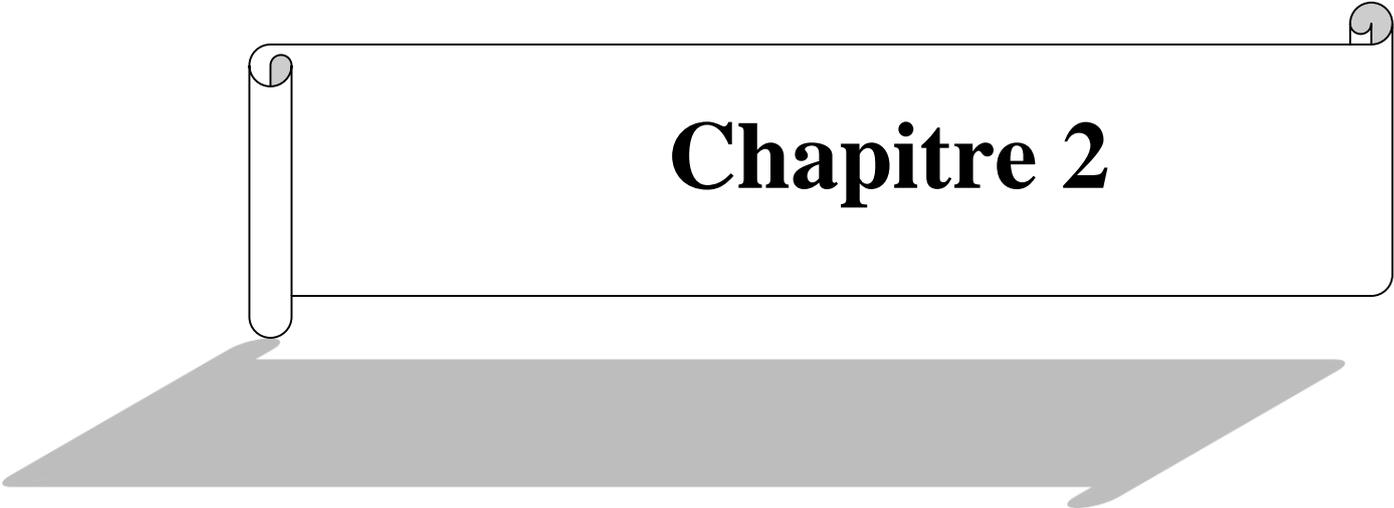
Figure 1.8. Subdivision lithostratigraphique adoptée dans ce travail

## 5. Conclusions

Il ressort de cette synthèse que les séries miocènes ont été largement étudiées par des géologues structuralistes, des stratigraphes et des paléontologues. La revue des résultats de ces travaux révèle l'existence d'une diversité d'opinions au cours du temps et d'une multitude de controverses difficiles à élucider. Ces controverses intéressent plusieurs thèmes à savoir :

- les subdivisions lithostratigraphiques des séries miocènes sont très discutées aussi bien au Cap Bon qu'en Tunisie centrale. En effet, l'existence d'une multitude de noms de formations pour une série de même âge complique son étude. En plus, cette complexité s'accroît d'avantage si l'on tient compte des différentes formations définies par les pétroliers (E.T.A.P) pour les puits on-shore forés dans le Cap Bon. De ce fait, la corrélation de ces séries s'avère une tâche assez délicate ;

- l'âge de ces séries principalement silico-claustiques est toujours contesté vu la pauvreté voire l'absence de marqueurs biostratigraphiques.



**Chapitre 2**

## Chapitre 2 : Méthodologie

### 1. Sédimentologie de faciès

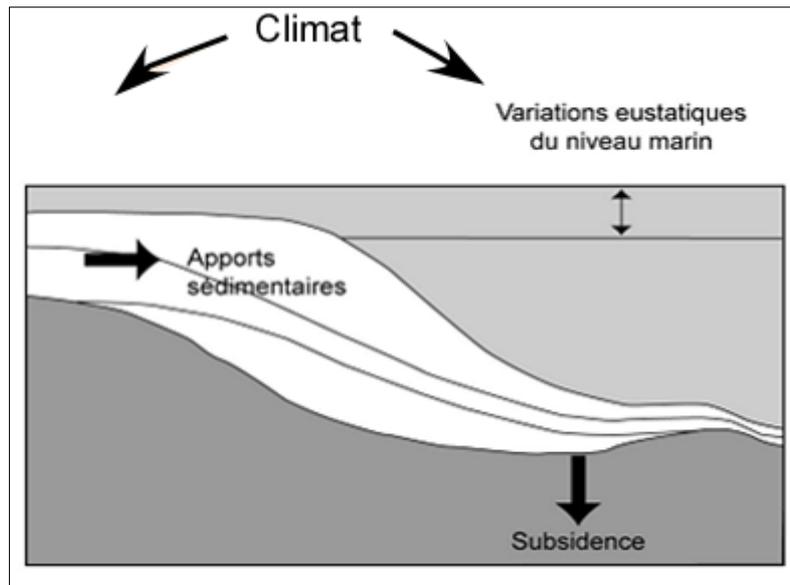
L'analyse des faciès se base sur les observations directes de terrain, qui permet de dégager les différents paramètres sédimentologiques au sein de chacune des unités lithostratigraphiques déjà établies. Ces différents éléments ainsi dégagés tels que les figures sédimentaires, discontinuités, évolution verticale de faciès, présence ou absence de bioclastes etc..., vont nous permettre d'avoir une idée des agents dynamiques et des processus sédimentaires qui ont régit la mise en place et l'évolution de ces dépôts. Ils seront complétés par les observations à la loupe binoculaire et par des observations de lames minces.

### 2. Stratigraphie séquentielle

La stratigraphie séquentielle est un outil conçu pour comprendre la dynamique d'un système sédimentaire dans un cadre stratigraphique précis. Les concepts originaux sont fondés sur des profils sismiques des systèmes silicoclastiques dans un contexte tectonique de marge passive. Depuis, leur application à l'échelle des forages et des affleurements, sur des systèmes et dans des contextes tectoniques différents, a entraîné des améliorations à l'origine de nouvelles nomenclatures. La multiplication des termes et l'emploi inapproprié, le plus souvent par souci de simplification, des concepts de base est à l'origine de la plupart des malentendus qui existent au sein de la communauté scientifique et de l'émergence de plusieurs écoles, qui emploient généralement des termes différents pour exprimer les mêmes principes. Pour éviter toute confusion, un rappel des concepts est utilisé dans cette étude.

#### 2.1. Concepts de base

Les systèmes sédimentaires correspondent à des systèmes dynamiques évoluant au cours du temps et dans l'espace sous l'effet conjoint des facteurs autocycliques internes au systèmes de dépôt et des facteurs allocycliques. L'enregistrement sédimentaire étant régi par l'influence directe de quatre facteurs (Fig.2.1), à savoir, l'eustatisme, la tectonique, le flux sédimentaire et le climat (Vail et al., 1987 ; Cross et al., 1991 ; Posamentier et James, 1993).



**Figure 2.1.** Principaux facteurs affectant la géométrie des corps sédimentaires (Vail et al., 1987)

L'interaction, au cours du temps, entre le taux d'accommodation et le niveau de base est à l'origine de l'agencement spatio-temporel des faciès (Cross et al., 1991).

### 2.1.1. Variation du niveau marin, eustatisme et tectonique

#### 2.1.1.1. Notion d'accommodation ou d'espace disponible

L'espace d'accommodation dépend de trois facteurs :

- L'eustatisme ou les variations du niveau marin global ;
- la subsidence (tectonique, sédimentaire) ;
- le taux d'accumulation des sédiments.

La somme de ces différents paramètres et leur interaction aboutit soit à la création d'espace disponible, soit à sa suppression. L'espace disponible créé peut ou non être compensé par la sédimentation (Cross, 1988. Vail et al., 1987 ; Vail et al., 1991) (Fig 2. 2).

Le rapport accommodation sur sédimentation ( $A/S$ ) peut indiquer s'il s'agit d'une sédimentation, d'un non dépôt, ou bien d'une érosion (Fig.2. 3). Ce rapport a été utilisé par Homewood et al. 1992 pour l'analyse des systèmes carbonatés évoluant au cours du temps. Les auteurs ont précisé que la progradation est obtenue avec un rapport  $A/S < 1$ , la rétrogradation est obtenue avec  $A/S > 1$ , l'aggradation est obtenue avec  $A/S = 1$  ou en progradation en régime de régression forcée ( $A/S < 0$ ).

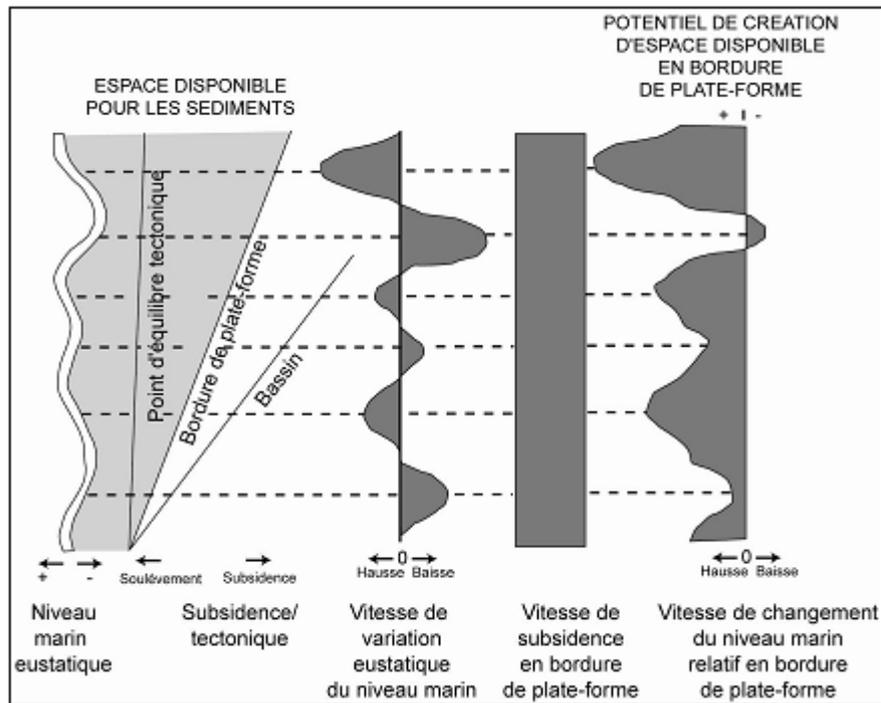


Figure 2.2. Principaux paramètres affectant la géométrie des corps sédimentaires et variation du taux d'accommodation (Vail et al., 1987)

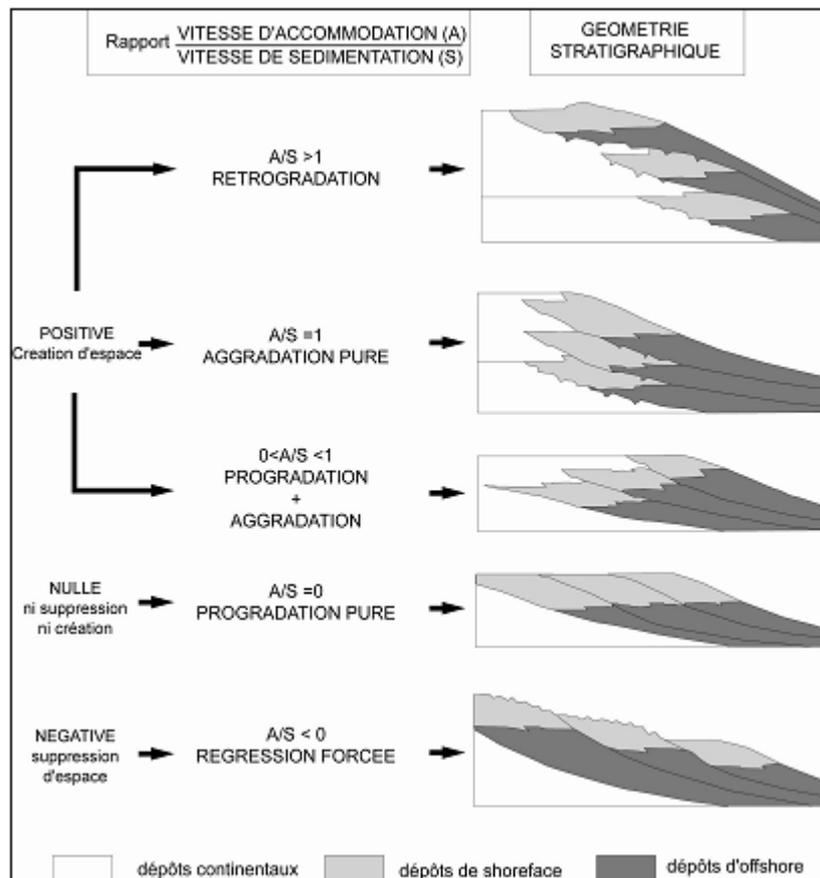


Figure 2.3. Relations entre vitesse d'accommodation/ vitesse de sédimentation et architecture stratigraphique (Homewood et al., 1992)

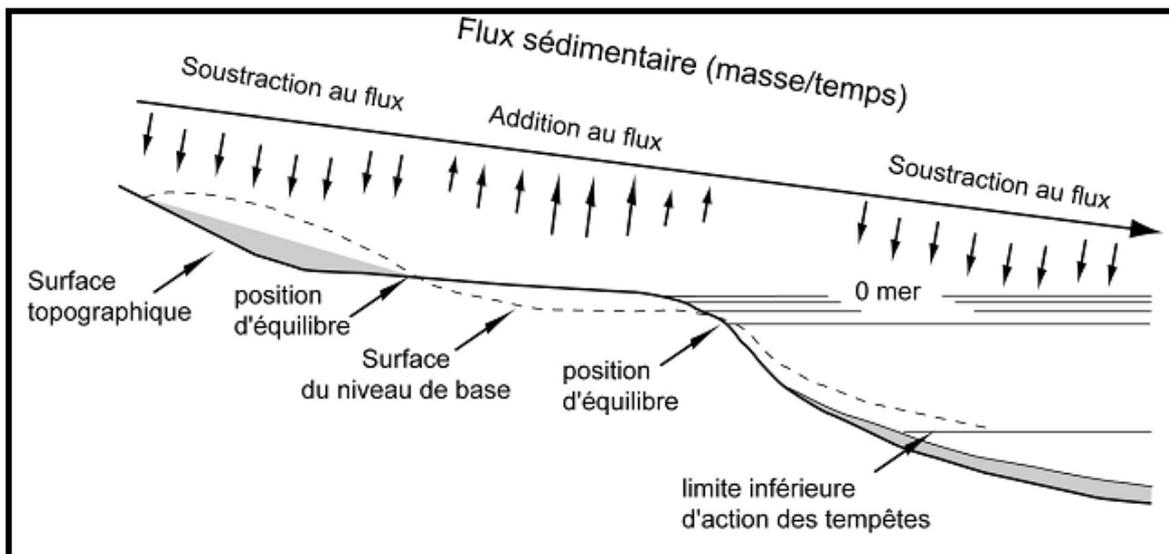
### 2.1.1.2. Notion de niveau de base ou flux sédimentaire

Le niveau de base correspond à la surface qui oscille de part et d'autre de la surface topographique. Si on considère que tout système sédimentaire tend toujours vers l'équilibre, toute surface topographique, selon sa position, tend toujours vers la position du niveau de base (Fig.2. 4) (Cross, 1991 ; Proust, 1994). Selon cette position on distingue les différents cas suivants:

-La surface topographique est au-dessous de la surface du niveau de base, il s'agit d'une sédimentation ;

- La surface topographique est au-dessus du niveau de base, c'est une érosion. Ce flux sédimentaire va être transporté et déposé en aval du système où on a de l'espace disponible ;

-La surface topographique est confondue avec la surface du niveau de base et on a un équilibre entre les apports en sédiment et le taux d'érosion.

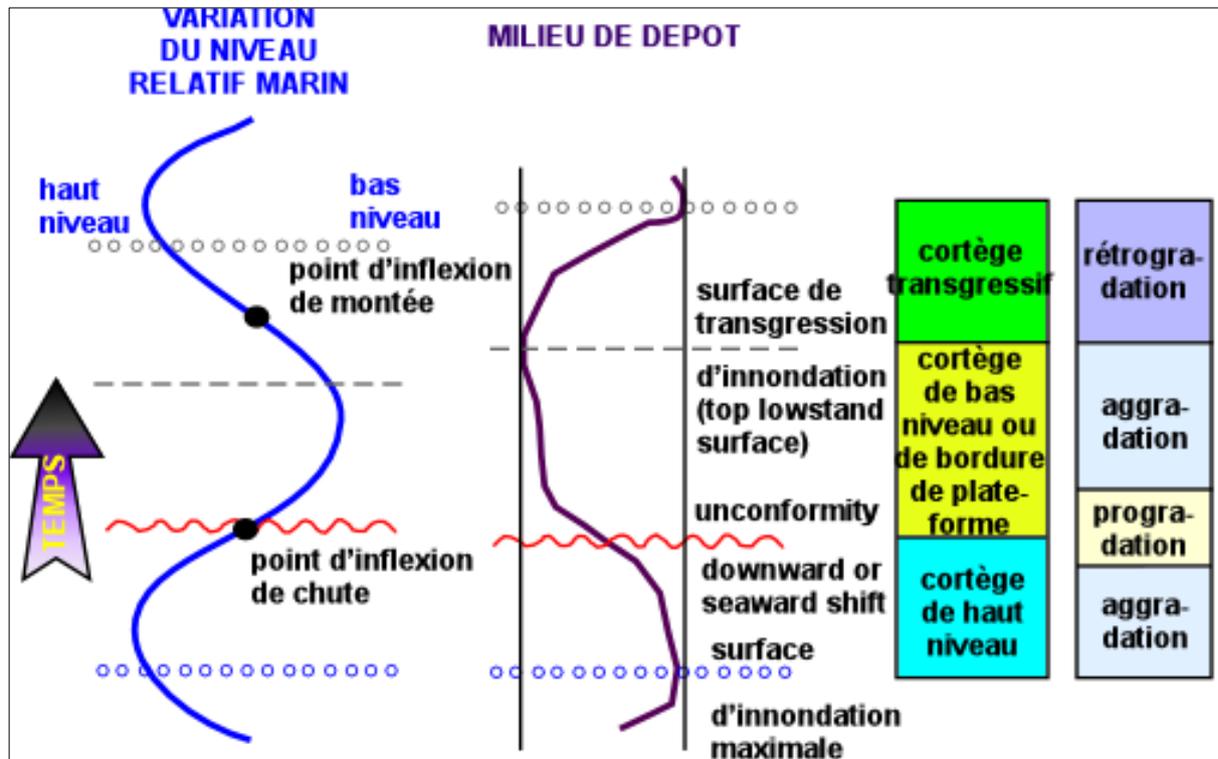


**Figure 2.4.** Niveau de base (Proust, 1994)

### 2.1.1.3. Notion de stratigraphie séquentielle modèle d'Exxon

La stratigraphie séquentielle a été développée par l'équipe de Mitchum et al. (Groupe Exxon) à l'échelle de la sismique. Depuis sa naissance, en 1977, ses notions et ses concepts n'ont cessé d'évoluer au cours du temps. Pendant les années 80, on a assisté à la naissance de la stratigraphie séquentielle haute résolution (Cross, 1988 ; Cross et al. 1991 et 1993 ; Van Wagoner et al., 1990 ; Mitchum et Van Wagoner, 1991) basée sur les données de terrains

et principalement sur l'analyse des faciès ou la sédimentologie de faciès (Fig.2.5). La stratigraphie séquentielle permet de définir un cadre chronostratigraphique utilisable tant à l'échelle globale qu'à l'échelle régionale.



**Figure 2.5.** Variation du niveau marin, surfaces remarquables et cortèges de dépôt dans le modèle d'Exxon (in Chihaoui, 2010)

#### 2.1.1.4. Définition d'une séquence de dépôt

Une séquence de dépôt représente la signature stratigraphique et sédimentaire d'un cycle eustatique complet de 3<sup>ème</sup> ordre (Haq et al, 1987). Elle correspond à une succession de couches géologiques génétiquement liées et limitées à la base et au sommet par des discordances ou des surfaces corrélables avec des discordances.

En fonction de ces séquences de dépôts et de leurs durées, plusieurs ordres de séquences ont été définis. Les séquences de dépôts sont regroupées entre elles en supercycles de 2<sup>ème</sup> ordre qui sont regroupés eux-mêmes en ensembles de supercycles qui sont, par suite, regroupés en mégacycles de 1<sup>er</sup> ordre.

Une paraséquence ou séquence simple est une unité stratigraphique composée d'une succession de couches conformes liées et limitées par deux surfaces de ravinement consécutives

induites par les inondations marines. Elle se dépose pendant un paracycle eustatique de 4° ou de 5° ordre et dans une fourchette de temps du millier au million d'années. Une paraséquence se développe verticalement, elle varie en épaisseur en quelques dizaines de mètres et son épaisseur maximale ne dépasse pas les 30 à 40m.

#### *2.1.1.5. Les cortèges sédimentaires*

Un cortège sédimentaire correspond à l'assemblage latéral de système de dépôts contemporains avec des lithofaciès différents ; le type de lithofaciès dépend du milieu de dépôt et de la tranche d'eau originelle. Ces cortèges sédimentaires qui constituent les séquences de dépôts sont formés à leur tour par une succession de paraséquences périodiques de 4° et de 5° ordre principalement d'origine climatique.

Quatre types de cortèges sédimentaires sont définis suivant le contexte eustatique prédominant lors de leur dépôt : bas niveau, transgressif, haut niveau marin et bordure de plateforme.

##### *2.1.1.5.1. Cortège de bas niveau marin*

Le cortège de bas niveau marin (Low Stand System Tract : L.S.S.T) ne se dépose que dans les parties de la plateforme continentale immergées. Le reste de la plateforme est marqué par une surface érosive (Fig.2.6). Une partie avale submergée, qui peut être un cortège sédimentaire qui peut passer à des dépôts marins plus fins qui annoncent déjà le cortège transgressif sus-jacent. Les sédiments du cortège de bas niveau marin sont, généralement, azoïques et peuvent présenter parfois des fragments de bois ou de racines flottés. Une grande partie des sables d'origine fluviale, qui comblent les vallées entaillées ou incisées dans la plateforme continentale, sont inclus dans les prismes de bas niveau (P.B.N).

##### *2.1.1.5.2. Cortège de bordure de plate-forme*

Le cortège ou prisme de bordure de plate-forme (Shelf Margin System : S.M.S.T) qui se dépose lorsque le niveau eustatique diminue près de la bordure de la plaine côtière sans dépasser la rupture de pente continentale. L'enregistrement sédimentaire de ce cortège se réduit à une surface durcie occasionnée par un hiatus de sédimentation accompagné d'une diagenèse et d'une sédimentation précoce.

La limite entre les dépôts de haut niveau et ce cortège de bordure de plate-forme correspond à une discontinuité de type II qui est, en général, peu marquée dans l'enregistrement sédimentaire.

#### 2.1.1.5.3. *Cortège transgressif*

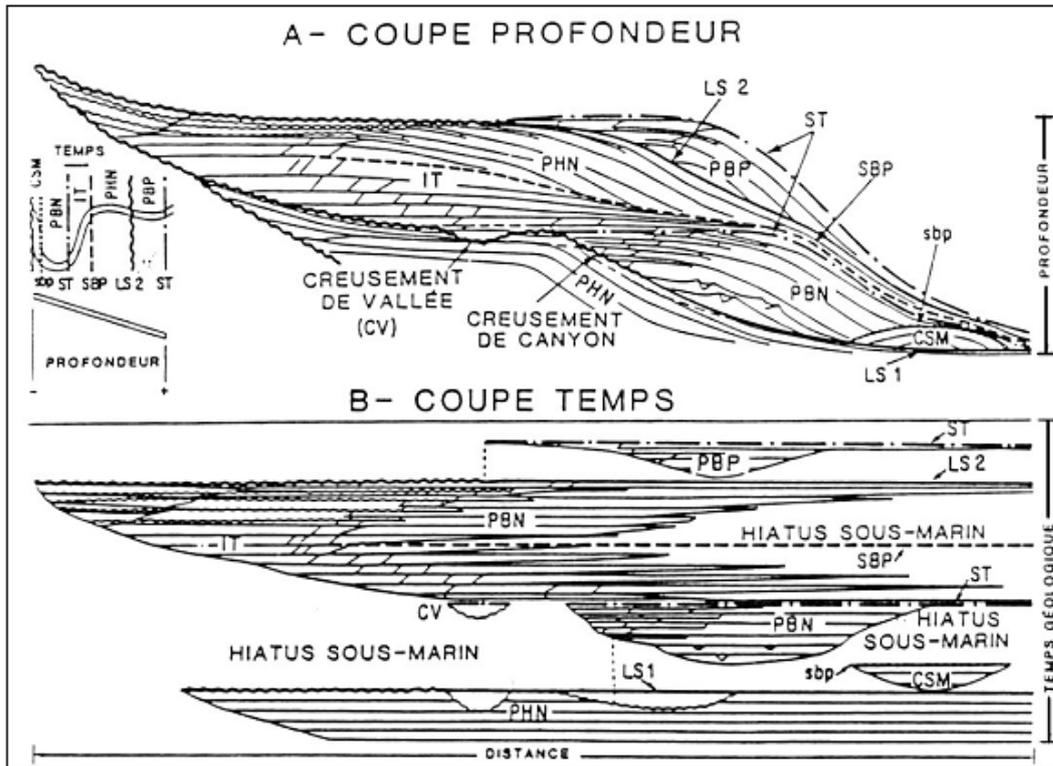
Le cortège transgressif ou (Transgressive System Tract : T.S.T) correspond à la période pendant laquelle la vitesse de remontée du niveau relatif de la mer est la plus élevée et passe par son maximum (Fig.2.6). Il est limité à sa base par une surface d'érosion ou surface de ravinement due à l'action abrasive et destructive des vagues, des courants marins et des tempêtes sur la zone côtière lors de la transgression marine (surface basale transgressive). Cette surface montre une nette tendance vers une augmentation de la tranche d'eau.

Cette surface érosive n'est pas partout synchrone à l'échelle régionale car elle remonte latéralement, dans le temps, les faciès de la plaine côtière. La base conglomératique érosive de ce cortège transgressif remanie des éléments qui proviennent des séries sous-jacentes de bas niveau.

#### 2.1.1.5.4. *Cortège de haut niveau marin*

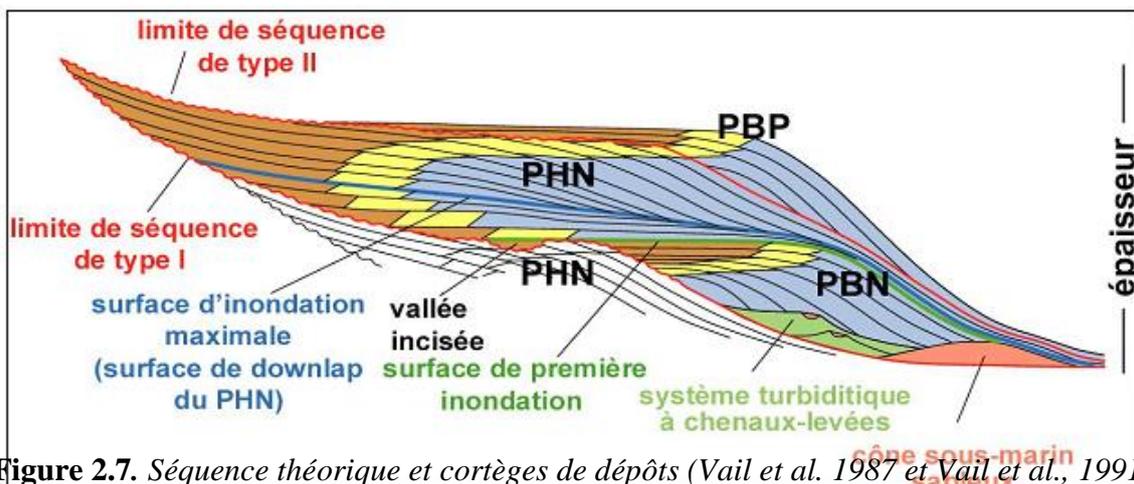
Le cortège de haut niveau marin (High Stand System Tract : H.S.T) correspond à la période pendant laquelle les vitesses de remontée du niveau relatif de la mer décroissent, puis deviennent nulles (Fig.2.6). On observe une aggradation suivie par une progradation lente puis rapide des faciès en direction du bassin. La limite entre les dépôts du cortège transgressif et ceux du cortège de haut niveau est marquée par une surface d'inondation maximale (Maximum Flooding Surface : MFS). Cette surface est marquée, généralement, par un hiatus de sédimentation qui engendre un horizon condensé très riche en organismes fossiles. La mise en place de cet horizon est due au faible taux ou même l'absence de sédimentation qui caractérise la période d'inondation maximale. Cet horizon condensé est riche en minéraux authigènes, dont la glauconie et parfois les phosphates.

La faune et la flore d'origine pélagique sont diversifiées et associées à la surface d'inondation maximale. Les dépôts de haut niveau marin s'organisent en paraséquences grano-croissantes et strato-croissantes.



**Figure 2.6.** Modèle stratigraphique du groupe Exxon : séquence théorique de dépôt et surfaces de discontinuité (Vail et al., 1987 et Vail et al. 1991)

Limites de séquences : type 1-LS1 ; type 2- LS2 ; Surfaces basales de progradation : SBP. Surface de transgression : ST ; Prisme de bas niveau : PBN ; Prisme de haut niveau PHN.



**Figure 2.7.** Séquence théorique et cortèges de dépôts (Vail et al. 1987 et Vail et al., 1991)

### 2.1.1.6. Les surfaces remarquables

#### 2.1.1.6.1. Surface de discontinuité ou de discordance

Une discordance correspond à une surface géologique d'érosion représentant l'intervalle de temps durant lequel la plate-forme continentale, émergée après le recul de la mer, a subi une exposition subaérienne et/ou subaquatique. On distingue deux grands types de discordance :

- La discordance angulaire : Elle est locale et renforcée par la tectonique ou le diapirisme régional (discordance mineure).

- La discordance globale : Elle est d'origine eustatique (discordance majeure) et reconnue à l'échelle de toutes les plateformes continentales.

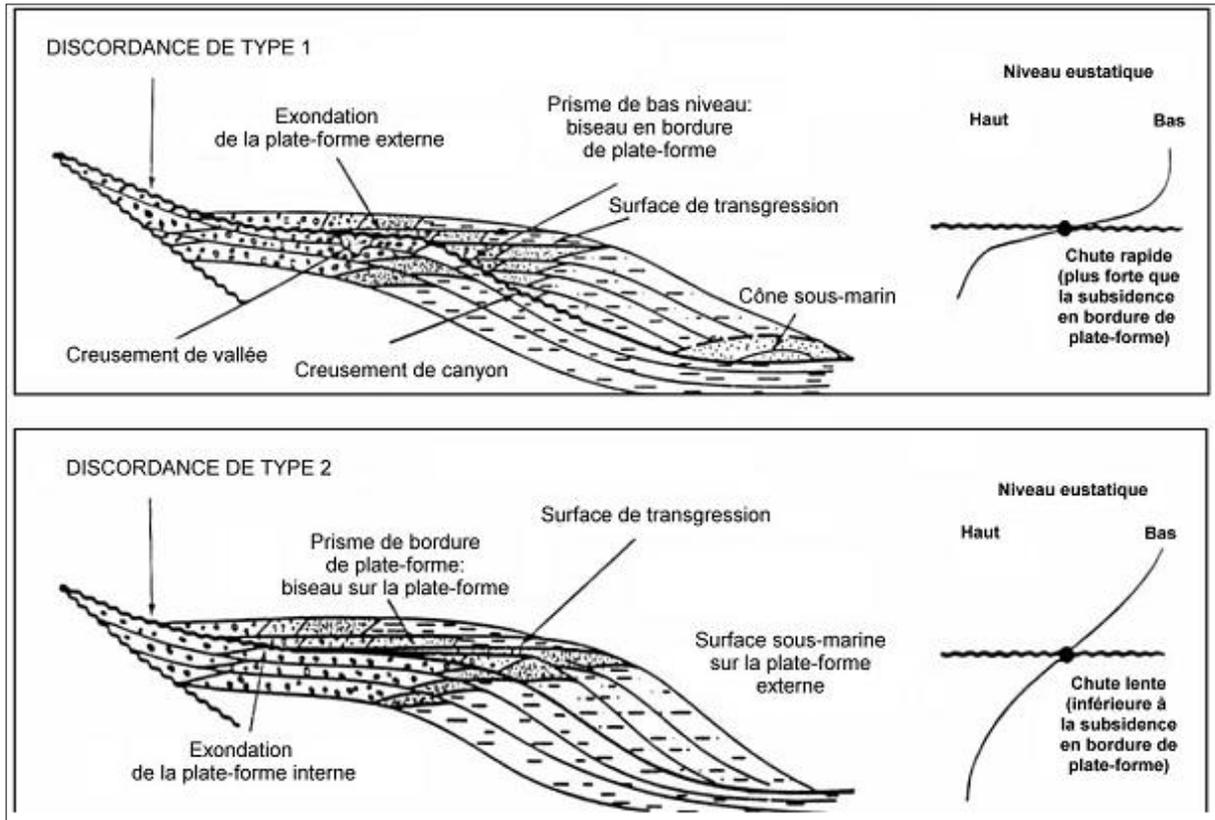
Parmi les discordances globales (Fig.2.7), on peut distinguer les discordances de type I dues à l'exondation totale de la plateforme continentale et des discordances de type II occasionnées par l'exondation partielle de la plate-forme, sans érosion subaérienne importante. Dans l'analyse séquentielle, les discordances de type I et II correspondent respectivement aux limites de séquence I et II (LS, Séquence Boundary, SB).

#### 2.1.1.7. Les séquences de dépôt

Une séquence de dépôt ne peut contenir que trois cortèges sédimentaires. On peut distinguer deux types de séquences (Fig.2.8) suivant la nature de la discordance qui délimite chaque séquence :

- Séquence type I qui présente à sa base une discordance de séquence de type I ; elle est composée par la superposition des cortèges de bas niveau, transgressif et haut niveau marin.

- Séquence type II qui est marquée à sa base par une discordance ou une limite de séquence de type II et qui est composée par la superposition des cortèges sédimentaires de bordure de plateforme, transgressif et haut niveau.



**Figure 2.8.** Types de limites de séquences (discordances) et niveau marin eustatique (Vail et al., 1987)

### 2.1.2. Organisation des cycles eustatiques (Modèle Haq et al, 1987)

Haq et al., (1987) ont subdivisé toute la période allant du Crétacé jusqu'à l'actuel. En se basant sur « la charte globale » TEJAS (T) est un mégacycle de premier ordre, subdivisé en deux ensembles de supercycles de deuxième ordre (supercycle sets) TEJAS A (TA) pour la période allant du sommet du Maastrichtien au toit du Rupélien. Et TEJAS B (TB) pour la période allant de la base du Chattien jusqu'à l'Actuel.

### 3. Susceptibilité magnétique

La susceptibilité magnétique (SM) est une mesure de la force du magnétisme induit au sein d'un matériau placé dans un champ magnétique. Le résultat va dépendre directement de la teneur en grains magnétisables dans la roche.

#### 3.1. Principe

L'aimantation (M) d'un matériau est le résultat de deux composantes :

L'aimantation rémanente (Mr) qui persiste en l'absence d'un champ magnétique induit (H) et l'aimantation induite (Mi) qui s'annule dès que le champ magnétique (H) est supprimé.

$$\vec{M} = M_r + M_i$$

La susceptibilité magnétique ( $\chi$ ) est une constante de proportionnalité pour un matériau donné entre le champ magnétique induit (H) et l'aimantation induite (Mi) :  $\vec{M}_i = \chi^* \vec{H}$

L'aimantation est donc proportionnelle à l'intensité de champ magnétique appliqué pondéré par la susceptibilité magnétique du milieu ou matériau considéré :

-Mi, appelé aussi moment magnétique induit, s'exprime en Am<sup>2</sup> (A : Ampères)

-H, le champ magnétique est en A m<sup>-1</sup>

- $\chi$ , la susceptibilité magnétique n'a pas d'unité,  $\chi$  est aussi notée  $\chi_v$  (v comme volumique) ou  $\chi_m$  (m comme massique).

#### 3.2. Les comportements magnétiques

Il existe trois comportements magnétiques distincts qui vont déterminer la susceptibilité d'un matériau.

##### 3.2.1. Le diamagnétisme :

Le diamagnétisme résulte de la rotation des électrons autour des noyaux des atomes. La rotation induit un champ magnétique qui s'oppose à un champ extérieur induit. Le diamagnétisme est donc une propriété caractéristique de la matière ; les matériaux qui ne sont que diamagnétiques sont composés d'atomes dont les moments magnétiques s'annulent. Les matériaux diamagnétiques ont une susceptibilité magnétique très faible, négative et indépendante de la température.

Exemples : les alcalino-terreux, gaz rares, l'eau, les acides, les molécules organiques, le Pb, le Zn, le Cu,.... Les minéraux diamagnétiques les plus communs sont le quartz et la calcite.

### **3.2.2. Le paramagnétisme :**

Il résulte du spin des électrons, c-à-d de leur rotation sur eux-mêmes. Le moment magnétique des électrons en rotation qui est induit par un champ magnétique s'aligne parallèlement à ce champ. Les matériaux paramagnétiques ont une susceptibilité magnétique positive, environ cent fois plus forte que les diamagnétiques.

De plus, le paramagnétisme est inversement proportionnel à la température. Avec la température, les vibrations atomiques font écran, empêchant l'alignement des moments magnétiques avec le champ appliqué.

Exemple : Al, Ba, Ca, O<sub>2</sub> liquide, Pt, Na, Sr, U, Mg, Tc, Li. Les minéraux paramagnétiques les plus connus sont surtout les argiles mais aussi la pyrite, la sidérite et la dolomite ferrifère.

### **3.2.3. Le ferromagnétisme :**

Il concerne les matériaux qui conservent un moment magnétique même en dehors d'un champ magnétique induit. Ils présentent donc une aimantation spontanée. Les moments magnétiques des atomes peuvent interagir et s'aligner parallèlement les uns aux autres. Comme pour le paramagnétisme, le ferromagnétisme dépend de la température. Avec la température, les vibrations des atomes dégradent l'alignement des moments magnétiques et donc le paramagnétisme. Au-delà d'une certaine température propre à chaque matériau, l'agitation thermique annule le moment magnétique rémanent et le comportement devient paramagnétique.

Exemple : Fe, Co et Ni sont les seuls éléments ferromagnétiques à température ambiante.

Les matériaux ferromagnétiques ont une susceptibilité magnétique positive, environ mille fois plus élevée que les paramagnétiques.

Les minéraux ferrimagnétiques les plus communs sont la magnétite, l'hématite, la pyrrhotite et la greigite.

### 3.3. Interprétation du signal magnétique

Les mesures de la susceptibilité magnétique sont effectuées depuis de nombreuses années sur les carottes. Le lien avec le climat est connu depuis les années 70 (Gaibar-Puertas, 1974 ; Segoufin, 1975). A partir des années 80, l'outil de corrélation s'est développé pour des dépôts Quaternaire, avec par exemple, les travaux de Kent (1982), Robinson (1986) etc...

Ellwood et Ledbetter (1977) avaient remarqué dans une étude portant sur des sédiments océaniques récents que d'une part, la teneur en carbonate dans le sédiment était inversement proportionnelle à la susceptibilité magnétique et d'autre part que la taille des grains détritiques était fortement corrélée à la susceptibilité magnétique. L'auteur lie la corrélation et l'évolution rapide de ces deux derniers paramètres aux fluctuations des courants marins profonds venant de l'Antarctique et donc aux variations du climat. La technique a été utilisée comme outil de corrélation régionale (e.g. Crick et al., 1997, 2000 ; Ellwood et al., 2000, 2007 ; Da Silva & Boulvain, 2012 ; Sadra Abadi et al., 2014 ; Da Silva et al., 2015). Certaines études ont montré un lien entre les variations de la susceptibilité magnétique et les cycles de transgression-régression (Devleeschouwer, 1999 ; Ellwood et al., 2000, 2001 ; Crick et al., 2002 ; Da Silva et al., 2013, 2015). La susceptibilité magnétique a été utilisée pour développer une méthode de stratigraphie à haute résolution pour les sédiments marins, appelées MSEC « magnetosusceptibility event and cyclostratigraphy » (Crick et al., 1997; Crick et al., 2001 ; Ellwood et al., 1999, 2000, 2001, 2003, 2015 ; Devleeschouwer et al., 2015 ; Grabowski et al., 2015).

Crick et al., (2002) résumant les facteurs primaires qui contrôlent la MSEC:

- (1) les flux détritiques résultant de l'érosion continentale, en fonction des fluctuations globales du niveau marin ;
- (2) les changements de taux de l'érosion dus aux fluctuations des précipitations, liées aux variations climatiques ;
- (3) les effets tectoniques locaux ; et
- (4) les effets d'impacts d'objets extraterrestres.

L'auteur signale que si des effets locaux peuvent affecter le signal surtout au niveau de sa magnitude, la signature des variations liées aux fluctuations eustatiques mondiales par contre est toujours présente car les matériaux détritiques se dispersent dans l'ensemble des bassins océaniques. Il en résulte que si le niveau des océans baisse ou si les précipitations atmosphériques augmentent ou encore si une période de glaciation immobilise d'importantes

quantités d'eau et favorise l'érosion glaciaire, l'érosion globale s'intensifie et la magnitude de la susceptibilité magnétique augmente partout.

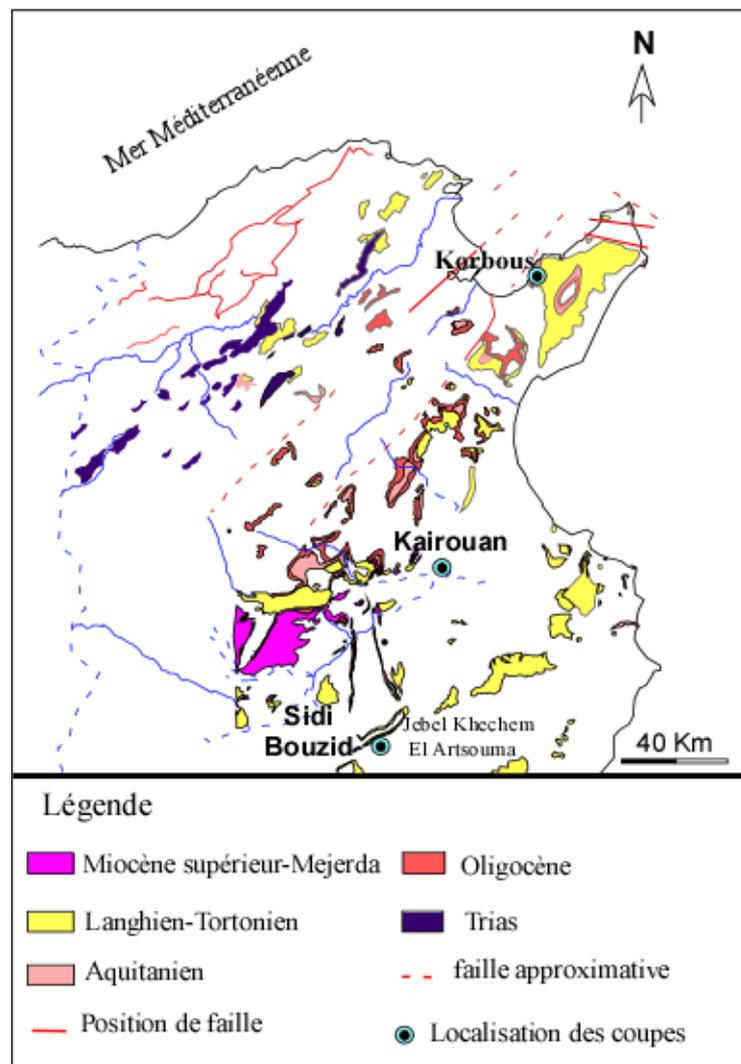
Si une transgression se marque par une susceptibilité magnétique relativement faible alors qu'une régression donne une susceptibilité magnétique élevée, Ellwood et al., (2007) soulignent un moment où la variation du niveau marin et la susceptibilité magnétique peuvent être déphasées. Les surfaces d'inondation (maximum MFS) se marquent normalement par un pic de la susceptibilité magnétique, lié à un afflux soudain de matériaux détritiques dans les bassins, suite aux courants de turbidités et à la matière en suspension mais aussi suite à une diminution de la production carbonatée.



# Chapitre 3

### Chapitre 3 : Sédimentologie de faciès

Afin d'étudier la série du Miocène, cinq coupes ont été levées, en Tunisie centrale au cap Bon (Localisation, Fig. 3.1). Deux coupes sont situées en Tunisie centrale: La coupe Khechem El Artsouma est bien étudiée dans l'article intitulé « Evolution des séries silicoclastiques miocènes en Tunisie centrale : Cas de la coupe de Khechem El Artsouma » (voir annexe) dont l'étude permet de proposer un modèle sédimentaire pour les dépôts du Miocène en Tunisie centrale et La coupe de Chérichira, (situées respectivement près des villes de Kairouan et de Sidi Bouzid), et trois autres coupes dans la région de Korbous au Cap Bon (Korbous, Beglia et Port de Prince).



**Figure 3.1.** Carte de localisation des zones de coupes levées, El Euch. 2007 Modifiée

## 1. Djebel Khechem El Artsouma

### 1.1. Coupe Khechem El Artsouma

#### 1.1.1. Localisation

Le djebel Khechem El Artsouma est situé dans le domaine atlasopélagique qui présente un pli anticlinal dissymétrique de direction N45°E faillé (Yaich, 1984). La coupe étudiée est située sur le flanc Sud Est qui montre des pendages entre 75° et 20° SE.

#### 1.1.2. Description

La coupe de Khechem El Artsouma présente les lithologies et les formations suivantes (Fig.3.2) :

- La Formation Grijima (0 à 3 m):

Le sommet de la Formation Grijima (Fig.3.2) est représenté au sein de la coupe Khechem El Artsouma par un banc d'argile rouge dépourvu de fossiles et de figures sédimentaires et elle est considérée comme d'âge Burdigalien, (Yaich, 2000).

- La Formation Ain Grab (3 à 4.5 m):

Formée par un banc de 1.5 m de grès grossier, avec à sa base un niveau conglomératique dont les éléments quartzeux (~2mm) sont arrondis à subanguleux. La partie supérieure formée de sables grossiers comprend des stratifications obliques (pente : 15°). Cette formation appartient au Langhien (Burolet, 1956).

- La Formation Beglia (4.5 à 30.5 m):

Début par des silts grossiers (sur 4.75 m) suivis par une succession de niveaux gréseux mm à cm, de granulométrie variable alternant avec des niveaux d'argiles. La formation se poursuit par une alternance de bancs sableux et de niveaux centimétriques conglomératiques avec un niveau métrique d'argile (à 27 m). La base de la formation (4.5 à 13 m) montre des stratifications planes, obliques et entrecroisées, et la seconde partie (13 à 30.5 m) des stratifications planes uniquement. Cette formation est considérée comme d'âge Serravallien, (Ben Salem, 1992).

- La Formation Saouaf (30.5 à 42 m):

Début par une argile silteuse verte (4.5 m d'épaisseur) suivie d'une série de bancs de sable de granulométrie variable sans structures sédimentaires visibles. La formation est considérée d'âge Serravallien Supérieur à Tortonien Inférieur (Ben Salem, 1992).

- La Formation Segui (42 à 43.25 m):

Au sommet de la coupe, on identifie la Formation Segui d'âge Tortonien Supérieur au Messinien (Tayech, 2006), composée par deux bancs de silt moyen séparés par un niveau argileux.

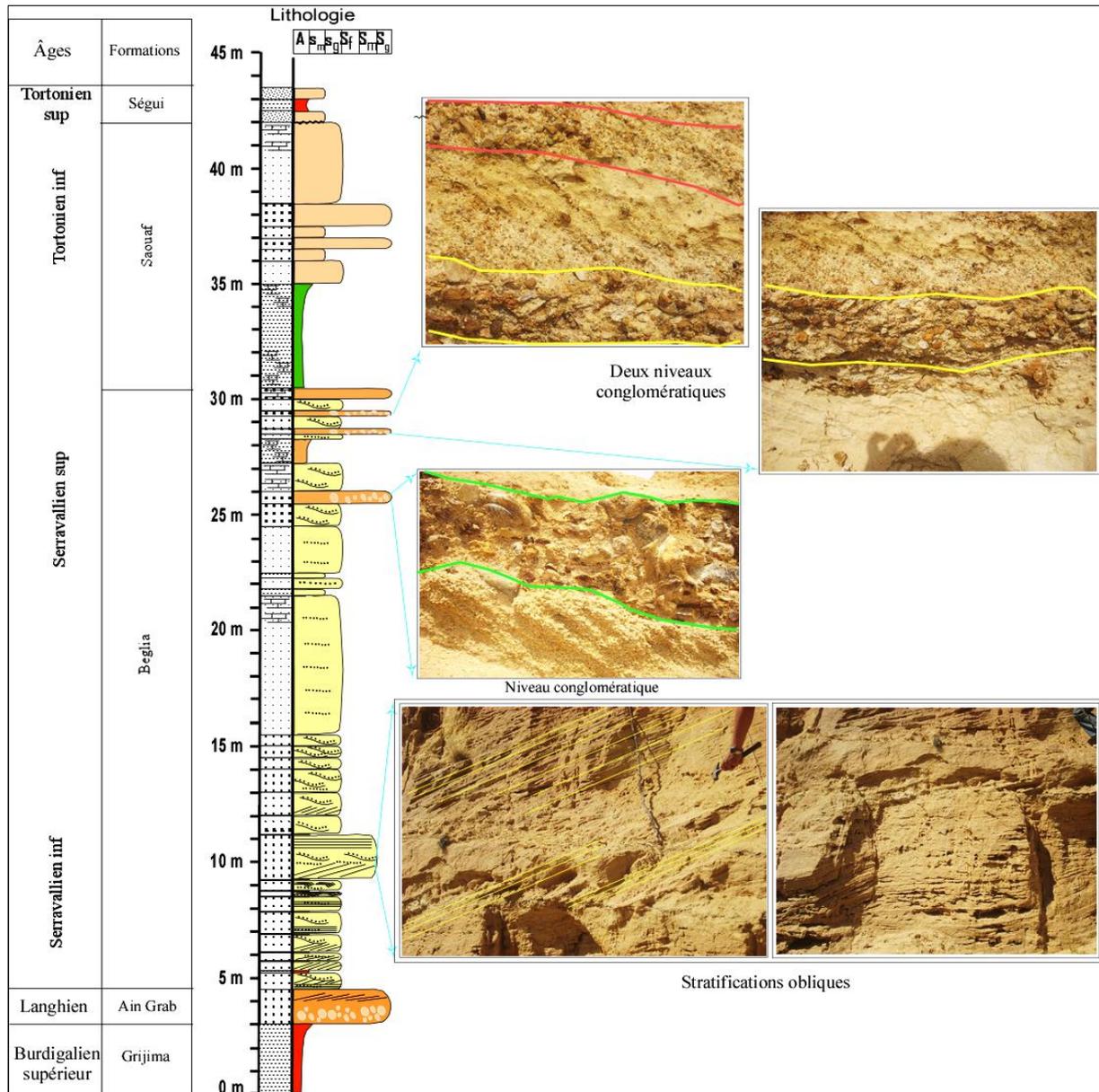
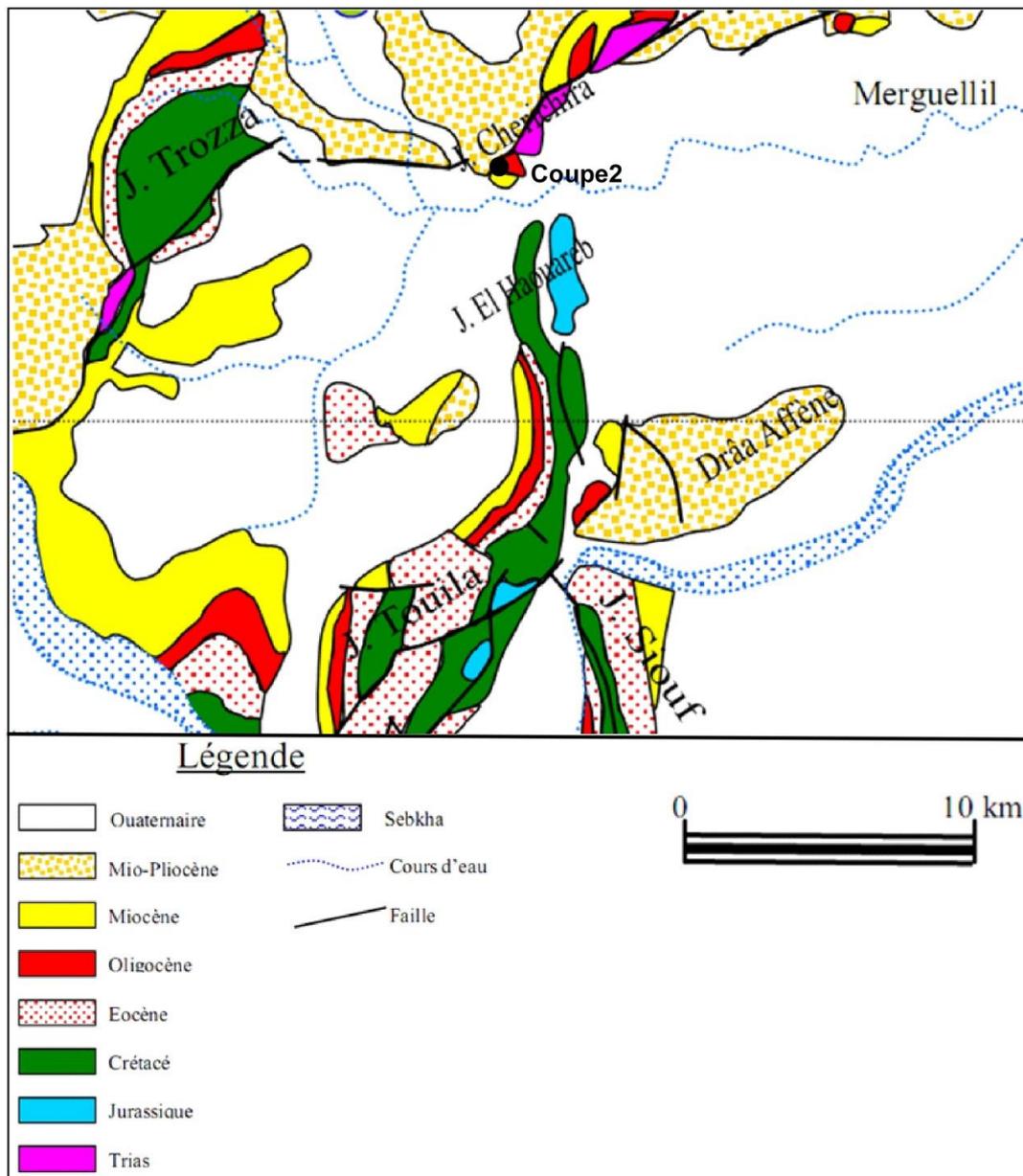


Figure 3.2. Coupe Khechem El Artsouma

## 2. Djebel Cherichira

Le bloc méridional montre une série relativement continue, allant de l'Oligocène au Miocène moyen ; le Mio-Pliocène continental discordant est représenté par des cônes d'alluvions. Dans le bloc septentrional, le Mio-Pliocène est discordant directement sur l'Oligocène. La base de ce dernier se trouve en contact par accident avec des affleurements du Trias.



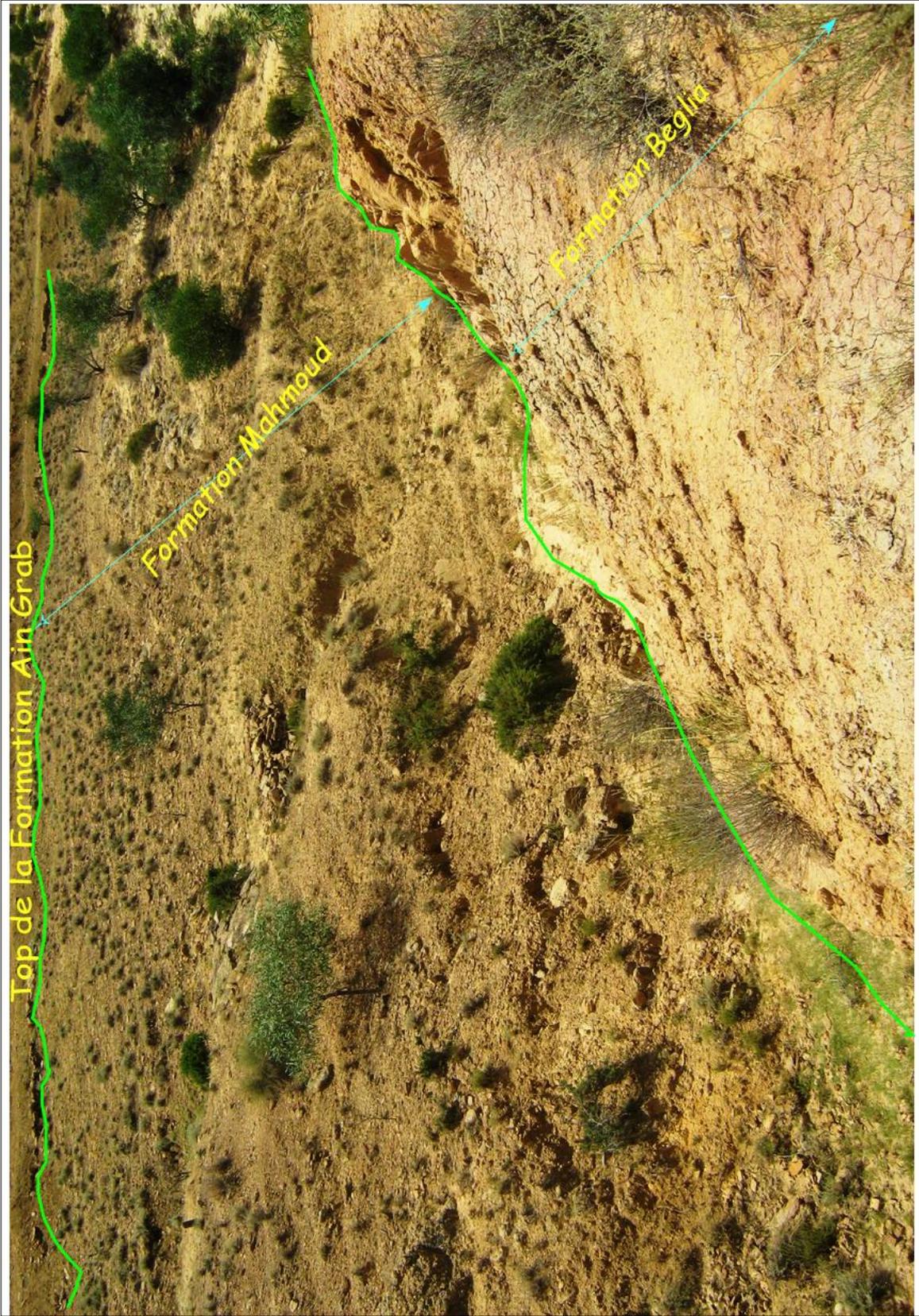
**Figure 3.3.** Carte des affleurements oligo-miocènes (extrait de la carte géologique de Tunisie 1/500.000, Ben Haj Ali et al., 1985 ).

## 2.1. Coupe Cherichira

### 2.1.1. Localisation

La figure.3.3 montre la localisation de la coupe Chérichira. Au niveau de Djebel Chérichira, la coupe est levée à 500 m au nord de la rive gauche de l'Oued Marguellil.

**2.1.2. Description (Photo.3.1)**



**Photo 3.1.** *Vue d'ensemble de la coupe de Chérichira*

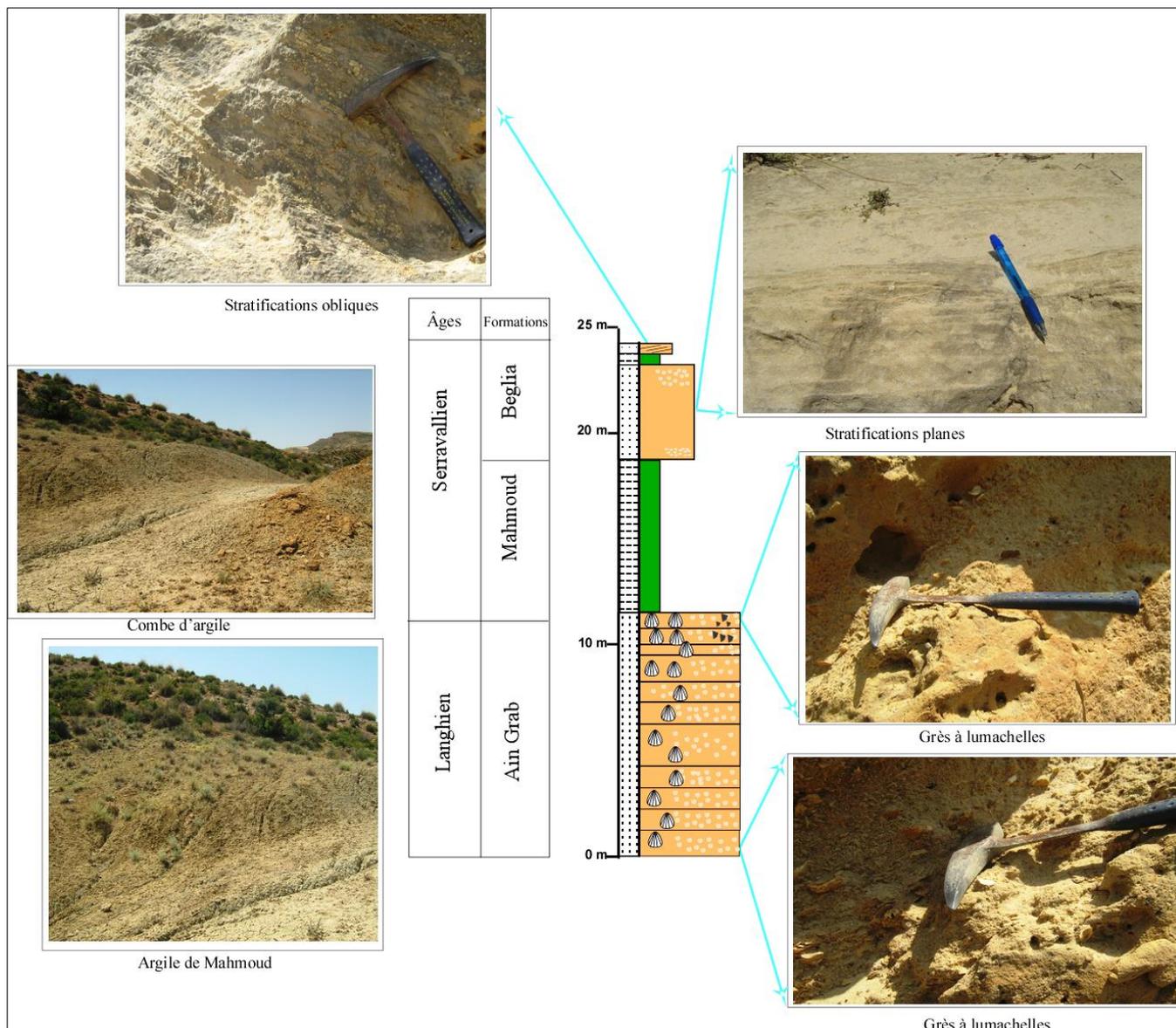


Figure 3.4. Coupe Cherichira

- Formation Ain Grab

La Formation Ain Grab (fig.3.4) est définie par un conglomérat calcaire à pectinidés. Elle est généralement surmontée par la Formation Beglia, une épaisse série argileuse avec des intercalations de grès fins, de lumachelles d'huitres et de nombreuses couches de lignite (Burollet, 1956). Sur la coupe de Chérichira, 11m de grès à lumachelles à la base de cette coupe (Photo.3.2) constitue la Formation Ain Grab.



**Photo 3.2.** *Grès à lumachelles*

- Formation Mahmoud

Un niveau argileux vient se déposer au-dessus des grès d'Ain Grab. C'est la Formation Mahmoud définie par Biely et al. (1972) comme une argile verte riche en glauconie qui renferme des microfaunes planctoniques attribuée au Langhien supérieur-Serravallien (Biely et al., 1972). Sur la coupe de Chérichira, la Formation Mahmoud (Fig.3. 4) est représentée aussi par une combe d'argile verte d'épaisseur 10 m.

- Formation Beglia

5m de sable moyen jaunâtre à orangé (Fig.3.4) avec des stratifications planes depuis la base de la formation, surmontée par un niveau centimétrique argileux vert, suivi de nouveau d'un niveau de sable à stratifications obliques. Ensuite, la Formation Saouaf est représentée par des grès et des argiles (Buroillet, 1956 ; Biely et al., 1972) et est attribuée au Serravallien.

### **3. Djebel Korbous**

Le monoclinal du Djebel Korbous qui domine la côté orientale du Golfe de Tunis, est formé essentiellement par des dépôts gréseux de la Formation Fortuna. Au niveau de la carte géologique de Tozoghane (Ben Salem, 1993) de direction N20 °E, la fermeture nord-orientale de ce massif subit une légère torsion vers l'Est pour prendre une direction SW-NE.

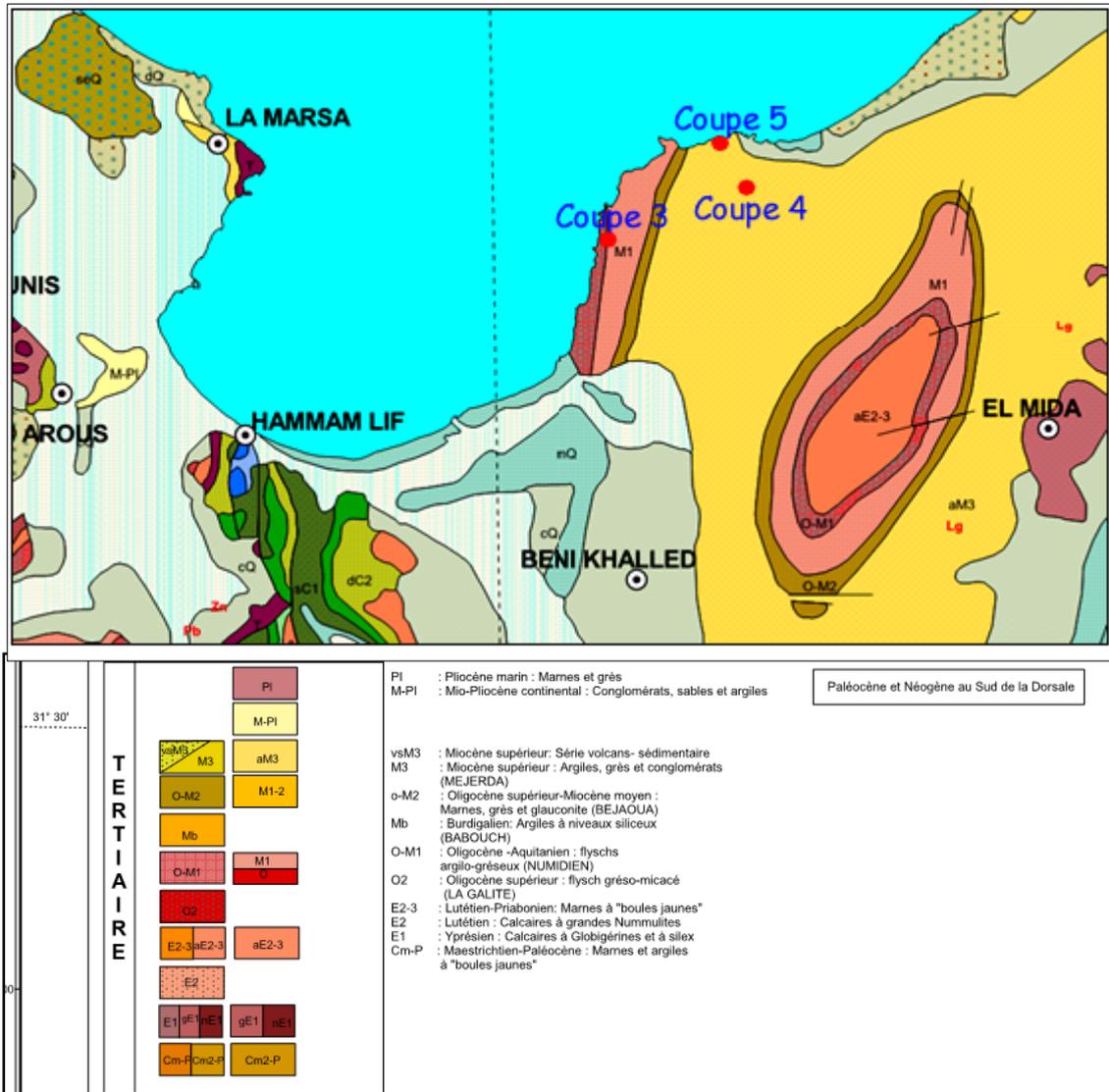


Figure 3.5. Carte géologique et localisation des coupes Korbous (3) ; Beglia (4) et Port de Prince (5) : extrait de la carte géologique de la Tunisie Echelle 1 :50.000°

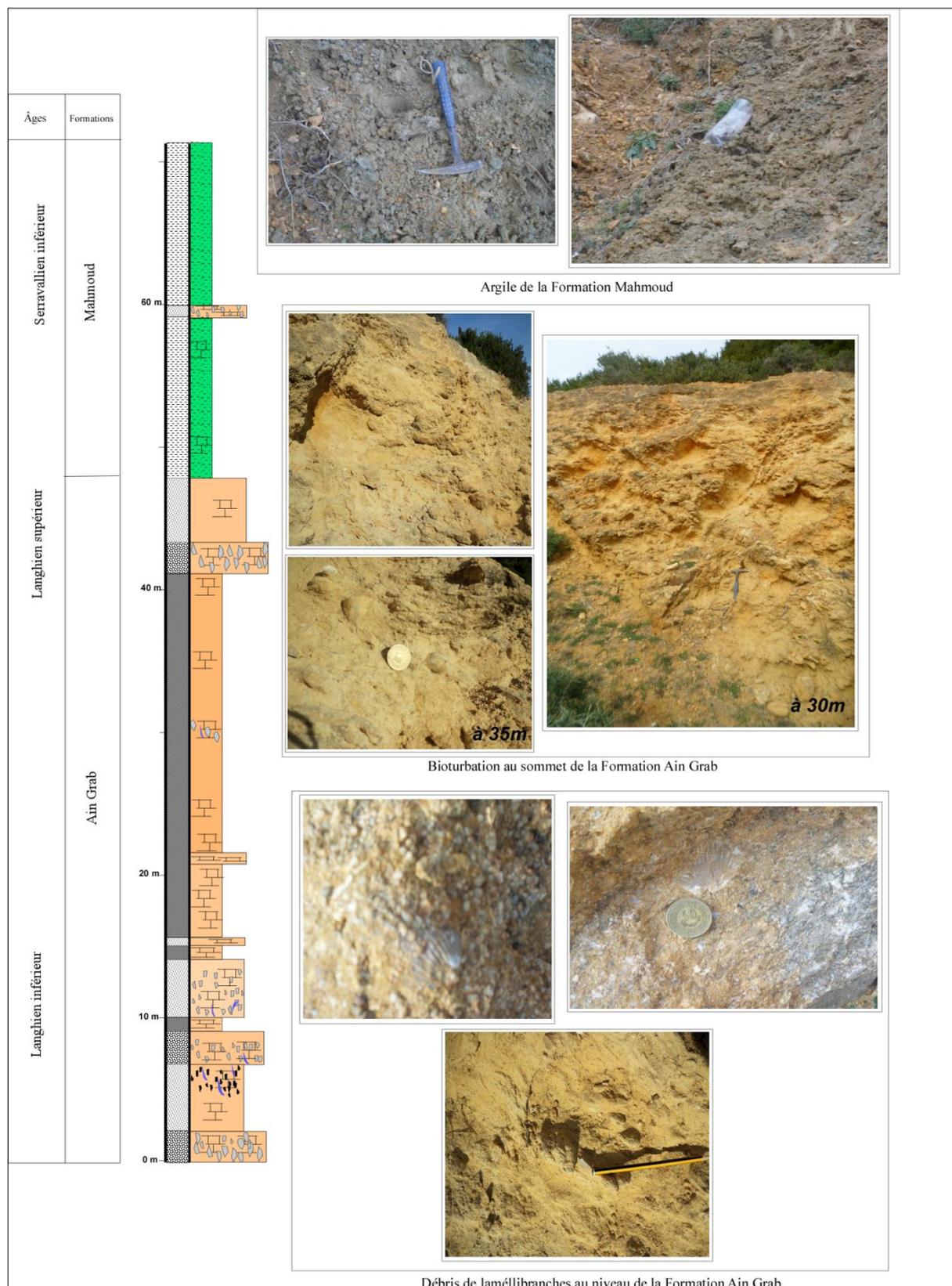


Figure 3.6. Coupe lithologique de Korbous

### 3.1. Coupe de Korbous

#### 3.1.1. Localisation

Cette coupe est levée au Djebel Korbous, elle se situe aux coordonnées suivantes: Longitude: 36°50'11.75"N et Latitude : 10°34'28.92"E

#### 3.1.2. Description

Ben Salem (1992) définit le Groupe Cap Bon qui est l'équivalent du Groupe Oum Douil (Les formation Ain Grab, Beglia et Saouaf). Il n'est représenté que par les calcaires bioclastiques de la Formation Ain Grab et les argiles glauconieuses de la Formation Mahmoud.

##### - Formation Ain Grab :

La Formation Ain Grab est représentée à la base de la coupe de Korbous, d'épaisseur 44 m, par des calcaires à débris de macrofaunes et lamellibranches (Fig.3.6) qui présentent des bioturbations à l'échelle métrique au milieu de l'affleurement (Photo.3.3)



Photo 3.3. Bioturbation dans la Formation Ain Grab

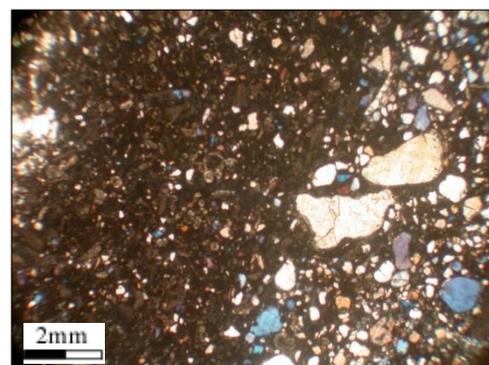
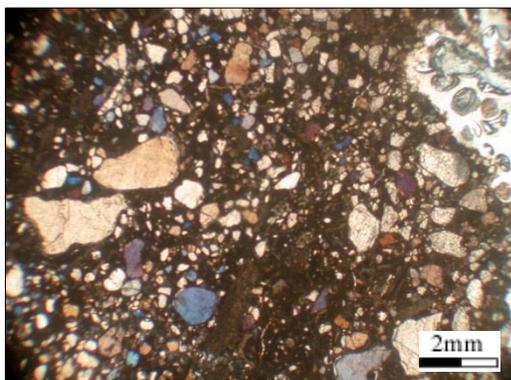
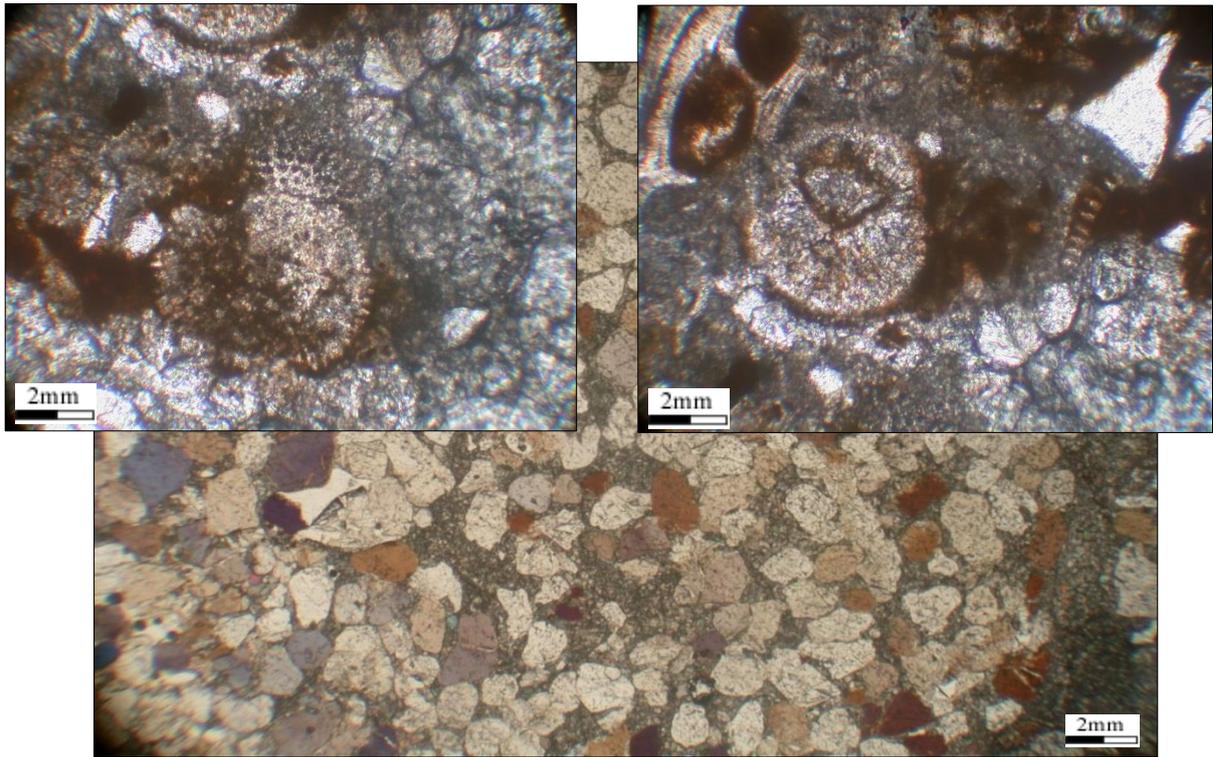


Photo 3.4. Alternance de passées de quartz et de bioclastes



**Photo 3.5.** *Débris de bioclastes et plaques d'échinodermes*

**Photo 3.6.** *Granulométrie bien classé*

La base de la Formation Ain Grab (Fig.3.6) est formée par des calcaires bioclastiques, (Photo 3.4et 3.5) riches en débris de pectinidés, d'échinodermes et bryozoaires (Photo.3.6). Le sommet de cette formation (Ben Salem, 1992) se termine généralement par une surface bioturbée ferrugineuse

- Formation Mahmoud (25 m):

Elle est représentée par une argile verte (Fig.3.6) en bancs métriques, avec l'intercalation d'un niveau centimétrique de grès conglomératique. Ces argiles renferment une

riche microfaune planctonique correspondant à *Orbulina Universa* (Biely et al., 1972) attribuée au Langhien supérieur-Serravallien.

## **3.2. Coupe de Port de Prince**

### **3.2.1. Localisation**

La coupe de Port de Prince (coupe 4 sur la Fig.3.7) affleure le long de la côte Nord de la péninsule du Cap Bon au niveau de Marsa Ben Romdhane. Ces affleurements sont bien dégagés par l'action marine. Cette coupe correspond à des affleurements très redressés sous le petit château de Port de Prince.

### **3.2.2. Description**

Définie par Biely et al. (1972), la Formation Saouaf emprunte son nom de sa localité type correspondant au Synclinal de Saouaf dans la région d'Enfidha en Tunisie nord orientale.

Auparavant, la Formation Saouaf appartenait à la partie supérieure du groupe Oum Douil définie par Burollet (1956), au niveau du village d'Oum Douil au Cap Bon. Succédant aux grès de la Formation Beglia, cette série se présente comme un ensemble d'alternances de niveaux argileux d'épaisseur très importante et de barres gréseuses.

La Formation Saouaf affleure sur la côte du Cap Bon, elle s'étend sur une épaisseur d'environ 90 m et forme les reliefs sur lesquels est construit le petit château de Port de Prince (Photo 3.7).

On observe une alternance entre des niveaux gréseux métriques et des niveaux argileux avec dominance de grès. Ces niveaux gréseux (Fig.3.7) présentent des figures d'échappement d'eau à l'échelle métrique à la base de la coupe, au-dessus d'une zone bioturbée de 2m d'épaisseur. Vers le sommet de la coupe de Port de Prince, la présence des ondulations en crêtes et creux (Photo.3.8) représentent des rides symétriques des vagues.



**Photo 3.7.** *Le petit château de Port de Prince*



**Photo 3.8.** *Les rides symétriques*

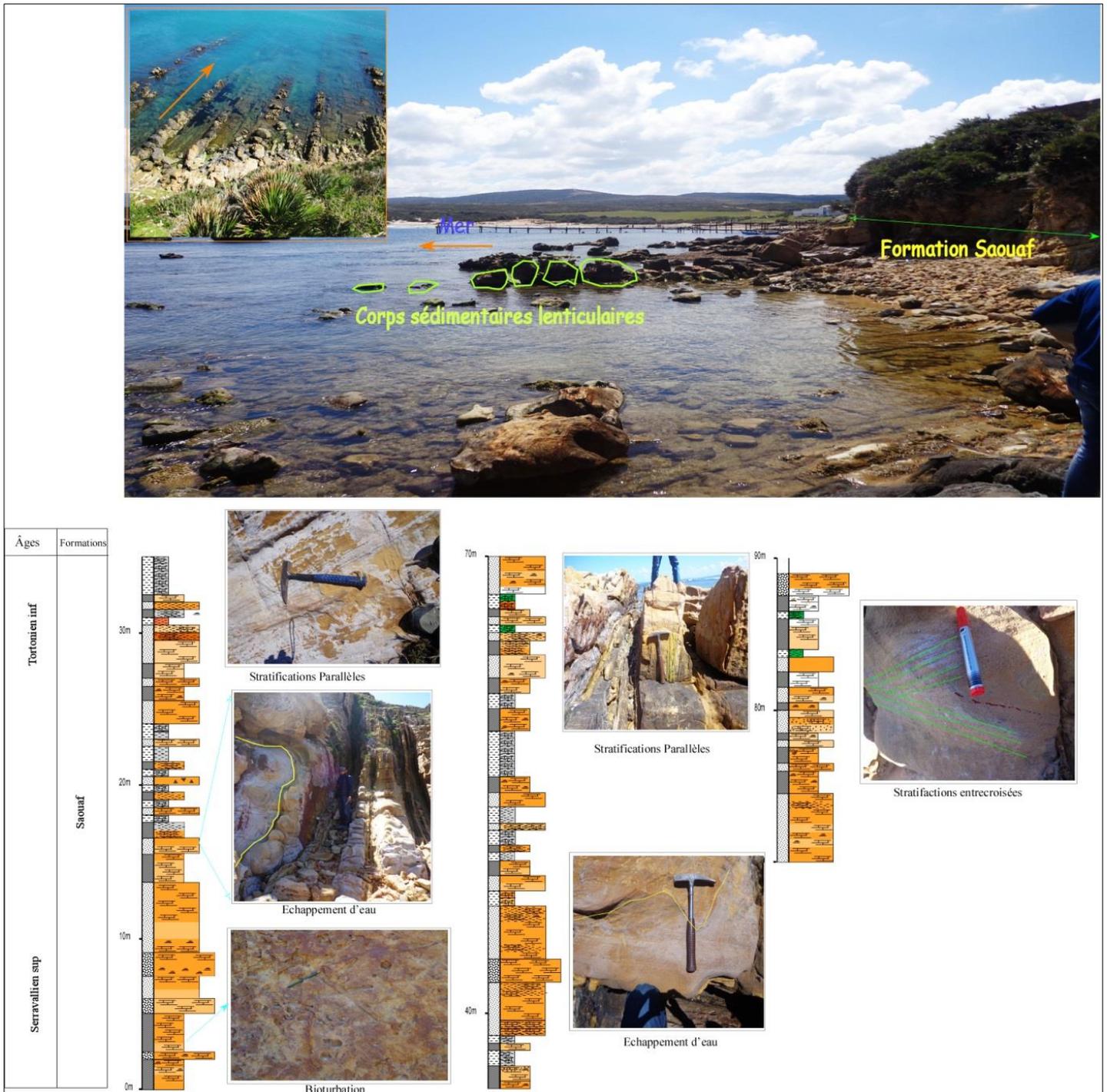


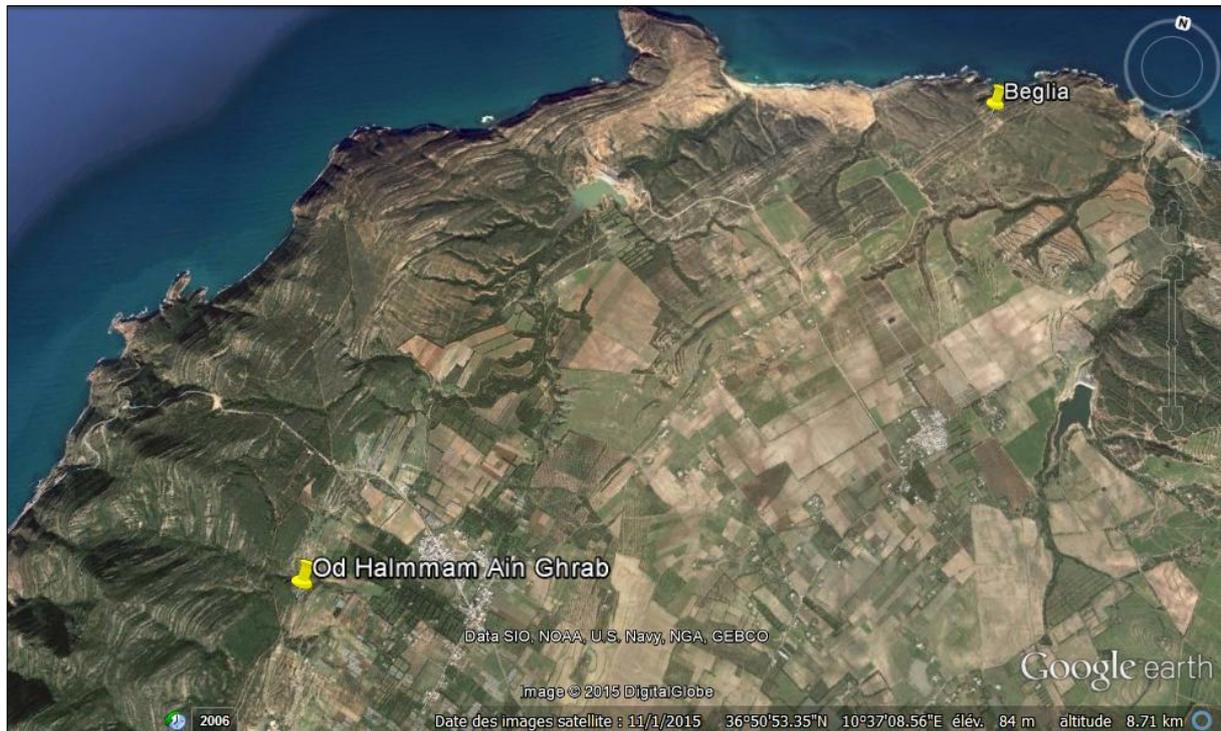
Figure 3.7. Coupe de Port de Prince

### 3.3. Coupe Beglia

#### 3.3.1. Localisation

Cette coupe est levée sur la route qui mène vers le barrage d'Oued Hamman. Elle se situe aux coordonnées suivantes:

Longitude : 36° 52' 38,56''N et Latitude : 10°39'0,53'' E



**Figure 3.8.** Localisation de la coupe Beglia

### 3.3.2. Description

#### - Formation Beglia :

Dans la région septentrionale, la Formation Beglia repose localement sur la Formation Mahmoud. Elle a une origine fluviale, dunaire ou deltaico-marine (Tayech, 2006). Vers le haut, elle passe progressivement à la Formation Saouaf.

La Formation Beglia correspond à des grès blancs massifs à stratifications entrecroisées et dans plusieurs localités, elle comprend des restes de vertébrés (Ben Salem, 2005).

La figure 3.9 montre l’affleurement de la coupe Beglia représenté, essentiellement, par de niveaux sableux de granulométrie fine, moyenne et grossière avec des stratifications planes et obliques.

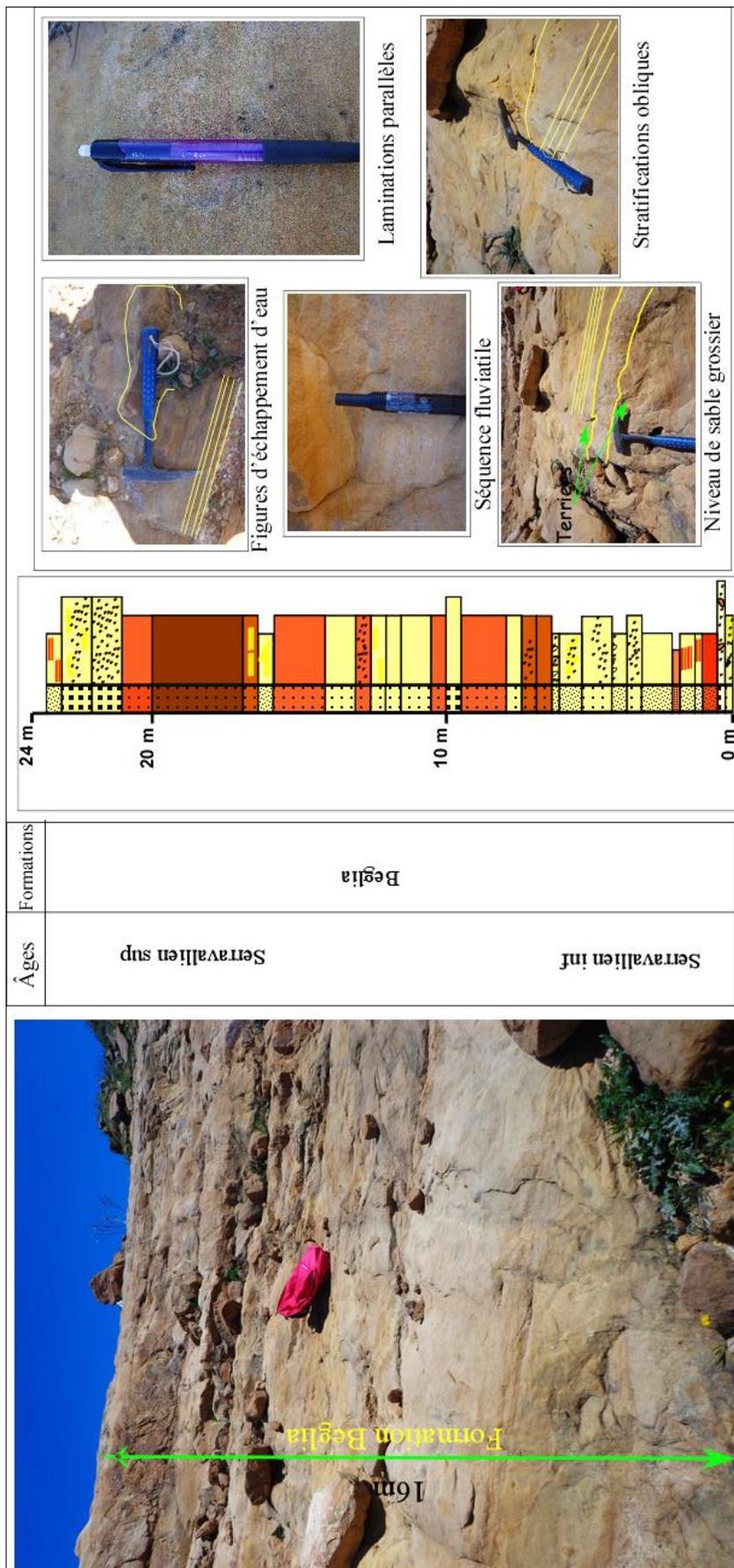


Figure 3.9. Coupe lithologique de Beglia

## 4. Description des faciès et modèle sédimentologique

### 4.1. Description des faciès de la coupe de Khechem El Artsouma

La coupe Khechem El Artsouma montre un ensemble de sédiments représentés par huit faciès qui sont décrits ci-dessous (Fig.3.10):

Faciès  $A_1$  - argile rouge dont la coloration est due à des oxydes de fer.

Faciès  $A_2$  - argile carbonatée verte.

Faciès  $A_3$  - Silt moyen et sableux jaunâtre à orangé, mal classé. La fraction fine (~70% de la roche) est constituée de grains de quartz dont le diamètre varie de 0,02 à 0,04 mm; les grains sont translucides et ont une forme subarrondie à arrondie. La fraction grossière (~30%) montre des grains dont la taille est principalement comprise entre 0,1 et 0,3 mm, mais dont certains (~10%) atteignent exceptionnellement 1 mm. Ces grains ont souvent un aspect émoussé et luisant et une forme subangulaire à arrondie. Les grains sont organisés sous forme de séquences centimétriques grano-décroissantes dans certains niveaux. Ce faciès présente quelques niveaux millimétriques (~2 mm) d'argile verte (non carbonatée).

Faciès  $A_4$  - silt grossier et sableux, mal classé, de couleur jaunâtre constitué de deux fractions. La fraction fine (0,04 mm) représente ~60% du sédiment, elle est de couleur jaunâtre et comporte des grains de quartz arrondis. La fraction grossière (~40% du sédiment) présente des grains entre 0,06 et 0,4 mm, elle est de couleur beige, orangée et rose avec des grains de quartz translucides, arrondis à subangulaires. Ce sédiment comprend soit des stratifications horizontales parallèles surmontées par des stratifications obliques, des stratifications légèrement obliques, ou des stratifications entrecroisées sur l'ensemble des bancs. On observe quelques niveaux millimétriques (~2 mm) d'argile verte.

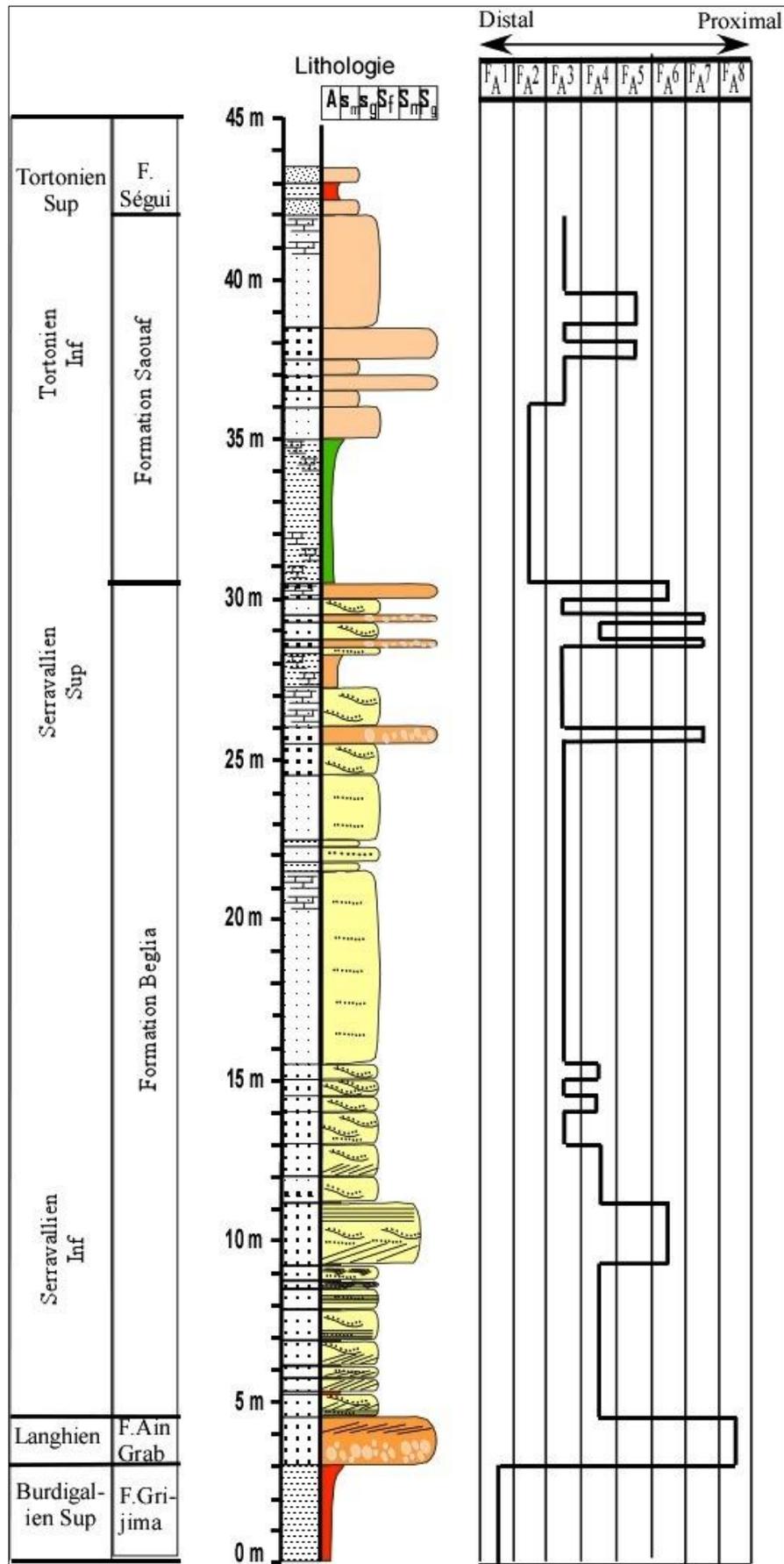
Faciès  $A_5$  - sable très fin jaunâtre mal classé. La fraction la plus grossière (~60% du sédiment) est constituée de grains de diamètre  $\geq 0,08$  mm, jaunâtres et transparents, d'un aspect émoussé, luisant et de forme subarrondie à arrondie. La fraction fine (~40%) est composée de grains de quartz de taille moyenne proche de 0,02 mm, jaunâtres à orangés et subanguleux à arrondis.

Faciès  $A_6$  - sable fin silteux jaunâtre et orangé, mal classé. La fraction la plus grossière (~60 % du sédiment) est de ~0,08 mm en moyenne et certains grains (~15%) atteignent ~1,3 mm. Cette fraction grossière est composée de grains de quartz de couleur jaunâtre et orangée, subanguleux à arrondis. La fraction fine (~40 %) est de couleur jaunâtre avec des grains  $\leq 0,02$  mm de forme subangulaire à arrondie. Ces bancs présentent à leur base des stratifications

obliques, surmontées par des stratifications horizontales parallèles. On observe également la présence d'une séquence grano-décroissante d'épaisseur métrique.

Faciès <sub>A</sub> 7 - sable grossier beige à orangé, mal classé. Les grains de la fraction fine (~30 % du sédiment) sont de forme subarrondie à arrondie, constitués de quartz jaunâtres, orangés et translucides. La fraction grossière (~70% du sédiment) est formée de sable de couleur beige, aux grains bien arrondis et de taille ~ 0,8 mm et renferme des galets ( $\geq 2$  mm).

Faciès <sub>A</sub> 8 - sable très grossier micro-conglomératique orangé. La taille des grains de quartz est de l'ordre de 1 mm, avec des galets subarrondis de taille supérieure à 2 mm, jusqu'à 3 mm, de couleur jaunâtre. Des stratifications légèrement obliques s'observent au sommet des barres.



**Figure 3.10.** Coupe lithologique de Khechem El Artsouma et courbe de faciès

## 4.2. Description des faciès de la coupe de Chérichira

La coupe Chérichira montre un ensemble de sédiments représentés par les trois faciès suivants (Fig.3.11) :

Faciès c1: Argile verte à glauconie : ce faciès est constitué par un niveau métrique d'argile verte. Ces argiles sont riches en glauconie et renferment une microfaune planctonique correspondant à *Orbulina universa* (Biely et al., 1972).

Faciès c2 : Sable moyen à stratifications planes : Ce faciès est représenté par 5 m d'épaisseur de sable moyen jaunâtre, caractérisé par des stratifications planes à la base du banc sableux.

Faciès c3 : Grès à lumachelles : Ce faciès est de 11 m d'épaisseur. Il est constitué essentiellement par un grès grossier jaunâtre à orangé et caractérisé par une abondance en lumachelles d'huitres (Burolet, 1956).

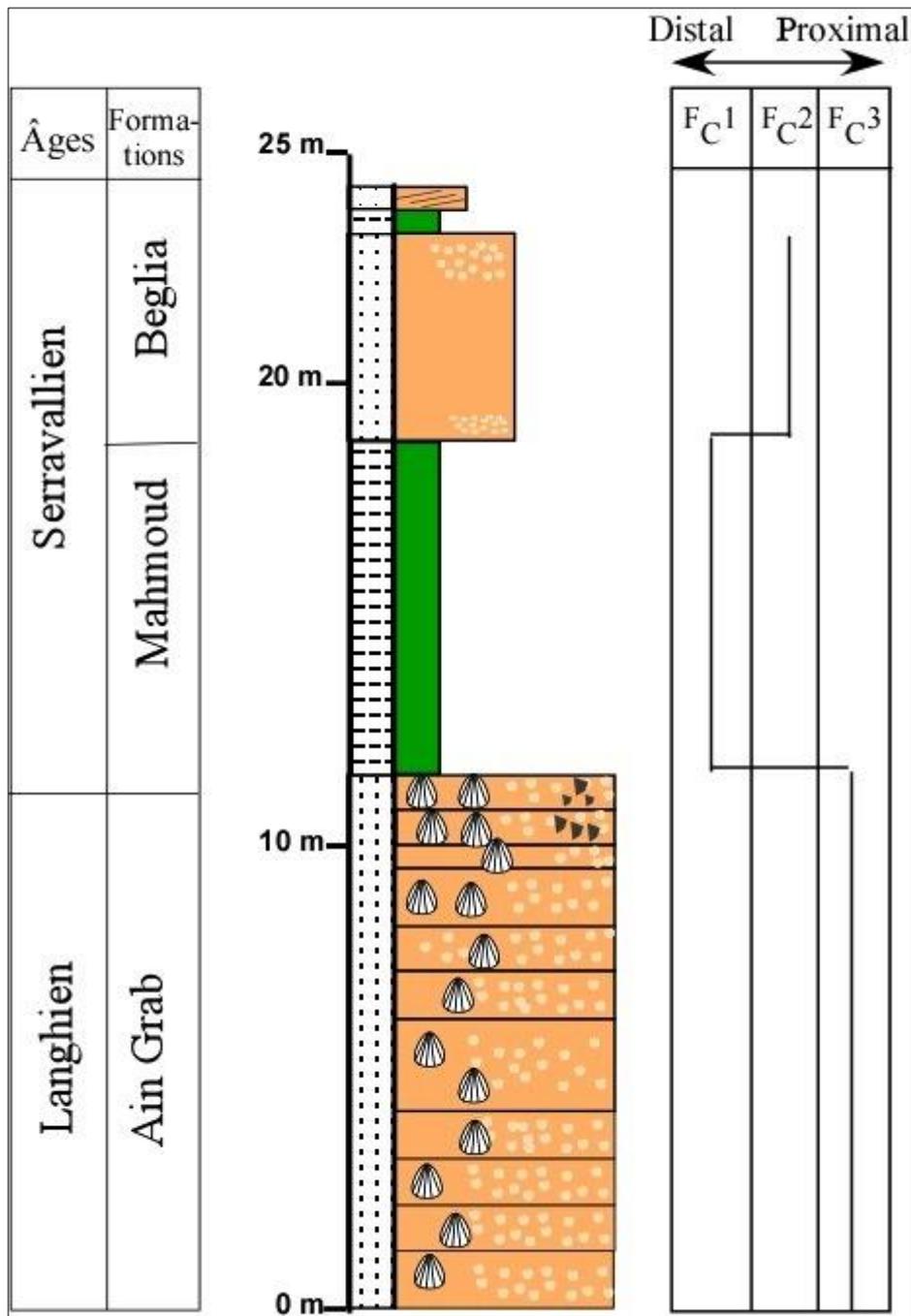


Figure 3.11. Coupe lithologique de Chérichira et courbe de faciès

### 4.3. Description des faciès de la coupe Korbous

La coupe Korbous montre un ensemble de sédiments représentés par l'ensemble des faciès suivants (Fig.3.12):

Faciès  $\kappa 1$  : Argile verte

Faciès  $\kappa$  2 : Argile verte calcaire

Faciès  $\kappa$  3 : Grès fin beige à orangé et bien classé. La fraction grossière est de 20% et montre des tailles variables de 0,2 à 0,85mm et la fraction fine de 80% est de taille entre 0,04 et 0,085 mm.

Faciès  $\kappa$  4 : Grès fin orangé et bien classé. La fraction grossière de 20% est de couleur brun foncé à beige et de taille variant entre 0,45 et 1 mm et la fraction fine de 80% est de taille de l'ordre de 0,085 mm.

Faciès  $\kappa$  5 : Grès moyen calcaire orangé et bien classé avec des grains de taille de 0,1 mm

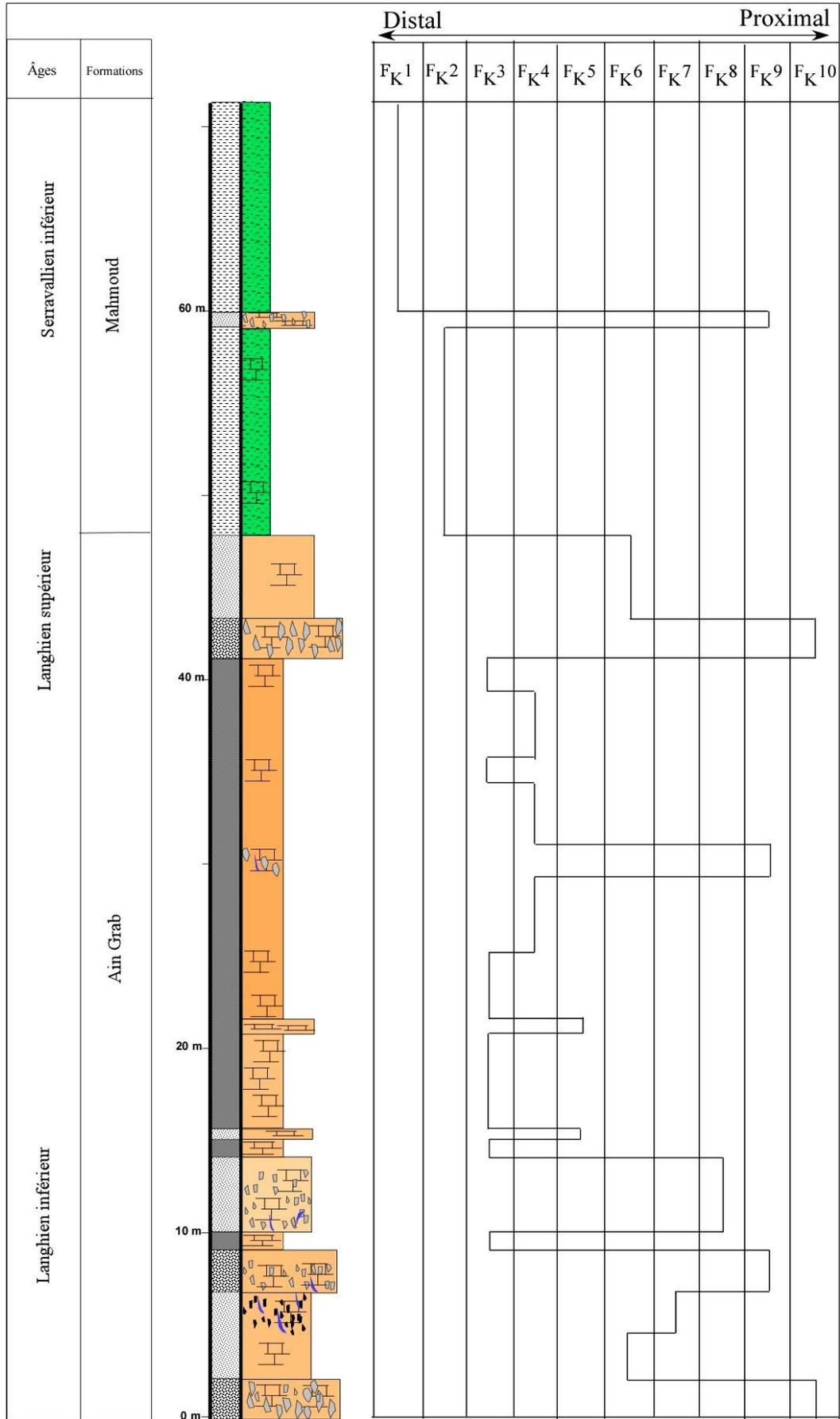
Faciès  $\kappa$  6 : Grès moyen calcaire orangé. La fraction grossière est de 30% ; la taille des grains varie entre 0,2 et 0,6 mm et la fraction fine est de 70% et composée de grains de taille 0,1 mm.

Faciès  $\kappa$  7 : Grès moyen calcaire orangé. Ce faciès montre au sommet du banc des débris de lamellibranches avec présence de matière organique. La fraction grossière est de 60% et varie entre 0,2 et 0,45 mm et la fraction fine est de 40% et de taille de grains de 0,1 mm.

Faciès  $\kappa$  8 : Grès moyen calcaire orangé avec des microgalets anguleux. La fraction grossière de 60% varie de 0,2 à 0,85 mm et la fraction fine est de 40% avec des grains de taille 0,085 mm.

Faciès  $\kappa$  9 : Grès grossier calcaire orangé. La fraction grossière de 80% montre des grains variant de 0,2 à 0,8 mm et la fraction fine de 20% a des grains de taille variant de 0,1 à 0,2 mm.

Faciès  $\kappa$  10 : Grès grossier calcaire orangé passant à un microconglomérat très anguleux. La fraction grossière est de 80% avec une taille des grains entre 0,45 et 1 mm et la fraction fine de 20% avec une taille de grains de 0,1 mm.



**Figure 3.12.** *Coupe lithologique de Korbous et courbe de faciès*

#### **4.4. Description des faciès de la coupe de Beglia**

La coupe Beglia est représentée par l'ensemble de faciès suivants (Fig.3.13) :

Faciès <sub>B</sub> 1 : Argile rouge

Faciès <sub>B</sub> 2 : Sable moyen jaunâtre à orangé et mal classé. Les grains sont de taille  $\leq 0,085$  mm.

Faciès <sub>B</sub> 3 : Sable moyen jaunâtre à orangé, mal classé, avec des dragées de quartz et des stratifications parallèles. La taille des grains est de 0,085 mm environ.

Faciès <sub>B</sub> 4 : Sable grossier jaunâtre, mal classé et dont les grains sont de tailles de  $\leq 0,1$  mm.

Faciès <sub>B</sub> 5 : Sable grossier jaunâtre, mal classé et à stratifications parallèles. Les grains sont de tailles comprises entre 0,2 et 0,4 mm.

Faciès <sub>B</sub> 6 : Sable grossier jaunâtre et mal classé. La fraction fine est de 10% avec des tailles de 0,085 mm et la fraction grossière est de 90% dont de grains de tailles 0,4 mm.

Faciès <sub>B</sub> 7 : Sable très grossier jaunâtre mal classé. Les grains sont de tailles  $\leq 0,4$  mm.

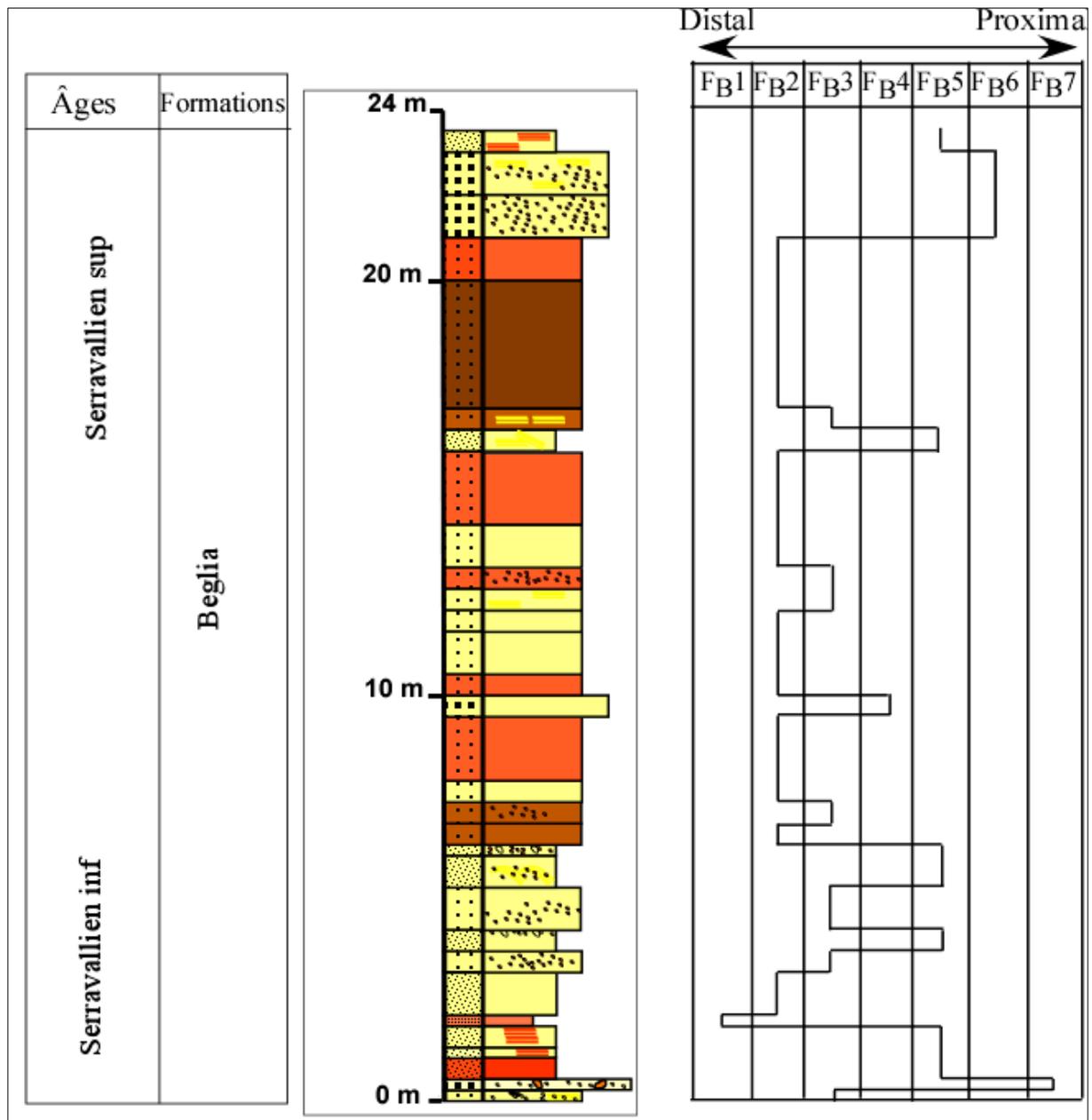


Figure 3.13. Coupe lithologique de Beglia et courbe de faciès

#### 4.5. Description des faciès de la coupe de Port de Prince

La coupe Port de Prince montre un ensemble de sédiments représentés par l'ensemble des faciès suivants (Fig.3.14) :

- Faciès p 1 : Argile grise
- Faciès p 2 : Argile verte
- Faciès p 3 : Argile grise calcaire

Faciès p 4 : Siltite fine argileuse orangée dont les grains sont de taille  $\leq 0,04$  mm.

Faciès p 5 : Siltite fine beige à orangée calcaire avec une présence de stratifications parallèles dont les grains sont de taille 0,04 mm environ.

Faciès p 6 : Grès fin à moyen orangé dont la taille de grains est de 0,08 mm

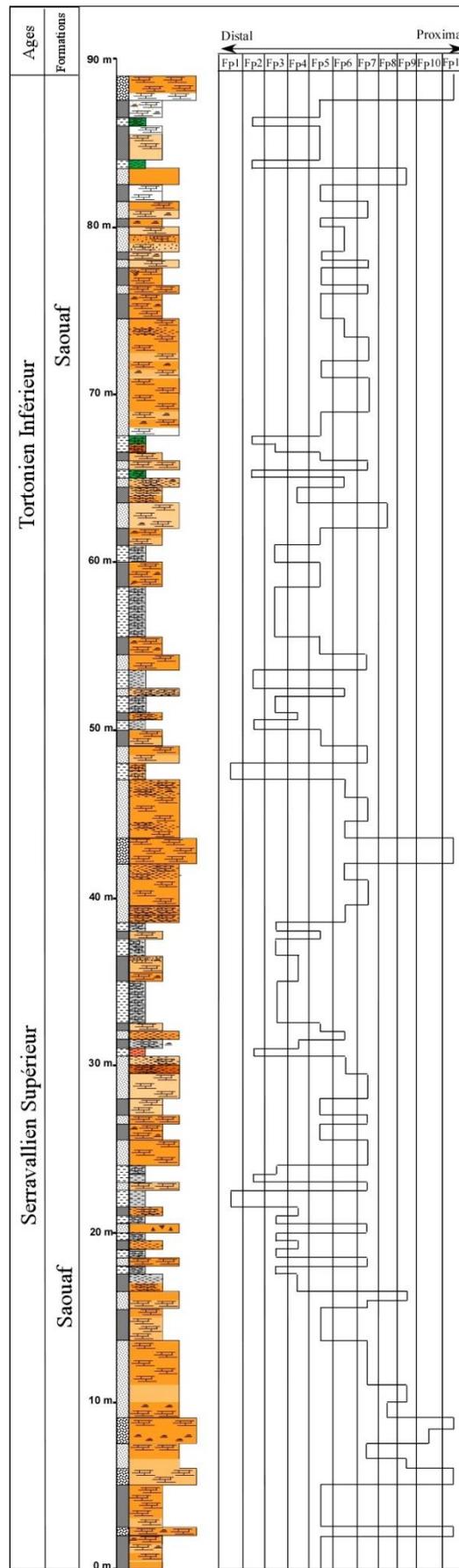
Faciès p 7 : Grès fin à moyen beige à orangé calcaire. La taille des grains est de 0,08 mm.

Faciès p 8 : Grès moyen orangé calcaire avec des stratifications parallèles dont la taille de grains varie entre 0,085 et 0,1 mm.

Faciès p 9 : Grès moyen beige à orangé calcaire avec des stratifications parallèles dont la taille de grains est entre 0,08 et 0,1 mm avec une présence de matière organique.

Faciès p 10 : Grès sableux grossier orangé avec des stratifications parallèles. La fraction grossière est de 60% de taille  $\leq 0,1$  mm et la fraction fine est de 40% et de 0,03 mm.

Faciès p 11 : Grès sableux grossier orangé dont la fraction grossière est de 10% constituée de grains de 0,4 mm et la fraction fine est de 90% et de tailles  $\leq 0,2$  mm.



**Figure 3.14.** Coupe Prince et courbe de

*lithologique de Port de faciès*

## 4.6. Reconstitution des environnements de dépôt (Tableau.3.1) :

### 4.6.1. Environnement de dépôt- milieu fluviatile:

L'ensemble des faciès caractérisant le milieu de dépôt fluviatile est composé par des alternances des faciès FA3, FA4, FA5, FA6 et FA7. La première succession fluviatile de 26 m correspond à la Formation de Beglia, elle est caractérisée par des stratifications obliques. La deuxième succession fluviatile correspond à la partie supérieure de la Formation de Saouaf; FC2 de la coupe Chérichira et les faciès FB1, FB2, FB3, FB4, FB5, FB6 et FB7 de la coupe Beglia. Les trois successions fluviatiles (de 26 m, coupe Khechem El Artsouma ; de 23,5m, coupe Beglia) correspondent à la Formation de Beglia dans chaque coupe, où bois et ossements sont contenus dans les sables sous forme de passées épaisses et qui montrent des stratifications obliques correspondant à des dépôts fluvio-deltaïques (Delteil, 1979). La quatrième succession fluviatile correspond à la partie supérieure de la Formation de Saouaf de la coupe Khechem El Artsouma.

Les sédiments moyens à grossiers sont représentés par deux faciès : FA3 et FA4 qui traduisent un transport en environnement fluviatile. Le dépôt, sous forme de séquences centimétriques grano-décroissantes, est dû au ralentissement du courant sur les levées de chenaux. Les niveaux argileux qui s'intercalent constituent la plaine alluviale. Le faciès FA4, traduit l'action d'un courant modéré à faible, dans un fleuve ou une rivière. Au moment de l'accumulation des sédiments lors des crues de débordement, le dépôt de bancs sableux stratifiés se produit à l'extérieur du chenal. Le faciès FA3 et le faciès FA4, caractérisés par des stratifications obliques, planes ou entrecroisées, correspondent à une transition de chenaux à la plaine alluviale.

Il en est de même du faciès FC2 de la coupe Chérichira, mal classé, de couleur jaunâtre, caractérisé par un niveau argileux vert d'épaisseur centimétrique et FB2 et FB3 dans la coupe Beglia, mal classé, de couleur jaunâtre et qui représente des séquences fluviatiles à l'échelle centimétrique. Les différents faciès FA3 et FA4 dans la coupe Khechem El Artsouma, FC2 dans la coupe Chérichira et les faciès FB2 et FB3 dans la coupe Beglia, caractérisés par des stratifications obliques, planes ou entrecroisées s'étagent ainsi des chenaux à la plaine alluviale.

Le FA5 comprend une fraction grossière (entre 0,01 et 0,08 mm) qui correspond probablement à un dépôt de charge de fond de chenal. Les grains de sable très fins du FA6, de caractère translucide, témoignent du transport aquatique du sédiment. Le sédiment est classé en une fraction grossière (grains  $\geq$  0,06 mm) et une autre fraction fine ( $\leq$  0,06 mm) probablement transportée en suspension. Ce faciès est relativement mal trié. Le faciès FA6 présente des stratifications parallèles et obliques à la base des bancs. La présence d'une séquence

plurimétrique (9,25 m – 11 m) grano-décroissante pourrait représenter un comblement de chenal. Le F<sub>A7</sub> est mal classé, caractérisé par la présence de galets correspondant aux bases de chenaux.

Les figures sédimentaires rencontrées dans cette association de faciès sont des stratifications souvent parallèles ou obliques d'épaisseur métrique et des séquences grano-décroissantes centimétriques à métriques traduisant des courants relativement faibles à modérés avec la mise en place de plusieurs barres sableuses d'épaisseur métrique de faible sinuosité (Billi et al., 1987).

En conclusion, le long de cette séquence fluviatile, les sédiments sont constitués par des alternances d'argile, sable fin et silt et de galets dont l'évolution en terme lithologique constitue une succession de séquences positives grano-décroissantes. L'ensemble des faciès (Karen Hudson-Edwards, 2007) constitue un système fluviatile représenté par des chenaux (sable moyen à grossier : F<sub>A5</sub>, F<sub>A6</sub>, F<sub>A7</sub>, F<sub>B4</sub>, F<sub>B5</sub>, F<sub>B6</sub> et F<sub>B7</sub>) séparés par de nombreuses barres sableuses (généralement caractérisées par des stratifications parallèles, obliques ou même entrecroisées, F<sub>A3</sub>, F<sub>A4</sub>, F<sub>C2</sub> et, F<sub>B2</sub>, F<sub>B3</sub>,) qui alternent avec des dépôts argileux (F<sub>B1</sub>) associés à la plaine d'inondation (Miall, 1981 in Miall, 2013).

#### **4. 6. 2. Environnement de dépôt – milieu mixte:**

Ce faciès est de 3 m d'épaisseur, au sein de la Formation de Grijjima. Il s'agit d'une argile rouge. Le faciès est interprété par Yaich et al. (2000) comme un dépôt fluviatile, de plaine marécageuse, alluviale et deltaïque.

#### **4. 6. 3. Environnement de dépôt- milieu de lagune évaporitique:**

L'ensemble caractérisant cet environnement de dépôt est représenté par les faciès qui se trouvent au niveau des trois coupes Khechem El Artsouma, Chérichira et Korbous. Il est d'épaisseur respective dans chaque coupe : 4,5 m sur la coupe Khechem El Artsouma ; 10m sur la coupe Chérichira et 25m sur la coupe Korbous.

L'ensemble est représenté par le faciès F<sub>A2</sub> de la coupe Khechem El Artsouma, et correspond à la base de la Formation Saouaf et par le faciès F<sub>C1</sub> de la coupe Chérichira et les faciès F<sub>K1</sub> et F<sub>K2</sub> de la coupe Korbous qui correspondent à la Formation Mahmoud. Ces trois faciès sont constitués par une argile verte riche en foraminifères planctoniques tels que : *Globorotalia (turborotalia)*, *Scitula gigantea* et des globigerines (Hooyberghs et Bensalem, 1999) au sein du faciès F<sub>A2</sub> de la coupe Khechem El Artsouma et *Orbulina universa* (Biely et

al., 1974) au niveau du faciès F<sub>C1</sub> de la coupe Chérichira et les faciès F<sub>K1</sub> et F<sub>K2</sub> de la coupe Korbous. Biely et al. (1974) ont également montré la présence de niveaux à *Ostrea* et à lignite qui reflètent le caractère très peu profond de cette sédimentation avec une nette influence continentale. Selon Yaich (1984), le faciès F<sub>A2</sub> est caractérisé par la présence de gypse feuilleté, typique d'un milieu lagunaire. Les faciès F<sub>K1</sub> et F<sub>K2</sub> de la coupe de Korbous sont argileux et le F<sub>C1</sub> de la coupe Chérichira est caractérisé par la présence de glauconie. Pierre et al. (1980) par exemple, décrivent au sein des sédiments actuels de la Lagune d'Ojo de Liebre (Mexique) des minéraux évaporitiques semblables qui se développent dans un sédiment argilo-sableux.

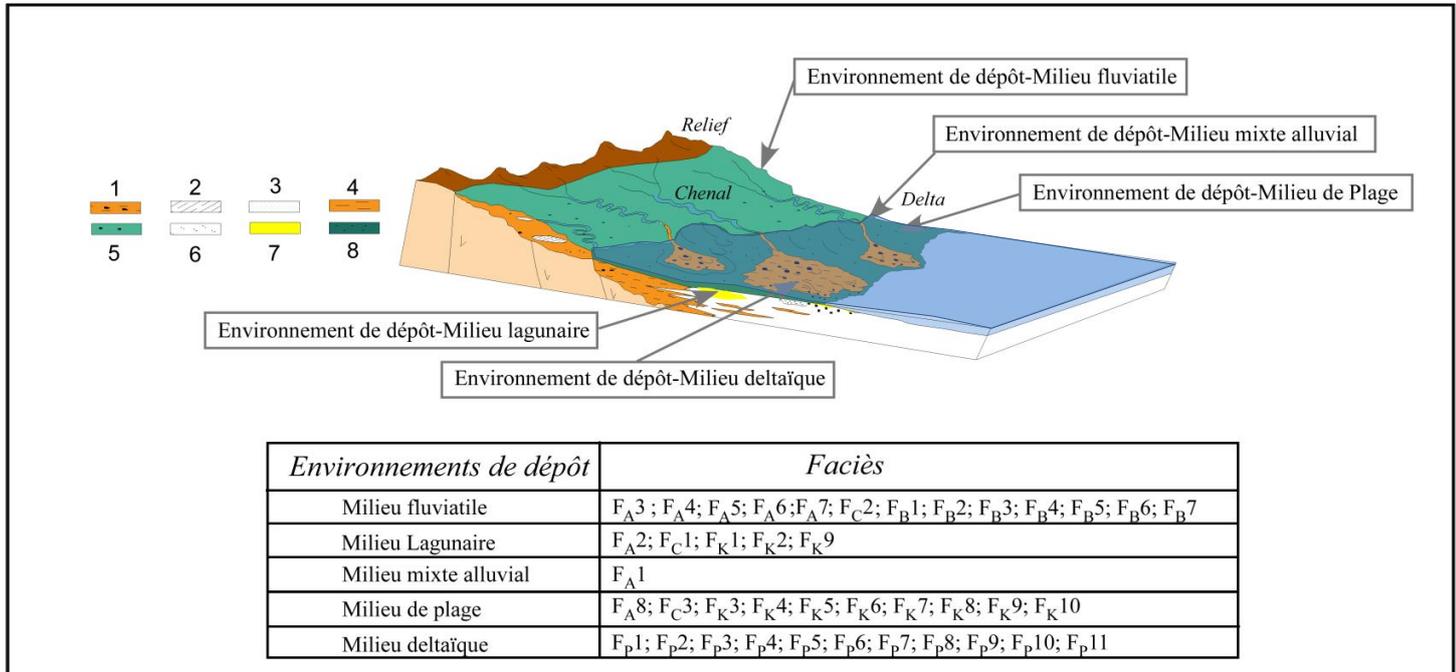
#### **4. 6. 4. Environnement de dépôt- milieu de plage:**

Cet environnement de dépôt est représenté par un ensemble de faciès : F<sub>A8</sub> de la coupe Khechem El Artsouma, d'épaisseur 1.5 m, forme l'entièreté de la Formation de Ain Grab. Ce faciès est constitué par un sable grossier avec des galets subarrondis à la base, traduisant un transport par l'eau avec un hydrodynamisme fort. Il est surmonté par des stratifications légèrement obliques de sable fin, moyen et grossier. L'énergie variable témoigne d'une zone de transition ou de balancement de marées. Le faciès F<sub>C3</sub> de la coupe Chérichira, d'épaisseur 11m est caractérisé par une abondance en lumachelles d'huitres (Burolet, 1956). Les faciès F<sub>K3</sub>, F<sub>K4</sub>, F<sub>K5</sub>, F<sub>K6</sub>, F<sub>K7</sub>, F<sub>K8</sub>, F<sub>K9</sub> et F<sub>K10</sub> de la coupe Korbous, d'épaisseur 44 m, représentés par des grès fins, moyens et grossiers orangés, contiennent des lamellibranches et des débris de lamellibranches (F<sub>C3</sub> et F<sub>K7</sub>). D'une manière générale, l'étude des unités oligocènes et miocènes de Tunisie (Yaich, 2000) situe le dépôt de ce sédiment riche en foraminifères planctoniques (*Orbulina suturalis*) dans un environnement de plage.

#### **4.6.5. Environnement de dépôt- milieu fluviodeltaïque:**

Cet environnement de dépôt est représenté par les faciès F<sub>P1</sub>, F<sub>P2</sub>, F<sub>P3</sub>, F<sub>P4</sub>, F<sub>P5</sub>, F<sub>P6</sub>, F<sub>P7</sub>, F<sub>P8</sub>, F<sub>P9</sub>, F<sub>P10</sub> et F<sub>P11</sub> qui constituent la Formation Saouaf au sein de la coupe Port de Prince. Les faciès F<sub>P1</sub>, F<sub>P2</sub>, F<sub>P3</sub> et F<sub>P4</sub> sont des argiles grise, verte, grise calcaire et brune et des grès très fins argileux orangés. Les grains sont de taille  $\leq 0,04$  mm et pourraient correspondre à un dépôt de prodelta. L'argile est de couleur grise et verte et les grès moyens à fins sont de couleur orangée et à stratifications planes. Les faciès F<sub>P10</sub> et F<sub>P11</sub> sont des grès sableux grossiers orangés avec des stratifications parallèles. Les figures d'échappement d'eau et les laminations parallèles sont associées à la décantation rapide et énergétique et elles sont caractéristiques des dépôts de deltas à influence tidale.

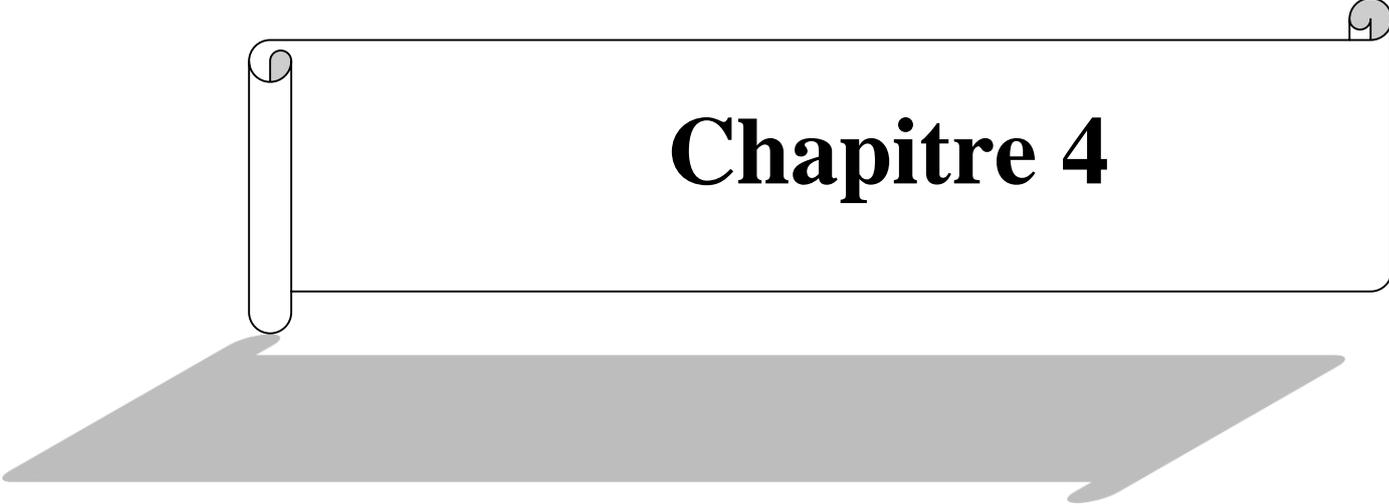
Les faciès Fp5, Fp6, Fp7, Fp8, Fp9 sont représentés par des grès très fin, fin et moyen beige à orangé calcaire avec une présence de stratifications parallèles et correspondent à la plaine deltaïque.



**Figure 3.15.** Modèle sédimentologique proposés des différents faciès de la Tunisie centrale et du Cap Bon : 1 : Prodelta ; 2 : Chenal; 3 : Plaine deltaïque ; 4 : Front deltaïque ; 5 : Plaine d'inondation ; 6 : Bacs sableux ; 7 : Lagune ; 8 : domaine fluviale

**Tableau 3.1.** Les faciès des différentes coupes et leurs environnements de dépôts

Coupe	Coupe Chérichira	Coupe Korbus	Coupe Beglia	Coupe Port de Prince	Environnements de dépôt
Khechem El Artsouma <b>F<sub>A3</sub>, F<sub>A4</sub>, F<sub>A5</sub>, F<sub>A6</sub>, F<sub>A7</sub></b>	<b>F<sub>c2</sub></b>		<b>F<sub>B1</sub>, F<sub>B2</sub>, F<sub>B3</sub>, F<sub>B4</sub>, F<sub>B5</sub>, F<sub>B6</sub>, F<sub>B7</sub></b>		<i>Domaine fluviatile</i>
<b>F<sub>A2</sub></b>	<b>F<sub>c1</sub></b>	<b>F<sub>K2</sub>, F<sub>K9</sub>, F<sub>K1</sub></b>			<i>Lagune</i>
<b>F<sub>A1</sub></b>					<i>Domaine mixte alluvial marécageuse et deltaïque</i>
<b>F<sub>A8</sub></b>	<b>F<sub>c3</sub></b>	<b>F<sub>K3</sub>, F<sub>K4</sub>, F<sub>K5</sub>, F<sub>K6</sub>, F<sub>K7</sub>, F<sub>K8</sub>, F<sub>K9</sub>, F<sub>K10</sub></b>			<i>Plage</i>
				<b>F<sub>P1</sub>, F<sub>P2</sub>, F<sub>P3</sub>, F<sub>P4</sub>, F<sub>P5</sub>, F<sub>P6</sub>, F<sub>P7</sub>, F<sub>P8</sub>, F<sub>P9</sub>, F<sub>P10</sub>, F<sub>P11</sub></b>	<i>Domaine deltaïque</i>



# Chapitre 4

## **Chapitre 4 . Stratigraphie séquentielle & Susceptibilité magnétique**

### **1. Stratigraphie Séquentielle**

La stratigraphie séquentielle étudie les relations de strates répétitives génétiquement liées, limitées par des surfaces d'érosion ou de non dépôt ou par leur continuité en concordance (Posamentier et al, 1988). Cette méthode appliquée en géologie de surface et de subsurface permet de définir un cadre chronostratigraphique utilisable tant à l'échelle globale qu'à l'échelle régionale.

#### **1.1. Organisation des cycles eustatiques**

Selon Haq et al. (1987) sur la figure 4.1 de la Charte globale englobent toute la période du Crétacé jusqu'à l'actuel représente un mégacycle de premier ordre « Tejas (T) ». Ce mégacycle est subdivisé en deux ensembles de supercycles de deuxième ordre (supercycles sets) Tejas A (TA) pour la période du sommet du Maastrichien au toit au Rupélien, et la Tejas B (TB) allant de la base du Chattien jusqu'à l'actuel.

L'intervalle de temps qui couvre la période de dépôt de l'essentiel de la série stratigraphique affleurant dans la Tunisie centrale et le Cap Bon, peut englober l'ensemble des supercycles Tejas B (TB). Cet ensemble est composé de deux supercycles TB2 et TB3. Ces deux supercycles sont formés, par des cycles eustatiques de troisième ordre qui sont séparés également par des discontinuités. Ces cycles eustatiques de troisième ordre sont désignés par une numérotation de deux chiffres. Le premier chiffre correspond au numéro du supercycle et le deuxième correspond au numéro du cycle de troisième ordre.

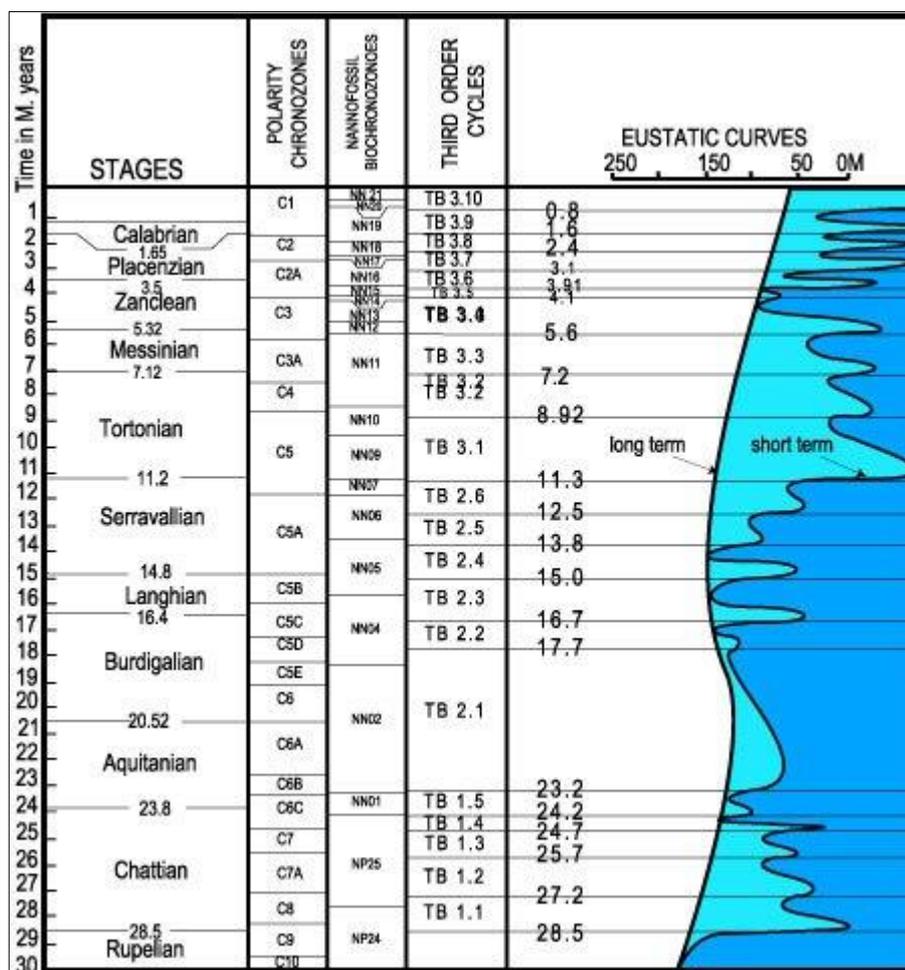
Le supercycle TB2 est marqué à sa base par une discontinuité eustatique qui se situe vers -21 Ma. Cette discontinuité, qui correspond à une chute du niveau de la mer, se situe presque à la limite entre l'Aquitaniens et le Burdigalien. Nous pouvons distinguer six cycles de troisième ordre (2.1, 2.2, 2.3, 2.4, 2.5 et 2.6.) au sein du supercycle TB2.

Les cycles de troisième ordre 2.2 et 2.3, qui correspondent respectivement au Burdigalien terminal et au Langhien, sont marqués à leurs bases par deux chutes du niveau marin par rapport au zéro actuel. Ces deux chutes sont suivies par deux remontées successives

du niveau de base qui se situent respectivement vers -16.2 Ma (Burdigalien sommital) et vers -15.2 Ma (Langhien supérieur).

Les cycles eustatiques 2.3 et 2.4, qui correspondent à la partie inférieure du Serravallien, sont marqués à leurs sommets par deux discontinuités qui correspondent à deux chutes successives du niveau marin moyen. Ces deux chutes se situent respectivement vers -14 Ma et -12 Ma.

Le supercycle TB3 est souligné à sa base par une importante chute du niveau marin qui se situe vers 10.2 Ma. Cette chute correspond à une importante discontinuité qui sépare le Serravallien et le Tortonien.



**Figure 4.1.** Chronostratigraphie standard, séquences chronostratigraphiques et courbe eustatique (Haq et al, 1987, modifiée par Berggren et al., 1995)

Le supercycle TB3 est subdivisé en 9 cycles de troisième ordre : 3.1, 3.2, 3.3, 3.4, 3.5, 3.6, 3.7, 3.8 et 3.9.

Le cycle 3.1 est marqué à sa base par une importante discontinuité eustatique qui limite le Serravallien et le Tortonien, qui se situe vers – 10.2 Ma et correspond à une grande chute du niveau du paléogéocène qui dépasse largement le zéro actuel. Vers sa partie supérieure, ce cycle eustatique est marqué par un retour du niveau de la mer aux environs du niveau de base actuel.

Le cycle 3.3 qui couvre le Messinien est marqué par une importante chute du niveau du paléo-océan mondial vers -5.5 Ma.

## **1.2. Discontinuités sédimentaires établies dans la série stratigraphique de la Tunisie centrale**

### ***1.2.1. La Formation Ain Grab :***

Au niveau de Djebel Chérichira, les calcaires bioclastiques de la Formation Ain Grab (Photo. 4.1) sont caractérisés par une surface glauconieuse située au sommet de cette formation. Ils sont riches en fragments de lamellibranches et de gastéropodes (Photo. 4.1). Ces calcaires qui constituent la Formation Ain Grab peuvent inclure une surface maximale d'inondation marine (M.F.S).

### ***1.2.2. La Formation Mahmoud :***

La Formation Mahmoud se poursuit dans les affleurements de Jebel Chérichira par des argiles vertes glauconieuses (Photo.4.2), à la base et riches en foraminifères planctoniques (Ben Salem, 1998). Elle pourrait correspondre à un cortège sédimentaire de haut niveau marin (H.S.T).

### ***1.2.3. La Formation Beglia et Saouaf :***

Les barres gréseuses de la Formation Beglia (Photo.4.3), qui affleurent au Djebel Khechem El Artsouma, témoignent d'une chute du niveau marin relatif. Ce niveau gréseux à dragées de quartz, à mégarides et à rides de courant constitue un cortège de bas niveau marin.



**Photo 4.1.** *Grès à lumachelles de la Formation Ain Grab, Djebel Cherichira*



**Photo 4.2.** *Les argiles de la Formation Mahmoud*



**Photo 4.3.** *Dépôts fluviaux de la Formation Beglia, Djebel Khechem El Artsouma*

### 1.3. Discontinuités sédimentaires établies dans la série stratigraphique du Cap Bon

#### 1.3.1. La Formation Ain Grab

Le sommet des calcaires de la Formation Ain Grab est marqué généralement par une surface bioturbée et oxydée de quelques centimètres d'épaisseur (Photo.4.4). Cette surface ferrugineuse peut correspondre à un léger arrêt ou ralentissement de la sédimentation après le dépôt de ces calcaires. Ceci est interprété pareillement par Ben Salem (1998) dans ses travaux au Cap Bon. Cette surface, très glauconieuse et riche en fragments de lamellibranches et de gastéropodes (Photo.4.5) peut correspondre à une surface maximale d'inondation marine (M.F.S).



**Photo 4.4.** *Bioturbation au niveau de la Formation Ain Grab*



**Photo 4.5.**

*Bioturbation, lamellibranches et débris de lamellibranches, coupe Korbous*

### ***1.3.2. La Formation Mahmoud***

Au niveau de la coupe Korbous, la Formation Mahmoud débute, au-dessus des calcaires bioclastiques de la Formation Ain Grab, par une surface irrégulière de ravinement très riche en glauconie et en coquilles de lamellibranches et de gastéropodes (Burolet, 1956). La Formation Mahmoud, se poursuit par des argiles glauconieuses (Photo.4.6) à sa base et riches en foraminifères planctoniques d'après Biely et al. (1972). Elle peut correspondre à un cortège sédimentaire de haut niveau marin (H.S.T).

### ***1.3.3. La Formation Beglia et la Formation Saouaf***

La limite entre les niveaux fluviatiles du sommet de la Formation Beglia et les premiers niveaux marins de la base de la Formation Saouaf correspond à une surface irrégulière montrée aussi dans les travaux de Ben Salem (1998).



**Photo 4.6.** *Les argiles glauconieuses de la Formation Mahmoud, coupe Korbous*

## **1.4. Stratigraphie séquentielle de la série en Tunisie centrale et au Cap Bon**

En se basant sur l'organisation des différents cycles sédimentaires établis sur la charte de Haq et al, (1987). Nous allons établir la stratigraphie séquentielle des différentes unités stratigraphiques affleurant en Tunisie centrale et au Cap Bon.

### ***1.4.1. Stratigraphie séquentielle de la série en Tunisie centrale***

#### ***1.4.1.1. La Formation Ain Grab :***

Au niveau de Djebel Chérichira les calcaires conglomératiques et bioclastiques de la Formation Ain Grab correspondent à un cortège sédimentaire transgressif (T.S.T).

#### ***1.4.1.2. La Formation Mahmoud :***

Les argiles glauconieuses et à foraminifères planctoniques de la Formation Mahmoud (Blondel, 1991) correspondent à un cortège sédimentaire de haut niveau marin (H.S.T)

#### ***1.4.1.3. La Formation Beglia :***

Les niveaux gréseux de la Formation Beglia présentent des niveaux fluviatiles.

### ***1.4.2. Stratigraphie séquentielle de la série au Cap Bon***

#### ***1.4.2.1. La Formation Ain Grab, Mahmoud et Beglia***

Sur la charte globale, la période de dépôt de la Formation Ain Grab, Mahmoud et Beglia qui appartiennent au Groupe Cap Bon (Burollet, 1956) correspond à la partie TB2.3 et TB2.4. Elle est marquée par une montée du niveau de base de l'ordre de 100m. Elle se situe vers -15.2 Ma et correspond au Langhien supérieur.

Les calcaires de la Formation Ain Grab, les argiles de la Formation Mahmoud et les niveaux gréseux de la Formation Beglia peuvent correspondre à une séquence qui commence par un cortège sédimentaire transgressif (T.S.T), qui se poursuit par un cortège de haut niveau marin (H.S.T) et se termine par des niveaux fluviatiles de bas niveau marin (L.S.T). Il s'agit d'une séquence transgressive à la base et une séquence régressive à son sommet.

A l'échelle globale, cette séquence peut correspondre à la partie moyenne du supercycle TB2 (Cycle de troisième ordre 2.2 et 2.3) et la discontinuité eustatique qui se situe vers -16.6 Ma pourrait correspondre à la base conglomératique de la Formation Ain Grab. Ceci est relativement conforme à l'étude de Ben Salem (1998).

#### 1.4.2.2. La Formation Saouaf

La Formation Saouaf est formée par des alternances de grès et d'argiles à lumachelles. L'évolution des dépôts de cette formation est essentiellement contrôlée par une alimentation continue en éléments détritiques provenant de l'arrière-pays et des phénomènes de subsidence au niveau du bassin (Ben Salem, 1998).

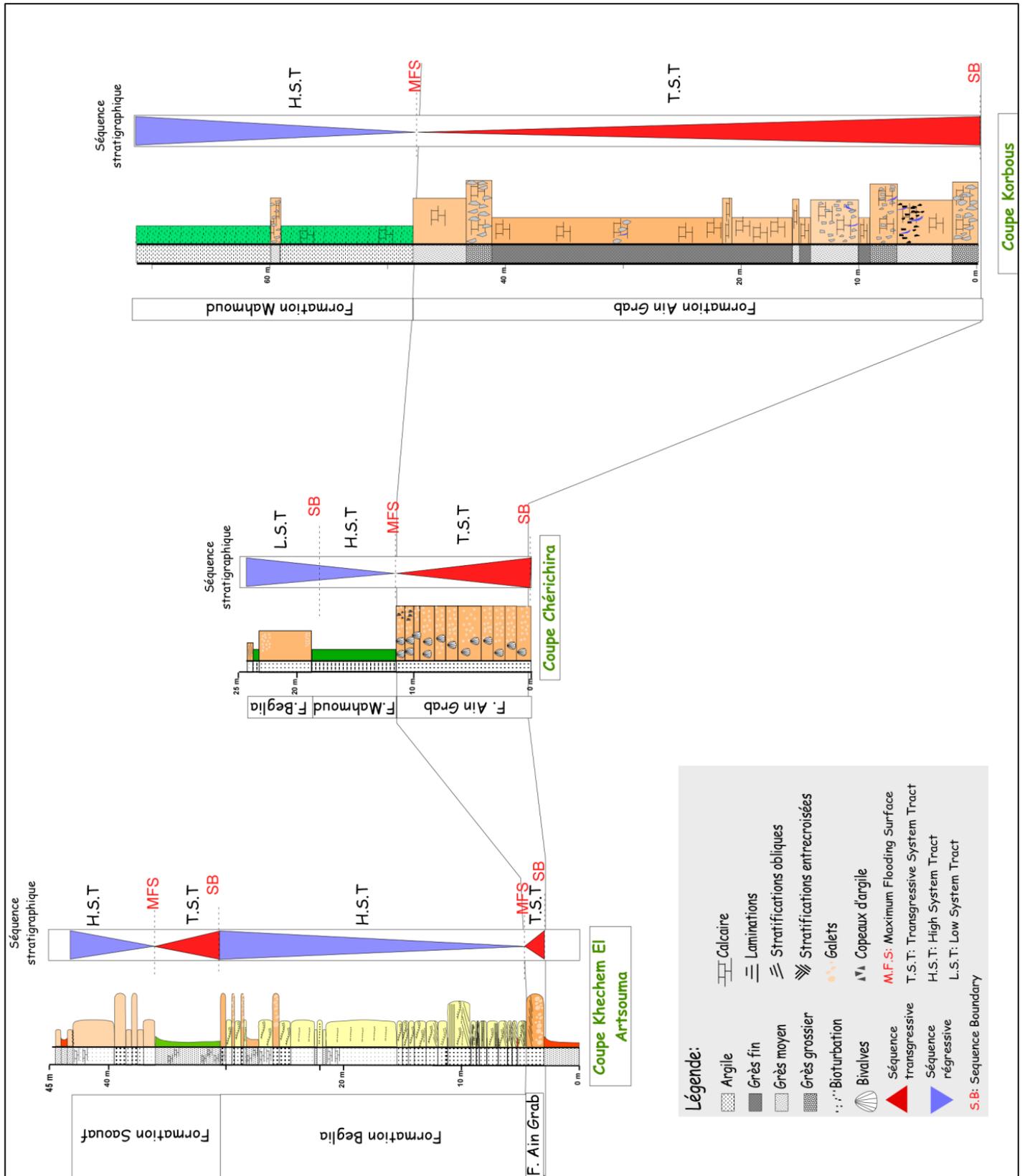
### 1.5. Analyse séquentielle et corrélation des coupes en Tunisie centrale et au Cap Bon.

La Formation Ain Grab, essentiellement constituée par un calcaire gréseux, est représentée sur les coupes Khechem El Artsouma, Chérichira en Tunisie centrale et les coupes de Korbous au Cap Bon. Cette formation est constituée par une phase progradante. Elle est caractérisée par une surface ferrugineuse qui témoigne d'une surface d'inondation maximale (M.F.S : Maximum Flooding Surface) (Fig.4.2).

En se basant sur les surfaces M.F.S présentes sur les trois coupes suivantes : Khechem El Artsouma, Chérichira et Korbous, une corrélation pourrait être établie.

La Formation Mahmoud, une argile verte glauconieuse, est présente sur les coupes Chérichira (en Tunisie centrale) et Korbous (au Cap Bon). Elle est constituée par un cortège de haut niveau marin (H.S.T). Les Formations Beglia et Saouaf représentées dans les coupes de la Tunisie centrale Khechem El Artsouma, Chérichira et les coupes du Cap Bon : Beglia et Port de Prince, succèdent à la Formation Mahmoud. Elles sont constituées, essentiellement, des alternances de grès et d'argiles qui constituent un cortège de bas niveau marin (L.S.T).

Les formations Mahmoud, Beglia et Saouaf constituent une phase régressive. Ce qui permet de corréler ces formations en Tunisie centrale et au Cap Bon.



**Figure 4.2.** *Analyse séquentielle des coupes en Tunisie centrale et au Cap Bon*

## 2. Evolution des paléo-environnements, des faciès et de la susceptibilité magnétique

Une description des courbes d'évolution des faciès et de milieux de dépôt, coupe par coupe, sera établie et comparée avec les courbes de susceptibilité magnétique. Ceci devrait permettre d'avoir une idée sur les relations qui pourraient exister entre les variations de paléo-environnements et celles de susceptibilité magnétique. Nous considérons que la tendance (I) qui caractérise les grès de la Formation Ain Grab sur toutes les coupes, montre une transgression marine (Tayech B., 2006) dont les faciès évoluent d'un dépôt fluviatile mixte de la Formation Grijima (absente sur quelques coupes) vers un dépôt de plage (Formation Ain Grab). Les valeurs de la susceptibilité magnétique de chaque échantillon de chaque coupe sont jointes en Annexes.

### 2.1. Coupe Khechem El Artsouma

Le graphe d'évolution des environnements de dépôt montre une tendance transgressive et une autre régressive (Fig. 4. 3). La première tendance (I sur la Fig.4. 3) caractérise les grès de la Formation Ain Grab et correspond à la transgression langhienne dont les faciès évoluent d'un dépôt fluviatile mixte à un dépôt de plage. La deuxième tendance montre une évolution des environnements de dépôt (II sur la Fig. 4.3) vers un domaine fluviatile.

La courbe de susceptibilité magnétique associée à la tendance I de la courbe d'évolution des milieux de dépôt montre une évolution en deux temps (a et b sur la Fig. 4.3). (a) L'évolution de la susceptibilité magnétique augmente ( $3,61 \cdot 10^{-8}$  à  $4,74 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ ) lorsque les faciès évoluent vers des faciès plus distaux. (b) dans un deuxième temps, l'évolution de la susceptibilité magnétique diminue ( $4,74 \cdot 10^{-8}$  à  $3,94 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{Kg}$ ) alors que les faciès évoluent d'un milieu de dépôt fluviatile mixte, vers un milieu de plage.

La courbe de susceptibilité magnétique associée à la tendance II de la courbe des environnements de dépôt montre également une évolution en trois tendances (c-e sur la Fig. 4.3). (c) L'évolution de la susceptibilité magnétique enregistre une diminution, les valeurs de la susceptibilité magnétique passent de  $5,42 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{Kg}$  à des valeurs de susceptibilité magnétique presque nulles variant entre  $2,23 \cdot 10^{-9}$  et  $1,39 \cdot 10^{-9} \text{ m}^3/\text{Kg}$  correspondant à des dépôts fluviaux caractérisés par des bancs métriques sableux. (d) L'évolution de la susceptibilité magnétique caractérisée par une augmentation de  $1,39 \cdot 10^{-9} \text{ m}^3/\text{Kg}$  à  $4,45 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{Kg}$  correspond à des faciès qui évoluent d'un milieu fluviatile à une lagune.

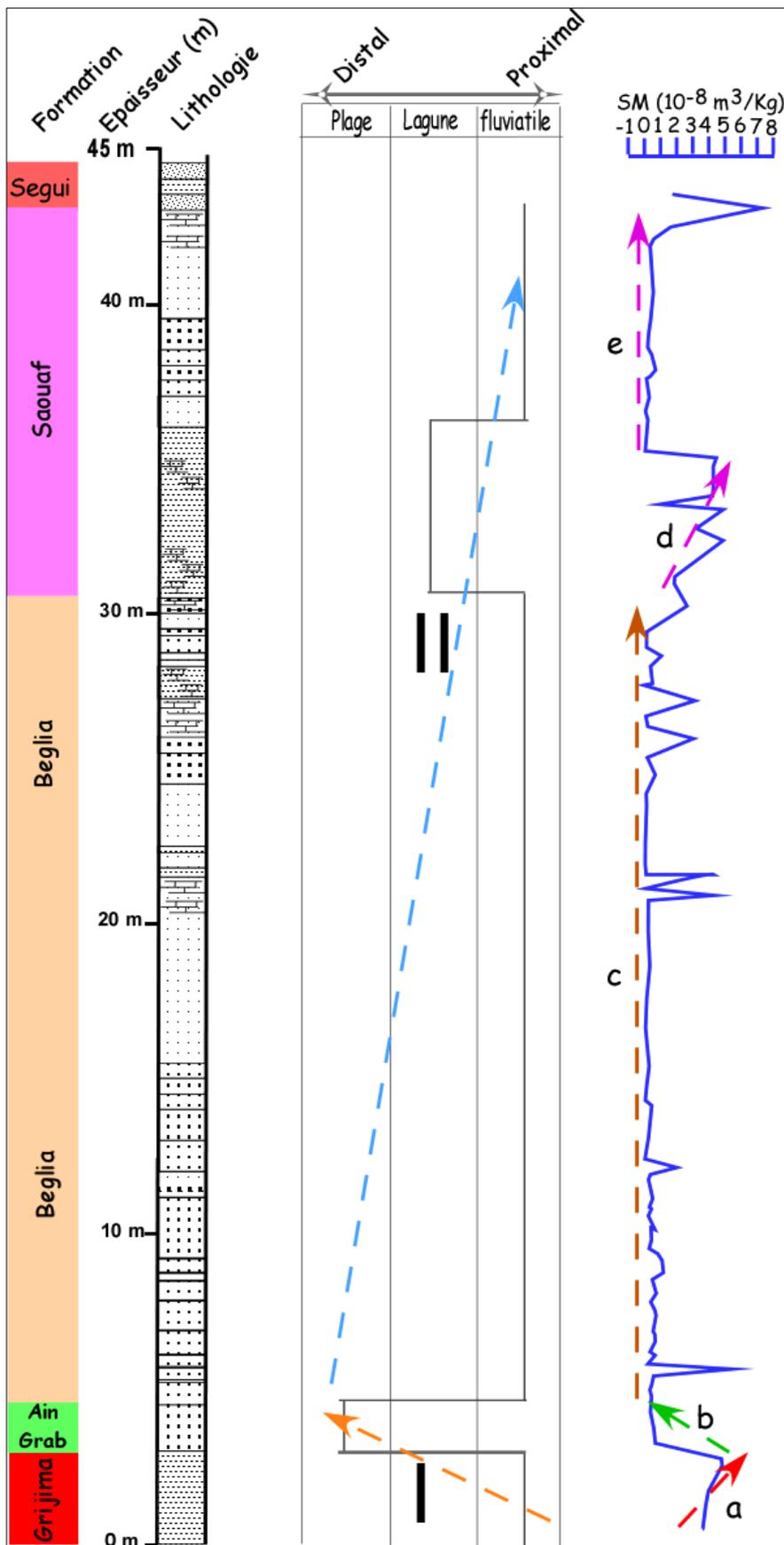
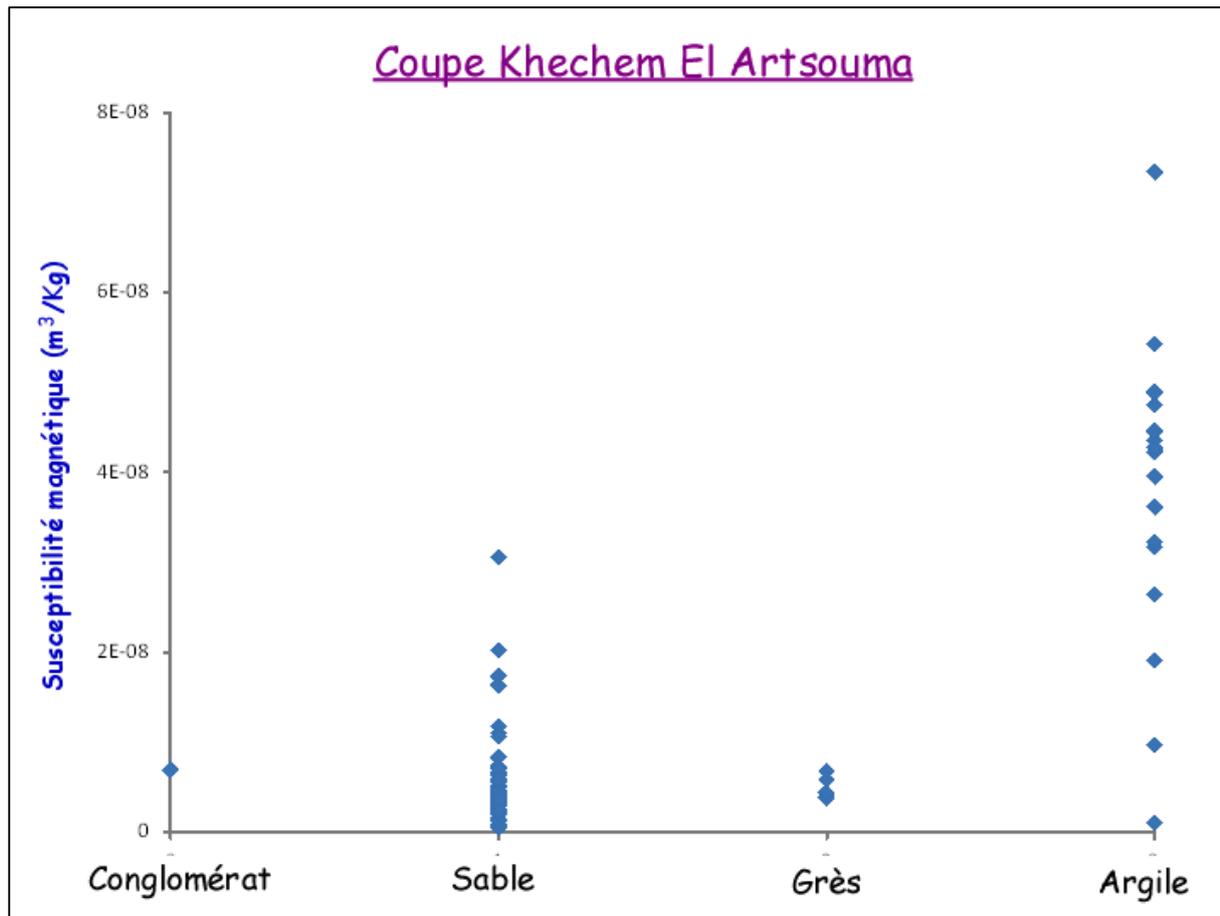
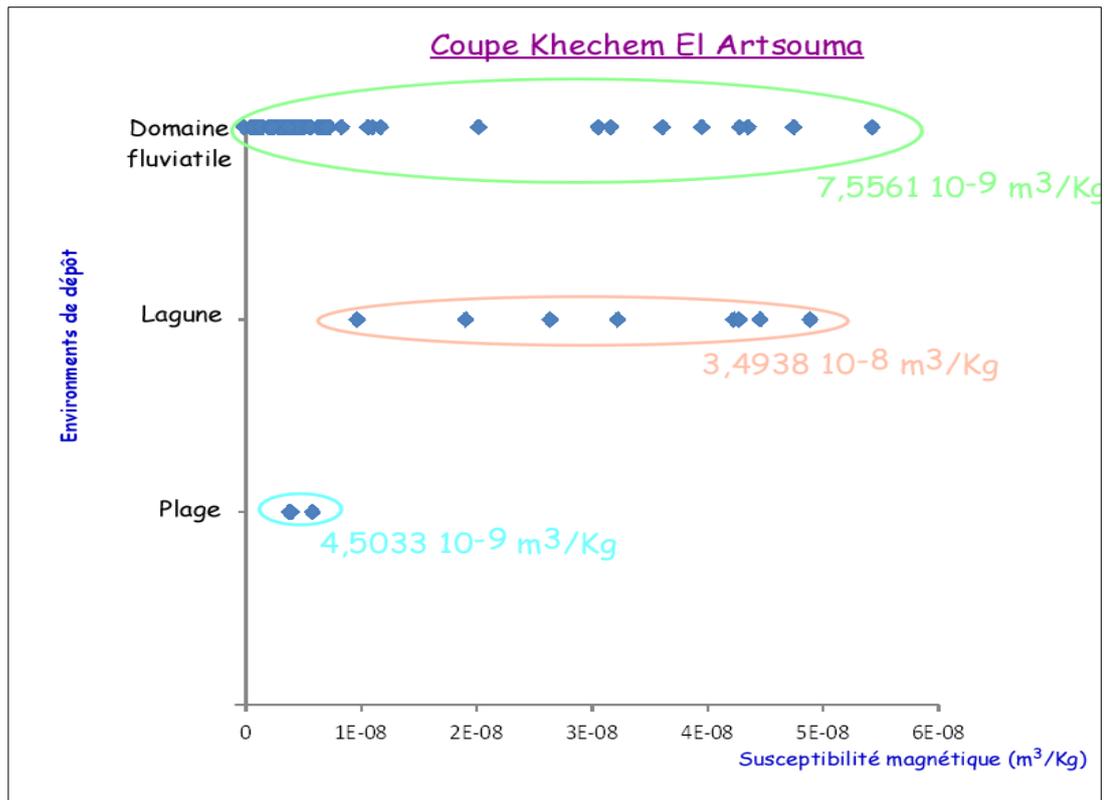


Figure 4.3. Courbes de faciès et SM avec la tendance associée, Khechem El Artsouma

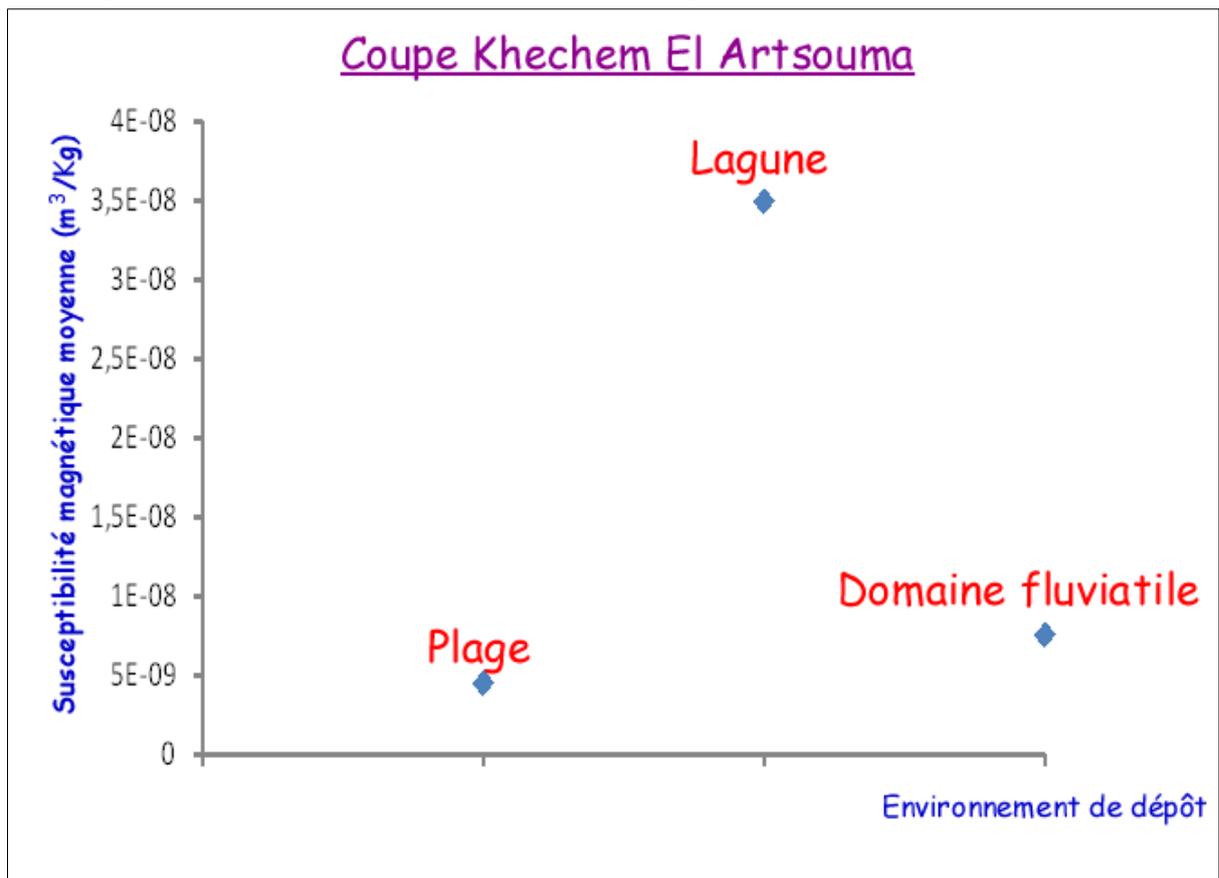


**Figure 4.4.** Evolution de la susceptibilité magnétique en fonction la lithologie

Si l'on compare les valeurs moyennes de susceptibilité magnétique et les principales variations lithologiques (Fig.4.4), nous pouvons constater que les valeurs de la susceptibilité magnétique les plus hautes correspondent, le plus souvent, à des niveaux d'argiles. Les valeurs les plus faibles correspondant à des roches gréseuses et des niveaux sableux. Nous pouvons également montrer sur le graphe des évolution d'environnement de dépôt en fonction de la susceptibilité magnétique (Fig.4.5, 6) que les valeurs de la susceptibilité magnétique moyennes les plus élevées ( $3,4938 \cdot 10^{-8} m^3/Kg$ ) correspondent au milieu de dépôt lagunaire, correspondant aux roches les plus argileuses.



**Figure 4.5.** Evolution des environnements de dépôt en fonction des valeurs de SM



**Figure 4.6.** Evolution des valeurs moyennes de SM en fonction des environnements de dépôt

## 2.2. Coupe Chérichira

Le graphe d'évolution des d'environnements de dépôt montre une tendance transgressive et une autre régressive (Fig.4.7).

La première tendance (I sur la Fig.4.7) correspond aux grès de la Formation Ain Grab, qui montrent une transgression marine, dont les faciès évoluent d'un dépôt fluviatile mixte (Formation Messioua absente dans la coupe de Chérichira) vers un dépôt de plage. La deuxième tendance sur le graphe d'évolution des milieux de dépôt (II sur la Fig.4.7) montre une évolution d'un domaine lagunaire matérialisé par un dépôt argileux à microfaune suivi par un domaine fluviatile représenté par un dépôt gréseux. Cette évolution correspond à une régression.

La courbe de susceptibilité magnétique associée à la tendance I du graphe d'évolution d'environnements de dépôt montre une seule évolution (1 sur la Fig.4.7). (b) La susceptibilité magnétique augmente légèrement au moment où les faciès évoluent vers des faciès d'un milieu distal, dont les valeurs de susceptibilité magnétique augmentent de  $7,44 \cdot 10^{-9}$  à  $1,92 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{Kg}$ .

La courbe de susceptibilité magnétique associée à la tendance II de la courbe des faciès montre également une évolution en deux temps (c et d sur la Fig.4.7). (c) L'évolution de la susceptibilité magnétique est comparable à celle de la courbe de milieu de dépôt caractérisée par une augmentation de  $4,66 \cdot 10^{-9} \text{ m}^3/\text{Kg}$  à  $4,55 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{Kg}$ . Et (d) la susceptibilité magnétique montre une certaine constance avec des valeurs comprises entre  $4,46 \cdot 10^{-9}$  et  $8,91 \cdot 10^{-10} \text{ m}^3/\text{Kg}$ , correspondant à un dépôt fluviatile caractérisé par des bancs métriques sableux.

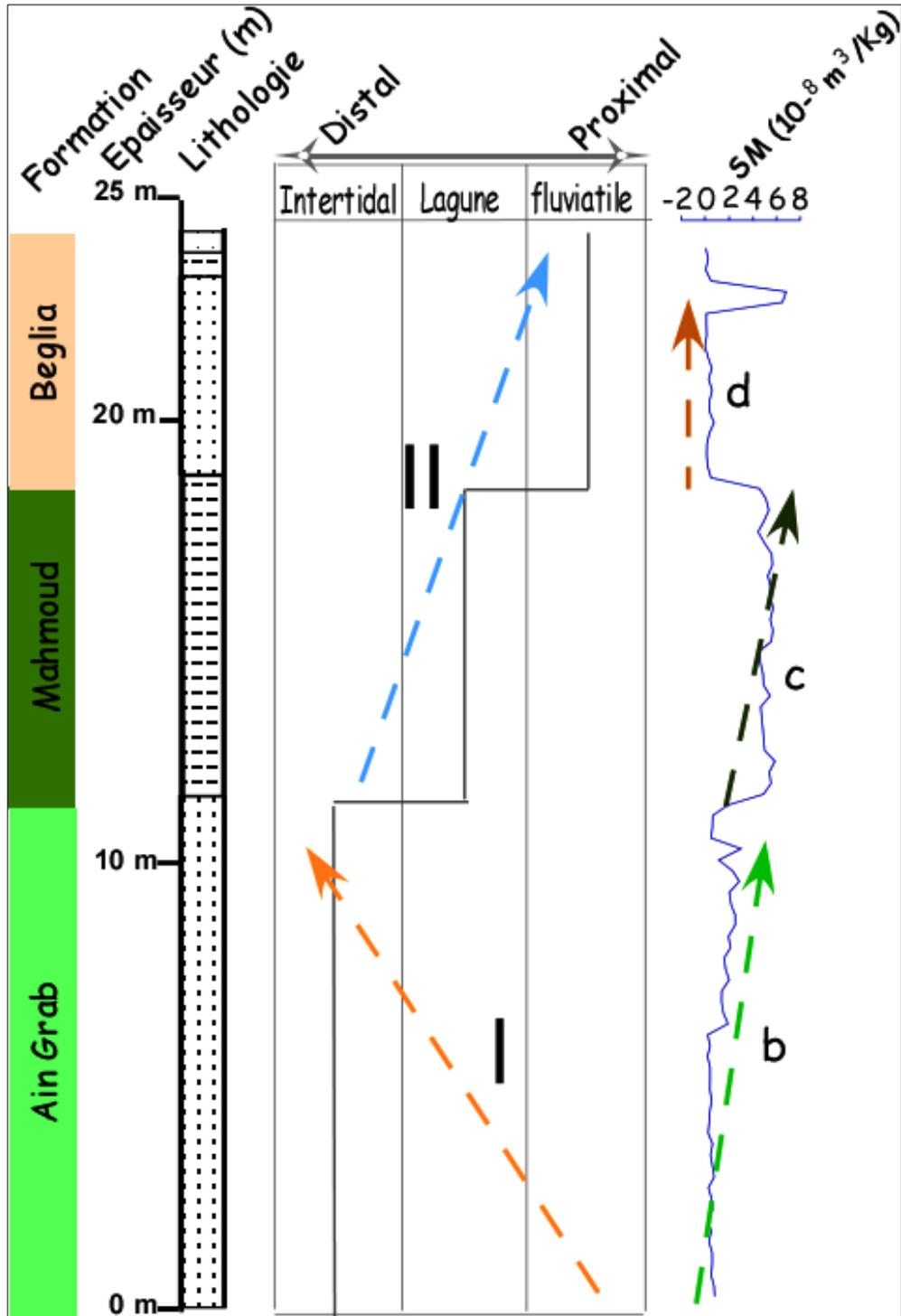


Figure 4.7. Courbes de faciès et SM avec la tendance associée, Chérichira

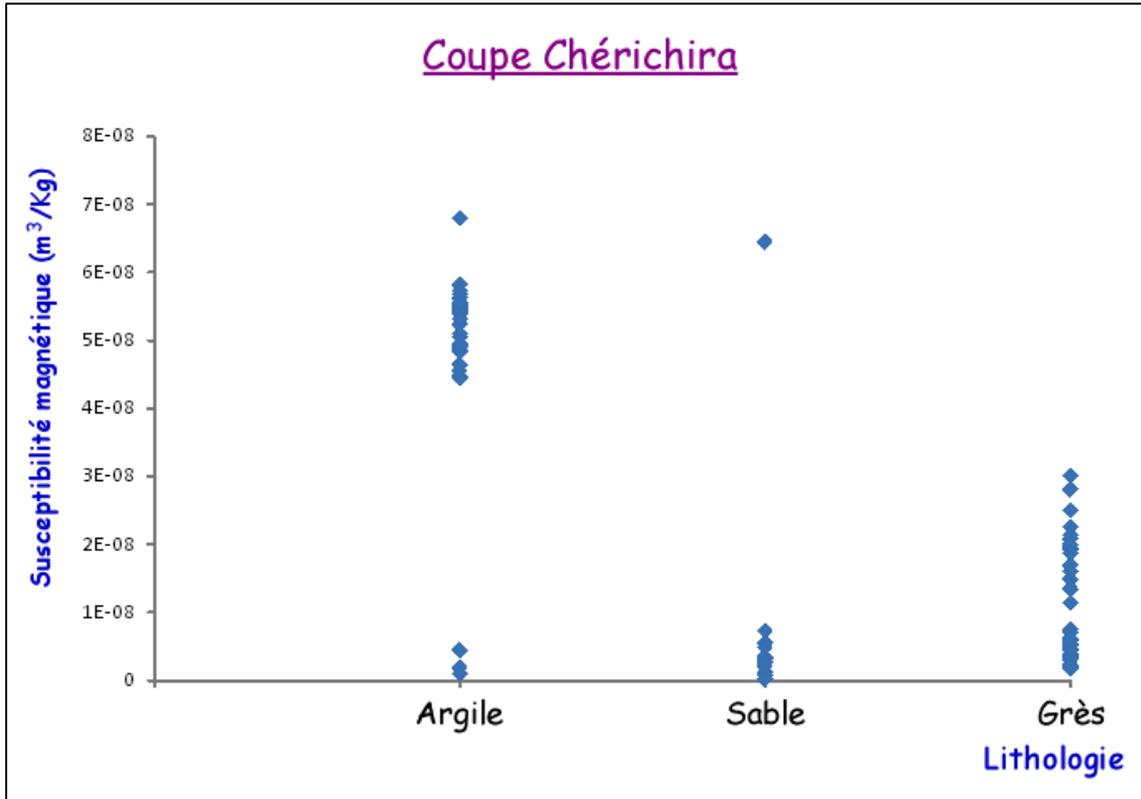


Figure 4.8. Evolution de la lithologie par rapport aux valeurs de SM

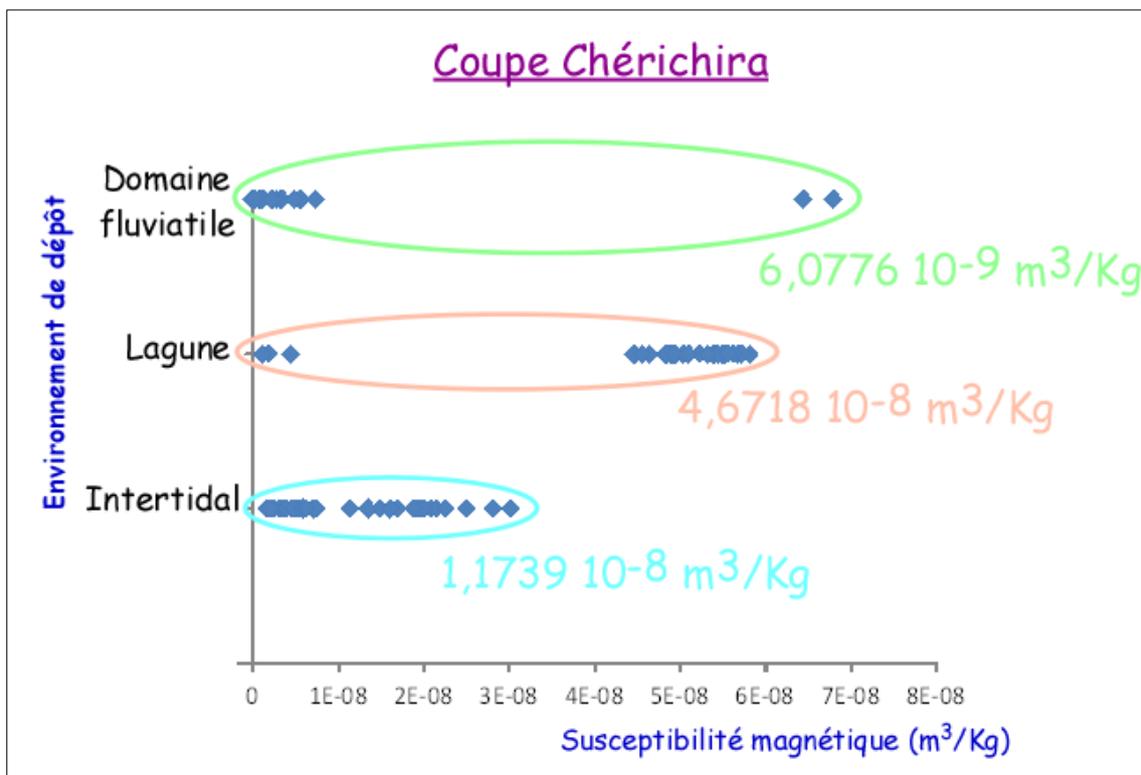
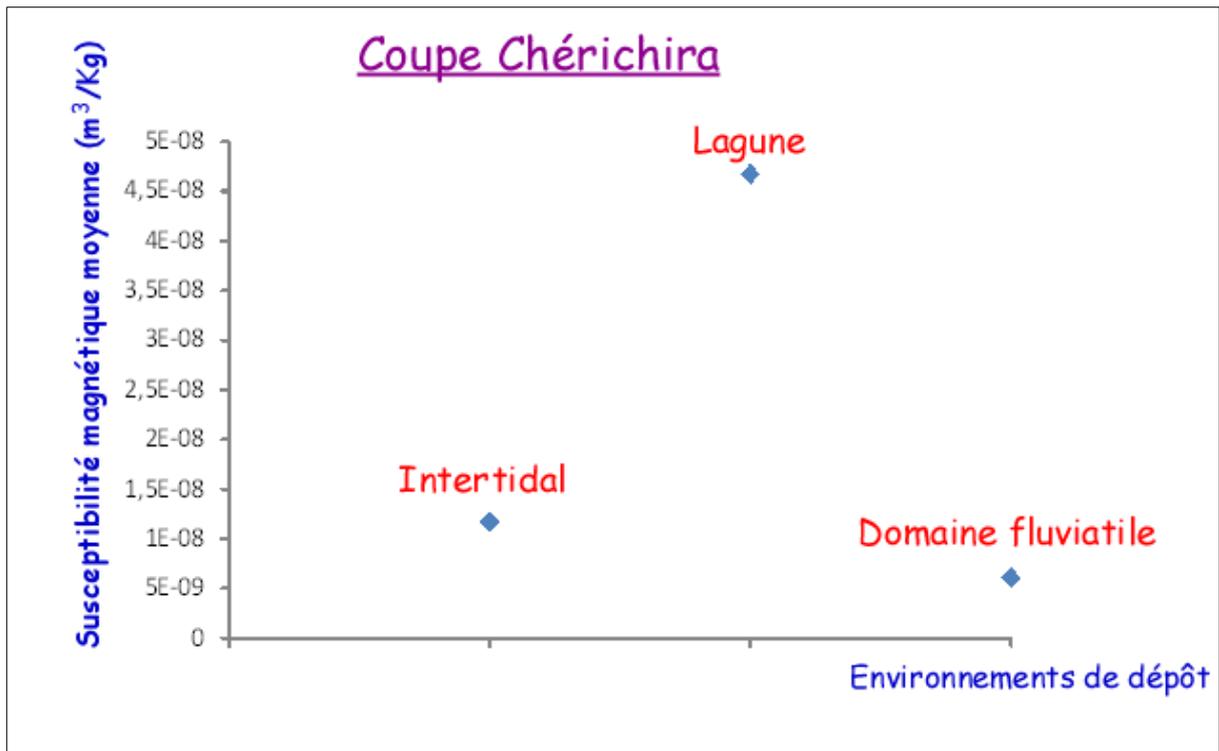


Figure 4.9. Evolution des environnements de dépôt en fonction des valeurs de SM



**Figure 4.10.** Evolution des valeurs moyennes de SM en fonction des environnements de dépôt

Le graphe de susceptibilité magnétique en fonction de la lithologie est présenté sur la figure 4.8. Les valeurs de la susceptibilité magnétique les plus hautes correspondent, généralement, aux niveaux argileux et les valeurs les plus faibles correspondent à des roches gréseuses et des niveaux sableux. Nous avons établi les courbes d'évolution d'environnement de dépôt en fonction de la susceptibilité magnétique (Fig.4.9) et celle de l'évolution de la susceptibilité magnétique moyenne en fonction des environnements de dépôt (Fig.4.10). Nous pouvons constater que les valeurs de la susceptibilité magnétique moyennes les plus élevées ( $4,6718 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{Kg}$ ) correspondent à un environnement de dépôt de lagune constitué par des roches argileuses et les valeurs de la susceptibilité magnétique moyennes les plus basses ( $6,0776 \cdot 10^{-9} \text{ m}^3/\text{Kg}$ ) correspondent à un domaine fluviatile.

### 2.3. Coupe Port de Prince

Le graphe d'évolution d'environnements de dépôt montre deux tendances régressive et transgressive (Fig.4.11).

Ces deux tendances (I et II sur la fig.4.11) caractérisent les grès et les argiles de la Formation Saouaf. Il s'agit d'un dépôt fluviodéltaique.

La courbe de susceptibilité magnétique associée à cette courbe d'évolution des environnements de dépôts (Fig.4.11) montre une évolution en deux temps (e et f sur la fig. 4.11). (e) La susceptibilité magnétique augmente lorsque les faciès évoluent vers un environnement proximal, où les valeurs de susceptibilité magnétique varient de  $2,01 \cdot 10^{-8}$  jusqu'à  $2,66 \cdot 10^{-7} \text{ m}^3/\text{Kg}$  et de  $7,92 \cdot 10^{-9}$  jusqu'à  $2,11 \cdot 10^{-7} \text{ m}^3/\text{Kg}$ .

(f) La susceptibilité magnétique diminue quand les faciès évoluent vers un milieu de dépôt distal, dont des valeurs qui décroissent en deux temps de  $32,66 \cdot 10^{-7}$  à  $7,92 \cdot 10^{-9} \text{ m}^3/\text{Kg}$  et de  $2,11 \cdot 10^{-7}$  à  $4,0810^{-9} \text{ m}^3/\text{Kg}$ .

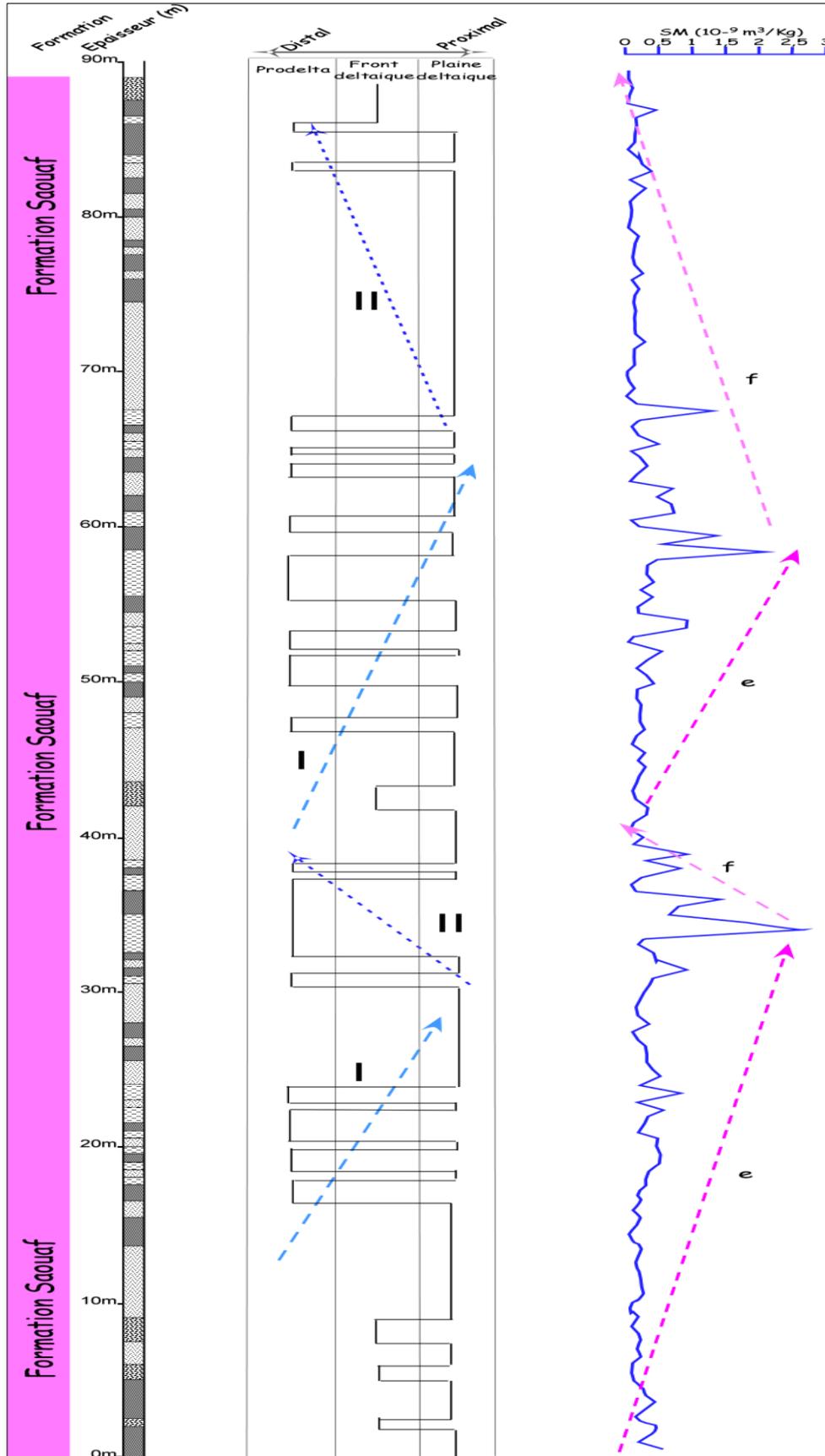


Figure 4.11. Courbes de faciès et SM avec la tendance associée, Port de Prince

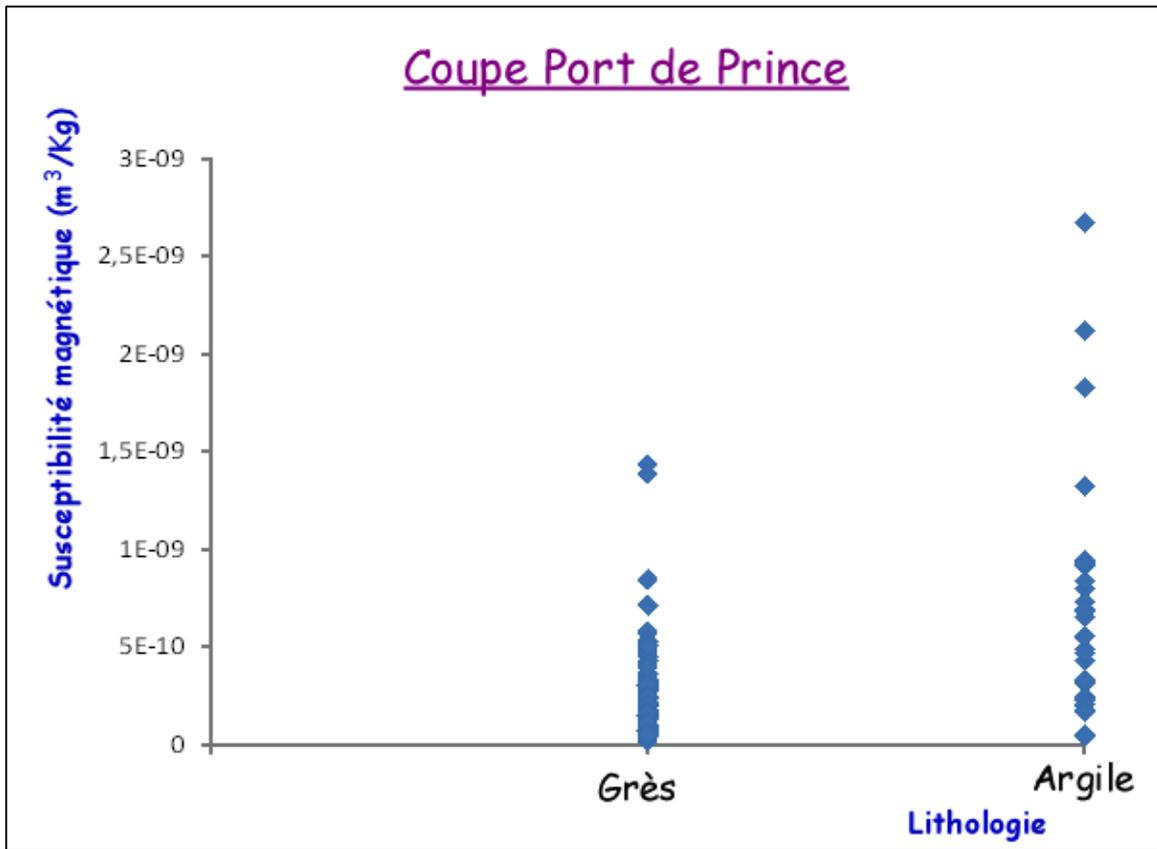
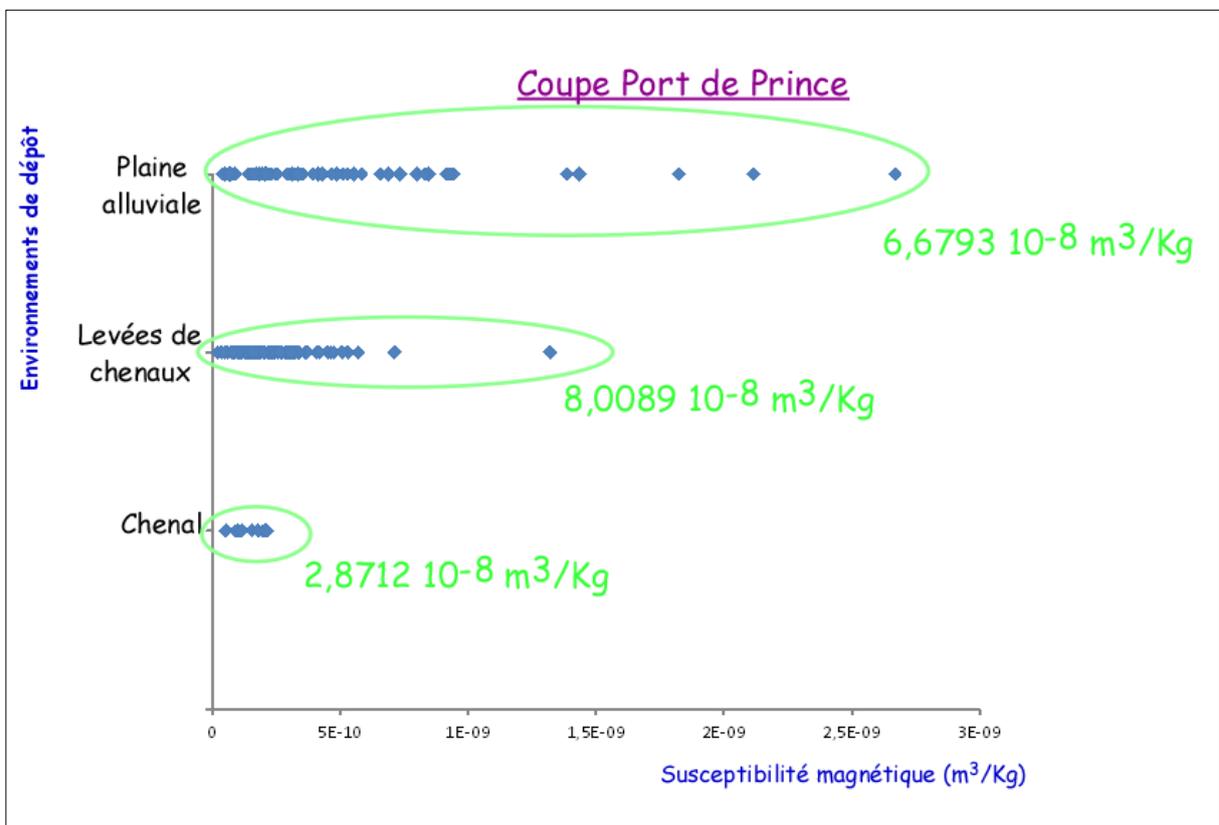
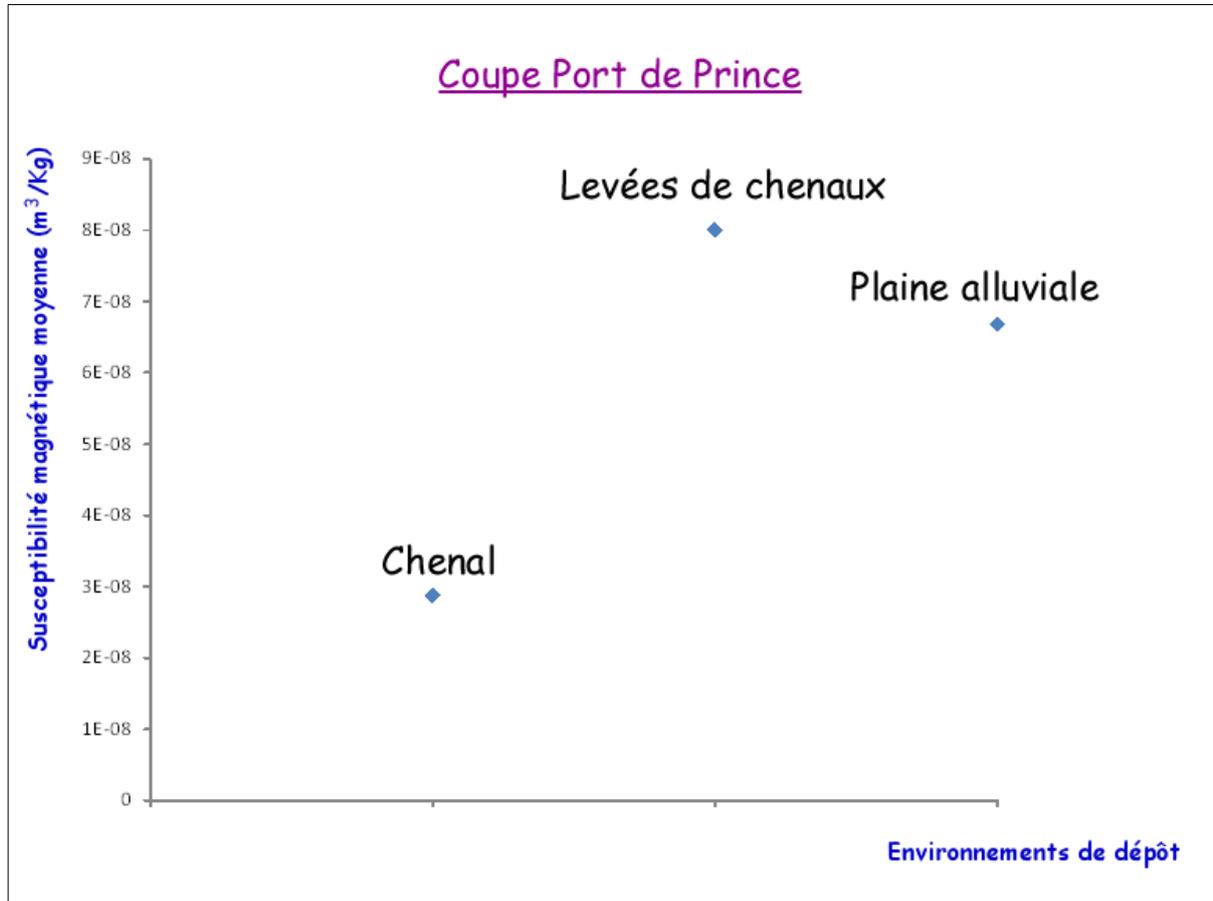


Figure 4.12. Evolution de la lithologie en fonction des valeurs de SM



**Figure 4.13.** Evolution des environnements de dépôt en fonction des valeurs de SM**Figure 4.14.** Evolution des valeurs moyennes de SM en fonction des environnements de dépôt

La courbe de susceptibilité magnétique en fonction de la lithologie (Fig.4.12) montre que les valeurs de la susceptibilité magnétique les plus hautes correspondent, souvent, à des niveaux d'argile. Les valeurs les plus faibles correspondent à des roches gréseuses et des niveaux sableux (Fig.4.13). Les valeurs de la susceptibilité magnétique moyenne les plus élevées ( $8,0089 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{Kg}$ ) correspondent aux levées des chenaux dans un milieu fluvial. Au sein de la coupe Saouaf, la fraction argileuse est essentiellement localisée dans les levées de chenaux ainsi qu'à la plaine alluviale, où s'enregistre une valeur de la susceptibilité magnétique moyenne de  $6,6793 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{Kg}$  (Fig.4.14). Les valeurs de la susceptibilité magnétique moyenne les plus basses correspondent au milieu de dépôt de chenal ( $2,8712 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{Kg}$ ) matérialisé par des roches gréseuses.

## 2.4. Coupe Korbous

Le graphe d'évolution d'environnements de dépôt montre une tendance transgressive et une autre régressive (Fig.4.15).

La première tendance (I sur la Fig.4.15) caractérise les grès de la Formation Ain Grab. Il s'agit de la transgression langhienne dont les faciès évoluent d'un dépôt fluviatile mixte à un dépôt de plage. La deuxième tendance dans la courbe d'évolution des faciès (II sur la Fig.4.15) évolue d'un domaine intertidal vers un domaine de lagune par un dépôt essentiellement argileux.

La courbe de susceptibilité magnétique associée à la tendance I de la courbe d'évolution de l'environnement de dépôt montre une évolution b sur la figure.4.15. (b) La susceptibilité magnétique augmente lorsque les faciès évoluent vers un environnement distal, où les valeurs de susceptibilité magnétique varient entre  $9,9871 \cdot 10^{-9}$  et  $3,4388 \cdot 10^{-9} \text{ m}^3/\text{Kg}$ .

La courbe de susceptibilité magnétique associée à la tendance II de la courbe des variations des environnements de dépôt montre également une évolution c sur la figure.4.15. (c) L'évolution de la susceptibilité magnétique est comparable à celle de la courbe de faciès ainsi que celle de l'environnement de dépôt, où les valeurs de susceptibilité magnétique augmentent de  $3,4388 \cdot 10^{-9} \text{ m}^3/\text{Kg}$  jusqu'à  $8,077 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{Kg}$  dans une lagune constituée par des dépôts argileux.



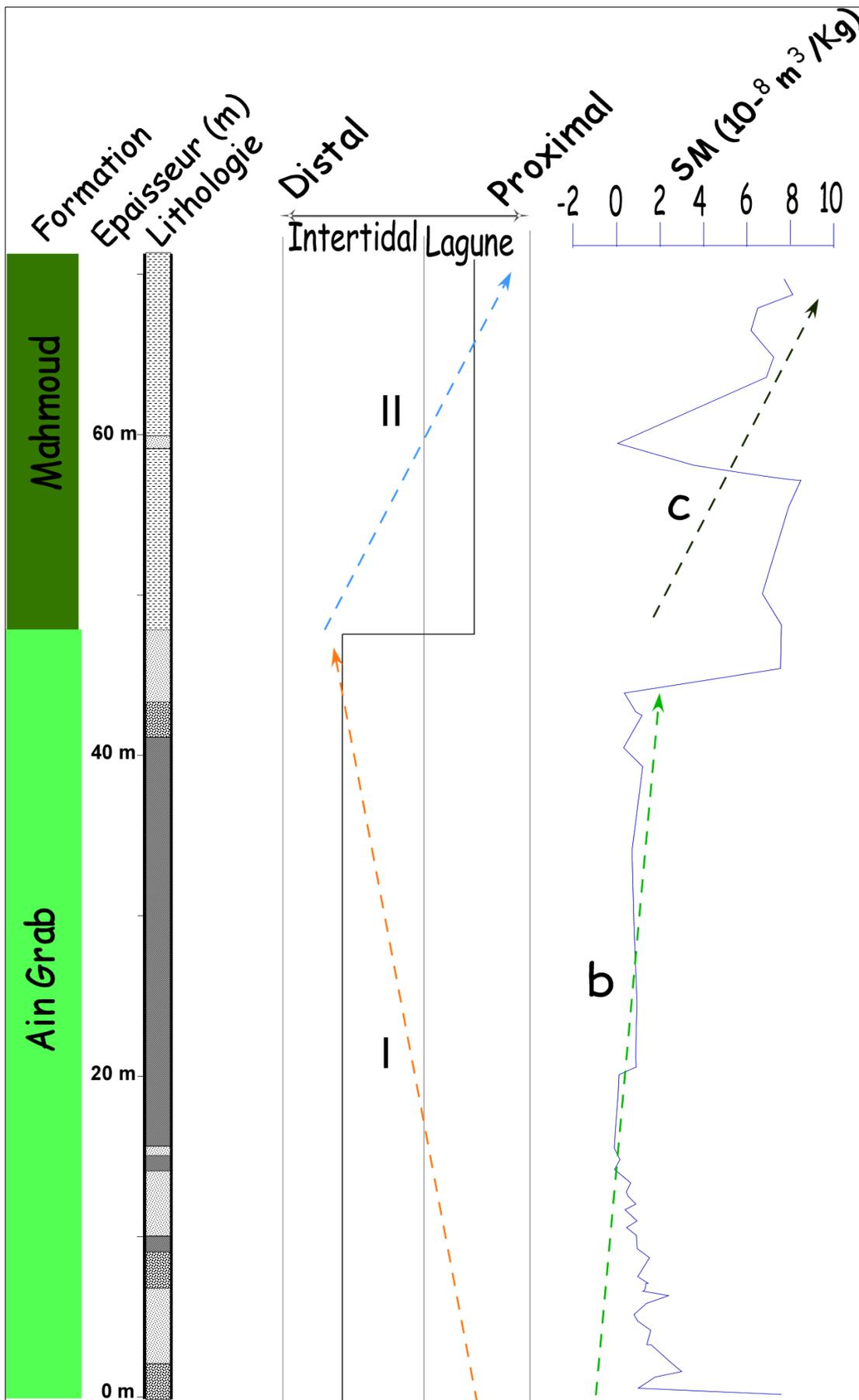
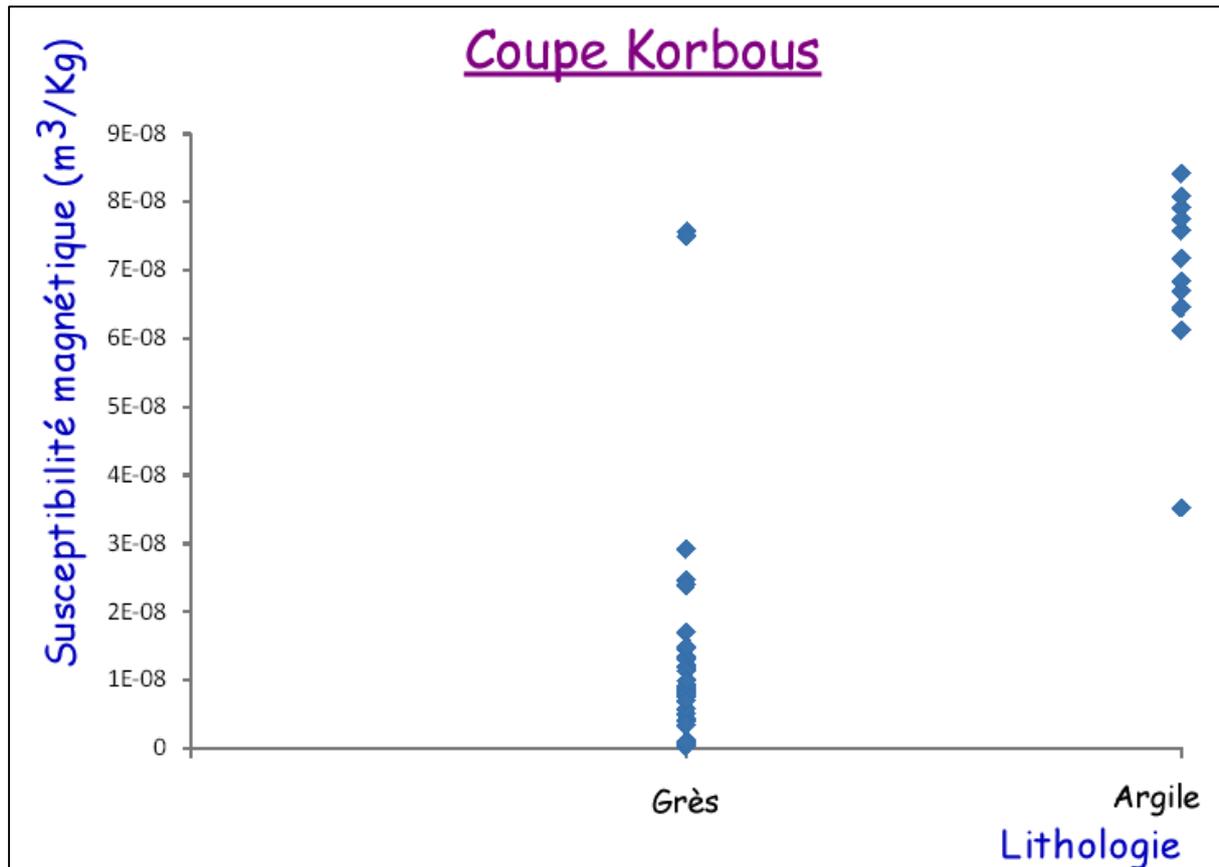


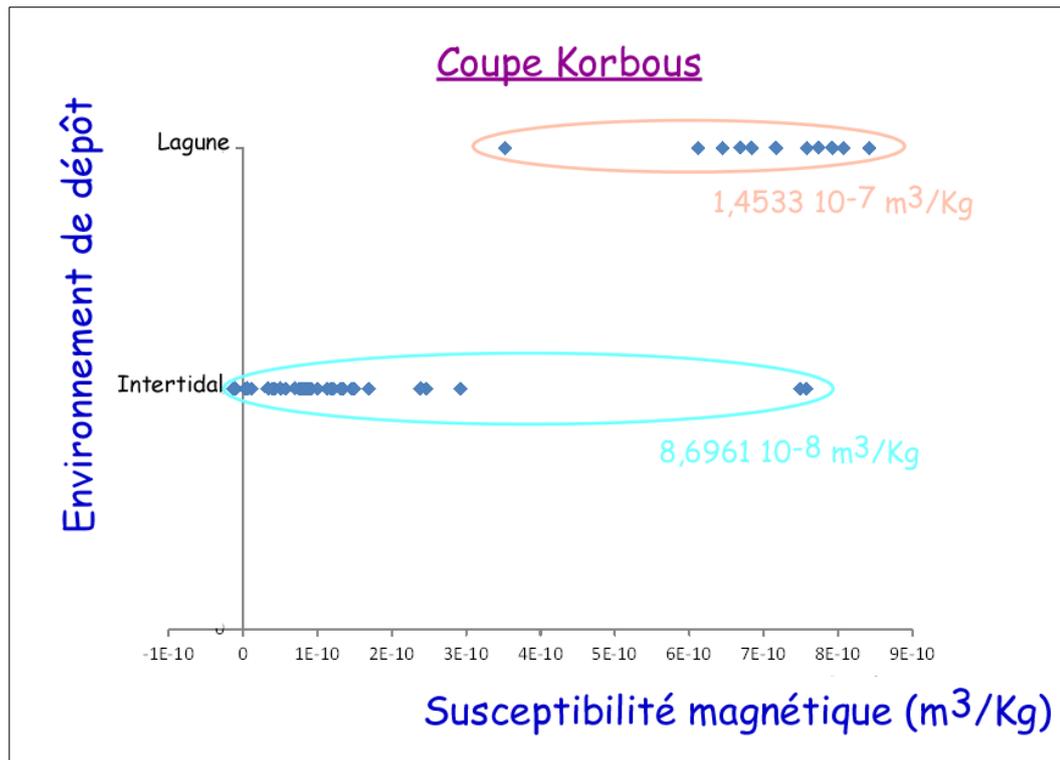
Figure 4.15. Courbes de faciès et SM avec la tendance associée, Korbous



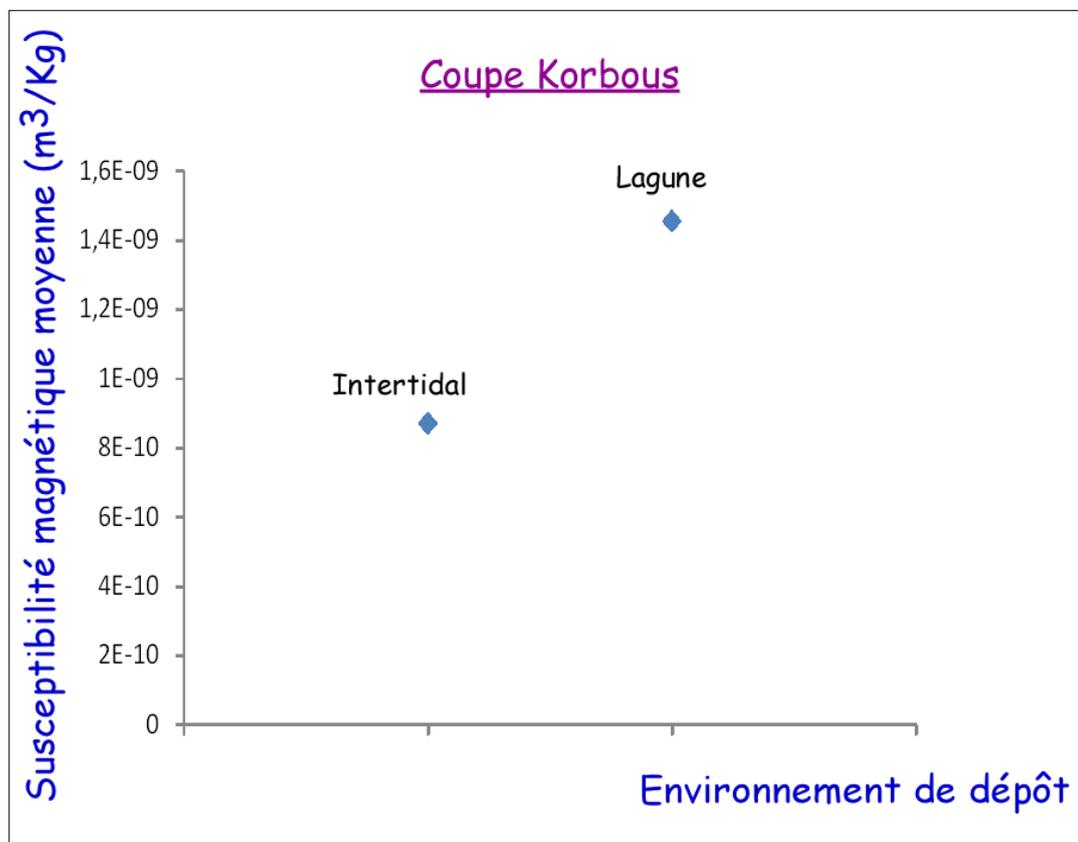
**Figure 4.16.** Evolution des valeurs de SM en fonction de la lithologie

La courbe de susceptibilité magnétique en fonction de la lithologie (Fig.4.16) montre que les valeurs de susceptibilité magnétique les plus élevées correspondent à des niveaux argileux. Ce qui n'est pas le cas des roches gréseuses où s'enregistrent les valeurs les plus faibles.

Nous pouvons constater que les valeurs de la susceptibilité magnétique moyenne les plus élevées ( $1,4533 \cdot 10^{-7} \text{ m}^3/\text{Kg}$ ) correspondent au milieu de dépôt lagunaire constitué par des roches argileuses et des grès avec une valeur de susceptibilité magnétique moyenne égale à  $8,696 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{Kg}$ .



**Figure 4.17.** Evolution des environnements de dépôt en fonction des valeurs de SM



**Figure 4.18.** Evolution des valeurs moyennes de SM en fonction des environnements de dépôt

## 2.5. Coupe Beglia

Le graphe d'évolution d'environnements de dépôt montre une aggradation (Fig.4.19). Cette aggradation est expliquée par l'accumulation de sédiments sableux (23 m) traduisant les comblements de chenaux dans un milieu fluvial.

La courbe de la susceptibilité magnétique est oscillante avec des valeurs entre  $3,8 \cdot 10^{-9} \text{ m}^3/\text{Kg}$  et  $3,36 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{Kg}$  dont un pic enregistré à  $4,631 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{Kg}$ .

Deux tendances caractérisent les sables de la Formation Beglia (c et d sur la Figure.4.19). La tendance (d) dont la susceptibilité magnétique augmente de  $6,11 \cdot 10^{-9} \text{ m}^3/\text{Kg}$  jusqu'à  $3,36 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{Kg}$  et de  $7,73 \cdot 10^{-9} \text{ m}^3/\text{Kg}$  jusqu'à  $4,63 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{Kg}$  dans le même milieu de dépôt, qui est le domaine fluvial, matérialisé par des sédiments fins. Et la tendance (c) avec une évolution de la susceptibilité magnétique relativement constante.

## 3. Conclusions

L'analyse séquentielle associée à la susceptibilité magnétique montre que les cortèges possèdent des caractéristiques de susceptibilité magnétique propres. De plus, cela permet d'analyser le lien entre la fraction lithologique et le signal magnétique.

Les grès transgressifs de la Formation Ain Grab, caractérisé par des tendances de faciès I et de SM (b) correspondant à un signal magnétique +/- faible et marqué par une discontinuité au sommet (MFS), correspondant à une augmentation du signal magnétique.

Les argiles de Mahmoud correspondent à une tendance de faciès II et de SM (c) caractérisé par un signal magnétique élevé et marquent un cortège de haut niveau marin (H.S.T). Les grès des formations Beglia et Saouaf correspondent à des dépôts fluviodeltaïques matérialisés par des barres sableuses qui alternent avec des niveaux argileux d'épaisseurs millimétriques en Tunisie centrale et métrique au Cap Bon. Ces dépôts sont caractérisés par un signal magnétique faible et négatif.

La répartition des séries de miocènes en Tunisie centrale et au Cap Bon pourrait être différentes dans la nature lithologique des formations. Cependant, l'analyse séquentielle et la susceptibilité magnétique ont permis de corréler les trois coupes suivantes : Coupe Khechem El Artsouma et Chérichira en Tunisie centrale et la coupe de Korbous au Cap Bon.

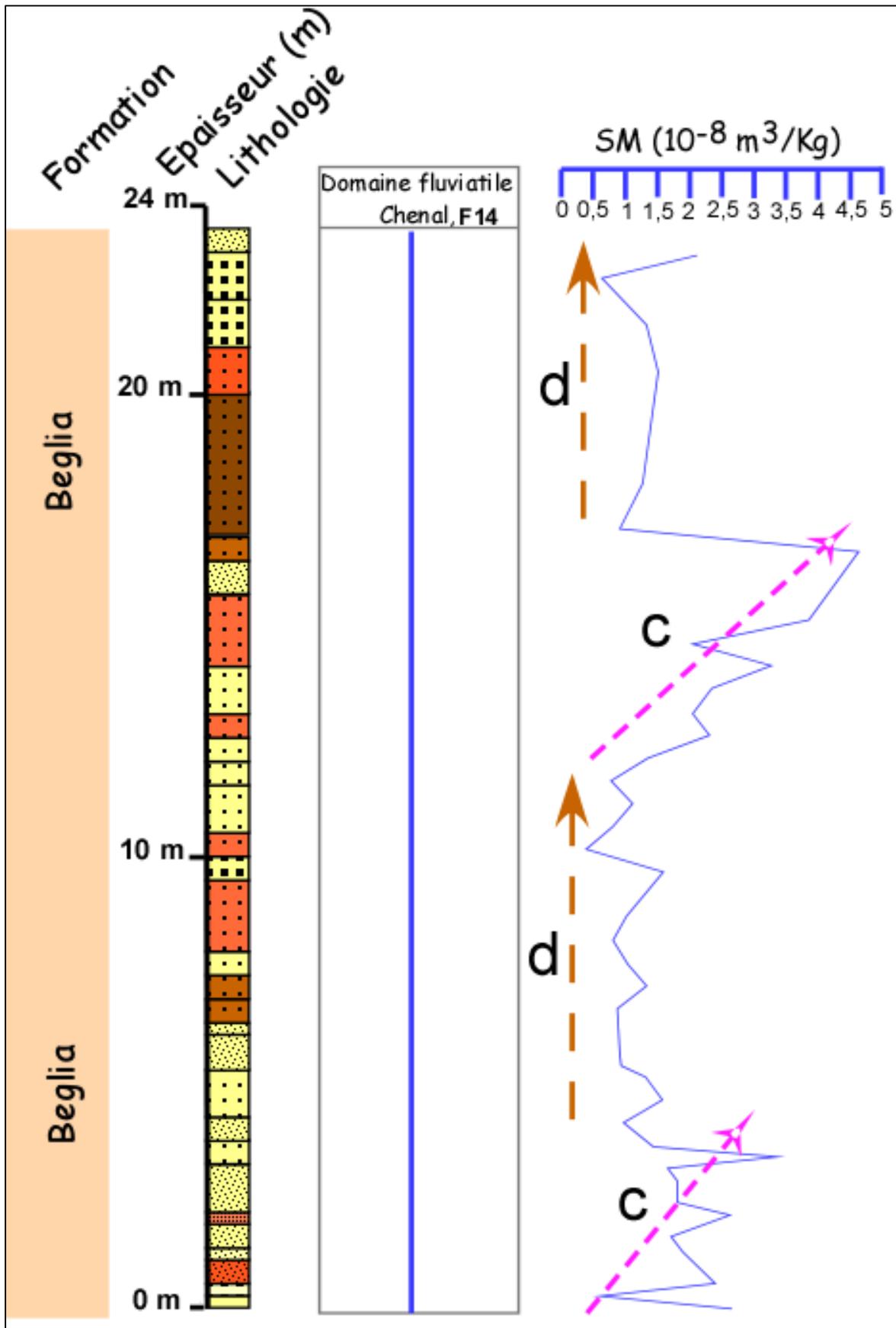


Figure 4.19. Courbes de faciès et SM avec la tendance associée, Korbous



# Chapitre 5

## **Chapitre 5 . Analyse des données de puits et interprétations**

### **1. Introduction**

L'étude des données de subsurface à l'aide des puits pétroliers (sept puits) dans la zone de Grombalia, située dans la péninsule du Cap Bon, peut contribuer à mieux comprendre les rapports stratigraphiques et séquentiels entre les séries de Djbel Korbous et celles de Grombalia. Les données de puits sont obtenues de l'Entreprise Tunisienne des Activités Pétrolières (E.T.A.P) acquises entre 1991 et 1994. Les rapports suivants sont fournis dans le cadre du présent travail, dont les données sur la lithologie, le signal Gamma ray et le sonic, ont été utilisé pour effectuer le découpage séquentiel et poursuivre les corrélations entre les différents puits.

### **2. Données de puits**

Pour pouvoir établir une corrélation entre les différents puits au sein de la zone du Cap Bon (Fig.5. 1), on a disposé des données stratigraphiques et diagraphiques de sept puits pétroliers qui se trouvent sur la figure 5.2. La description lithostratigraphique des différentes unités rencontrées au niveau de ces puits s'est essentiellement basée sur des rapports de puits.

Par comparaison avec les faciès décrits sur le terrain, les données de puits seront standardisées de façon à pouvoir faire des corrélations.

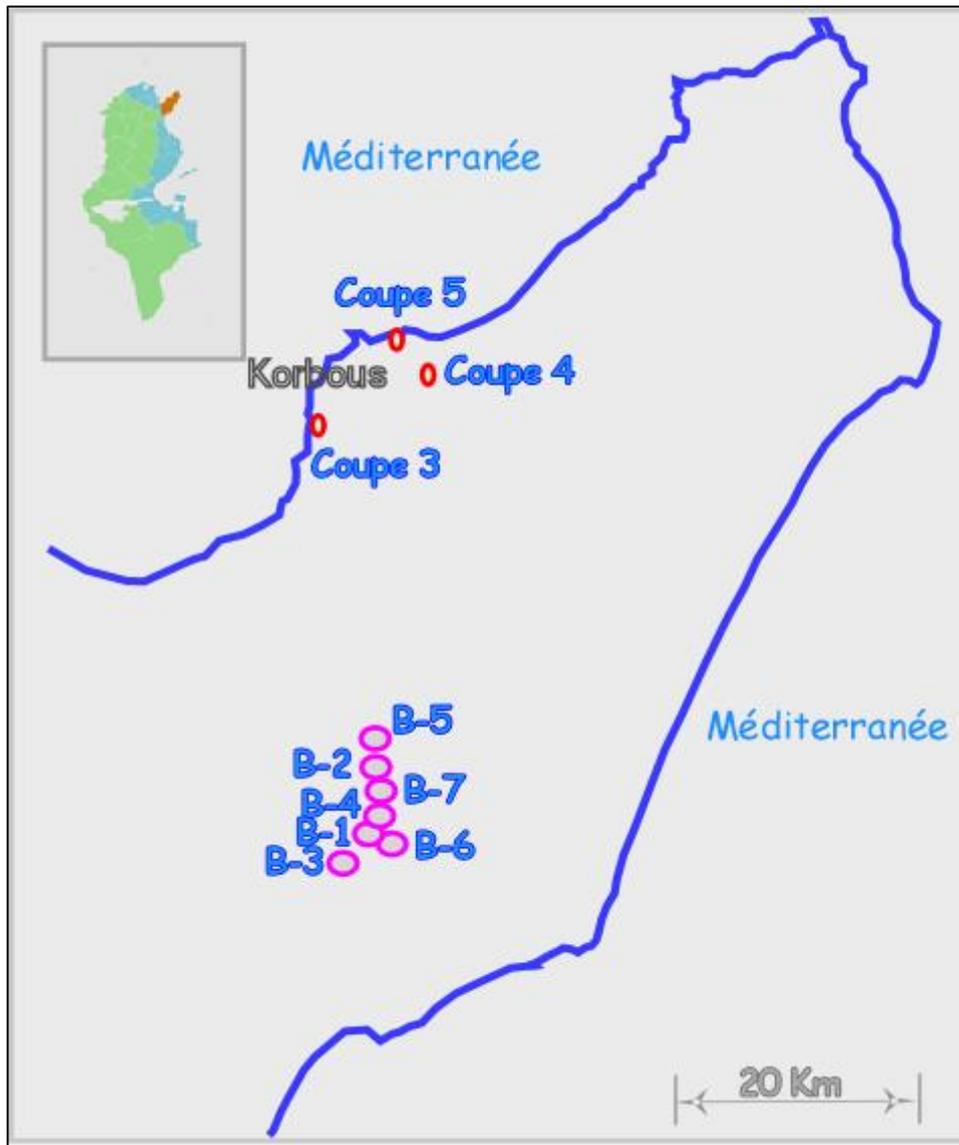


Figure 5.1. Localisation des sept Puits pétroliers à Grombalia

## 2.1. Puits BELLI 1:

Les coordonnées géographiques de ce puits sont les suivantes :

Latitude :  $36^{\circ} 32' 09.2''$  N

Longitude :  $10^{\circ} 37' 03.8''$  E

Selon le rapport (E.T.A.P, 1991), le puits présente du haut en bas la succession lithostratigraphique suivante :

\* La Formation Oum Douil : (601 m) une série à dominance d'argilite verte à grise avec du sable ou grès et peu de calcaire et de traces de charbon. Elle est attribuée au Pliocène/ Miocène supérieur.

\* La Formation Ain Grab : (18m) une série de mudstones de couleur blanchâtre, consolidés et durs. Elle est attribuée au Miocène moyen

\* La Formation Fortuna supérieur : (243m) à dominance sable à glauconie, grès avec un ciment et une argilite verte à grise. Elle est attribuée au Miocène inférieur- Oligocène Supérieur.

\* La Formation Fortuna inférieur : (128m) alternance d'argilite et d'argilite laminaire (claystone/shale) vert bleuâtre à gris, avec un peu de grès et de calcaire. Elle est attribuée à l'Oligocène inférieur.

\* La Formation Souar 'B' : (57m) dominance de d'argilite et d'argilite laminaire (claystone/shale) avec un peu de grès et de calcaire. Elle est attribuée à l'Eocène supérieur.

\* La Formation Souar : (4m) une série de calcaire wackestone à packstone riche en foraminifères avec des intercalations de schiste calcaire (calcareous shale). Elle est attribuée à l'Eocène moyen.

\* La Formation Souar 'A' : (150.5m) Cette série est à dominance d'argilite laminaire et argilite (shale/claystone) et plus calcaire à la base. Elle est attribuée à l'Eocène moyen.

\* La Formation Bou Dabbous : (114.5m) mudstone-wackestone, blanc cassé, beige blanc avec des intercalations de bancs gris vert clair d'argilite. Elle est attribuée à l'Eocène inférieur.

\* La Formation El Haria : (15.1m) une série d'argilite grise. Elle est attribuée au Paléocène.

**Tableau 5.1.** *Les subdivisions stratigraphiques dans le puit BELLI 1 (rapport, 1991)*

Profondeur	Age	Formation
120-721m	Pliocène-Miocène supérieur	Oum Douil
721-739m	Miocène moyen	Ain Grab
739-982m	Miocène inférieur-Oligocène supérieur	Fortuna supérieure
982-1110m	Oligocène inférieur	Fortuna inférieure
1110-1167m	Eocène supérieur	Souar 'B'
1167-1171m	Eocène moyen	Souar
1171-1321.5m	Eocène moyen	Souar 'A'
1321.5-1436m	Eocène inférieur	Bou Dabbous
1436-1451.1m	Paléocène	El Haria

## 2.2. Puits BELLI 2 :

Les coordonnées géographiques de ce puits sont les suivantes :

Latitude : **36° 34' 46.2'' N**

Longitude : **10° 37' 16.5'' E**

Selon le rapport (E.T.A.P, 1993), le puits présente du haut en bas la succession lithostratigraphique suivante :

\* La Formation Oum Douil : (567m) une série à dominance de grès sableux avec argilite silteuse, calcaire ou dolomie de la pyrite se trouve dans certains niveaux de lignite. Elle est attribuée au Pliocène moyen à Miocène supérieur.

\* La Formation Ain Grab : (18m) une série de calcaire riche en macrofossiles (bivalves). Elle est attribuée au Miocène inférieur.

\* La Formation Fortuna supérieure : (283.5) Une alternance de grès moyen à grossier et d'argile gris foncée avec la présence de glauconie. Elle est attribuée à l'Oligocène inférieur.

\* La Formation Fortuna inférieure : (171m) dominance de silt, argile et grès à glauconie. Elle est attribuée à l'Oligocène inférieur.

\* La Formation Souar 'B' : (121m) une alternance d'argile et d'argilite laminaire (claystone/shale), grès grisâtre, un peu de silt et sable au sommet et des niveaux d'argile silteuse à la base. Elle est attribuée à l'Eocène supérieur.

\* La Formation Souar : (2m) une série de calcaire mudstone avec des bancs argileux à foraminifères. Elle est attribuée à l'Eocène moyen.

\* La Formation Souar 'A' : (66.5m) Une série d'argilite riche en foraminifères. Elle est attribuée à l'Eocène moyen.

\* La Formation Bou Dabbous Transition Zone : (12.5m) une série de carbonate mudstone riche en foraminifères et une minorité d'argilite. Elle est attribuée à l'Eocène inférieur.

\* La Formation Bou Dabbous : (66m) une série de calcaire mudstone à wackestone. Elle est attribuée à l'Eocène inférieur.

\* La Formation El Haria : (32m) une alternance de grès vert, argilite à marne (shale/marl) et un calcaire wackestone à packstone avec une abondance de foraminifères. Elle est attribuée au Paléocène supérieur.

\* La Formation El Haria : (24m) une série de calcaire gris clair mudstone à wackestone, riche en foraminifères en alternance avec des argiles à abondance de fossiles et pyrite. Elle est attribuée au Crétacé.

\* La Formation Abiod : (157m) une série de calcaire blanc wackestone fracturé avec des carbonates mudstone gris. Elle est attribuée au Maastrichien inférieur à Campanien.

\* La Formation Aleg : (21+) une série de wackestones argileux, calcaire mudstone et grainstone argileux avec intercalations d'argilite grise. Elle est attribuée au Campanien inférieur à Santonien.

**Tableau 5.2.** *Les subdivisions stratigraphiques dans le puit BELLI 2 (rapport, 1993)*

Profondeur	Age	Formation
Surf-567m	Pliocène-Miocène supérieur	Oum Douil
567-585.5m	Miocène moyen	Ain Grab
585.5-869m	Miocène inférieur- Oligocène supérieur	Fortuna supérieure
869-1040m	Oligocène inférieur	Fortuna inférieure
1040-1161m	Eocène supérieur	Souar 'B'
1161-1163m	Eocène moyen	Souar
1163-1229.5m	Eocène moyen	Souar 'A'
1229.5-1242m	Eocène inférieur	Bou Dabbous Transition Zone
1242-1308m	Eocène inférieur	Bou Dabbous
1308-1340m	Paléocène Supérieur	El Haria
1340-1364m	Crétacé	El Haria
1364-1521m	Maastrichien Inférieur-Campanien	Abiod
1521-1542m	Campanien inférieur- Santonien	Aleg

### 2.3. Puits BELLI 3 :

Les coordonnées géographiques de ce puits sont les suivantes :

Latitude : **36° 31' 19.8'' N**

Longitude : **10° 35' 44.1'' E**

Selon le rapport, le puits présente du haut en bas la succession lithostratigraphique suivante :

\* La Formation Oum Douil : (877m) une série à dominance de grès sableux avec argilite silteuse, calcaire ou dolomie ; de la pyrite se trouve dans certains niveaux de lignite. Elle est attribuée au Pliocène moyen à Miocène supérieur.

\* La Formation Ain Grab : (22m) une série de calcaire riche en macrofossiles (bivalves). Elle est attribuée au Miocène inférieur.

\* La Formation Fortuna supérieure : (238) une alternance de grès moyen à grossier et d'argile gris foncée avec la présence de glauconie. Elle est attribuée à l'Oligocène inférieur.

\* La Formation Fortuna inférieure : (116m) dominance de silt, argile et grès à glauconie.. Elle est attribuée à l'Oligocène inférieur.

\* La Formation Souar 'B' : (80m) une alternance d'argile et d'argilite laminaire (claystone/shale), grès grisâtre, un peu de silt et sable au sommet et des niveaux d'argile silteuse à la base. Elle est attribuée à l'Eocène supérieur.

\* La Formation Souar : (7m) une série de calcaire mudstone avec des bancs argileux à foraminifères. Elle est attribuée à l'Eocène moyen.

\* La Formation Souar 'A' : (147) une série d'argilite riche en foraminifères. Elle est attribuée à l'Eocène moyen.

\* La Formation Bou Dabbous Transition Zone : (14.5m) une série de carbonate mudstone riche en foraminifères et une minorité d'argilite. Elle est attribuée à l'Eocène inférieur.

\* La Formation Bou Dabbous : (131.5m) une série de calcaire mudstone à wackestone. Elle est attribuée à l'Eocène inférieur.

\* La Formation El Haria : (85m) une alternance de grès vert, argilite à marne (shale/marl) et de calcaire wackestone à packstone avec une abondance de foraminifères. Elle est attribuée au Paléocène supérieur.

\* La Formation El Haria : (92m) une série de calcaire gris clair mudstone à wackestone, riche en foraminifères en alternance avec des argiles à abondance de fossiles et pyrite. Elle est attribuée au Crétacé.

\* La Formation Abiod : (40+m) une série de calcaire blanc wackestone fracturé avec des carbonates mudstone gris. Elle est attribuée au Maastrichien inférieur à Campanien.

**Tableau 5.3.** Les subdivisions stratigraphiques dans le puit BELLI 3 (rapport, 1993)

Profondeur	Age	Formation
Surf-877m	Pliocène-Miocène supérieur	Oum Douil
877-899m	Miocène moyen	Ain Grab
899-1137m	Miocène inférieur- Oligocène supérieur	Fortuna supérieure
1137-1253m	Oligocène inférieur	Fortuna inférieure
1253-1333m	Eocène supérieur	Souar 'B'
1333-1340m	Eocène moyen	Souar
1340-1487m	Eocène moyen	Souar 'A'
1487-1501.5m	Eocène inférieur	Bou Dabbous Transition Zone
1501.5-1633m	Eocène inférieur	Bou Dabbous
1633-1718m	Paléocène Supérieur	El Haria
1718-1810m	Crétacé	El Haria
1810-1850m	Maastrichien inférieur -Campanien	Abiod

#### 2.4. Puits BELLI 4 :

Les coordonnées géographiques de ce puits sont les suivantes :

Latitude : 36° 32' 39.1'' N

Longitude : 10° 37' 24.8'' E

Selon le rapport (E.T.A.P, 1993), le puits présente du haut en bas la succession lithostratigraphique suivante :

\* La Formation Oum Douil : (946m) une série à dominance de grès sableux avec argilite silteuse, calcaire ou dolomie ; de la pyrite se trouve dans certains niveaux de lignite. Elle est attribuée au Pliocène moyen à Miocène supérieur.

\* La Formation Ain Grab : (19m) une série de dolomie riche en macrofossiles (bivalves). Elle est attribuée au Miocène inférieur.

\* La Formation Fortuna supérieure : (35) une alternance de grès moyen à grossier et d'argile gris foncée avec la présence de glauconie. Elle est attribuée à l'Oligocène inférieur.

\* La Formation Fortuna inférieur : (165m) dominance de silt, argile et grès à glauconie. Elle est attribuée à l'Oligocène inférieur.

\* La Formation Souar 'B' : (65m) une alternance d'argilite et d'argilite laminaire (claystone/shale), grès grisâtre, un peu de silt et sable au sommet et des niveaux d'argile silteuse à la base. Elle est attribuée à l'Eocène supérieur.

\* La Formation Souar : (4m) une série de calcaire mudstone avec des bancs argileux à foraminifères. Elle est attribuée à l'Eocène moyen.

\* La Formation Souar 'A' : (145) une série d'argilite riche en foraminifères. Elle est attribuée à l'Eocène moyen.

\* La Formation Bou Dabbous Transition Zone : (21m) une série de carbonate mudstone riche en foraminifères et une minorité d'argilite (shale). Elle est attribuée à l'Eocène inférieur.

\* La Formation Bou Dabbous : (112m) une série de calcaire mudstone à wackestone. Elle est attribuée à l'Eocène inférieur.

\* La Formation El Haria : (80m) une alternance de grès vert, argilite à marne (shale/marl) et un calcaire wackestone à packstone avec une abondance de foraminifères. Elle est attribuée au Paléocène supérieur.

\* La Formation El Haria : (77m) une série de calcaire gris clair mudstone à wackestone, riche en foraminifères en alternance avec des argiles à abondance de fossiles et pyrite. Elle est attribuée au Crétacé.

\* La Formation Abiod : (175+m) une série de calcaire blanc wackestone fracturé avec des carbonates mudstone gris. Elle est attribuée au Maastrichien inférieur à Campanien

**Tableau 5.4.** Les subdivisions stratigraphiques dans le puit BELLI 4 (rapport, 1993)

Profondeur	Age	Formation
Surf-946m	Pliocène-Miocène supérieur	Oum Douil
946-965m	Miocène moyen	Ain Grab
965-1000m	Miocène inférieur- Oligocène supérieur	Fortuna supérieure
1000-1165m	Oligocène inférieur	Fortuna inférieure
1165-1230m	Eocène supérieur	Souar 'B'
1230-1234m	Eocène moyen	Souar
1234-1379m	Eocène moyen	Souar 'A'
1379-1400m	Eocène inférieur	Bou Dabbous Transition Zone
1400-1512m	Eocène inférieur	Bou Dabbous
1512-1592m	Paléocène Supérieur	El Haria
1592-1669m	Crétacé	El Haria
1669-1844.8m	Maastrichien inférieur-Campanien	Abiod

## 2.5. Puits BELLI 5 :

Les coordonnées géographiques de ce puits sont les suivantes :

Latitude : 36° 35' 48.5'' N

Longitude : 10° 38' 06.6'' E

Selon le rapport (E.T.A.P, 1994), le puits présente du haut en bas la succession lithostratigraphique suivante :

\* La Formation Oum Douil : (510m) une série à dominance de grès sableux avec argilite silteuse, calcaire ou dolomie ; de la pyrite se trouve dans certains niveaux de lignite. Elle est attribuée au Pliocène moyen à Miocène supérieur.

\* La Formation Ain Grab : (absente)

\* La Formation Fortuna supérieure : (208m) une alternance de grès moyen à grossier et d'argile gris foncée avec présence de glauconie. Elle est attribuée à l'Oligocène inférieur.

\* La Formation Fortuna inférieure : (191m) dominance de silt, argile et grès à glauconie. Elle est attribuée à l'Oligocène inférieur.

\* La Formation Souar 'B' : (125m) une alternance d'argile et d'argilite laminaire (claystone/shale), grès grisâtre, un peu de silt et sable au sommet et des niveaux d'argile silteuse à la base. Elle est attribuée à l'Eocène supérieur.

\* La Formation Souar : (2m) une série de calcaire mudstone avec des bancs argileux à foraminifères. Elle est attribuée à l'Eocène moyen.

\* La Formation Souar 'A' : (39m) une série d'argilite riche en foraminifères. Elle est attribuée à l'Eocène moyen.

\* La Formation Bou Dabbous Transition Zone : (9m) une série de carbonate mudstone riche en foraminifères et une minorité d'argilite. Elle est attribuée à l'Eocène inférieur.

\* La Formation Bou Dabbous : (71.5m) une série de calcaire mudstone à wackestone. Elle est attribuée à l'Eocène inférieur.

\* La Formation El Haria : (71.3m) une alternance de grès vert, argilite à marne (shale/marl) et un calcaire wackestone à packstone avec une abondance de foraminifères. Elle est attribuée au Paléocène supérieur.

\* La Formation El Haria : (44.2m) une série de calcaire gris clair mudstone à wackestone, riche en foraminifères en alternance avec des argiles à abondance de fossiles et pyrite. Elle est attribuée au Crétacé.

\* La Formation Abiod : (191.5m) une série de calcaire blanc wackestone fracturé avec des carbonates mudstone gris. Elle est attribuée au Maastrichien inférieur à Campanien.

\* La Formation Aleg : (31.3+m) une série d'argile et calcaire mudstone avec intercalations d'argilite grise. Elle est attribuée au Campanien inférieur à Santonien.

**Tableau 5.5.** Les subdivisions stratigraphiques dans le puits BELLI 5 (rapport, 1993)

<b>Profondeur</b>	<b>Age</b>	<b>Formation</b>
Surf-510	Pliocène-Miocène supérieur	Oum Douil
Absente	Miocène moyen	Ain Grab
510-718m	Miocène inférieur- Oligocène supérieur	Fortuna supérieure
718-909m	Oligocène inférieur	Fortuna inférieure
909-1040m	Eocène supérieur	Souar 'B'
1093-1095m	Eocène moyen	Souar
1042-1081m	Eocène moyen	Souar 'A'
1081-1090m	Eocène inférieur	Bou Dabbous Transition Zone
1090-1161.5m	Eocène inférieur	Bou Dabbous
1161.5-1232.8m	Paléocène Supérieur	El Haria
1232.8-1277m	Crétacé	El Haria
1277-1468.5m	Maastrichien Inférieur-Campanien	Abiod
1468.5-1492.2m	Campanien inférieur- Santonien	Aleg
<b>Profondeur</b>	<b>Age</b>	<b>Formation</b>
Surf-510	Pliocène-Miocène supérieur	Oum Douil

Absente	Miocène moyen	Ain Grab
510-718m	Miocène inférieur- Oligocène supérieur	Fortuna supérieure
718-909m	Oligocène inférieur	Fortuna inférieure
909-1040m	Eocène supérieur	Souar 'B'
1093-1095m	Eocène moyen	Souar
1042-1081m	Eocène moyen	Souar 'A'
1081-1090m	Eocène inférieur	Bou Dabbous Transition Zone
1090-1161.5m	Eocène inférieur	Bou Dabbous
1161.5-1232.8m	Paléocène Supérieur	El Haria
1232.8-1277m	Crétacé	El Haria
1277-1468.5m	Maastrichien Inférieur-Campanien	Abiod
1468.5-1492.2m	Campanien inférieur- Santonien	Aleg

## 2.6. Puits BELLI 6 :

Les coordonnées géographiques de ce puits sont les suivantes :

Latitude : **36° 32' 11.0'' N**

Longitude : **10° 37' 49.0'' E**

Selon le rapport (E.T.A.P, 1994), le puits présente du haut en bas la succession lithostratigraphique suivante :

\* La Formation Oum Douil : (sup523 m) une série à dominance d'argilite verte à grise avec du sable ou grès et peu de calcaire et de traces de charbon (lignite). Elle est attribuée au Pliocène/ Miocène supérieur.

\* La Formation Ain Grab : (13m) une série de calcaire riche en fossiles. Elle est attribuée au Miocène moyen.

\*La Formation Fortuna supérieur : (35m) à dominance de sable moyen en alternance avec une argile gris foncée avec un ciment carbonaté et présence de glauconie. Elle est attribuée au Miocène inférieur- Oligocène Supérieur.

\*La Formation Fortuna inférieur : (300m) dominance de silt, argile et de sable avec présence de glauconie. Elle est attribuée à l'Oligocène inférieur.

\*La Formation Souar 'B' : (126.5m) dominance d'argile et de grès verdâtre, silt et sable au sommet et des niveaux argileux à la base. Elle est attribuée à l'Eocène supérieur.

\* La Formation Souar : (5m) une série de calcaire mudstone avec des bancs argileux riches en foraminifères et des wackestones à packstones argileux. Elle est attribuée à l'Eocène moyen.

\* La Formation Souar 'A' : (134.5m) cette série est à dominance d'argilite avec des niveaux riche en foraminifères wackestone à packstone. Elle est attribuée à l'Eocène moyen.

\* La Formation Bou Dabbous T : (16m) une série de carbonate mudstone riche en foraminifères et une minorité d'argilite. Elle est attribuée à l'Eocène inférieur.

\* La Formation Bou Dabbous: (sup 4m) Une série de calcaire blanc mudstone à wackestone voire packstone. Elle est attribuée à l'Eocène inférieur.

**Tableau 5.6.** *Les subdivisions stratigraphiques dans le puit BELLI 6 (rapport, 1994)*

Profondeur	Age	Formation
190-713m	Pliocène-Miocène supérieur	Oum Douil
713-726m	Miocène moyen	Ain Grab
726-761m	Miocène inférieur- Oligocène supérieur	Fortuna supérieure
761-1061m	Oligocène inférieur	Fortuna inférieure
1061-1187.5m	Eocène supérieur	Souar 'B'
1187.5-1192.5m	Eocène moyen	Souar
1192.5-1327m	Eocène moyen	Souar 'A'
1327-1343m	Eocène inférieur	Bou Dabbous Transition zone
1343-1347m	Eocène inférieur	Bou Dabbous

## 2.7. Puits BELLI 7 :

Les coordonnées géographiques de ce puits sont les suivantes :

Latitude : **36° 33' 52.0'' N**

Longitude : **10° 38' 0.1'' E**

Selon le rapport (E.T.A.P, 1994), le puits présente du haut en bas la succession lithostratigraphique suivante :

\* La Formation Oum Douil : (sup 831 m) une série à dominance de sable avec argile et silt, des niveaux de calcaire ou de dolomie. La pyrite est associée à des lignites. Elle est attribuée au Pliocène/ Miocène supérieur.

\* La Formation Fortuna inférieur : (298m) dominance de silt, argile et de sable avec présence de glauconie. Elle est attribuée à l'Oligocène inférieur.

\* La Formation Souar 'B' : (131.5m) dominance d'argilite grise verdâtre, et peu de niveaux de calcaire argileux et marne. Elle est attribuée à l'Eocène supérieur.

\* La Formation Souar : (4m) une série de calcaire mudstone blanc. Elle est attribuée à l'Eocène moyen.

\* La Formation Souar 'A' : (74.5m) cette série est à dominance d'argilite avec des niveaux wackestone à packstone riche en foraminifères. Elle est attribuée à l'Eocène moyen.

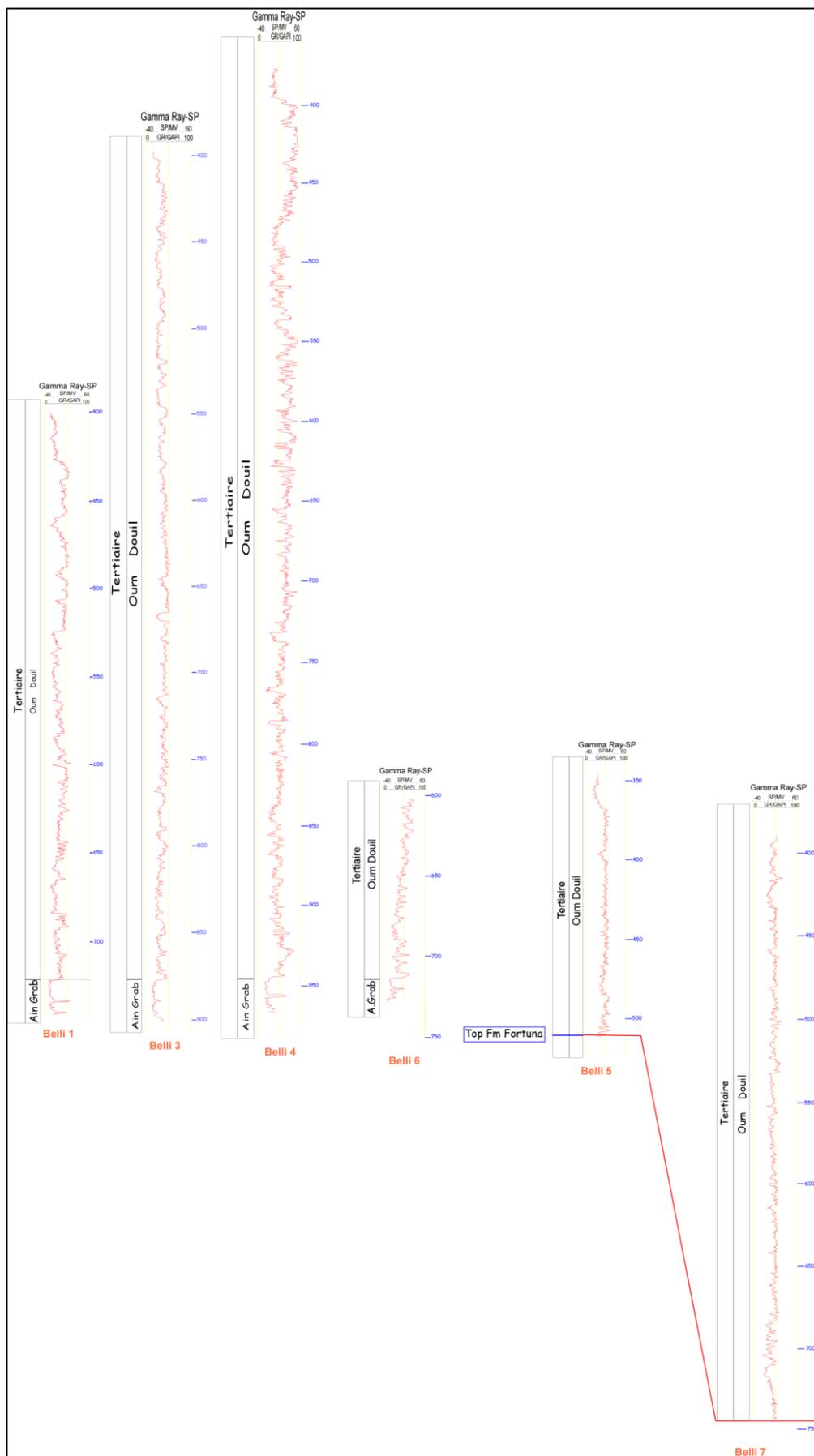
\* La Formation Bou Dabbous T : (13m) une série de calcaire argileux. Elle est attribuée à l'Eocène inférieur.

\* La Formation Bou Dabbous: (sup 90.5m) une série de calcaire blanc mudstone à wackestone voire packstone. Elle est attribuée à l'Eocène inférieur.

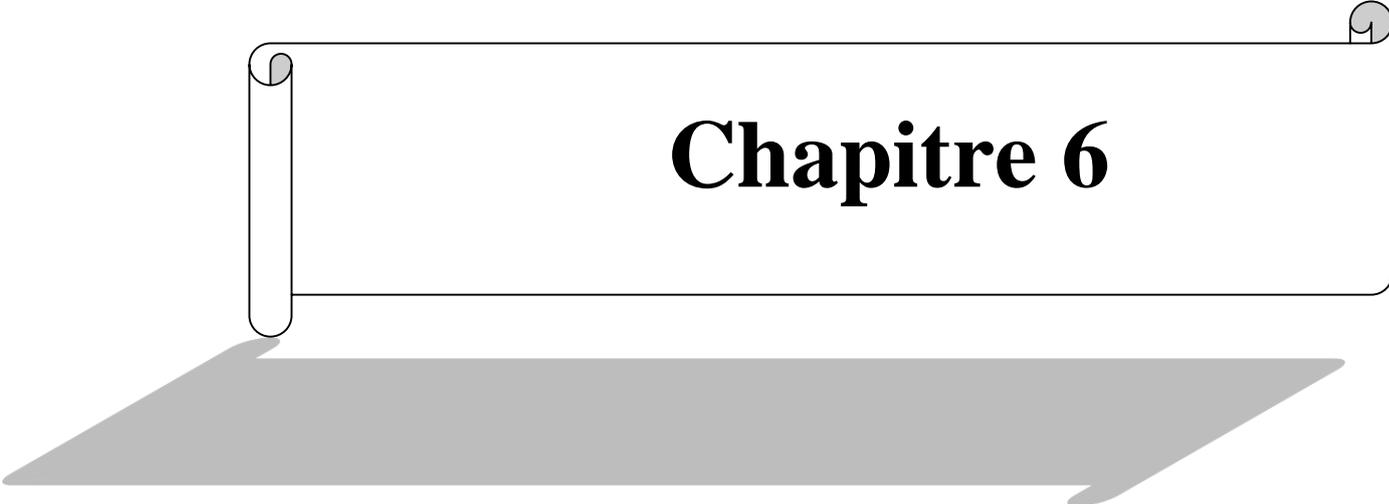
\* La Formation El Haria : (21.7m) une série d'argilite grise et grise clair à mudstone à foraminifères. Elle est attribuée au Paléocène.

**Tableau 5.7.** Les subdivisions stratigraphiques dans le puits BELLI 7 (rapport, 1994)

Profondeur	Age	Formation
12-843m	Pliocène-Miocène supérieur	Oum Douil
843-1141m	Oligocène inférieur	Fortuna inférieure
1141-1272.5m	Eocène supérieur	Souar 'B'
1272.5-1276.5m	Eocène moyen	Souar
1276.5-1347m	Eocène moyen	Souar 'A'
1347-1360m	Eocène inférieur	Bou Dabbous Transition zone
1360-1450.5m	Eocène inférieur	Bou Dabbous
1450-1472.2m	Paléocène	El Haria



**Figure 5.2.** *Les variations de Gamma Ray au niveau des sept puits.*



**Chapitre 6**

## Chapitre 6 . Synthèse et paléogéographie

### 1. Introduction

Ce chapitre reprend la synthèse de l'étude sédimentologique, l'analyse séquentielle des dépôts des différentes coupes étudiées et les variations de la lithologie en fonction du signal magnétique. Les corrélations entre les différentes coupes sont basées sur la lithologie à l'échelle régionale, sur le découpage séquentiel, sur les variations de la lithologie et les tendances de la susceptibilité magnétique. Les corrélations entre les différents puits et les coupes se basent essentiellement sur l'analyse séquentielle. La combinaison de ces différents résultats a permis de présenter une reconstitution paléogéographique des dépôts silicoclastiques en Tunisie nord orientale.

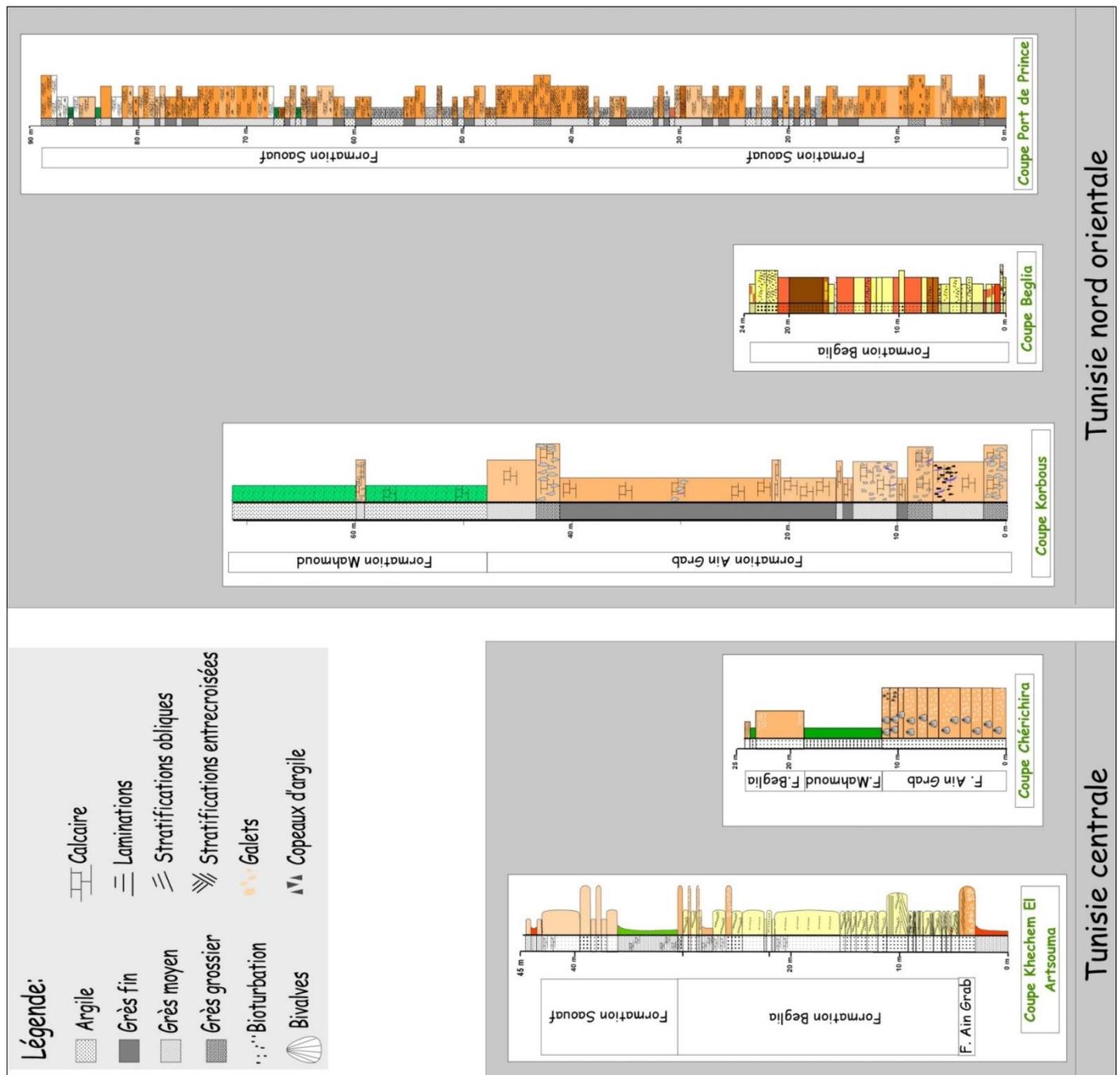
Au Cap Bon, la Formation Ain Grab correspond à un faciès marin proximal, avec des calcaires gréseux et des dragées de quartz au niveau de Jebel Korbous. En Tunisie centrale, au niveau des affleurements de Jebel Khechem El Artsouma et Chérichira, la Formation Ain Grab est représentée par des grès carbonatés conglomératiques à pectens.

Les argiles de Mahmoud matérialisent une inondation marine importante durant le Langhien supérieur-Serravallien inférieur. Elles sont absentes au niveau de la coupe Khechem El Artsouma, et elles apparaissent au niveau de la coupe Chérichira en Tunisie centrale et la coupe Korbous au Cap Bon. En Tunisie centrale, le faciès des argiles de Mahmoud devient nettement plus proximal et moins profond que celui observé au Cap Bon. Cette séquence progradante est représentée sur la majorité des affleurements par des argiles plus ou moins sableuses avec localement des intercalations de bancs de calcaires.

Au Jebel Abd Errahmane, le dépôt des grès de la base de la Formation Beglia sur les argiles de Mahmoud représente une transition progradante rapide. La Formation Beglia correspond au développement d'un système côtier. De ce fait, les sables de la base de la Formation Beglia ne font pas partie du cortège de haut niveau marin. Il s'agit plutôt d'un cortège de bas niveau marin où les dépôts sont en aggradation. En Tunisie centrale et méridionale, la Formation Beglia est décrite comme une formation continentale constituée, essentiellement, par des sables jaunes à blancs et elle est interprétée comme étant d'origine fluviale ou fluvio-deltaïque.

En Tunisie centrale, La Formation Saouaf au niveau de Jebel Khechem El Artsouma, débute par un intervalle argileux suivi de grès. Les barres de grès de cette formation se développent au Cap Bon sur des épaisseurs importantes. La sédimentation devient globalement argileuse avec localement des barres gréseuses très espacées. L'ensemble gréseux constitue un maximum de progradation interprété comme un cortège progradant de haut niveau marin.

En Tunisie centrale, la Formation Saouaf diminue en épaisseur et montre de rares niveaux à lignite (Mannai-Tayech, 2006).



**Figure 6.1.** Les coupes étudiées en Tunisie centrale et au Cap Bon: Khechem El Artsouma, Chérichira ; Korbous ; Beglia et Port de Prince

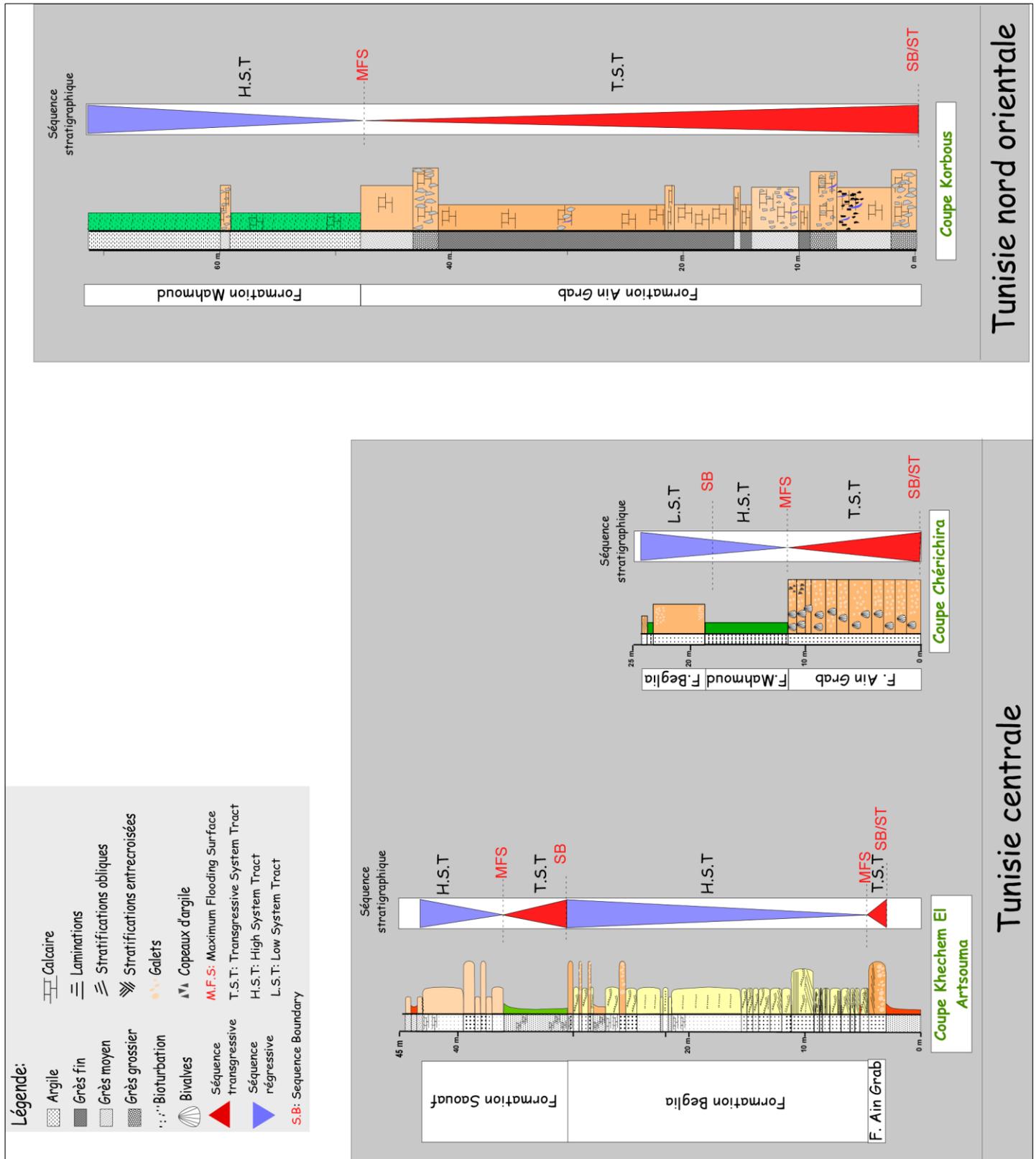


Figure 6.2. Analyse séquentielle des coupes étudiées en Tunisie centrale et au Cap Bon: Khechem El Artsouma, Chérichira ; et Korbous

L'analyse sédimentologique et séquentielle de la série du Miocène moyen à supérieur en Tunisie Nord orientale et au Cap Bon a permis de dégager les points suivants:

La séquence transgressive de la Formation Ain Grab est interprétée comme la partie moyenne du supercycle Tejas B2 :TB2 en se référant au modèle de Haq (1987) (Fig.6.1) subdivisé en deux cycles (2.2 et 2.3) de séquences de troisième ordre. A l'échelle de la Méditerranée, les études élaborées en Italie (Reuter et al., 2013 ; Pomar et al., 2012) ont montré que la période du Burdigalien moyen au Langhien moyen correspond à la période du Middle Miocene climatic optimum (MMCO), un climat plus chaud qu'à présent (Zachos et al., 2001 in Pomar et al., 2012). L'augmentation des upwellings en Méditerranée (Reuter et al., 2012) peut expliquer la mise en place des grès lumachelliques au niveau de la Formation Ain Grab et des argiles riches en foraminifères planctoniques (Biely et al., 1972) de la Formation Mahmoud. Les argiles de la Formation Mahmoud et les niveaux gréseux de la Formation Beglia peuvent correspondre à une séquence qui commence par un cortège sédimentaire transgressif (T.S.T- Formation Ain Grab), qui se poursuit par un cortège de haut niveau marin (H.S.T) et se termine par des niveaux fluviatiles de bas niveau marin (L.S.T). Au moment du dépôt des grès de Beglia et Saouaf, un refroidissement global est induit par une baisse du niveau marin associée à une diversité quasi absente autour de la Méditerranée durant le Serravallien (Rogl et al., 1978 in Pomar et al., 2012 ; Demarq, 1984 in Pomar et al., 2012). La période de transition Serravallien-Tortonien marque un changement brusque caractérisé par une chute du niveau marin (Demarq, 1987 in Pomar et al., 2012) qui pourrait expliquer la mise en place des dépôts silicoclastiques à cet intervalle.

La région du Cap Bon se trouve influencée par une remontée du niveau moyen des mers située vers 16.2 Ma (Haq, 1988 & Ben Salem, 1992) suivie par une chute de niveau marin au cours du Serravallien-Tortonien qui sera suivie par une période de refroidissement des eaux de surface au niveau de la Méditerranée (Zachos et al., 2001 in Reuter et al., 2013). L'évolution des différents dépôts du Groupe du Cap Bon est également influencée par l'effet tectonique lié à l'effondrement du détroit tuniso-sicilien (Belguith, 2011). Une phase de compression atlasique s'enregistre au cours du Tortonien, et une grande chute du niveau eustatique s'installe.

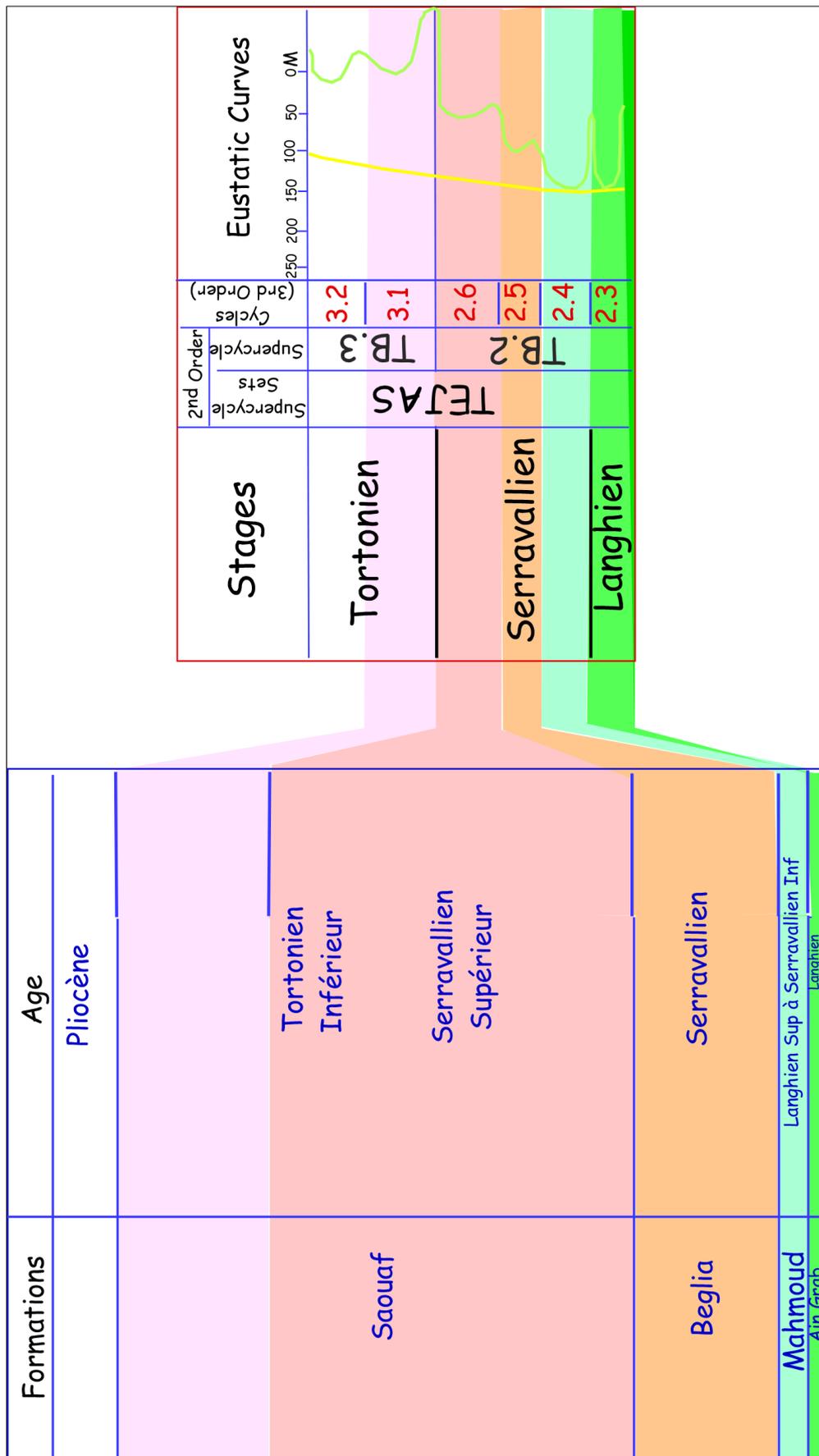


Figure 6.3. Corrélation de troisième ordre du Cap Bon avec la charte de Haq(1988)

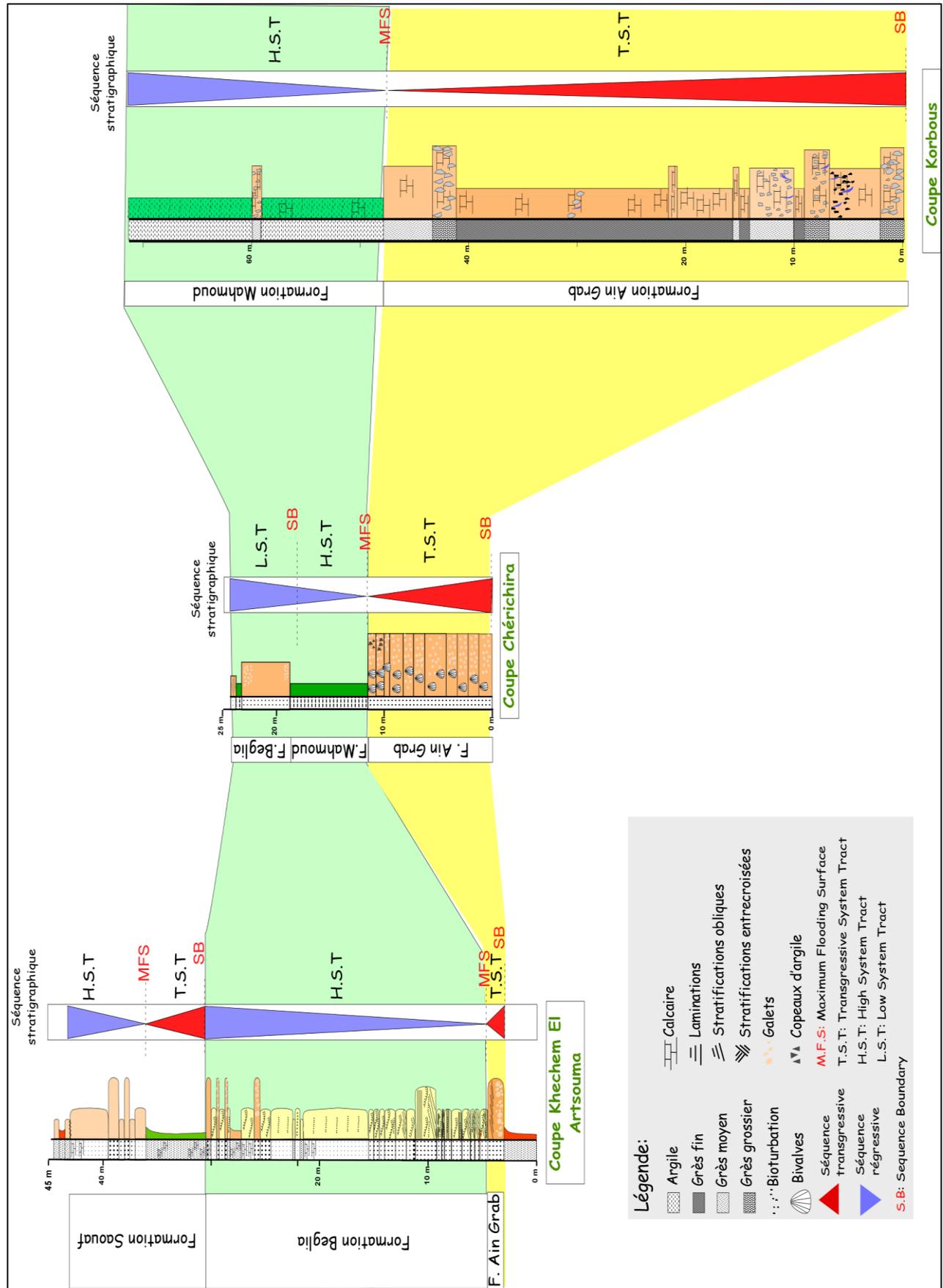


Figure 6.4. Corrélation des coupes en Tunisie centrale et au Cap Bon

## 2. Données de terrain et corrélations

Les différentes formations décrites dans le chapitre 4 ont montré d'importantes variations latérales de faciès (Fig.6.5). Les tendances de faciès et les tendances de susceptibilité magnétique, représentés dans le chapitre 4, pourraient être utilisées pour des corrélations dans le présent travail.

L'analyse de faciès et des courbes de susceptibilité magnétique des cinq coupes levées dans la Tunisie centrale et le Cap Bon (Fig.6.5) ont permis l'identification de plusieurs tendances : les tendances de faciès identifiées à partir de la répartition spatiale de ces faciès (voir chapitre. 4) et les tendances de la SM qui caractérisent l'évolution des valeurs de la susceptibilité magnétique et les pics enregistrés au sein des coupes. Ces tendances de SM et les valeurs extrêmes de SM ont permis de réaliser des corrélations entre les coupes de la Tunisie centrale et du Cap Bon en tenant compte du lien entre la lithologie (les tendances de faciès) et la susceptibilité magnétique (les tendances de SM).

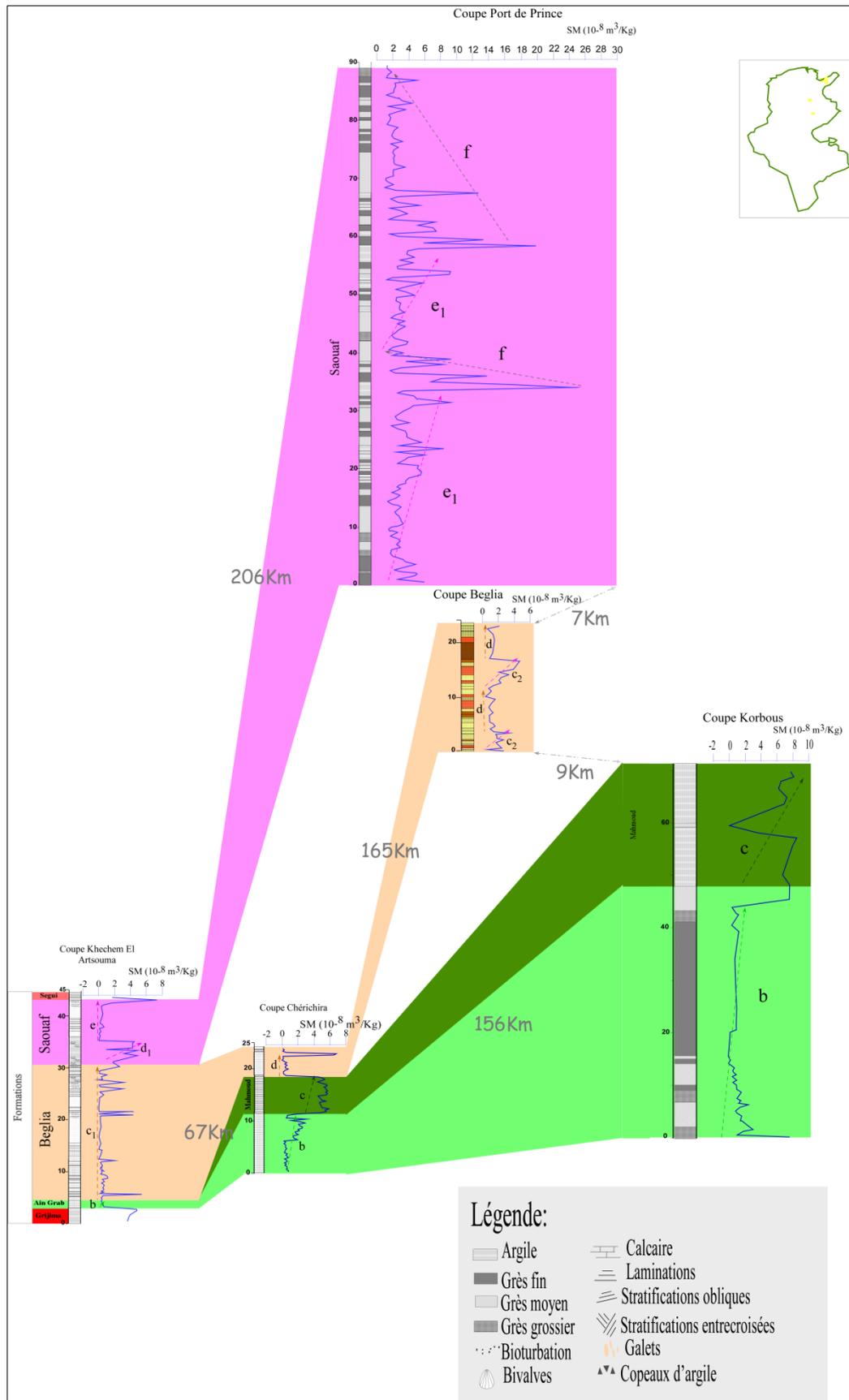
En se basant sur les tendances de faciès, la Formation Ain Grab (Fig.6.5), qui affleure à la base des coupes de Khechem El Artsouma, Chérichira et Korbous, montre la tendance de faciès (I), dont le dépôt passe du domaine proximal vers un domaine distal. Le banc du grès conglomérat calcaire à pectinidés constitue un banc marqueur de la Formation Ain Grab. La Formation Mahmoud (Fig.6.5), qui surmonte la Formation Ain Grab, est absente au niveau des coupes Khechem El Artsouma, Beglia et Port de Prince. Elle apparaît sur les coupes Chérichira et Korbous et est représentée par une tendance de faciès (II) dont le dépôt évolue du domaine distal vers un domaine proximal. La tendance de faciès (II) paraît au niveau de la Formation Beglia affleurant sur les coupes Khechem El Artsouma et Chérichira et elle est aggradante au niveau de la coupe Beglia. La Formation Saouaf présente une alternance des deux tendances de faciès (I) et (II). Les tendances de faciès montrent un lien entre la lithologie et la susceptibilité magnétique. Le signal augmente au niveau de la fraction fine et vice-versa.

Pour mieux comprendre la variation du signal magnétique tout au long des différentes coupes, nous nous basons sur les tendances de SM pour établir des corrélations. La Formation Ain Grab au niveau des coupes Khechem El Artsouma, Chérichira et Korbous montre une tendance de SM (b) dont les valeurs de SM sont positives et relativement faibles (Fig.6.5). La Formation Mahmoud qui succède à la Formation Ain Grab (excepté dans la coupe de Khechem El Artsouma où elle est en lacune) est caractérisée par une tendance de SM (c) dont les valeurs de la susceptibilité magnétique sont positives et élevées. Les valeurs de SM le long de la

Formation Beglia ( $c_1$  sur la coupe Khechem El Artsouma et  $d$  sur la coupe Chérichira) sont généralement positives et très faibles, proches de zéro.

Sur la coupe Beglia (Fig.6.5), les deux tendances de SM ( $c_2$ ) et ( $d$ ) sont présentes dont la tendance de SM ( $c$ ) enregistre une évolution des valeurs de susceptibilité magnétique positives et élevées. Les pics observés sont liés aux niveaux millimétriques d'argile ce qui explique la susceptibilité magnétique élevée au niveau de la fraction fine. La Formation Saouaf est caractérisée par les deux tendances de SM ( $d_1$ ) et ( $e$ ) sur la coupe Khechem El Artsouma et les tendances de SM ( $e_1$ ) et ( $f$ ) sur la coupe Port de Prince.

Les corrélations entre les différentes coupes sont basées sur les tendances de SM et celles de faciès. Salvador et al., (1994), Ellwood et al., (2000, 2001) et Crick et al., (2000) ont montré que la susceptibilité magnétique est un très bon outil pour la corrélation à haute résolution car le signal magnétique est influencé par la signature de l'apport détritique. Ce qui traduit le lien entre le signal magnétique et la lithologie (Michel, 2012). Les coupes Khechem El Artsouma, Chérichira et Korbous peuvent être corrélées en se basant sur la Formation Ain Grab et les tendances de faciès (I) et/ou de SM ( $b$ ) qui les caractérisent. Il en est de même pour la Formation Mahmoud sur les coupes Chérichira et Korbous représentant ainsi les mêmes tendances de faciès (II) et de SM ( $c$ ). La Formation Beglia caractérisée par les tendances de faciès (II) et de SM ( $c_1$ ), ( $c_2$ ) et ( $d$ ) sur les coupes Khechem El Artsouma et Beglia pourrait être corrélée. Pour la Formation Saouaf, Le niveau argileux à la base de la Formation Saouaf rencontré au niveau de la coupe Khechem El Artsouma est absent dans la coupe de Port de Prince. Cependant, le faciès marqueur de la partie sommitale de la Formation Saouaf de la coupe Khechem El Artsouma et de la coupe Port de Prince permet la corrélation de ces deux coupes. En plus, cette formation présente sur les coupes Khechem El Artsouma et Port de Prince est caractérisée par les deux tendances de faciès (I) et (II) et les tendances ( $d_1$ ), ( $e$ ), ( $e_1$ ) et ( $f$ ) semblablement. Nous distinguons, la tendance 'b' qui correspond à une transgression matérialisé par des dépôts gréseux à SM faible. La tendance 'c' correspondant à une régression et une mise en place des argiles qui montrent des valeurs de SM élevées. Ensuite on observe les tendances 'c<sub>2</sub>' et 'd' à SM faible, caractérisant des dépôts sableux. Les tendances 'd<sub>1</sub>', 'e', 'e<sub>1</sub>' et 'f' caractérisent des alternances de dépôt argileux et gréseux parfois régressif et transgressif qui enregistrent un signal variable (faible et élevé).



### 3. Données de subsurface et corrélation

#### 3.1. Corrélation des puits

En se basant sur les courbes de variation de gamma ray et sonic, nous avons défini les variations lithologiques, les limites des séquences, ainsi que les limites des formations (Beglia et Saouaf) du Groupe Oum Douil, sur tous les puits pétroliers.

Dans cette partie, nous nous concentrons sur l'intervalle Langhien-Tortonien Inférieur. La Formation Ain Grab constitue un niveau basal de cet intervalle dans les puits suivants : Belli 1, Belli 2, Belli 3, Belli 4 et Belli 6, entre lesquels des corrélations ont été réalisées (Fig.6.3). La Formation Ain Grab est absente sur les puits Belli 5 et Belli 7.

A partir de cette corrélation nous distinguons :

- La Formation Ain Grab, considérée comme la base du Miocène moyen, est représentée par un niveau de calcaire au sein de tous les puits étudiés.
- Le Groupe Oum Douil est représenté par les formations Beglia et Saouaf, dont la Formation Beglia présente une alternance de grès et argile au niveau de tous les puits étudiés et la Formation Saouaf est marquée par un dépôt argileux seulement à sa base; elle est essentiellement gréseuse.
- Les puits étudiés Belli 1, Belli 2, Belli 3, Belli 4, Belli 5, Belli 6 et Belli 7, situés à Grombalia (au Cap Bon), montrent un très fort épaissement du Groupe Oum Douil qui représente l'ensemble des formations Mahmoud, Beglia et Saouaf. Les coupes étudiées montrent une sédimentation qui passe d'un caractère fluvial à un caractère relativement marin. Le Miocène moyen est représenté par les formations Ain Grab, Mahmoud, Beglia et Saouaf. Ces Formations s'épaississent vers le Cap Bon, essentiellement au sein de la coupe de Port de Prince qui montre des épaisseurs importantes de la Formation Saouaf.



## 4. Reconstitution paléogéographique

### 4.1. Langhien- Serravallien inférieur - Formation d'Ain Grab :

La Formation Ain Grab, du Langhien- Serravallien inférieur, correspond à des séries marines franches, à tendance globalement transgressive, limitées par des surfaces d'émersion sur les faciès marins ouverts. Au début du Langhien, la remontée du niveau marin global (TB 2-3 de Haq et al., 1988), favorise le retour à des conditions marines franches (Meulenkamp et Sissingh, 2003). Venant de l'Est et du NE, la transgression marine du Langhien ennoie progressivement une paléotopographie assez complexe. A l'Est et au Sud de la dorsale tunisienne, la paléotopographie était assez plate. Certains reliefs ont été à l'origine des discordances angulaires à la base de la Formation Ain Grab, signalées en Tunisie centrale (Yaich, 1984, 1997). La création de ces reliefs serait la conséquence de la phase de compression burdigalienne (Castany, 1952 ; Tlig et al., 1991).

En Tunisie septentrionale, la paléogéographie est nettement plus compliquée par la présence de structures de pli triassiques et par le jeu important de failles régionales (Zargouni, 1975 ; Zargouni, 1977, Burollet, 1991). La topographie était assez plate vu la faible discordance angulaire signalée à la base de cette série transgressive (Rouvier, 1977).

Ces différentes explications plaident en faveur d'une transgression généralisée qui aurait touché la Tunisie nord orientale. La paléogéographie, ainsi dessinée, correspond à un vaste Golfe qui aurait atteint le Nord de l'Algérie (David, 1956). Ce Golfe serait limité au Nord par la chaîne tellienne de Kroumirie-Mogods (émergée depuis le Miocène inférieur pour Crampon, 1971, 1973 et depuis l'Oligocène supérieur d'après Rouvier, 1977) et à l'Ouest, par la zone de Sbeitla, Kasserine. Au Sud, cette transgression a atteint l'île de Djerba (Burollet, 1956).

Durant le Langhien-Serravallien inférieur, la faible épaisseur de ces séries miocènes dénote un taux de sédimentation faible, qui serait lié à un taux de subsidence faible (El Euch, 2007).

### 4.2. Serravallien moyen et supérieur

Au Cap Bon, la base de la Formation Beglia est marquée par une importante chute du niveau marin relatif. A l'échelle de la Méditerranée, Rogl et al., (1978) et (Demarq, 1984 in Pomar et al., 2012) ont expliqué qu'au cours du Serravallien, un refroidissement global induit une diversité faunique très faible caractérisé par une baisse du niveau marin. Cette chute aura

comme conséquence une émergence de toute la Tunisie septentrionale (au moins durant la période de dépôt d'un cortège de bas niveau) et d'une grande partie de la Tunisie centrale. Lors de cette émergence, une forte érosion s'opère et le Miocène marin au Nord n'est préservé que dans certains endroits (les dépressions, les grabens, les synclinaux.). Cette interprétation est confirmée par les données de Rouvier (1977) qui note l'existence d'une surface d'émergence, retrouvée au sommet du Miocène marin.

Une épaisseur importante de la Formation Beglia s'observe au sein de la coupe de Beglia et atteste de l'accélération du taux de la subsidence.

En Tunisie méridionale et dans une partie de la Tunisie centrale se développe un important réseau fluvial, qui est responsable du dépôt des faciès fluviaux de la Formation de Beglia. La coupe Beglia montre la superposition des faciès fluviaux sur les argiles marines profondes datées du Langhien inférieur.

### **4.3. Serravallien supérieur au Tortonien**

L'accélération importante de la subsidence au cours de cette période est apparente au sein du bassin du Cap Bon avec le dépôt de la Formation Saouaf. Au centre de la Méditerranée, la transition du Serravallien au Tortonien marque une chute brusque du niveau marin (Haq et al., 1987 in Reuter et al., 2013) et une baisse des apports hydriques venant de l'océan Atlantique (Reuter et al., 2013). L'alimentation du bassin du Cap Bon pourrait être l'origine des dépôts du Sud Tunisien (Blondel, 1991 ; Boujamoui, 2000 ; Yaich, 1997 ; Yaich et al., 2000 ; Mannai-Tayech et Otéro, 2005, Mannai-Tayech, 2006) et dans ce cas il s'agit d'un bassin orienté NE - SW.



# **Conclusions générales**

## Conclusions générales

### 1. Sédimentologie et analyse séquentielle :

L'analyse sédimentologique et séquentielle de la série du Miocène moyen à supérieur en Tunisie Nord orientale et au Cap Bon sur la figure 6.4 a permis de dégager :

Les calcaires de la Formation Ain Grab constituent la séquence transgressive TS, les argiles de la Formation Mahmoud et les niveaux gréseux de la Formation Beglia correspondent à une séquence régressive qui débute par un cortège de haut niveau marin (H.S.T) et se termine par des niveaux fluviaux de bas niveau marin (L.S.T). Les séquences de dépôt sont latéralement continues et peuvent être corrélées sur plusieurs centaines de kilomètres.

Les surfaces SB (sequence-boundary) se confondent avec les surfaces TS (transgressive-surface), correspondent à la remise en eau ou à l'approfondissement du système suite à l'augmentation du niveau marin. La base de la Formation Ain Grab est interprétée comme une séquence boundary.

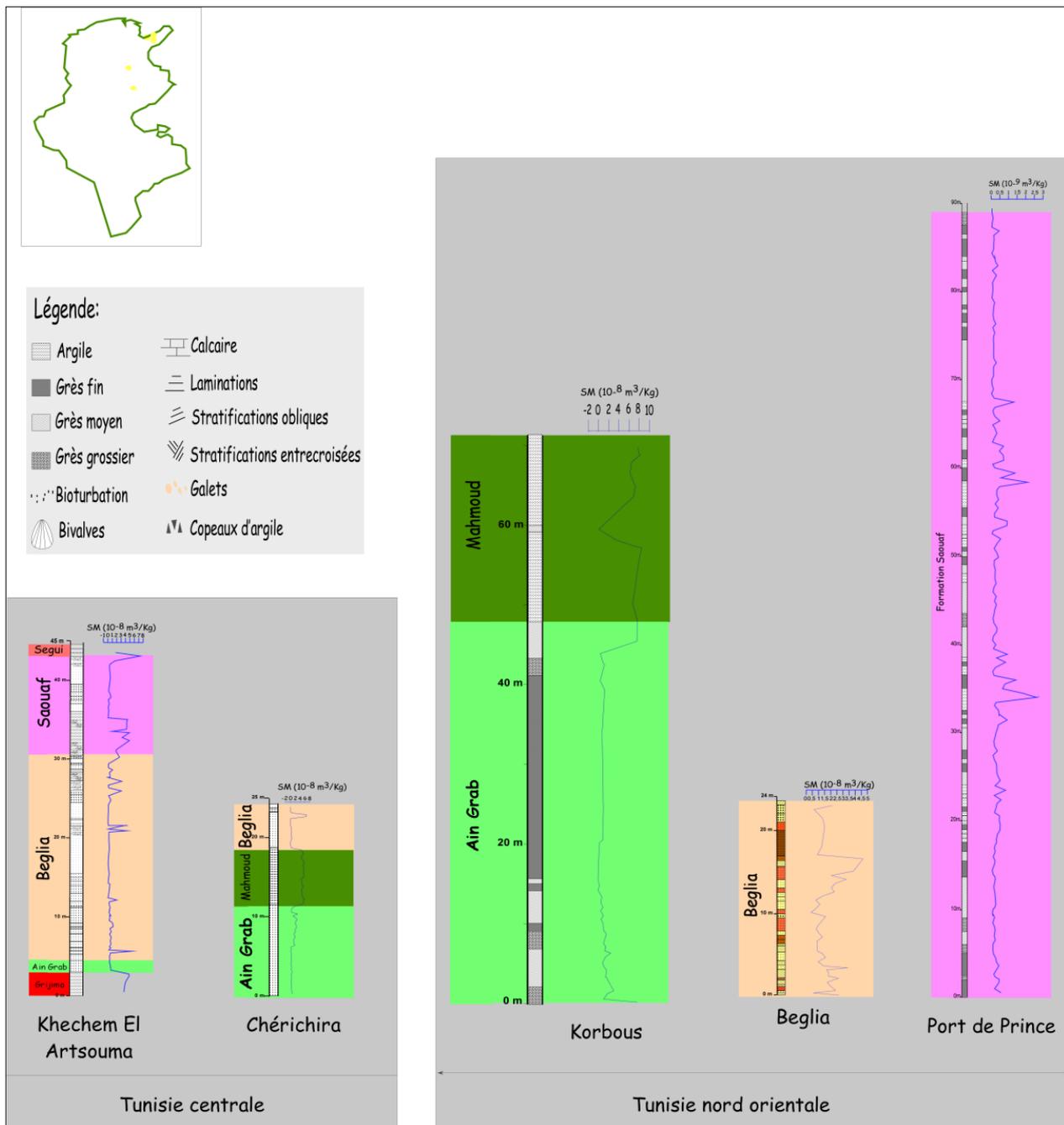
La surface d'inondation maximale MFS (Maximum-Flooding-Surface) traduit l'augmentation la plus rapide du niveau marin relatif et correspond au sommet de la Formation Ain Grab caractérisée par une surface ferrugineuse au niveau des coupes Khechem El Artsouma, Chérichira et Korbous. Le dépôt de haut niveau marin H.S.T apparaît entre la MFS et SB et est constitué par le dépôt de la Formation Mahmoud dans les coupes Chérichira et Korbous et la Formation Beglia dans la coupe de Khechem El Artsouma. Le dépôt de bas niveau marin (L.S.T) est compris entre la SB et la TS et est constitué par le dépôt de la Formation Beglia au niveau de la coupe Chérichira.

A l'échelle globale, la série des formations Ain Grab, Mahmoud, Beglia et Saouaf pourrait correspondre à la partie moyenne du supercycle TB2, défini par Haq et al., (1988). Les chutes majeures du niveau marin enregistrées au cours du Miocène sont attribuées au passage du Burdigalien-Langhien et au Serravallien Supérieur (Haq et al., 1988).

### 2. Susceptibilité magnétique :

Le signal magnétique est un excellent outil pour le découpage séquentiel. Les valeurs moyennes de la susceptibilité magnétique augmentent au niveau de la fraction fine. Cela

suggère que les minéraux porteurs du signal de la susceptibilité magnétique sont liés essentiellement à cette fraction (Fig.7.1). Le signal de susceptibilité magnétique est donc fortement influencé par la lithologie (Michel, 2012). Le lien entre la SM et la lithologie nous a aidé à expliquer les variations du niveau marin (Zhang Shihong et al., 2000). La lithologie et le signal magnétique sont fortement liés et sont contrôlés par les variations du niveau marin (Ellwood et al., 2000 et 2001 a).



**Figure 7.1.** Variation de la susceptibilité magnétique sur les différentes coupes : Khechem El Khechem ; Chérichira ; Korbus ; Beglia et Port de Prince

### 3. Paléogéographie (Fig. 7.2):

La transgression du Langhien est bien marquée, en Tunisie, par des dépôts marins dont l'épaisseur est réduite. Cette transgression vient sur une topographie assez plate à l'Est et au Sud de la dorsale ; en revanche, au Nord de la dorsale, la paléotopographie est compliquée par les structures triasiques.

Au Serravallien- Tortonien, il s'agit d'un bassin caractérisé par des faciès marins très peu profonds, lagunaires, voire temporairement lacustres, avec intercalations fluviales. On note en plus, la chute brusque du niveau marin liée une augmentation rapide et importante du taux de la subsidence au Serravallien-Tortonien au cours des dépôts des formations Beglia et Saouaf.

L'analyse sédimentologique de la Formation Saouaf, surtout au niveau de la coupe de Port de Prince sur la côte Nord du Cap Bon montre un système fluvio-deltaïque contrôlé par l'action de la houle. La période de dépôt de la Formation Saouaf (Serravallien-Tortonien), correspond à une suite de remontées et de chutes du niveau moyen de la mer. L'épaisseur importante de cette série pourrait être expliquée par des phénomènes de subsidence.

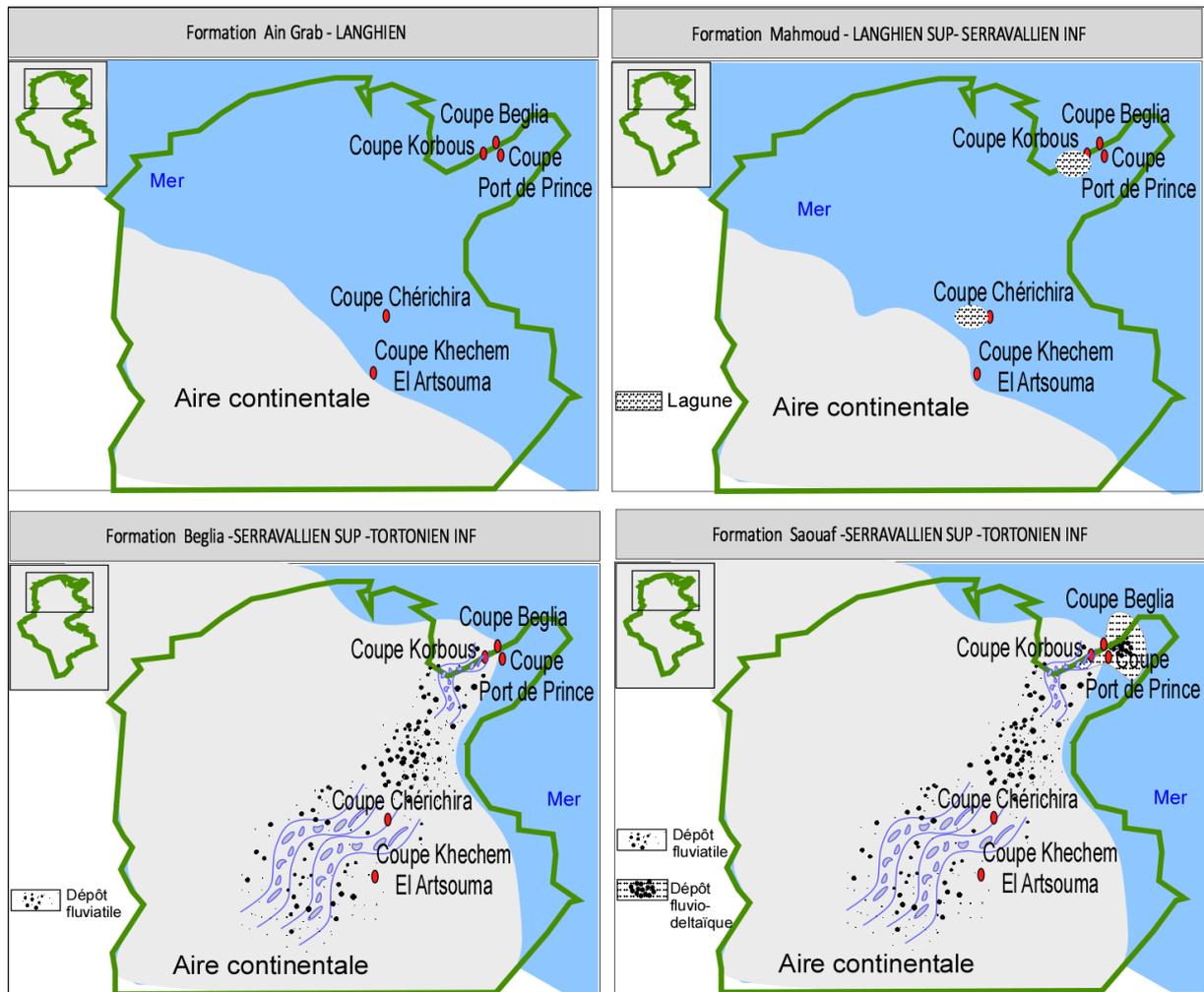


Figure 7.2. Modèle de répartition des dépôts du Miocène en Tunisie nord orientale



**Perspectives**

## Perspectives

Parmi les études proposées qui pourraient améliorer la compréhension de la mise en place des dépôts miocènes en Tunisie dans un contexte régional et global, on compte :

-Le croisement des résultats de l'analyse chimique, la granulométrie laser des différents échantillons et les analyses de glauconie avec les mesures de la susceptibilité magnétique permettront des corrélations entre le signal et les éléments détritiques existants.

-Une datation à base des pollens, charophytes et/ou spores pour donner plus de précision sur les âges des formations du Miocène associée à l'analyse de la glauconie pour un découpage séquentiel des dépôts de Miocène en Tunisie .

-Une répartition plus étendue au nord de l'Afrique et au sud de l'Europe. Plusieurs coupes qui couvre l'Algérie à l'Est du pays sur les affleurements des séries miocènes (Exemple: Tbissa en Algérie). De même, en Tunisie, au SW, Centre et Nord Est du pays pourraient être étudiées jusqu'au sud de l'Italie. Ce qui pourrait nous aider à compléter la carte paléogéographique du Miocène moyen du bassin Méditerranée pour une compréhension des dynamiques sédimentaires de la mise en place des dépôts silicoclastiques.



# **Références bibliographiques**



## Références bibliographiques

### A

**Abbes A. (1983)**- Etude géologique et géophysique du Miocène de la Dakhla (Cap-Bon, Tunisie nord-orientale) : application à la prospection des couches lignitifères. Thèse 3<sup>ème</sup> Cycle, Fac. Sci. et Tech., Univ. Franche-Comte, 199p.

**Abbes, C., & Boukadi, N. (1988)**. Sur la chaîne NS de la Tunisie centrale et ses infléchissements d'axe: analyse des déformations du «nœud tectonique» du Jebel Ech Cherichira: coulissement, blocage et rotation. Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre, 307(10), 1277-1282.

**Abbes A. et Polak M. (1981)**-La formation Saouaf dans les synclinaux de la Dakhla (Cap Bon) et de Saouaf (Tunisie nord-orientale). Notes Serv. Géol. Tun., 46, p.p. 99-111.

**Allen G. P. (1989)**- Les deltas et les bassins deltaïques. Dynamique et méthodes d'étude des bassins sédimentaires, Associations des sédimentologistes français ; Edition Techni. Paris, p.p.383-418.

**Allemand-Martin A. (1909)**- Aperçu sur la structure géologique de la péninsule du Cap Bon (Tunisie). C. R. Acad. Sci. Paris, T149, N°10, p.p.489-491.

**Allemand-Martin A. (1922)**- Les lignites du Cap Bon (Tunisie). C. R. Acad. Sci. Paris, T174, N°1 pp.49-50.

**Allemand-Martin A. (1924)**- Structure et stratigraphie générale de la péninsule du Cap Bon (Tunisie). C. R. Acad. Sci. Paris, T178, N°9 pp.787-790.

**Allemand-Martin A. (1939)**- La géologie de la péninsule du Cap Bon. Etude analytique de la carte géologique au 200 000ème et des fossiles caractéristiques. Bull. Soc. Linn. Lyon, N°5, pp.130-139.

**Agrasar, E. L. (2003)**- New fossil crocodilians from the Middle/Upper Miocene of Tunisia. In Annales de paléontologie (Vol. 89, No. 2, pp. 103-110). Elsevier Masson.

### B

**Bédir M. (1988)**- Géodynamique des bassins sédimentaires du Sahel de Mahdia (Tunisie orientale) de l'Aptien à l'actuel. Sismo-stratigraphie, sismo-tectonique et structurale.

Répercussions pétrolières et sismiques. Thèse de spécialité, Univ. Tunis II., Rev. Sci. Terre, Tunisie V.9, 242p.

**Belguith, Y., Geoffroy L., Rigane, A., Gourmelen, C. et Ben Dhia, H. (2011)-** Neogene extensional deformation and related stress regimes in central Tunisia. *Tectonophysics* 509 (2011) 198–207.

**Ben Ferjani A., Burollet P. F., et Mejri F. (1990)-** Petroleum geology of Tunisia. Mémoire de l.ETAP, n°1. 194p.

**Ben Haj Ali M. (1993)-** Le Néogène en Tunisie : essai de corrélation biostratigraphique. Stratigraphie du Néogène d’Afrique du Nord : aspects structuraux et implications économiques, Interim Colloquium (R.C.M.N.S.), p.p. 49-50.

**Ben Haj Ali M., Jedoui Y., Dali T., Bensalem H. et Memmi L. (1985)-** Carte géologique au 1/500.000.

**Ben Ismail-Lattrache K. (1981)-** Etude micropaléontologique et stratigraphique des séries paléogènes de l’anticlinal du Djebel Abderrahmane (Cap Bon, Tunisie nord-orientale). Thèse 3ème cycle, Univ. Tunis II. Fac. Sci., 224p.

**Ben Salem H. (1992)-** Contribution à la connaissance de la géologie du Cap Bon: stratigraphie, tectonique et sédimentologie. Thèse de 3ème cycle, Univ. Tunis II. Fac. Sci., 203p.

**Ben Salem H. (1993)-** Lacunes et discontinuités dans la série néogène du Cap Bon : contrôle tectonique et implications eustatiques. Stratigraphie du Néogène d’Afrique du Nord : aspects structuraux et implications économiques, Interim Colloquium (R.C.M.N.S.), pp. 31-32.

**Ben Salem H. (1995)-** Evolution de la péninsule du Cap Bon (Tunisie nord-orientale) au cours du Néogène. Notes du Serv. Géol. Tun., n°61 pp.73-84.

**Ben Salem H. (1997)-** Carte géologique au 1/50 000 de Menzel Bou Zelfa.

**Ben Salem, H. (2002)-** Notice explicative, carte géologique de la Tunisie au 1 :50 000ème, feuille n°15, Tazoghrane. Service Géologique Tunisie. 19p.

**Berggen W.A, Kent D.V, Swisher III. C.C & Aubry M.C (1995)-** A revised Cenozoic geochronology Time Scales and Global Stratigraphic Correlation, SEPM Special Publication N°54.

**Besème P. et Blondel T. (1989)-** Les séries à tendance transgressive marine du Miocène inférieur à moyen en Tunisie centrale : données sédimentologiques, biostratigraphiques, et paléoécologiques. Rev. Paléobiol. Genève, Vol.8, N°1, pp187-207.

**Biely A. (1972)**- Le Néogène de la Tunisie septentrionale. Rapports interne Serv. Geol. Tunisie, 30p.

**Biely A., Rakus M., Robinson P. et Salaj J. (1972)**- Essai de corrélation des formations miocènes au Sud de la dorsale Tunisienne. Notes Serv. Géol. Tun., n°38, pp.73-92.

**Black C.C. (1971)**- Introduction aux travaux sur la formation Beglia. Notes Serv. Geol. Tun., N°35 pp. 5-6.

**Blondel T. (1991)**- Les séries à tendance transgressive marine du Miocène inférieur à moyen de Tunisie centrale : biostratigraphie, paléoenvironnements et analyse séquentielle des formations du groupe Hajeb el Aïoun intégré au contexte géodynamique, climatique et eustatique régional et global. Thèse Doc. Sci., Univ de Genève, 409p.

**Blondel T., Yaïch C., et Decrouz D. (1988)**- La formation Messioua en Tunisie centrale (Miocène inférieur continental) : lithologie, sédimentologie et mise en place de cette formation. Geol. Medit., Ann. Fac. Sci. Marseille, Vol.12-13, N°3-4, pp155-165.

**Bouaziz S., Barrier E., Soussi M., Turki M.M., et Zouari H. (2002)** : Tectonic evolution of the northern African margin in Tunisia from paleostress data sedimentary record, tectonophysics, 357 (2002), p227-253

**Boujamaoui M. (2000)**- Stratigraphie séquentielle et sismique des faciès du Miocène de la Tunisie nord-orientale, Compilations de données sismiques, diagraphiques et sédimentologiques. Thèse de Doc. Es-Sc. Univ. Tunis II, Fac. Sci. 201p

**Boujamaoui M., Saadi M., Inoubli M. H., Turki M. (1997)**- Séquences de dépôt du Miocène moyen en Tunisie nord-orientale et dans le bloc pélagien, géométrie et contrôle eustatique. Les marges Téthysiennes d'Afrique du nord, Paris, p24.

**Boujamaoui M., Saadi M., Inoubli M. H., Zaghbib-Turki D. et Turki M. M. (2000)**- Géométrie des dépôts de la formation Beglia (Miocène moyen) et ses équivalents latéraux en Tunisie et dans le Bloc Pélagien: Sédimentologie et séquences de dépôts. Africa Geoscience Review, Vol. 7, N°1, pp.55-73.

**Burollet P.F (1956)**- Contribution à l'étude stratigraphique de la Tunisie Centrale, annales des mines et de la géologie n°18,1956, royaume de Tunis des travaux publics service des mines, de l'industrie et de l'énergie

**Burollet P. F. (1956)**- Contribution à l'étude stratigraphique de la Tunisie centrale. Ann. Min. Géol. (Tun), n°18, 350 p.

**Burollet P. F. (1971)**- Remarques géodynamiques sur le Nord-Est de la Tunisie. C. R. Somm. Soc. Géol. Fr., 8, p.p.411-414.

**Burollet P.F. (1977)**- La dynamique des bassins alpins et péri-alpins de la Méditerranée occidentale. Bull. Cent. Rech. Expl. Prod, Elf Aquitaine, p.p.309-315.

**Burollet P. F. (1991)**- Structures and tectonics of Tunisia. Tectonophysics, **195**, p.p.359-369.

**Billi P., Magi M., (1987)**.- Coarse-grained low sinuosity river deposits : exemple from Plio-Pleistocene Valdarno Basin, Italy. In: Benvenuti M. & Del Conte S., (2013).- Facies and sequence stratigraphic modeling of upper Pliocene-lower Pliocene fluvial succession (Valdelsa basin, Central Italy). Sedimentary geology, vol. 294, 303-314.

## **C**

**Castany G. (1951)**- L'Atlas tunisien oriental. Ann. Min. Géol. (Tun), n°8, 632p.

**Castany G. (1952)**- Atlas tunisien oriental et Sahel. IXX Cong. A. F. A. S., Tunis, 1, p.p. 103- 105.

**Chaix, C., & Saint Martin, J. P. (2008)**- Les faunes de scléactiniaires hermatypiques dans les plates-formes carbonatées méditerranéennes au Miocène supérieur. Geodiversitas, 30(1), 181-209.

**Chihaoui, A. (2009)**- La transgression albiennne dans la région de Tajerouine en Tunisie Centrale: Stratigraphie, sédimentologie et tectonique synsédimentaire (Doctoral dissertation, Université Joseph-Fourier-Grenoble I).

**Coiffait P. E. (1974)**- Etude géologique de l'Atlas tunisien à l'Ouest de Kairouan (Tunisie centrale). Thèse Doct. 3ème cycle, Univ. P. et M. Curie Paris VI, Paris 129p.

**Comte, D., & Dufaure, P. (1973)**. Quelques précisions sur la stratigraphie et la paléogéographie tertiaires en Tunisie centrale et centroorientale, du Cap Bon à Mezzouna. Annales des Mines et de Géologie de Tunis, 26, 241-256.

**Crampon N. (1971)**- Etude géologique de la bordure des Mogods, du Pays de Bizerte et du Nord des Hédils (Tunisie septentrionale). Thèse Doct. Sci. Univ. Nancy I, 720p.

**Crampon N. (1973)**- L'extrême ord tunisien. Aperçu stratigraphique, pétrologique et structural. Livre Jubilaire M. Solignac, Ann. Mines et Géol., Tunis, N°26, p.p.49-85.

**Crick, R.E., Ellwood, B.B. & El Hassani, A. (1994)**- Integration of biostratigraphy, magnetic susceptibility and relative sea-level change: A new look at high resolution correlation. Subcommittee on Devonian Stratigraphy, newsletter, 11: 59-66.

**Crick, R.E., Ellwood, B.B., El Hassani, A., Feist, R. & Hladil, J. (1997)**- Magnetosusceptibility event and cyclostratigraphy (MSEC) of the Eifelian-Givetian GSSP and associated boundary sequences in North Africa and Europe. *Episodes*, 20 (3): 167-175.

**Crick, R.E., Ellwood, B.B., El Hassani, A. & Feist, R. (2000)**- Proposed magnetostratigraphy susceptibility magnetostratotype for the Eifelian-Givetian GSSP (Anti-Atlas, Morocco). *Épisodes*, 23 (2): 93-101.

**Crick, R.E., Ellwood, B.B., Hladil, J., El Hassani, A., Hrouda, F. & Chlupac, I. (2001)** - Magnetostratigraphy susceptibility of the Pridolian-Lochkovian (Silurian-Devonian) GSSP (Klonk, Czech Republic) and coeval sequence in Anti-Atlas Morocco. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 167: 73–100.

**Crick, R.E., Ellwood, B.B., Hladil, J., EL Hassani, A., Feist, R. and Hladil, J. (1997)** - Magnetosusceptibility event and cyclostratigraphy (MSEC) of the eifelian-givetian GSSP and associated boundary sequences in North Africa and Europe. *Episodes*, 20: 167-175.

**Crick, R.E., Ellwood, B.B., Feist, R., EL Hassani, A., Schindler, E., Dreesen, R., Over, D.J. and Girard, C. (2002)**- Magnetostratigraphy susceptibility of the Frasnian/Famennian boundary. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 181: 67-90.

**Cross T. A. (1988)**- Controls on coal distribution in transgressive-regressive cycles. IN Wilgus C.K. Hastings, B.S., Kendall C. G. ST. C., Posamentier H. W., Ross C.A., et Van Wagner J.C. (eds); *Sea level change: an integrated approach.*- Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ., 42, p.p. 371-380.

**Cross T. A., Gardner M., Homewood P. W. et Guillocheau F. (1991)** - Controls on stratigraphic architecture, reservoir compartments and petrophysics from the perspective of high resolution sequence stratigraphy. In: *Stratigraphie séquentielle., Séminaires et Journées Techniques Exploration*, -Publication interne Elf Aquitaine Production, 4, p.p. 73-93.

**Cross T. A., Baker M. R., Chapin M. A., Clark M. S., Gardner M. H., Hanson M. S., Lessenger M. A., Little L. D., McDonough K. J., Sonnenfeld M. D., Valasek D. W., Williams M. R. et Witter D. N. (1993)** Applications of high resolution sequence stratigraphy to reservoir analysis. In: *Subsurface Reservoir Characterization from Outcrop Observations.*, R. Eschard, B. Doligez (Eds.) et Editions Technip, Paris, p.p. 11-33.

## **D**

**David F.G & Wheatley (1956)**.- Nuclear Alignment of Co58. American physical society. *Phys. Rev.* 104, 389

**Da Silva, A. C., & Boulvain, F. (2012)**- Analysis of the Devonian (Frasnian) platform from Belgium: a multi-faceted approach for basin evolution reconstruction. *Basin Research*, 24(3), 338-356.

**Da Silva, A. C., De Vleeschouwer, D., Boulvain, F., Claeys, P., Fagel, N., Humblet, M., ... & Dekkers, M. J. (2013)**- Magnetic susceptibility as a high-resolution correlation tool and as a climatic proxy in Paleozoic rocks—Merits and pitfalls: examples from the Devonian in Belgium. *Marine and Petroleum Geology*, 46, 173-189.

**Da Silva, A.-C., Whalen, M.T., Hladil, J., Chadimova, L., Chen, D., Spassov, S., Boulvain, F., and Devleeschouwer, X. (2015)**.-Magnetic susceptibility application: a window onto ancient environments and climatic variations: foreword, in **Da Silva, A.-C., Whalen, M.T., Hladil, J., Chadimova, L., Chen, D., Spassov, S., Boulvain, F., and Devleeschouwer, X. eds.**, Geological Society, London, Special Publications, 414, p. 1–14.

**Delteil F., (1979)**.- Sur deux bois de légumineuses fossiles du miocène moyen de la Tunisie du sud-ouest (Formation Beglia). *Notes du Service Géologique de Tunisie* n°44.

**Delteil-Desneux F. (1980)**- Sur l'association de trois bois fossiles dans un même gisement tertiaire du Jebel Nara (Tunisie centrale). *Rev. Paleobotany and Palynology*, Vol. 31, pp389- 310.

**Devleeschouwer, X. (1999)**- La transition Frasnien-Famennien (Dévonien Supérieur) en Europe: Sédimentologie, stratigraphie séquentielle et susceptibilité magnétique. Thèse Inédite, Université Libre de Bruxelles, Bruxelles, 411 p.

## **E**

**El Euch N. (2002)**- Signature eustatique et tectonique de la série miocène du Cap Bon. D.E.A. Univ. Tunis El Manar, Fac. Sci., 97p.

**El Euch N. (2007)**: Sédimentologie et stratigraphie séquentielle du Miocène moyen à supérieur de la Tunisie Nord orientale (Cap Bon, bassin de Kechabta et Golfe de Tunis), 2007, p 48-59, thèse, université de Tunis El Manar, Faculté des Sciences de Tunis, département de géologie

**El Manaa S. (1996)**- Stratigraphie séquentielle et sismique des séries miocènes à travers les blocs tectoniques de la marge orientale de la Tunisie (Cap Bon, Saouaf, Sahel et Golfe de Hammamet). DEA, Univ. Tunis II, Fac. Sci., 95p.

**El Manaa S., Bédir M., Zargouni F. (1997)**- Stratigraphie séquentielle et sismiques des séries miocènes à travers les blocs tectoniques de la marge orientale de la Tunisie. Les marges Téthysiennes d'Afrique du nord, Paris, p23.

**Ellwood, B.B., & Ledbetter M.T., (1977)**.- Antarctic bottom water fluctuations in the Vema channel: Effect of velocity changes on particle alignment and size. Earth planet. Sci.lett.35. p 189-198.

**Ellwood, B.B., Crick, R.E. & El Hassani, A. (1999)**- Magnetostratigraphy (MSEC) method used in geological correlation of Devonian rocks from Anti-Atlas Morocco. AAPG Bulletin, 83 (7): 1119-1134.

**Ellwood, B.B., Crick, R.E., El Hassani, A., Benoist, S.L. & Young, R.H. (2000)**- Magnetostratigraphy method applied to marine rocks: detrital input versus carbonate productivity. Geology, 28 (12): 1135-1138.

**Ellwood, B.B., Crick, R.E., Garcia-Alcade Fernandez, J.L., Soto, F.M., Truyols-Massoni, M., El Hassani, A. & Kova S, E.J. (2001)** - Global correlation using magnetic susceptibility data from Lower Devonian rocks. Geological Society of America, Bulletin, 29: 583-586.

**Ellwood, B. B., Mac Donald, W. D., Wheeler, C., & Benoist, S. L. (2003)**- The K–T boundary in Oman: identified using magnetic susceptibility field measurements with geochemical confirmation. Earth and Planetary Science Letters, 206(3), 529-540.

**Ellwood, B. B., Tomkin, J. H., Richards, B. C., Benoist, S. L., & Lambert, L. L. (2007)**- MSEC data sets record glacially driven cyclicity: examples from the Arrow Canyon Mississippian–Pennsylvanian GSSP and associated sections. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 255(3), 377-390.

## **F**

**Forstén A. M. (1971)**- Hipparion primigenius from southern Tunisia. Notes Serv. Geol. De Tunisie, N°35 pp. 7-28.

## **G**

**Gaibar-Puertas, C. (1974)**- Descubrimiento de la terraza würmiense en la margen izquierda del río Manzanares: aportaciones paleoclimáticas. Nuevos restos y testimonio del madrileño hombre prehistórico y protohistórico. Estudios Geológicos, 30(2), 235-252.

**Greenwood P.H. (1971)**- Fish fossils from the la Miocene of Tunisia. Notes Serv. Geol. De Tunisie, N°37 pp. 41-72.

**Griffin D.L. (2002)**- Aridity and humidity: two aspects of the late Miocene climate of North Africa and the Mediterranean. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **182**, 65-91

## **H**

**Haq B. U., Hardenbol J. et Vail P. R. (1987)**- Chronology of Fluctuating Sea Levels since the Triassic. Sciences, vol. 235, pp. 1156-1167.

**Haq B. U., Hardenbol J. et Vail P. R. (1988)**- Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change. S.P.E.M. Special Pub., Tulsa, n°42, pp.71-108.

**Homewood P., Guillocheau F., Eschard R. et Cross T. A. (1992)**-Corrélation haute résolution et stratigraphie génétique : une démarche intégrée. Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine Pau, 16, 2, pp.357-381.

**Hooyberghs H. J. F. (1973)**- Les foraminifères planctoniques de la Formation de l'Oued Hammam, une nouvelle unité lithologique en Tunisie d'âge langhien inférieur. Liv. Jubil. M. Solignac ; Ann. Min. Géol. (Tun), n°26, pp. 319-335.

**Hooyberghs H. J. F. (1977)**- Stratigrafie van de l'Oligo-Mio en Pliocene afzettingen in het NE van Tunesië, met een bijzondere studie van de planktonische foraminiferen. Thèse Doct., K.U. Leuven, 1, 1-148 p. ; 2, 303p.

**Hooyberghs H. J. F. (1987)**- Foraminifères planctoniques d'âge langhien (Miocène) dans la formation Aïn Grab au Cap Bon (Tunisie). Notes Serv. Géol. Tun., n°55, pp. 5-18.

**Hooyberghs H. J. F. (1987)**- Foraminifères planctoniques oligocènes dans la formation Korbous à Korbous (Cap Bon, Tunisie). Notes Serv. Géol. Tun., n°54, pp. 107-121.

**Hooyberghs H. J. F. (1990)**- Foraminifères planctoniques des formations Oued Hammam, Aïn Grab et Mahmoud en Tunisie Centrale. Notes Serv. Géol. Tunisie, n°56, pp.41-53.

**Hooyberghs H. J. F. (1995)**- Synthèse sur la stratigraphie de l'Oligocène, Miocène et Pliocène de Tunisie. Notes Serv. Géol. Tun., n°61, pp.63-72.

**Hooyberghs H. J. F. et Bensalem H. (1999)**- Biostratigraphie des foraminifères planctoniques de la formation Saouaf (Tortonien) dans le synclinal de Takelsa (Cap Bon, Tunisie). Notes Serv. Géol. Tun., n°66, pp.113-124.

## J

**Jeddi S. R. (1993)**- Dynamique des environnements marginaux et continentaux au cours du Miocène inférieur et moyen en Tunisie Atlasique Centrale. Thèse de Doctorat, Univ. De Pau, 360p.

## L

**Le Mesle (1888)**- Exploration scientifique de la Tunisie. Mission géologique en avril, mai, juin 1888. Journal de voyage. Imprimerie nationale, Paris Vol.8, 48p.

## M

**Mannai-Tayech B. (1996)**- Le diachronisme de la formation Beglia du Nord au Sud tunisien. 17th Regional African-European Meeting of Sedimentology, Sfax, Tunisie. Abstract, 1p.

**Mannai-Tayech B. (2006)**- Réponse de la flore et de la faune continentales aux facteurs climatiques, eustatiques et tectoniques au cours du Miocène en Tunisie : reconstitution du paléoclimat, du paléoenvironnement et de la paléogéographie. Habilitation universitaire 94 p.

**Mannai-Tayech B. (2006)**- Les séries silicoclastiques miocènes du Nord-Est au Sud-Ouest de la Tunisie : une mise au point. Geobios Vol. 39, Issue 1, p.p. 71-84.

**Mannai-Tayech B. et Otero O. (2005)**- Un nouveau gisement à Ichthyofaune au Sud de la chaîne des chotts (Tunisie méridionale). Paléoenvironnement et paléobiogéographie. C.R. Paleo. vol 4, p.p. 405-412.

**Meulenkamp J. E. et Sissingh W. (2003)**- Tertiary palaeogeography and tectonostratigraphic evolution of the Northern and Southern Peri-Tethys platforms and the intermediate domains of the African.Eurasian convergent plate boundary zone. Palaeogeo., Palaeoclim., Palaeoeco., 196, p.p. 209-228.

**Miall A., (2013)**- Fluvial depositional systems. Springer Geology. 316 p.

**Michel J., (2012)**- Lithostratigraphie, sédimentologie et analyse séquentielle du Quartzite de Berlé (Emsien supérieur, Grand-Duché de Luxembourg). Thèse, Université de Liège, Liège, Belgique, 209 p.

**Mitchum R. M. et Van Wagoner J. C. (1991)-** High frequency sequences and their stacking patterns : sequence stratigraphic evidence of high-frequency eustatic cycles. *Sedimentary Geology*, 70, pp. 131-160.

**Mosbrugger, V., Utescher, T., & Dilcher, D. L. (2005)-** Cenozoic continental climatic evolution of Central Europe. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 102(42), 14964-14969.

## **P**

**Pickford M. (1990)-** Découverte de *Kenyapotamus* en Tunisie. *Annales de Paléontologie* 1990, Vol.76, Fasc.4, pp.277-283.

**Pickford M. (1990 a)-** Révision des suidés de la formation Beglia (Tunisie). *Annales de Paléontologie* 1990, Vol.76, Fasc.2, pp.133-141.

**Pierre C., & Ortlieb L., (1980)-** Sédimentation et diagenèse dans trois lagunes évaporitiques de basse Californie (Mexique) données géochimiques et isotopiques sur les sédiments et les saumures interstitielles. *Sciences de la terre*, Tome XXIV, 18 fig., 2 tab. Nancy, septembre-décembre. 129 à 156.

**Pomar L., Bassant P., Brandano M., Ruchonnet C., & Janson X., (2012)-** Impact of carbonate producing biota on platform architecture: insights from Miocene examples of the Mediterranean region. *Earth Sciences Reviews*

**Posamentier H. W., Jervey M. T. et Vail P. R. (1988)-** Eustatics control on clastic deposition I-Conceptual framework. *S.P.E.M. Special Pub.*, Tulsa, n°42, pp.109-124.

**Posamentier H.W. et James D.P. (1993)-** An overview of sequence stratigraphic sequence concepts : uses and abuses. In. Posamentier H.W., Summerhayes C.P., Haq B. U. et Allen G.P., Eds., *Sequence Stratigraphy and Facies Associations*. Spec. Publs Int. Ass. Sediment., 18, pp.3-18.

**Proust J. N. (1994)-** Notions élémentaires de stratigraphie séquentielle illustrées par un exemple. *Ann. Soc. Géol. Du Nord*, T3 (2ème série). pp5-25.

## **R**

**Rabhi M. et Hooyberghs H.J.F. (1990)**- Caractérisation micropaléontologique du Burdigalien en Tunisie centrale. Abstract, IIème Congrès National des Sciences de la Terre. Tunis, 225p.

**Reuter M., Piller W.E., Brandano M., Harzhauser M., (2013)**- Correlating Mediterranean shallow water deposits with global Oligocene–Miocene stratigraphy and oceanic events. *Global and Planetary Change* 111. p. 226-236

**Rich. P. V. (1971)**- A fossil avifauna from the upper Miocene Beglia formation of Tunisia. *Notes Serv. Geol. de Tunisie*, N°35, p.p. 29-66.

**Robinson P. (1974)**- The Beglia formation. *Mem. BRGM n°78, T2, 1974*, pp235-237. V Congrès Néogène Méditerranéen Lyon, 197.

**Robinson P. (1986)**- Very hypsodont antelopes from the Beglia formation (central Tunisia), with a discussion of the Rupicapriini contributions to Geology. *University of Wyoming, Special paper3*, pp. 305-315, 1fig. 2 tables, October 1986.

**Robinson P et Black C. C. (1969)**- Note préliminaire sur les vertébrés fossiles du Vindobonien (formation Beglia), du Bled Douarah, Gouvernorat de Gafsa, Tunisie. *Notes Serv. Géol. Tunisie N° 31, 1969*, pp 67-70.

**Robinson P et Black C. C. (1974)**- Vertebrate faunas from the neogene of Tunisia. *Annals of the Geological Survey of Egypt. Vol IV*, pp. 319-332.

**Rogl F. (1999)**- Mediterranean and paratethys fact and hypotheses of an Oligocene to Miocene paleogeography (short overview). *Geologica Carpathica*, 50, 4, Bratislavia, p.p. 339-349.

**Rouvier H. (1977)**- Géologie de l'extrême Nord tunisien : tectonique et paléogéographiques superposées à l'extrémité orientale de la chaîne Nord-maghrébine. *Ann. Min. Géol. (Tun)*, n°29, 427p.

## **S**

**Sardar Abadi, M., Da Silva, A.C., Amini, A., Aliabadi, A.A., Boulvain, F., Sardar Abadi, M.H. (2014)**. Tectonically controlled sedimentation: impact on sediment supply and basin evolution of the Kashafud Formation (Middle Jurassic, Kopeh-Dagh Basin, northeast Iran). *International Journal of Earth Sciences*, 103, 2233-2254. DOI: 10.1007/s00531-014-1041-6

**Savador A., (1994).**- International stratigraphic guide. International subcommission on stratigraphic classification of IUGS International commission on stratigraphy. The international union of geological sciences and the geological society of America. 2nd Edition.

**Solignac M. (1927)**- Etude géologique de la Tunisie septentrionale. Mem. Carte géol., Tunis, 231p.

## T

**Tayech B. (1984)**- Etudes palynologiques dans le Néogène du Cap Bon (Tunisie). Thèse 3ème Cycle: Paléontologie, Géologie des ensembles sédimentaires, Univ. Claude Bernard, Lyon I, 121p.

**Tlig S., Er Raoui L., Ben Aissa L., Alouani R. et Tagorti M. A. (1991)**- Tectonogenèse alpine et atlasique : deux événements distincts dans l'histoire géologique de la Tunisie. Corrélation avec les événements clés en Méditerranée. C. R. Acad. Sci., Paris, t. 312, série II, p.p. 295-301.

## V

**Vail P. R., Colin J. P., Du Chêne R. J., Kuchly J., Mediavilla F. et Trifilieff V. (1987)**- La stratigraphie séquentielle et son application aux corrélations chronostratigraphiques dans le Jurassique du bassin Paris. Bull. Soc. Géol. France, 8, t. III, n°7, pp.1301-1321.

**Vail P. R., Audemard E., Bowman S., Eisner P. N. et Perz-Cruz C. (1991)**- The stratigraphic signatures of tectonics, eustacy and sedimentology. An overview. In: Einsel G., Ricken W. et Seilacher A., (eds), cycles and events in stratigraphy. Springer-Verlag, Berlin, pp. 617-659.

**Van Wagoner J. C., Posamentier H. W., Mitchum R. M. J., Vail P. R., Sarg R., Loutit T. S. et Hardenbol J. (1988)**- An overview of fundamentals sequence stratigraphy and keydefinitions. S.P.E.M. Special Pub., Tulsa, n°42, pp.39-45.

**Van Wagoner J. C., Mitchum R. M. J., Champion K. M. et Rahmanian V. D. (1990)**- Siliciclastic in Well logs, cores and outcrops:concept for high resolution correlation of time and facies. A.A.P.G., Methods in Exploration Series, 7, 55p.

## Y

**Yaich C. (1984)-** Etude géologique des chaînons de Chérahil et du Khechem El Artsouma (Tunisie centrale)-liaison avec les structures profondes des plaines adjacentes. Thèse 3<sup>ème</sup> cycle Fac. Sci. Tech. Univ. Franche Comté, Besançon, 165p.

**Yaich C. (1990)-** Sédimentologie des unités détritiques lenticulaires du Miocène inférieur : les formations Messioua et Grijima (Tunisie centrale). 2<sup>ème</sup> Congrès Nat. Sci. Terre, Tunisie, Abstr., p267.

**Yaich C (1992)-** Dynamique des faciès détritiques oligo-miocènes de Tunisie. Journal of African Earth Sciences. Vol.15, N°1, Paris, pp35-47.

**Yaich C (1992)-** Sédimentologie, tectonique (et variations relative du niveau marin) dans les formations du Miocène inférieur à moyen. Tunisie centrale et orientale. Geol. Méditer. XIX, 4, pp249-264.

**Yaich C (1994)-** Interprétation séquentielle de l'Oligo-Miocène (Tunisie centrale et nordorientale. Sci. Géol. Bull., 47, 1-4, pp27-49..

**Yaich C. (1997)-** Dynamique sédimentaire, Eustatisme et Tectonique durant l'Oligo-Miocène en Tunisie. Formations Fortuna, Messioua et Grijima ; Numidien et Gréso-Micacé. Thèse de Doc. Es-Sc. Univ. Tunis II, Fac. Sci. 479p.

**Yaich C., Truillet R. et Martinez C. (1987)-** Présence de dépôts deltaïques d'affinité formation Fortuna (Oligo-Miocène inférieur) au-dessus de dépôts continentaux à faciès Messioua attribués au Miocène inférieur-moyen au Jebel Grijima (Axe Nord-Sud, Tunisie Centrale). 8th IAS Tunis, p503.

**Yaich C., Ben Ismail-Lattrache K., Zaghbib-Turki D. et Turki M. M. (1994)-** Interprétation séquentielle de l'Oligo-Miocène (Tunisie centrale et nord-orientale). Sci. Géol. Bull., 47, 1-4, pp.27-79.

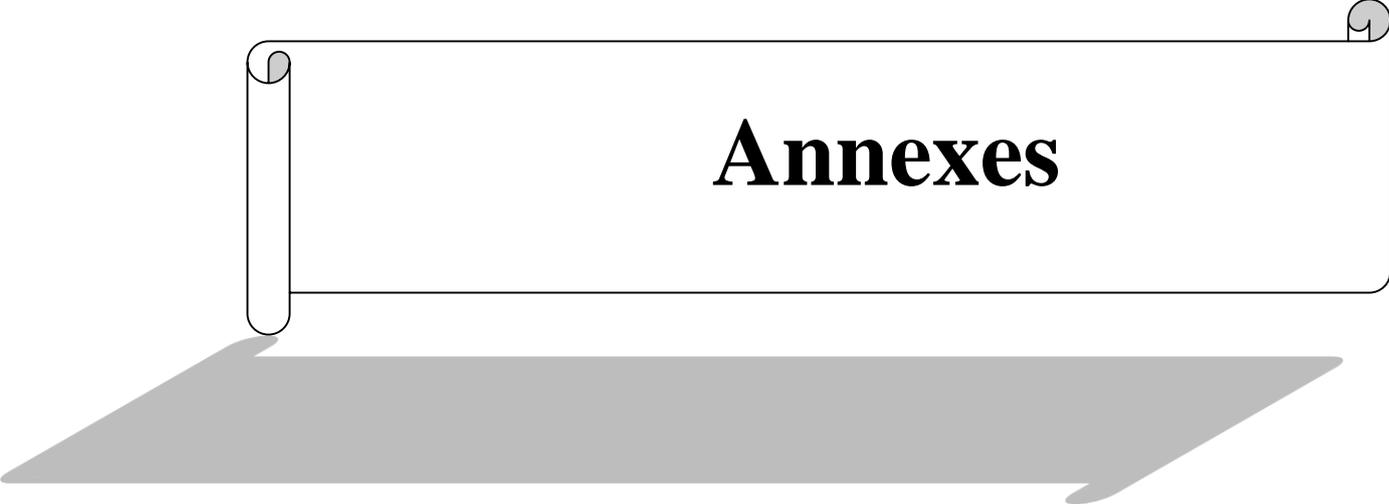
**Yaich C., Hooyberghs H.J.F., Durlet C. et Renard M. (2000)-** Corrélation stratigraphique entre les unités oligo-miocènes de Tunisie centrale et le Numidien. C. R. Acad. Sci. Paris, 331, pp.499-506.

## **Z**

**Zargouni F. (1977)-** Etude des mouvements ascensionnels du complexe triasique dans la chaîne de Lansarine (Atlas tunisien-zone des diapirs). Notes Serv. Géol., N°43, p.p. 13-21.

**Zhang S., Wang X., & Zhu H., (2000).-** Magnetic susceptibility variations of carbonates controlled by sea level changes —Examples in Devonian to Carboniferous strata in southern Guizhou Province, China. Science in China (series D). Vol 43.N°3.

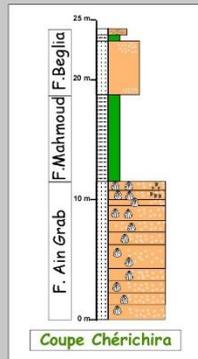
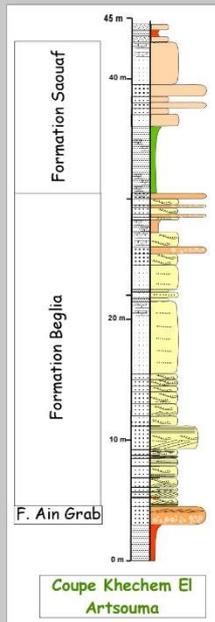




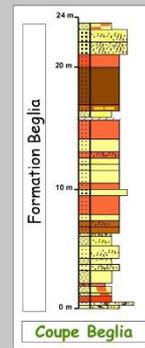
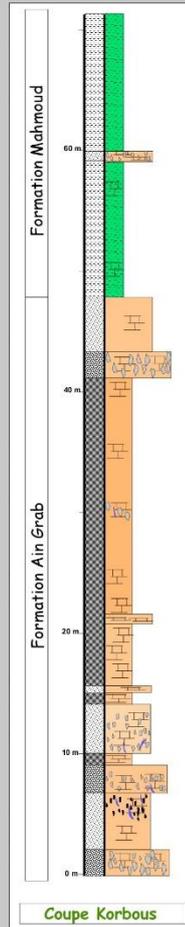
# **Annexes**

### Légende:

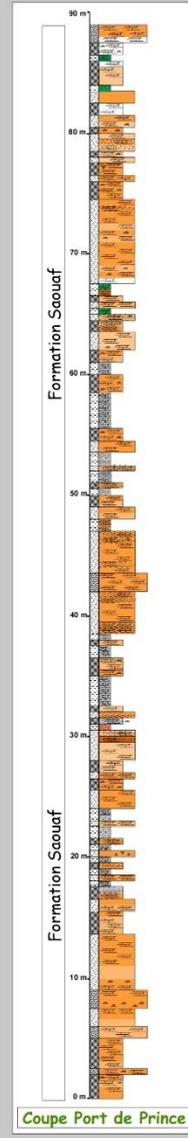
- |  |               |  |                               |
|--|---------------|--|-------------------------------|
|  | Argile        |  | Calcaire                      |
|  | Grès fin      |  | Laminations                   |
|  | Grès moyen    |  | Stratifications obliques      |
|  | Grès grossier |  | Stratifications entrecroisées |
|  | Bioturbation  |  | Galets                        |
|  | Bivalves      |  | Copeaux d'argile              |



Tunisie centrale

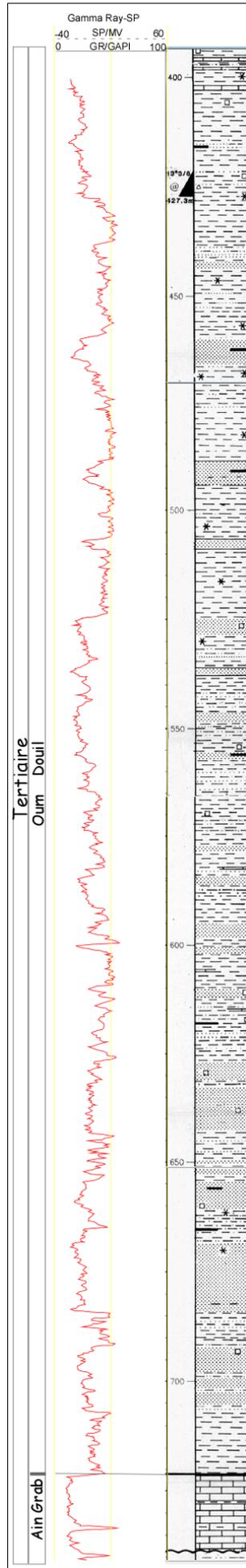


Tunisie nord orientale





# BELLI 1

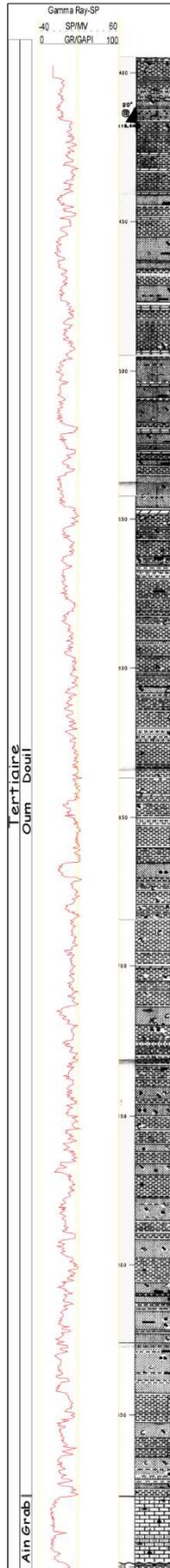




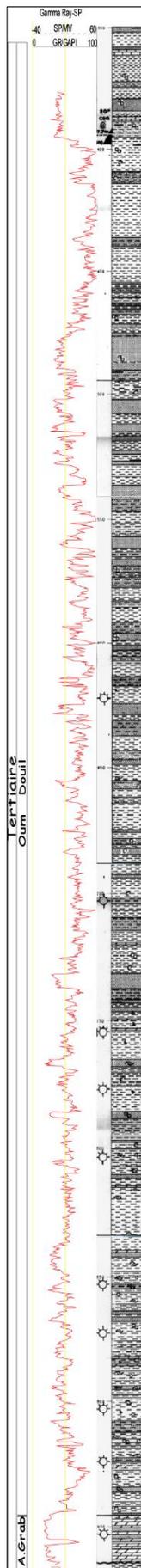


**BELLI2**

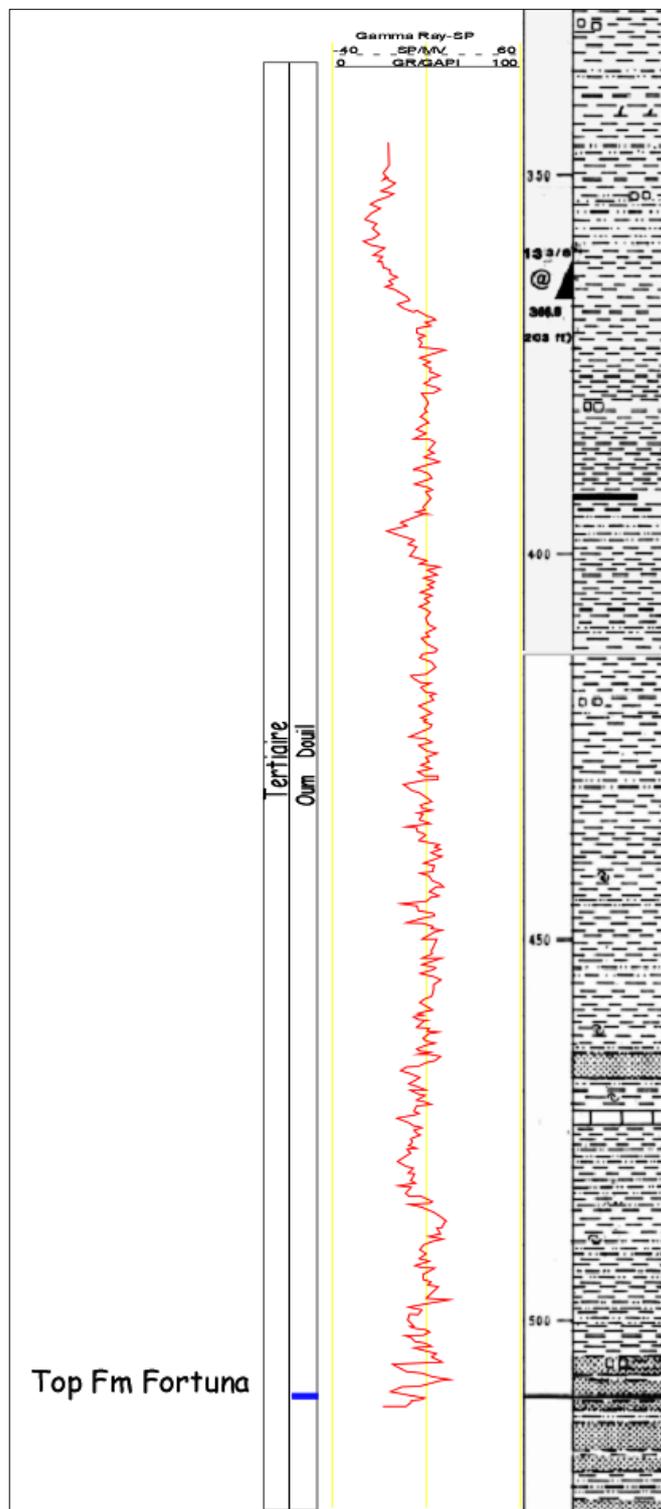
# BELLI 3



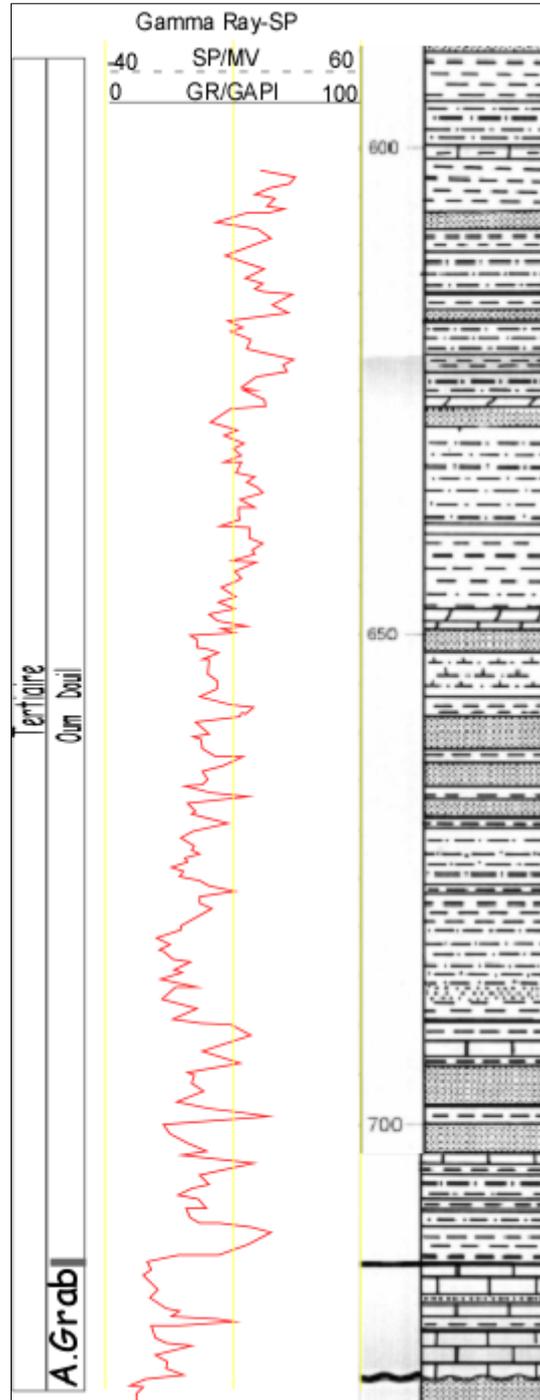
# BELLI4



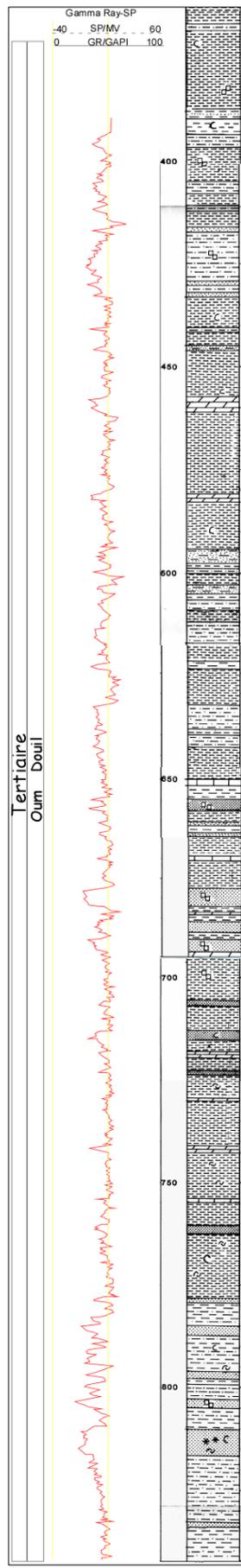
# BELLI5



# BELLI6



# BELLI 7



---

---

# **SEDIMENTOLOGIE ET CONTROLE EUSTATIQUE: CAS DU MIOCENE, TUNISIE CENTRE NORD**

---

---

**Hanen BELGHITHI**

---

---

## **Résumé :**

Sur la base des données obtenues, l'objectif est de proposer un modèle sédimentologique, étudier les variations eustatiques à l'échelle régionale et globale, établir des corrélations et élaborer un modèle paléogéographique des séries du Miocène en Tunisie. Le présent projet s'intéresse donc à caractériser les variations spatiotemporelles des faciès, les variations eustatiques à l'échelle régionale et globale et les corrélations de ces séries miocènes. Pour ce faire, nous observons et analysons les différents mécanismes sédimentaires, afin d'identifier des surfaces remarquables corrélables et établir un découpage séquentielle sur ces séries silicoclastiques. Ainsi qu'une étude des variations de la susceptibilité magnétique mesurée.

## **Mots clés:**

Dépôts silicoclastiques, sédimentologie, stratigraphie séquentielle, susceptibilité magnétique, Miocène, Tunisie.