



HAL
open science

Chronostratigraphie et sédimentologie des bassins néogènes de Boudinar et d'Arbaa Taourirt (Rif oriental, Maroc)

Mohammed Achalhi

► **To cite this version:**

Mohammed Achalhi. Chronostratigraphie et sédimentologie des bassins néogènes de Boudinar et d'Arbaa Taourirt (Rif oriental, Maroc) . Géologie appliquée. Université Mohammed Premier, Faculté des sciences Oujda (Maroc), 2016. Français. NNT : . tel-01473572v1

HAL Id: tel-01473572

<https://theses.hal.science/tel-01473572v1>

Submitted on 22 Feb 2017 (v1), last revised 20 Apr 2018 (v2)

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

Copyright



Université Mohammed Premier

جامعة محمد الأول

Faculté des Sciences Oujda

كلية العلوم وجدة

مركز دراسات الدكتوراه علوم وتكنولوجيا



Centre d'Etudes Doctorales Sciences et Techniques

N° d'ordre : 394/16

THÈSE

Présentée et soutenue par :

Mohammed ACHALHI

Pour obtenir le grade de :

DOCTEUR EN SCIENCES

Formation Doctorale : Géosciences

Spécialité : Sédimentologie

Chronostratigraphie et sédimentologie des bassins néogènes de Boudinar et d'Arbaa Taourirt (Rif oriental, Maroc)

Soutenue publiquement le 15 Décembre 2016 à Oujda devant la commission d'examen :

| | | |
|----------------------------|---|----------------------|
| Mr. Abdelkhalak Ben Moussa | Professeur, Faculté des Sciences, Tétouan | Président |
| Mr. Hamid Haddoumi | Professeur, Faculté des Sciences, Oujda | Rapporteur |
| Mr. Halima Rezqi | Professeur, Faculté des Sciences, Oujda | Rapporteure |
| Mr. Abdelhamid Sadiki | Professeur, Faculté des Sciences, Oujda | Rapporteur |
| Mr. Jean-Jacques Cornée | DR2, CNRS, Université Montpellier II, France | Examineur |
| Mr. Philippe Münch | Professeur, Université Montpellier II, France | Codirecteur de thèse |
| Mr. Ali Azdimousa | Professeur, Faculté des Sciences, Oujda | Directeur de thèse |

Les travaux présentés dans cette thèse ont été financés par :

- Une bourse du centre national pour la recherche scientifique et technique « CNRST »,
- Le programme du CNRS français : Actions Marges-MedOcc chantier “Alboran”,
- Le programme de la coopération scientifique franco-marocaine : PHC Volubilis N° MA/12/274,
- Le projet européen FP7-IRSES-MEDYNA

REMERCIEMENTS

Au terme de ce travail qui ne se réalise jamais seul, je voudrais adresser mes sincères remerciements à tous ceux qui ont pu m'aider, de près ou de loin, à tous ceux qui ont permis par leur soutien et leurs conseils, de le mener à bien.

Premièrement, je remercie mes parents qui ont su croire en moi et qui m'ont apporté toute leur aide quand j'en ai eu besoin. « Vous avez tout sacrifié pour vos enfants n'épargnant ni santé ni efforts. Vous m'avez donné un magnifique modèle de labeur et de persévérance. Je suis redevable d'une éducation dont je suis fier », ce mémoire est dédié à vous à 100%. Je remercie également mes frères et sœurs (**Maser, Ridouan, Nazha, Ouarda, Morad, Wafae, Nafie, Achraf, Wiâam**) et toute ma famille (oncles, cousines et cousins, nièces, neveux, etc.) qui m'ont soutenu, de près ou de loin durant mes études doctorales et qui ont contribué à ce que je suis devenu.

Je remercie très chaleureusement mes directeurs de thèse, messieurs les professeurs **Ali Azdimousa** et **Philippe Münch**, qui, malgré leurs nombreuses occupations, ont accepté de prendre la direction de cette thèse en cours de route, transformant ainsi les difficultés rencontrées en une expérience enrichissante. Je leurs suis également reconnaissant de m'avoir assuré un encadrement rigoureux tout au long de ces années. Je les remercie également d'avoir mettre à ma disposition tous les moyens et finances pour réaliser ce travail.

À titre égal, je suis aussi redevable à la contribution de messieurs les professeurs **Jean-Jacques Cornée** et **Gilles Merzeraud** qui ont dirigé cette thèse. Ils ont consacré, chacun à leur manière beaucoup de temps et d'énergie pour son avancement. Je suis grandement reconnaissant pour leurs partages d'idées et commentaires judicieux, lesquels m'ont permis d'affiner davantage certains points de l'analyse et de l'interprétation de mes données.

Je tiens également à remercier chaleureusement la professeure, madame **Sérvrine Fauquette** pour sa contribution précieuse à la réalisation d'une partie de ce travail. Au même titre, mes remerciements sont adressés aux professeurs monsieur **Frédéric Quillévééré**, mesdames **Mihaela Melinte-Dobrinescu** et **Hara Drinia** pour leurs analyses et le temps précieux consacré pour cette thèse. Un grand merci et également adressé à **Najat Feddi**, qui a participé à quelques missions de terrain.

Les examinateurs qui ont accepté de siéger sur le jury de cette thèse doivent aussi trouver ici l'expression de ma reconnaissance, soit les professeurs **Abdelkhalak Ben Moussa, Hamid Haddoumi, Halima Rezqi** et **Abdelhamid Sadiki**.

Je voudrais remercier tous les membres du Laboratoire de Géosciences Appliqués de la faculté des sciences d'Oujda et du Laboratoires Géosciences Montpellier de l'Université Montpellier II, plus particulièrement les membres de l'équipe « Bassin » pour leurs accueils, contribution et aide pour réaliser ce travail.

Un merci spécial est adressé à **Houda** qui m'a constamment encouragé et soutenu tout au long de ces années. Je remercie également **Rachid Ahrouch** et **Khalid Majdoubi** pour leurs accueil durant mes stages en France. Je ne saurais terminer sans souligner le soutien amical et chaleureux de mes copains et amis de tous les jours (**Hanae, Abdelilah, Khalid, Morad, El Masaoudi, Issam, Khoutoul, Farid, Oussama, Yassir, Najib ...**) qui m'ont soutenus durant ce parcours doctoral.

LISTE DES PUBLICATIONS ET COMMUNICATIONS

Publications :

- **Mohammed Achalhi, Philippe Münch, Jean-Jacques Cornée, Ali Azdimousa, Mihaela Melinte-Dobrinescu, Frédéric Quillévéré, Hara Drinia, Séverine Fauquette, Gonzalo Jiménez-Moreno, Gilles Merzeraud, Abdelkhalak Ben Moussa, Younes El Kharim, Najat Feddi, 2016.** « The late Miocene Mediterranean-Atlantic connections through the North Rifian Corridor: New insights from the Boudinar and Arbaa Taourirt basins (northeastern Rif, Morocco) ». *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 459 131–152.
- **Jean-Jacques Cornée, Philippe Münch, Mohammed Achalhi, Gilles Merzeraud, Ali Azdimousa, Frédéric Quillévéré, Mihaela Melinte-Dobrinescu, Christian Chaix, Abdelkhalak Ben Moussa, Johanna Lofi, Michel Séranne, Pierre Moissette, 2016.** The Messinian erosional surface and the early Pliocene reflooding in the Alboran Sea: new insights from the Boudinar basin, Morocco. *Sedimentary Geology*, 333, 115–129.
- **Gilles Merzeraud, Mohammed Achalhi, Jean-Jacques Cornée, Philippe Münch, Ali Azdimousa, Abdelkhalak Ben Moussa.** Facies analysis and sequence stratigraphy of the late Messinian - early Pliocene continental to marine deposits of the Boudinar Basin (North Morocco). *Soumission à Sedimentology en 2016.*
- **H. Nasri, K. Elhammouti, A. Azdimousa, M. Achalhi, S. Bengamra, 2016.** Caractérisation calcimétrique et sédimentométrique des dépôts argileux du bassin néogène de Boudinar (Rif nord-oriental, Maroc) : implication sur l'évolution eustatique et hydrodynamique du bassin et intérêt économique. *J. Mater. Environ. Sci.* 7 (3), 859-870.

Communications :

- **Mohammed Achalhi, Philippe Münch, Jean-Jacques Cornée, Ali Azdimousa, Mihaela Melinte-Dobrinescu, Frédéric Quillévéré, Hara Drinia, Séverine Fauquette, Gonzalo Jiménez-Moreno, Gilles Merzeraud, Abdelkhalak Ben Moussa, Younes El Kharim, Najat Feddi.** « *The late Miocene Mediterranean-Atlantic*

connections through the North Rifian Corridor: New insights from the Boudinar and Arbaa Taourirt basins (northeastern Rif, Morocco) ». Les Journées Géologiques Du Maroc : Géologie et exploration, Ministre de l'Énergie, des Mines, de l'Eau et de l'Environnement. Rabat, mai 2016.

- **Mohammed Achalhi, Gilles Merzeraud, Ali Azdimousa, Philippe Munch, Jean Jacques Cornee, Abdelkhalak Ben mousa** : « *le réennoiment Pliocène en mer d'Alboran : apports du bassin de boudinar (Maroc oriental) »*. **5ème rencontre internationale sur la valorisation et la préservation du patrimoine Paléontologique (RIV3P5)**, à l'université Mohammed 1er Oujda, Mai 2014.
- **Manfred Lafosse, Mohammed Achalhi, Elia d'Acemont, Philippe Münch, Belen Alonso, Abdellah Ammar, Ali Azdimousa, Abdelkhalak Ben Moussa, Jean-Jacques Cornée, Michel Corsini, Gemma Ercilla, Carmen Juan, Christian Gorini, Gilles Merzeraud, Mihaela Melinte-Dobrinescu, Frédéric Quillévéré, Alain Rabaute** : « *Evolution Néogène supérieur de la marge marocaine du bassin d'Alboran : Etude intégrée Terre-Mer du bassin de Boudinar »*. À "RST Meeting", Pau (France), octobre 2014.
- **Nasri Hicham, Elhammouti Kamal, Azdimousa Ali, Achalhi Mohammed** : « *Etude sédimentologique de la fraction fine du bassin néogène de Boudinar (Rif oriental, Maroc) »*. **Les premières journées jeunes chercheurs en Géosciences**, Casablanca le 20 Mars 2015.

RESUME

Sur la base d'études sédimentologiques et chronostratigraphiques dans les bassins de Boudinar et d'Arbaa Taourirt (Rif oriental, Maroc), l'évolution géodynamique néogène du domaine sud-Alboran en Méditerranée occidentale a été clarifiée. Ce travail est axé sur trois grandes thématiques de recherche. La première vise à l'établissement d'un cadre chronostratigraphique pour l'ouverture et la fermeture du Couloir Nord Rifain, par l'étude de deux bassins néogènes de la bordure sud de la mer d'Alboran. La deuxième, vise à comprendre le comportement de ces deux bassins face à un événement majeur de l'histoire de la Méditerranée : la Crise de salinité messinienne. Finalement, la troisième vise à comprendre les modalités de remise en eau de la Méditerranée après la Crise : le renoisement pliocène.

L'évolution du Couloir Nord Rifain au Miocène supérieur est clarifiée sur la base des études chronostratigraphiques des bassins néogènes de Boudinar et d'Arbaa Taourirt (Maroc Nord oriental). Les sédiments marins miocènes se sont déposés entre le Tortonien inférieur et le Messinien inférieur (10 à 6.1 Ma) dans le bassin de Boudinar et entre le Tortonien supérieur et le Messinien inférieur dans le bassin d'Arbaa Taourirt. Les données paléoenvironnementales enregistrent un ennoyage important du bassin de Boudinar en relation avec une tectonique extensive pendant le Messinien inférieur (~7.2 Ma). En même temps, des conglomérats et de grès progradants se sont développés au-dessus des marnes tortoniennes dans le bassin d'Arbaa Taourirt. Le bassin de Boudinar a subi un désapprofondissement au Messinien inférieur. Ces résultats indiquent que le Couloir Nord Rifain s'est ouvert à ~7.2 Ma assurant les communications entre l'Atlantique et la Méditerranée, puis a subi une restriction progressive pendant le Messinien inférieur avant d'être totalement fermé à ~6.1 Ma.

De nouvelles études sédimentologiques et paléontologiques des dépôts Messinien supérieur-Pliocène inférieur dans le bassin de Boudinar fournissent des informations sur la Crise de salinité messinienne (« MSC ») et le réennoisement zancéen dans la Mer d'Alboran. L'un des marqueurs majeurs de la Crise est identifié : la surface d'érosion messinienne « MES ». Elle est d'âge Messinien supérieur et a été mise en place dans des conditions subaériennes. Sa géométrie originale n'est préservée que localement et a été remodelée par la surface transgressive du Pliocène inférieur.

Au dessus de la « MES » le remplissage sédimentaire du bassin de Boudinar est caractérisé par une grande variété de faciès allant des conditions de dépôts continentales jusqu'à des conditions

d'offshore inférieur. Deux ensembles majeurs sont reconnus : un ensemble messinien terminal-zancléen qui constitue une mégaséquence transgressive-regressive, interrompue au sommet par une discordance tectonique, et un ensemble plio-quaternaire regressif. Durant l'intervalle Messinien terminal-Zancléen, quatre modèles de dépôts successifs ont été documentés enregistrant des changements majeurs de paléocourants et de paléogéographies, liés aux fluctuations de niveau de base. Nous n'avons pas identifié de Gilbert delta à Boudinar. La remontée du niveau de base est marquée par une régression normale et par le développement des lacs et de complexes de fan-deltas sur les marges du bassin pendant le Messinien supérieur, avant l'inondation marine au Zancléen basal. Le réennoiment marin du bassin apparaît plus tard avec une surface de transgression ravinante et par d'épais dépôts transgressifs, en onlap sur tous les dépôts précédents. La majeure partie du remplissage sédimentaire du bassin n'est pas reçue des reliefs de la bordure sud du bassin, mais du côté Nord-Ouest au bord de la Méditerranée. Les sédiments sont alors remaniés par les tempêtes et transportés vers le sud par la dérive littorale. Une surface d'inondation maximale a été identifiée à plusieurs dizaines de mètres au-dessus de la « MES ». Ceci suggère un ennoiment progressif et non catastrophique, après la chute du niveau de base méditerranéen.

ABSTRACT

The Neogene geodynamics evolution of the south-Alboran realm in western Mediterranean has been clarified, based on sedimentological and chronostratigraphical studies. This work focuses on three main themes of research, the first is to establish the moments for the opening and closing of the North Rifian Corridor by studying two Neogene basins of the southern edge of the Alboran sea. The second, aims to understand the behavior of these two basins face a major event in the history of the Mediterranean: The Messinian Salinity Crisis. Finally, the third theme aims to understand the modalities Post-MSC reflooding in the southern part of the Alboran realm.

The late Miocene evolution of the North Rifian Corridor is clarified on the basis of chronostratigraphic studies of the Neogene Boudinar and Arbaa Taourirt basins (northeastern Morocco). The marine sediments deposited in the Boudinar basin between the early Tortonian and the late early Messinian (10 Ma to 6.1 Ma) and in the late Tortonian-earliest Messinian interval in the Arbaa Taourirt basin. Palaeoenvironmental data record a major drowning in association with extensive tectonics in the Boudinar basin during the early Messinian at ~7.2 Ma. At the same time, prograding conglomerates and sandstones developed over the late Tortonian marls in the Arbaa Taourirt basin. During the late-early Messinian, a shallowing trend occurred in the Boudinar basin. Thus, the North Rifian Corridor opened at ~7.2 Ma ensuring Atlantic-Mediterranean connections, then was progressively restricted during the late-early Messinian and totally closed at ~6.1 Ma.

New sedimentological and paleontological studies of the late Messinian-early Pliocene deposits in the Boudinar basin provide new information on the Messinian Salinity Crisis (« MSC ») and the Zanclean reflooding in the Alboran sea. The Messinian erosional surface « MES » is of late Messinian age and was emplaced in subaerial settings. It is polygenic, its original geometry is locally preserved and was re-shaped by the Pliocene transgressive surface.

Above the « MES », the Boudinar basin infill is characterized by a wide variety of facies from continental settings to lower offshore conditions. Two major sets are recognized: a latest Messinian-Zanclean set that constitutes a transgressive-regressive megasequence interrupted at the top by a tectonic unconformity, and an Plio-Quaternary regressive set. During the late Messinian Zanclean interval, four successive depositional models were documented. They record major changes in palaeoflow and paleogeography related to base-level fluctuations. No

Gilbert-type delta has been identified at Boudinar. The beginning of base-level rise is marked by normal regressions and by the formation of several lakes and fan-delta complexes on the margins of the basin in the late Messinian and before the marine reflooding in the early Zanclean. The marine reflooding of the basin appears later, with a transgressive surface of ravinement and a thick package of transgressive deposits. These transgressive deposits onlap over all previous deposits. The major part of the basin infill did not issue from an inner landward position (south of the basin) but from the northwestern side of the basin, i.e. near the Mediterranean. Sediments were subsequently reworked by storms and transported by longshore-drift towards the south. A maximum flooding surface is found several tens of metres above the « MES ». This finding is consistent with a progressive and not a catastrophic early Zanclean flooding of the western Mediterranean after the Mediterranean base-level fall.

LISTE DES ABREVIATIONS

| | |
|--|--|
| AC : Complexe d'Alpujarrides | MES : Messinian Erosional Surface |
| Alb : Alboran Sea | MFS : Maximum Flooding Surface |
| BOB : Boudinar Basin | MRS : Maximum Regressive Surface |
| BOG : Bouhaddi Graben | MSC : Messinian Salinity Crisis |
| CF : Crevillente Fault | NF : Nekor Fault |
| DSB : Dhar Souk Basin | NAB : Nador Basin, |
| EAB : le bassin Est-Alboran | NFC : Complexe des Nevado-Filabrides |
| FNR : Fnidek Region | NN : Neogene Nannoplankton |
| FR : Forced Regression | NGHB : Northern Ghareb Basin |
| FSST : Falling Stage System Tract | NR : Normal Regression |
| GB : Gorringe Bank | PF : Palomares Fault |
| GF : Gloria Fault | SAB : le bassin Sud-Alboran |
| HCS : Hummocky Cross Stratification | SCS : swaley cross-stratification |
| HF : Horseshoe Fault | SGHB : Southern Gharb Basin |
| HOs : highest occurrence | SU : Subaerial unconformity |
| HST : Highstand System Tracts | TAB : Taounate Basin, |
| KEB : Kert Basin | TAR : Talembote Region |
| LAF : Larache Foredeep | TGB : Taza-Guercif Basin, |
| LF : Lorca Fault | TMB : Tetouan-Martil Basin, |
| LOs : lowest occurrence | TRS : Transgressive Ravinment Surface |
| LST : Lowstand System Tracts | TST : Transgressive System Tract |
| MA : Middle Atlas | WAB : le bassin Ouest-Alboran |
| MC : Complexe des Malaguides | YF : Yussuf Fault |
| MEB : Melilla Basin | ZOF : Zoumi Foredeep |

TABLE DES MATIERES

| | |
|------------------------------|----|
| RESUME..... | 7 |
| ABSTRACT..... | 9 |
| LISTE DES ABREVIATIONS..... | 11 |
| TABLE DES MATIERES..... | 12 |
| LISTE DES ILLUSTRATIONS..... | 18 |
| INTRODUCTION GENERALE..... | 28 |

CHAPITRE I :

CONTEXTE GEOLOGIQUE GLOBALE

| | | |
|--------|---|----|
| I. | DE LA MER MEDITERRANEE AUX CHAINES BETICO-RIFAINES | 33 |
| 1. | Cinématique de la convergence Afrique/Eurasie | 33 |
| 1.1. | <i>A l'échelle de la Méditerranée</i> | 33 |
| 1.2. | <i>A l'échelle du Domaine d'Alboran</i> | 34 |
| 2. | Structure actuelle du Domaine d'Alboran | 37 |
| 2.1. | <i>Tomographie sismique</i> | 37 |
| 2.2. | <i>Sismicité et néotectonique</i> | 38 |
| 3. | Les grands modèles d'évolution géodynamique de l'arc de Gibraltar | 39 |
| 3.1. | <i>Modèles du retrait du plan de subduction</i> | 39 |
| 3.2. | <i>Modèles de délamination crustale</i> | 40 |
| II. | LE DOMAINE D'ALBORAN : LES CHAINES BETICO-RIFAINES ET LES BASSINS SEDIMENTAIRES ASSOCIES | 42 |
| 1. | Description des grands Domaines structuraux de la chaîne rifaine..... | 42 |
| 1.1. | <i>Les zones internes</i> | 42 |
| 1.1.1. | Les Sebtides | 43 |
| 1.1.2. | Les Ghomarides | 44 |
| 1.1.3. | La Dorsale calcaire..... | 45 |
| 1.2. | <i>Le domaine des flyschs maghrébins</i> | 45 |
| 1.3. | <i>Le domaine externe</i> | 46 |
| 1.3.1. | L'intrarif..... | 46 |
| 1.3.2. | Le Mésorif..... | 47 |
| 1.3.3. | Le Prérif et l'avant pays | 47 |
| 2. | Les bassins sédimentaires Tertiaires et cycles les tectono-sédimentaires | 48 |
| 2.1. | <i>Domaine marin : bassin d'Alboran</i> | 48 |
| 2.2. | <i>Domaine continental : les bassins tertiaires du Rif</i> | 51 |

| | |
|--|----|
| 2.2.1. Le Rif occidental..... | 51 |
| 2.2.2. Le Rif oriental | 55 |
| 3. La Crise de salinité messinienne | 58 |
| 3.1. Les causes de la « MSC » | 59 |
| 3.2. Controverse autour des modèles de la « MSC »..... | 63 |
| 3.2.1. Bassin profond vs. Bassin peu profond..... | 63 |
| 3.2.2. Moment de dépôt des évaporites : synchrone vs. diachrone..... | 65 |
| 3.3. Apports des études en domaine marin | 67 |
| 3.4. Vers un scénario consensuel | 69 |

CHAPITRE II :

ÉTUDE STRATIGRAPHIQUE DES DÉPÔTS MIOCÈNES DU BASSIN DE BOUDINAR ET DE L'ARBAA TAOURIRT : APPORTS CONCERNANT LES COMMUNICATIONS ENTRE L'ATLANTIQUES ET LA MÉDITERRANÉE PAR LE COULOIR NORD RIFAIN AU MIOCÈNE SUPÉRIEUR (ARTICLE 1)

| | |
|--|----|
| I. INTRODUCTION..... | 75 |
| II. CONTEXTE GÉOLOGIQUE | 77 |
| III. MATÉRIEL ET MÉTHODES | 80 |
| 1. Biostratigraphie | 81 |
| 2. Paléobathymétrie | 82 |
| 3. Pollens | 82 |
| 4. Datation $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ | 83 |
| IV. RESULTATS | 84 |
| 1. Bassin de Boudinar..... | 84 |
| 1.1. Lithostratigraphie | 84 |
| 1.1.1. Coupe d'Irhachâmene..... | 84 |
| 1.1.2. Coupe de Moulay el'Arbi | 88 |
| 1.1.3. Autres coupes complémentaires | 90 |
| 1.2. Biostratigraphie | 91 |
| 1.2.1. Coupe d'Irhachâmene..... | 91 |
| 1.2.2. Coupe de Moulay el'Arbi | 94 |
| 1.2.3. Coupe d'Aït Abdallah..... | 94 |
| 1.3. Datation $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ | 96 |
| 1.3.1. Coupe d'Irhachâmene..... | 96 |
| 1.3.2. Coupe de Moulay el'Arbi | 96 |
| 1.4. Les assemblages de foraminifères benthiques et estimation des paléobathymétries 98 | |
| 1.4.1. Coupe de Moulay el'Arbi | 98 |

| | | |
|--------|--|-----|
| 1.4.2. | Coupe de Sidi Haj Youssef..... | 100 |
| 1.5. | <i>Pollens</i> | 101 |
| 2. | Le bassin d'Arbaa Taourirt..... | 102 |
| 2.1. | <i>Lithostratigraphie</i> | 102 |
| 2.2. | <i>Biostratigraphie</i> | 104 |
| 2.2.1. | Coupe d'Azroû Zazîrhîne | 104 |
| 2.2.2. | Coupe Nord Arbaa..... | 104 |
| V. | DISCUSSION..... | 104 |
| 1. | Chronostratigraphie du bassin de Boudinar et de l'Arbaa Taourirt | 104 |
| 1.1. | <i>Bassin de Boudinar</i> | 106 |
| 1.2. | <i>Corrélation avec le bassin de l'Arbaa Taourirt</i> | 108 |
| 1.3. | <i>Corrélation avec d'autres bassins néogènes marginaux</i> | 109 |
| 2. | Evolution tectonique, sédimentaire et paléoenvironnementale du bassin de Boudinar et d'Arbaa Taourirt..... | 111 |
| 2.1. | <i>Serravallien supérieur?-Tortonien inférieur</i> | 111 |
| 2.2. | <i>Tortonien supérieur</i> | 112 |
| 2.3. | <i>Transition Tortonien-Messinien</i> | 113 |
| 2.4. | <i>Messinien inférieur</i> | 114 |
| 3. | Connections entre l'Atlantique et la Méditerranée au Miocène supérieur | 114 |
| VI. | CONCLUSION | 117 |

CHAPITRE III :

LA SURFACE D'EROSION MESSINIENNE ET LE REENNOIEMENT PLIOCENE DANS LE DOMAINE D'ALBORAN : NOUVELLES DONNEES DANS LE BASSIN DE BOUDINAR (MAROC). (ARTICLE 2)

| | | |
|--------|------------------------------------|-----|
| I. | INTRODUCTION..... | 120 |
| II. | CONTEXTE GEOLOGIQUE..... | 121 |
| III. | METHODES | 123 |
| IV. | RESULTATS | 123 |
| 1. | Partie Nord du bassin..... | 123 |
| 1.1. | <i>Coupe d'Aït Abdallah</i> | 123 |
| 1.1.1. | <i>Lithostratigraphie</i> | 123 |
| 1.1.2. | <i>Biostratigraphie</i> | 125 |
| 1.2. | <i>Région de Saïda</i> | 127 |
| 1.3. | <i>« Main Road »</i> | 127 |
| 2. | Centre du bassin | 127 |
| 2.1. | <i>Coupe d'Irhachâmene</i> | 127 |
| 2.2. | <i>Coupe d'Imessaouïdene</i> | 128 |

| | |
|---|-----|
| 2.3. Oued Amekrâne | 130 |
| 3. Partie Sud du bassin..... | 130 |
| 3.1. Megziyat-Iyedderene | 130 |
| 3.2. Oued Salah | 131 |
| 4. Géométrie, amplitude, nature et âge de la surface d'érosion dans le bassin de Boudinar | 133 |
| V. DISCUSSION..... | 137 |
| 1. La surface d'érosion messinienne au Maroc et en bassin d'Alboran | 137 |
| 2. La transgression du Zancéen inférieur | 141 |
| 3. Est-ce que certaines connections marines entre l'Atlantique et la Méditerranée ont persisté durant la « MSC » ?..... | 143 |
| VI. CONCLUSIONS | 145 |

CHAPITRE IV :

ETUDE SEDIMENTOLOGIQUE DES DEPOTS DU MESSINIEN SUPERIEUR- PLIOCENE INFERIEUR DU BASSIN DE BOUDINAR (Article 3)

| | |
|---|-----|
| I. INTRODUCTION | 148 |
| II. ANALYSE DES FACIES | 149 |
| 1. Faciès F1 : faciès chaotique à olistolites de gypse | 152 |
| 2. Faciès F2 : conglomérat mal classé à matrice argilo-silteuse blanche | 152 |
| 3. Faciès F3 : conglomérat cimenté à matrice microconglomératique | 153 |
| 4. Faciès F4 : grès stratifiés à galets légèrement imbriqués | 154 |
| 5. Faciès F5 : calcaire mudstone compact | 155 |
| 6. Faciès F6 : marnes grises laminées à lentilles conglomératiques érosives | 156 |
| 7. Faciès F7 : conglomérats et grès grossiers à stratification oblique arquée (« trough cross stratification ») | 158 |
| 8. Faciès F8 : conglomérats cimenté (F8 a) / graviers et grès rouges stratifiés (F8 a) ... | 160 |
| 9. Faciès F9 : conglomérats à support matriciel ou clastique..... | 161 |
| 10. Faciès F10 : grès grossier stratifié à litage oblique plan / litage oblique arqué | 163 |
| 11. Faciès F11 : argiles bariolées | 164 |
| 12. Faciès F12 : grès et conglomérats érosifs | 165 |
| 13. Faciès F13 : conglomérats très riches en débris de faune (shell beds)..... | 167 |
| 14. Faciès F14 : alternance de sables fins/silts et bancs sableux grossiers à conglomérats | 169 |
| 15. Faciès F15 : barres sablo-conglomératiques progradantes..... | 172 |
| 16. Faciès F16 : barres sableuses à litage oblique plan et litage oblique tabulaire (« tabular-planar cross-bedding »)..... | 174 |
| 17. Faciès F17 : bancs conglomératiques et sableux érosifs..... | 175 |
| 18. Faciès F18 : sables fins et silts laminés à bioturbation diversifiée..... | 178 |

| | |
|--|-----|
| 19. Faciès F19 : sables fins à stratifications obliques en creux « Swaley cross-stratification, SCS » | 180 |
| 20. Faciès F20 : grès moyens à litage entrecroisé (cross-bedding)..... | 182 |
| 21. Faciès F21 : sables moyens et conglomérats fins à faune marine profonde | 183 |
| 22. Faciès F22 : bancs sableux épais à stratification oblique en mamelons (HCS) | 185 |
| 23. Faciès F23 : HSC sableux fins fortement bioturbés..... | 186 |
| 24. Faciès F24 : sables fins et silts marrons à rides | 188 |
| 25. Faciès F25 : lits silteux marron faiblement ondulés..... | 189 |
| 26. Faciès F26 : marnes grises sombres à faune marine profonde..... | 191 |
| III. ASSOCIATIONS DE FACIES/ENVIRONNEMENT DE DEPOT | 194 |
| 1. Association de faciès AF1 (F1, F2, F3, F4) : Ecoulements gravitaires subaériens.... | 194 |
| 2. Association de faciès AF 2 (F5, F6) : Milieu lacustre à influence gravitaire..... | 195 |
| 3. Association de faciès AF 3 (F2, F3, F7, F8, F9, F10) : Fan delta à dominance fluviale | 197 |
| 4. Association de faciès AF 4 (F11, F12) : Milieu lagunaire à influence gravitaire | 198 |
| 5. Association de faciès AF 5 (F13, F14) : Backshore/Foreshore..... | 200 |
| 6. Association de faciès AF 6a (F15, F16, F17, F18, F19, F22) : Shoreface supérieur/ Shoreface moyen..... | 201 |
| 7. Association de faciès AF 6b (F16, F17, F18, F20, F21, F23) : Shoreface inférieur .. | 203 |
| 8. Association de faciès AF 7a (F18, F24, F25) : Offshore supérieur..... | 205 |
| 9. Association de faciès AF 7b (F25, F26) : Offshore inférieur..... | 205 |
| IV. ETUDE DE LA PETROGRAPHIE DES FORMATIONS CONGLOMERATIQUES ET DES PALEOCOURANTS | 207 |
| 1. Introduction | 207 |
| 2. Stratigraphie des unités géologiques du pourtour du bassin de Boudinar..... | 208 |
| 2.1. Le domaine interne (la dorsale calcaire) | 208 |
| 2.2. Le domaine des flyschs (la nappe de Tisiren)..... | 209 |
| 2.3. Le domaine externe (L'unité de Kétama) | 210 |
| 2.4. Le Rif occidental et central (Zones des Fenêtres) | 210 |
| 2.5. Le domaine externe (unité de Temsamane) | 210 |
| 3. Péetrographie des galets des formations conglomératiques..... | 211 |
| 4. Directions des paléocourants | 216 |
| 5. Conclusion..... | 218 |
| V. STRATIGRAPHIE SEQUENTIELLE/MODELES DE DEPOT | 219 |
| 1. Introduction | 219 |
| 2. Les cycles à court terme | 220 |
| 3. Les cycles à long terme | 226 |
| 4. Evolution des systèmes de dépôts au cours du temps | 231 |

| | | |
|------|--|-----|
| VI. | DISCUSSIONS | 234 |
| 1. | Le prisme de bas niveau messinien | 234 |
| 2. | Le réennoisement post-« MSC »..... | 236 |
| 3. | Discordance intra-Pliocène inférieur | 238 |
| VII. | CONCLUSION | 238 |

CHAPITRE V :

ETUDE SEDIMENTOLOGIQUE DES DEPOTS DU PLIOCENE SUPERIUR/QUATERNAIRE DU BASSIN DE BOUDINAR

| | | |
|------|---|-----|
| I. | INTRODUCTION | 241 |
| II. | SEDIMENTOLOGIE DE FACIES | 242 |
| 1. | Faciès (F1) : <i>Conglomérats hétérométriques à matrice argileuse rouge</i> | 242 |
| 2. | Faciès (F2) : <i>Argilites silteuses rouges et jaunes azoïques</i> | 242 |
| 3. | Faciès F3 : <i>Conglomérats cimentés à bases érosives</i> | 243 |
| 4. | Faciès (F4) : <i>Conglomérats grossiers à matrice argileuse jaune</i> | 245 |
| 5. | Faciès (F5) : <i>Conglomérats grossiers à matrice gréseuse grossière</i> | 246 |
| 6. | Faciès (F6) : <i>Grès grossier à litage oblique plan</i> | 247 |
| 7. | Faciès (F7) : <i>Marnes silteuses bariolées</i> | 248 |
| 8. | Faciès (F8) : <i>grès rouges à litage plan et débris de faunes marines</i> | 249 |
| 9. | Faciès F9 : <i>sables fins, silts et argiles laminés</i> | 250 |
| 10. | Faciès (F10) : <i>Conglomérats grossiers érosifs à matrice argilo-sableuse</i> | 250 |
| 11. | Faciès (F11) : <i>Grès jaunes à microconglomérats riches en faunes marines</i> | 252 |
| III. | ASSOCIATIONS DE FACIES/ENVIRONNEMENT DE DEPOT | 253 |
| 1. | Association de faciès AF1 (F1, F2) : Cône alluvial | 253 |
| 2. | Association de faciès AF2 (F2, F3, F4, F5, F6) : Plaine alluviale à chenaux en tresses 254 | |
| 3. | Association de faciès AF3 (F9, F10) : Milieu lagunaire à influence gravitaire | 256 |
| 4. | Association de faciès AF4 (F9, F10) : Milieu marin littoral (« Foreshore/Backshore ») 256 | |
| IV. | ETUDE DE LA PETROGRAPHIE DES FORMATIONS CONGLOMERATIQUES 258 | |
| 1. | Conglomérats fluviatiles de la coupe de Tassensach (Faciès F5) | 258 |
| 2. | Conglomérats fluviatiles de la coupe de Tassensach (Faciès F3) | 259 |
| 3. | Conglomérats de cône alluvial du sommet la coupe de Tassensach (Faciès F1) | 260 |
| 4. | Conglomérats fluviatiles de la coupe d'Imessaoudene (Faciès F3) | 261 |
| V. | CONCLUSION | 261 |
| | CONCLUSION GENERALE ET PERSPECTIVES | 263 |
| | REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES..... | 265 |

LISTE DES ILLUSTRATIONS

- Figure I-1** : carte tectonique de la mer Méditerranée, affichant les principales chaînes de montagne et domaines crustaux, sur laquelle sont superposés les vecteurs de déplacement de la plaque Afrique vis-à-vis de l'Europe de 50 Ma à l'actuel (d'après [Lebret \(2014\)](#), modifiée d'après [Jolivet et al., \(2006\)](#)).....**33**
- Figure I-2** : Carte des vitesses de déplacement par rapport à l'Eurasie fixe ([Billi et al., 2011](#)). Les flèches rouges : vitesses mesurées ; les flèches blanches : vitesses déduites du pôle de rotation Nubie-Eurasie ; les flèches grises : champ de déplacement obtenu par inversion des gradients de déplacements horizontaux.....**34**
- Figure I-3** : Carte sismotectonique et bathymétrique de la terminaison occidentale de la Méditerranée ([Vernant et al., 2010](#)), représentant les trois hypothèses majeures de la géométrie de la frontière de plaques entre le Golfe de Cadix et le domaine Alboran ([Klitgord et Schouten, 1986](#) ; [Bird, 2003](#) ; [Gutscher, 2004](#) ; respectivement en rouge, vert et bleu). Les lignes noires correspondent aux grandes failles cartographiques. (MA) : Middle Atlas ; (Alb) : Alboran Sea.....**35**
- Figure I-4** : Carte des vitesses de déplacement des domaines continentaux autour du domaine d'Alboran, calculées en prenant la plaque eurasiennne comme fixe (a) et le modèle cinématique associé (b) (d'après [Koulali et al., 2011](#)). Carte des vitesses de déplacement calculées pour une plaque Afrique fixe (c) et le modèle cinématique associé (d) ([Nocquet, 2012](#)).....**36**
- Figure I-5** : a) Carte géologique de l'arc de Gibraltar et des structures mantelliques sous-jacentes, issues des données de tomographie sismique ([Garcia-Castellanos et Villaseñor, 2011](#)). b) Représentation 3D de la morphologie du panneau plongeant sous le domaine d'Alboran ([Pedrera et al., 2011](#)).....**37**
- Figure I-6** : Carte de la tectonique active d'Alboran et du Golfe de Cadix et localisation des séismes de $M > 4$ de 1901 à 1964 ([Platt et al., 2013](#)). Les lignes noires indiquent les fronts de chevauchement actifs au Miocène moyen. Le tracé violet indique le front de chevauchement actuel. (CF) : Crevillente Fault ; (GB) : Goringe Bank ; (GF) : Gloria Fault ; (HF) : Horseshoe Fault ; (LF) : Lorca Fault ; (NF) : Nekor Fault ; (PF) : Palomares Fault ; (YF) : Yussuf Fault.....**39**
- Figure I-7** : modèle d'évolution géodynamique de la mer d'Alboran avec retrait du plan de subduction ([Duggen et al., 2008](#))**40**
- Figure I-8** : Modèle d'évolution géodynamique de la mer d'Alboran invoquant les processus de délamination crustale ([Platt et al., 2006](#)). A) Reconstruction paléogéographique du Domaine d'Alboran à l'Éocène. B) Reconstruction paléogéographique du Domaine d'Alboran au Miocène. C) Coupe lithosphérique schématique (localisation sur la figure B). (AC) Complexe d'Alpujarrides ; (MC) : Complexe des Malaguides ; (NFC) Complexe des Nevado-Filabrides.....**41**
- Figure I-9** : Carte structurale de la chaîne du Rif représentant les grands domaines structuraux et localisation des bassins post-nappes. Modifiée d'après [Suter \(1980\)](#) et [Jolivet et al. \(2003\)](#)**42**
- Figure I-10** : Coupe de la chaîne rifaine à l'échelle crustale avec l'âge des contacts majeurs d'après les données bibliographiques (d'après [Romagny \(2014\)](#), modifié d'après [Michard et al. \(2002\)](#))**43**
- Figure I-11** : carte structurale représentant les différentes unités du domaine internes (d'après [Chalouan et al. \(2008\)](#)).....**44**
- Figure I-12** : Carte des isopaques des sédiments néogènes en Alboran (d'après [Iribarren et al., 2009](#))**48**
- Figure I-13** : Succession stratigraphique, événements tectoniques et volcaniques dans l'ensemble des bassins de la Mer d'Alboran ([Comas et al., 1999](#))**50**

| | |
|---|----|
| Figure I-14 : Cartographie des principaux bassins sédimentaires néogènes développés au sein et autour du domaine d'Alboran (modifié d'après Sissingh, (2008)). (BOG): Bouhaddi Graben; (DSB): Dhar Souk Basin; (FNR): Fnidek Region; (KEB): Kert Basin; (LAF): Larache Foredeep; (TAR): Talembote Region; (ZOF): Zoumi Foredeep51 | 51 |
| Figure I-15 : Stratigraphie des bassins néogènes du Rif (Sissingh, 2008). BOB : Boudinar Basin, MEB : Melilla Basin, NAB : Nador Basin, NGHB : Northern Ghareb Basin, SAB : Saiss Basin, TAB : Taounate Basin, TAR : Talembote Region, TGB : Taza-Guercif Basin, TMB : Tetouan-Martil Basin, SGHB : Southern Gharb Basin, ZOF : Zoumi Foredeep.....22 | 22 |
| Figure I-16 : Carte des principales unités structurales de l'arc de Gibraltar et localisation des rias pliocènes (Loget et Van Den Driessche, 2006).....53 | 53 |
| Figure I-17 : Distribution des dépôts d'évaporites messiniennes en Méditerranée (d'après Roveri et al., 2014)...59 | 59 |
| Figure I-18 : Evolution paléogéographique et tectonique de la Méditerranée du Burdigalien au Messinien supérieur (d'après Jolivet et al., 2006).....60 | 60 |
| Figure I-19 : reconstruction paléogéographique de l'arc bético-rifain avant la Crise de Salinité Messinienne (à la limite tortono-messinienne ; d'après Benson et al., 1991).....61 | 61 |
| Figure I-20 : Estimations des variations du niveau marin global de 9,5 Ma à l'actuel (modifié d'après Miller et al., (2011)).....62 | 62 |
| Figure I-21 : Comparaison des deux modèles : « shallow desiccated basin » (Nesteroff, 1973) et « deep desiccated basin » (Hsü et al., 1973) (modifié d'après Clauzon et al., 1996)63 | 63 |
| Figure I-22 : Modèle de dépôt des évaporites dans un bassin profond sous faible abaissement du plan d'eau (Roveri et al., 2014b)64 | 64 |
| Figure I-23 : Modèles stratigraphiques de la Crise de salinité messinienne. (a, b, c) : modèles diachrones ; (e) : modèle légèrement diachrone ; (d, f) : modèles synchrones. D'après Roveri et al. (2014)66 | 66 |
| Figure I-24 : a) Morphologie érosive de la « MES » montrant le creusement de vallées messiniennes (Lofi et al., 2011). b) Carte de la profondeur actuelle de la Surface d'érosion messinienne dans le Golfe du Lion, sur laquelle ont été répertoriés les réseaux fluviaux observés sur les profils sismiques (Lofi et al., 2010)67 | 67 |
| Figure I-25 : Chronostratigraphie du Miocène supérieur-Pliocène inférieur et événements messiniens en Méditerranée (d'après Roveri et al., (2014) , modifié d'après CIESM, (2008) et Manzi et al., (2013))70 | 70 |
| Figure II-1 : A) Distribution des bassins Tortono-messiniens autour de la mer d'Alboran (modifiée d'après Esteban 1996). B) Carte structurale de la chaîne du Rif et localisation des bassins post-nappes (bassins de Tafrant, de Taounate, de Dhar Souk, de Boured, d'Arbaa Taourirt et de Boudinar). Modifiée d'après Suter (1980) et Jolivet et al. (2003)76 | 76 |
| Figure II-2 : Carte géologique simplifiée du bassin de Boudinar et localisation des coupes étudiées (Beni Bou Ya'Koub, Irhachâmene, Moulay el'Arbi, Aït Abdallah et Sidi Haj Youssef). Modifiée d'après Guillemin et Houzay (1982)78 | 78 |
| Figure II-3 : Les coupes étudiées et leurs localisations dans le bassin de Boudinar, avec la lithologie, les cycles sédimentaires et la localisation des échantillons étudiés. * : La Surface d'Erosion Messinienne d'après Cornée et al. (2016)85 | 85 |
| Figure II-4 : A) Vue d'ensemble de la coupe d'Irhachâmene. Le sommet de la coupe montre la surface d'érosion messinienne. B) Vue détaillée de la base de la coupe et localisation des tufs volcaniques échantillonnés et analysés dans cette étude. C, D) Vue détaillée des conglomérats marins de la base du Sub-Unité Iib.....87 | 87 |

- Figure II-5 :** **A)** Vue d'ensemble de la coupe de **Moulay el'Arbi** montrant les dépôts de marnes du Tortonien-Messinien inférieur avec les niveaux de tufs volcaniques intercalés. **B)** la base de la coupe montrant les conglomérats marins au-dessus du socle métamorphique (unité de Kétama). **C)** Vue détaillée des blocs perforés. **D)** Vue détaillée des conglomérats marins à *Glycimeris* et accumulations de coquilles.....**88**
- Figure II-6 :** **A)** Vue d'ensemble de la coupe de **Sidi Haj Youssef** montrant les marnes messiniennes à intercalations de diatomites. **B)** la surface d'érosion messinienne recouverte par des grands (plus de 30 m de longueur, 10 m de largeur et 2 à 4 m d'épaisseur) olistolites de récifs à *Porites*. **C)** Vue détaillée des blocs de récifs à *Porites*.....**89**
- Figure II-7 :** **A)** Vue d'ensemble de la coupe de **Beni Bou Ya'Koub**. **B)** Vue de détail du contact érosif entre les conglomérats marins et continentaux. **C)** Grand spécimen (20 x 25 cm) de pectinidé collecté dans les conglomérats de base.....**91**
- Figure II-8 :** Distribution stratigraphique des foraminifères planctoniques et des nannofossiles calcaires identifiés sur la coupe d'**Irhachâmene** (en gras et gros points : marqueurs stratigraphiques). Calibrations d'âges des bio-événements sont d'après [Hilgen et al. \(2012\)](#)**92**
- Figure II-9 :** Microphotographies des nannofossiles calcaires significatifs stratigraphiquement. **A, B)** *Triquetrorhabdulus rugosus* Bramlette & Wilcoxon ; coupe d'**Irhachâmene**, échantillon IRA21. **C)** *Discoaster brouweri* Tan ; coupe de **Moulay el'Arbi**, échantillon MA5. **D)** *Discoaster pentaradiatus* Tan ; coupe de **Moulay el'Arbi**, échantillon MA14. **E)** *Nicklithus amplificus* (Bukry & Percival), Raffi, Backman & Rio ; coupe d'**Irhachâmene**, échantillon IRA 21. **F)** *Amaurolithus delicatus* Gartner & Bukry; coupe d'**Irhachâmene**, échantillon IRA15. **G)** *Amaurolithus primus* (Bukry & Percival), Gartner & Bukry; coupe de **Moulay el'Arbi**, échantillon MA22. **H)** *Discoaster berggrenii* Bukry ; coupe de **Moulay el'Arbi**, échantillon MA16. **I)** *Discoaster hamatus* Martini & Bramlette ; coupe de **Moulay el'Arbi**, échantillon MA9.....**93**
- Figure II-10 :** Distribution stratigraphique des foraminifères planctoniques et des nannofossiles calcaires identifiés sur la coupe de **Moulay el'Arbi**. Calibrations d'âges des bio-événements sont d'après [Hilgen et al. \(2012\)](#)**95**
- Figure II-11 :** Spectres d'âge $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ et isochrones inverses correspondant. Toutes les erreurs à 2σ (âges plateau et isochrones, intercepte initiale). Dans le diagramme d'isochrone inverse, les symboles ouverts correspondant aux étapes ne sont pas considérés dans l'âge de plateau ni dans l'âge isochrone. MSWD = « mean square of weighted deviates ».....**97**
- Figure II-12 :** Distribution des foraminifères benthiques identifiés sur les coupes de **Moulay el'Arbi** et de **Sidi Haj Youssef** avec l'interprétation paléobathymétrique. Points noirs : faible pourcentage ; en rouge : courbe de profondeur moyenne ; en bleu : tendance générale.....**99**
- Figure II-13 :** **A)** Vue d'ensemble des séries sédimentaires miocènes dans le bassin de l'Arbaa Taourirt. Une surface d'érosion majeure (ligne rouge) est observée au sommet des marnes, cette surface est recouverte par des dépôts de conglomérats et grès marins progradants. **B)** Schéma stratigraphique de l'Azrou Zazîrhîne avec la direction de progradation enregistrées dans les fans conglomératiques de base et les dunes sus-jacentes. **C)** Vue détaillée des conglomérats marins progradants vers l'ENE, recouverts par des grès et des microconglomérats marins présentant des à grande échelle. **D)** Vue d'ensemble de la succession de grès et microconglomérats au-dessus des marnes du Tortonien supérieur-Messinien inférieur. **E)** Vue détaillée des conglomérats et grès marins progradants présentant des « trough cross-bedding » à grande échelle pointant vers le N-NNE. **F)** Vue Perpendiculaire à la direction principale de progradation des « trough cross-bedding ».....**103**
- Figure II-14 :** Foraminifères planctoniques et nannofossiles calcaires identifiés dans le bassin d'Arbaa Taourirt. **A)** Coupe d'**Azrou Zazîrhîne**. **B)** Coupe **Nord Arbaa****105**
- Figure II-15 :** Corrélation des coupes étudiées dans le bassin de Boudinar et d'Arbaa Taourirt basée sur les datations biostratigraphiques et radiométriques, comparée avec les travaux antérieurs : **1-Barhoun et Wernli (1999)**

- ; 2- [Guillemin et Houzay \(1982\)](#); 3- [Azdimoussa et al. \(2006\)](#). *: [Azdimoussa et al. \(2006\)](#), [Cornée et al. \(2016\)](#). A droite : régime tectonique dans le bassin de Boudinar d'après [Morel \(1989\)](#) et [Azdimoussa et al. \(2006\)](#), évolution paléobathymétrique et diagramme pollinique.....107
- Figure II-16 : A)** Vue d'ensemble des dépôts de carbonates para-récifaux du Miocène supérieur progradants sur le massif volcanique de Ras Tarf (localisation dans la [figure II-2](#)). **B, C)** vue de la marge du bassin de Boudinar à proximité de la faille du Nékor (voir localisation dans [Figure II-2](#)). **B)** Cône de conglomérats Serravalien?-Tortonien inférieur correspondant à l'activité la plus jeune de la faille du Nékor dans le bassin de Boudinar. **C)** Marnes du Tortonien inférieur en onlap sur les conglomérats et scellant la faille du Nékor.....109
- Figure II-17 :** Cartes paléogéographiques montrant les changements dans les voies de communications entre l'Atlantique et la Méditerranée par le Nord du Maroc et le Sud de l'Espagne, depuis le Tortonien inférieur jusqu'au Messinien supérieur. Modifiées d'après [Martín et al., \(2001, 2009, 2014\)](#) et [Flecker et al., \(2015\)](#)116
- Figure III-1 : A)** Localisation du bassin de Boudinar en Méditerranée occidentale (modifié d'après [Roveri et al., 2014a](#)). **B)** Carte géologique simplifiée du bassin de Boudinar (modifiée d'après [Guillemin et Houzay, 1982](#)). **C)** Coupe transversale simplifiée (localisation en **B**). **D)** Coupe synthétique des dépôts néogènes du bassin de Boudinar, avec la localisation stratigraphique des zones étudiées.....122
- Figure III-2 :** Vue d'ensemble de la coupe d'Aït Abdallah avec la localisation de la [Fig. III-4](#). La plupart des dépôts de marnes et diatomites messiniennes sont absents.....124
- Figure III-3 :** Conglomérats et gypses à la base des dépôts recouvrant la « MES » à Aït Abdallah. **A)** Olistolites de gypse. **B)** Bloc de Sélénite. **C)** Blocs de *Porites* dans les conglomérats. **D)** Conglomérats de cône alluvial en position proximale, Sud-Ouest d'Aït Abdallah.....125
- Figure III-4 :** Succession stratigraphique à Aït Abdallah.....126
- Figure III-5 : A)** Vue panoramique de la surface de transgression marine Pliocène à Saïda. La « MES » est au-dessous des conglomérats. **B)** La surface d'érosion messinienne : des chenaux recoupant les dépôts du Miocène supérieur à « Main Road ». Leur remplissage est constitué par des marnes à olistolites des récifs à *Porites* messiniens, coiffés par une terrasse Pléistocène. **C)** Vue panoramique de la surface d'érosion messinienne à Irhachâmene.....128
- Figure III-6 : A)** Vue panoramique de la transgression marine pliocène à ImessaouÛdene. **B)** succession stratigraphique. **C)** Vue panoramique de la surface d'érosion messinienne et de la surface de la transgression pliocène à l'Oued Amekrâne. **D)** Vue de près des bancs de carbonate à l'Oued Amekrâne.....129
- Figure III-7.** A gauche : Schéma de la succession à Megziyat et Iydderene. A droite : olistolites messiniens de récifs à *Porites* contenus dans les marnes du Zancéen.....131
- Figure III-8 :** A) Vue panoramique de la surface d'érosion messinienne à l'Oued Salah. La « MES » et la surface de transgression pliocène sont superposées. Les dépôts de marnes pliocènes sont en onlap sur les marnes messiniennes. **B, C)** Succession lithologique. **D-E)** Fragments de colonies de *Tarbellastraea*.....132
- Figure III-9 :** Reconstruction de la surface d'érosion messinienne et des dépôts transgressifs zancéens entre « Main Road » et Oued Amekrâne.....135
- Figure III-10 :** Bathymétrie de la mer d'Alboran (GMRT grid v.2.6, GEOMAP) et principales structures associées à la « MSC » (d'après [Comas et al., 1999](#) ; [Estrada et al., 2011](#)). WAB : Bassin ouest Alboran (« west Alboran basin ») ; SAB : bassin sud Alboran (« south Alboran basin ») ; flèches rouges : cliniformes deltaïques du Zancéen inférieur ([Martinez-García et al., 2012](#)).....138
- Figure III-11 :** Section sismique interprétée à travers la ride Ouest-Alboran et le bassin Sud Alboran ([Martinez-García et al., 2012](#)).....140

| | |
|--|------------|
| Figure III-12 : Résumé de l'évolution du bassin Boudinar du Messinien au Zancléen..... | 142 |
| Figure IV-1 : Carte de localisation des coupes étudiées. A) Irachâmene , B) Megziyat , C) Tizza , D) Saïda , E) Ouest-Tizza , F) Aït Abdallah , G) ImessaouÛdene , H) Oued Amekrâne (1) , I) Ijetti , J) Tassensach , K) K. El borj , L) Oued Amekrâne (2) , M) Sidi Drîs | 149 |
| Figure IV-2 : Diagramme de zonation des milieux marins. Modifié d'après Walker et Plint (1992) et Zonneveld et al. (2004) | 151 |
| Figure IV-3 : Faciès F1 . a) vue d'ensemble montrant les olistolites de gypses contenus dans une matrice argileuse grise. b, c) vue de détail des blocs de gypse (Sélénite). | 151 |
| Figure IV-4 : Faciès F2 . a, b) vue d'ensemble du banc contenant une lentille conglomératique légèrement érosive à éléments plus grossiers et matrice argilo-gréseuse abondante. c) vue de détail des conglomérats grossiers à matrice gréseuse fine abondante..... | 153 |
| Figure IV-5 : Faciès F3 . a, b) vue d'ensemble de lentilles conglomératiques grossières érosives. c, d) vue de détail des conglomérats grossiers à matrice micro-conglomératique abondante..... | 154 |
| Figure IV-6 : Faciès F4 . a) vue d'ensemble montrant les grès du faciès F4 au sommet du banc conglomératique du faciès F2 . b) vue détaillée du faciès F4 montrant des grès stratifiés à galets isolés et imbriqués..... | 155 |
| Figure IV-7 : Faciès F5 . a, b) vue détaillée des calcaires mudstones laminés..... | 156 |
| Figure IV-8 : Faciès F6 . a) alternances marnes grises laminées (F6 a) et calcaires mudstones (F5). b) marnes grises (F6 a) à intercalation de bancs conglomératiques érosifs montrant un granoclassement normal (F6 b). c) alternances de marnes (F6 a), calcaires mudstones (F5) et grès homogènes érosifs (F6 b)..... | 157 |
| Figure IV-9 : Faciès F7 a et F7 b . a, b) vue d'ensemble des conglomérats et grès à stratifications obliques arquées (« trough cross stratification ») (F7 a). c) vue d'ensembles des lentilles conglomératiques érosives montrant des litages obliques arqués (F7 b) en alternance avec les grès et conglomérats stratifiés du faciès F8 b | 159 |
| Figure IV-10 : Faciès F8 . a) alternance de bancs conglomératiques décimétriques cimentés et d'argiles rouges. b) vue de détail du faciès F8 a montrant des éléments de conglomérats à ciment calcitique. c) conglomérats et grès à stratification plane et litage oblique plan (F8 b). d) vue de détail du banc montrant des galets alignés suivant les plans de litage..... | 161 |
| Figure IV-11 : Faciès F9 . a) vue d'ensemble des alternances de faciès F9 et F10 montrant des bancs à pendage d'environ 15° vers le Nord ou le Nord-Est. b) alternance de conglomérats à matrice argilo-gréseuse blanche (F9) et grès grossier (F10). c) conglomérats fins à matrice argilo-gréseuse blanche (F9). d) conglomérats grossiers à matrice microconglomératique (F9). e) vue détaillée de la matrice microconglomératique du faciès (F9)..... | 162 |
| Figure IV-12 : Faciès F10 . a) vue d'ensemble d'alternance de bancs gréseux lenticulaires à litage oblique arqué et litage plan (F10), en alternance avec des conglomérats à granoclassement normal (F9). b) alternance de conglomérats à matrice argilo-gréseuse blanche (F9) et grès grossier à litage plan (F10). c) vue de détail des grès à litage oblique arqué. d) vue de détail des grès à litage plan..... | 163 |
| Figure IV-13 : Faciès F11 et F12 . a) vue d'ensemble des alternances de conglomérats (F12 a) et des argiles bariolées et grès fins (F11, F12 b). b) vue de détail des conglomérats hétérométriques à matrice argileuse montrant des figures de charge à la base. c, d, e) vue de détail des alternances d'argiles (F11) et de grès fins (F12 b) montrant des figures de charge (« load-cast », lc), des figures d'échappement d'eau (« flame structures », fs), des rides de vagues trochoïdales (« trochoidal wave ripples », r) et des figures de dessiccation (« desiccation cracks », d)... | 165 |
| Figure IV-14 : Faciès F13 . a) vue d'ensemble du faciès F13 montrant des bancs érosifs et amalgamés. b) vue détaillée des conglomérats grossiers de base à débris d'huitres. c) vue détaillée des conglomérats fins à huitres, <i>Chlamys radians</i> et fragments de faune. d) vue détaillée d'une balane. e) microconglomérats à <i>Amusium cristatum</i> , | |

Chlamys radians et débris de faune. f) *Glycimeris*, pectinidés et huitres. g) vue d'ensemble des bancs sommitaux rouges à fins débris de faune.....168

Figure IV-15 : Faciès F14 a et F14 b. a) alternance de sables fins et silts (F14 a) à laminations ondulées (Wb) et sables moyen (F14 b) à litage oblique plan et « rip up clasts » (Ru) alignés. b) *Ophiomorpha*. c, d) sables et silts à bioturbation de *Macaronichnus* (Mc), *Skolithos* (Sk), *Teichichnus* (Te), traces de racines (Tr) et *Amusium cristatum* (A).....169

Figure IV-16 : Faciès 14 b. a) partie proximale de la mégaride asymétrique montrant un litage oblique plan à angle fort. b) partie médiane de la mégaride asymétrique montrant des litages obliques arqués et des litages obliques plans. c) partie distale de la mégaride tronquée par un banc sableux grossier à litage oblique plan à faible angle.....170

Figure IV-17 : Faciès F15. a) vue d'ensemble des barres sablo-conglomératiques montrant un sens de progradation orienté vers le SSE. b) vue détaillée d'une barre sableuse montrant des poches conglomératiques progradantes à bases érosives. La barre est surmontée et remaniée au sommet par des mégarides à litage obliques plans. c) vue détaillée de la barre conglomératique montrant une base légèrement érosive et des « foresets » progradante à angle faible vers le SSE, surmontée par des sables à litage oblique plan.....173

Figure IV-18 : Faciès F16. a) vue d'ensemble des barres sableuses de **Sidi Dris**. b) vue de détail d'une barre sableuse montrant des litages obliques plans et litages obliques tabulaires (les flèches indiquent le sens de la progradation orienté vers le Sud-Est)174

Figure IV-19 : Sous-faciès F17 a. a) vue d'ensemble d'un chenal érosif. b) chenaux amalgamés. c) chenal individuel montrant un épisode de remplissage grossier inclus dans des dépôts fins. d) vue de la base du chenal montrant « flute-casts ». e) *Ophiomorpha nodosa*. f) *Palaeophycus heberti* à la base du chenal. g) conglomérats à pectens.....176

Figure IV-20 : Sous-faciès F17b : a, b) vue d'ensemble des chenaux à géométrie lenticulaire (F17b) qui recoupent les sables fins du faciès F16.....177

Figure IV-21 : Faciès F18. a) vue d'ensemble des sables fins et marnes jaunes stratifiés à bioturbation et laminations sub-planes (F18) en alternance avec des sables du faciès F21. b, c) Terriers verticaux d'*Ophiomorpha nodosa* (O). d) *Thalasinoides* (T). e) *Diplocraterions parallelum* (D). f) *Teichichnus* (Te). g) *Amusium cristatum* (A).....179

Figure IV-22 : Faciès F19. a) vue d'ensemble des sables à litage obliques en creux (SCS) qui coupent les barres sableuses progradantes du faciès (F16). b) vue de détail des sables à SCS. c) caractéristiques morphologiques des stratifications obliques en creux (SCS) décrites par [Leckie et Walker \(1982\)](#)181

Figure IV-23 : Faciès F20. a) vue d'ensemble des mégarides à crêtes symétriques et base plane en alternance avec les marnes du faciès F18. b, c) vue de détail d'une mégaride montrant des laminations ramifiées (« offshooting lamination ») et des laminations drapantes (« draping laminations ») à sens opposé. d) vue de détail d'une mégaride asymétrique montrant des litages obliques inclinés vers le Sud.....182

Figure IV-24 : Faciès F21. a) vue d'ensemble des bancs sableux (F19) injectés dans les sables fins et marnes jaunes du faciès (F18). b, c) vue détaillée de la base du banc montrant des flutes castes indiquant un sens de courant orienté vers l'ENE. d) sables à pectinidés. e) sables à *Amusium cristatum*.....184

Figure IV-25 : Faciès 22. a) HCS sableux métrique montrant des épaisissements de lamines sur les dômes. b) vue longitudinale des HCS montrant une base concave faiblement inclinée et des épaisissements latéraux des bancs. c) vue transversale des HCS (b) montrant des faisceaux de lamines subparallèles aux bases concaves. d) caractéristiques d'HCS type décrit par [Harms et al. \(1975\)](#)185

Figure IV-26 : Faciès F23. a, b) vue d'ensemble montrant des HCS amalgamés à bases érosives et sommets irréguliers et bioturbés. c, d) vue de détail d'un HCS sub-plan d'épaisseur centimétrique (10 cm) et persistant

latéralement sur plusieurs mètres. Sa base montre des gouttières et sillons d'érosion et son sommet est fortement bioturbé par des terriers verticaux. **e)** vue de détail d'un HCS individuel montrant des laminations planes subparallèles qui s'amincissent latéralement. **f)** vue de détail des HCS amalgamés montrant des bases érosives et sommets fortement bioturbés.....187

Figure IV-27 : Faciès F24. a) vue d'ensemble des sables fins et silts (**F24**) en alternance avec les marnes jaunes bioturbés (**F18**). **b)** alternance de lits sableux centimétriques fortement bioturbés (**F24**) et silts jaunes à bioturbations (**F18**). **c)** vue de détail des bancs sableux montrant des laminations ondulées, des gouttières d'érosion à la base et sommet irrégulier fortement bioturbé. **d)** vue de détail des lits sableux fins fortement bioturbés par des *Ophiomorpha* et *Thalassinoïdes*.....189

Figure IV-28 : Faciès F25. a, b) vue d'ensemble des alternances de lits silteux fins ondulés (**F25**) et des marnes grises à bioturbation de type « *Planolites* » (**F26**). La base des lits silteux montre des sillons et gouttières d'érosion. **c)** vue de détail des lits silteux montrant des lamines ondulées parallèles aux sommets des bancs.....190

Figure IV-29 : Faciès F26. a) vue d'ensemble des marnes grises à débris de plantes encrustées. **B, c)** *Pelecypora gigas*. **d, e)** *Amussium cristatum*. **f)** scaphopodes *Dentalium*. **g)** charbon entouré d'une frange pyriteuse oxydée.....191

Figure IV-30 : Espèces dominantes et morphologie des coquilles de pectinidés dans les différents lithofaciès dans les dépôts silicoclastiques du Pliocène inférieur du bassin Almeria-Nijar. Barre d'échelle = 2 cm. D'après (Aguirre et al., 1996)192

Figure IV-31 : Diagramme de substitution de faciès et distribution du macrofaune et des traces fossiles.....193

Figure IV-32 : Association de faciès **AF 1. a, b)** succession de dépôts typiques d'un milieu de cône alluvial proximal: panorama **Irhachâmene** (coupe A, *Fig. IV-1*). **c, d)** alternance des conglomérats à matrice argileuse (**F2**) et conglomérats à support clastique micro-conglomératique (**F3**).....194

Figure IV-33 : Association de faciès **AF 2. a)** vue d'ensemble des séries lacustres de l'**Oued Amekrâne** montrant des alternances de marnes grises (**F6**) et calcaires stratifiés (**F5**) mises en place sur les marnes vertes du Messinien. **MES :** surface d'érosion messinienne.....196

Figure IV-34 : Association de faciès **AF 3. a, b)** chenaux fluviaux de la partie proximale subaérienne du fan delta « alluvial fan ». **c)** modèle de dépôts du fan delta. **d, e)** partie médiane subaérienne du fan delta (« Delta front »). **f)** partie distale subaquatique du fan delta (« Pro delta »)198

Figure IV-35 : Association de faciès **AF 4. a)** log sédimentologique représentant la succession de dépôts typique du milieu lagunaire à influences gravitaires : la base de la coupe d'**Aït Abdallah** (coupe F, *Fig. IV-1*). **b)** vue de détail des conglomérats gravitaires (**F12a**). **c)** vue de détail des dépôts fins de lagune (**F11** et **F12b**)199

Figure IV-36 : Association de faciès **AF 5. Log** sédimentologique représentant la succession de dépôts typique du milieu marin très peu profond (« Foreshore ») : la coupe de **Tizza** (coupe C, *Fig. IV-1*)200

Figure VI-37 : Association de faciès **AF 5. a)** Succession de dépôts typique d'un milieu de foreshore : panorama **Tizza** (coupe C, *Fig. IV-1*). **b)** représentation schématique des barres de cordon littoral (« longshore bars »)201

Figure IV-38 : Association de faciès **AF 6a. a)** vue panoramique de la coupe de **Sidi Dris**. **b)** vue détaillée des stratifications obliques en creux (SCS). **c)** position de prise de photos de chaque panorama. **d)** coupe synthétique de la région de **Sidi Dris** montrant l'agencement vertical et latéral des différents faciès. **e)** vue de détail de chenaux proximaux (**F17b**) qui coupent les parties distales des barres (**F16**). **f)** vue de détail de la partie proximale et médiane des barres d'embouchure.....203

Figure IV-39 : Association de faciès **AF 6b. Vue** panoramique de la partie médiane de la coupe de **Tassensach** (coupe J, *Fig. IV-1*) et log sédimentologique correspondant.....204

| | |
|--|------------|
| Figure IV-40 : Association de faciès AF 7a et AF 7b . a) vue panoramique de la coupe de Tassensach . La base de la coupe montre des marnes grises massives (F26) à passées de sables fins et silts (F25) sur lesquelles arrivent les faciès de chenaux et tempêtes de l'association AF 6b . b, c, d) alternances de faciès marneux d'offshore inférieur (F26) et de sables fins et silts de l'offshore supérieur (F25) | 206 |
| Figure IV-41 : Carte géologique du Rif oriental compilée d'après les cartes de Suter (1980) , Frizon de Lamotte (1985) , Negro et al. (2007) et Michard et al. (2007) | 207 |
| Figure IV-42 : Carte structurale de la Dorsale calcaire (unité de Bokkoya) et logs stratigraphiques synthétiques (modifié d'après Chalouan et al. 2008)..... | 208 |
| Figure IV-43 : Stratigraphie de l'unité des flyschs (nappe de Tisiren) et de l'unité de Kétama (D'après Chalouan et al., 2008)..... | 209 |
| Figure IV-44 : Stratigraphie de l'unité de Tamsamane (modifié d'après Azdimousa et al., 2007) | 211 |
| Figure IV-45 : nature pétrographique et origine des galets constituant des conglomérats du faciès F2 de la coupe d'Irhachâmene..... | 212 |
| Figure IV-46 : nature pétrographique et origine des galets constituant des conglomérats du faciès F3 de la coupe d'Irhachâmene..... | 213 |
| Figure IV-47 : nature pétrographique et origine des galets constituant des conglomérats du faciès F2 de la coupe de Megziyat..... | 214 |
| Figure IV-48 : nature pétrographique et origine des galets constituant des conglomérats du faciès F17 a de la base de la coupe de Tassensach | 215 |
| Figure IV-49 : nature pétrographique et origine des galets constituant des conglomérats du faciès F15 du sommet de la coupe de Sidi Drîs | 216 |
| Figure IV-50 : représentation des directions des paléocourants mesurés à partir des grandes structures (progradations des fans deltas, les chenaux sous-marins et les barres d'embouchure ...) et partir des petites structures sédimentaires (rides de vagues et de courants, figures de base de bancs ...), regroupés en fonction de leurs positions stratigraphiques..... | 217 |
| Figure IV-51 : Transgression-régression, cortèges sédimentaires (« system tracts ») et surfaces clés (« key surfaces ») formés par interaction entre les changements de niveau de base et la sédimentation. La courbe au-dessus représente la magnitude des changements du niveau de base et la courbe sous-jacente représente le taux des changements de niveau de base comparé au taux de sédimentation. NR= régression normale (« Normal Regression ») ; FR= régression forcée (« Forced Regression »). TST= cortège transgressif (« Transgressive System Tract ») ; HST= prisme de haut niveau (« Highstand System Tracts ») ; LST= prisme de bas niveau (« Lowstand System Tracts ») ; FSST= (« Falling Stage System Tract »), SU= discontinuité subaérienne (« Subaerial unconformity ») ; MRS= surface de régression maximale (« Maximum Regressive Surface ») ou surface transgressive (« Transgressive surface ») ; TRS= Surface transgressive ravinante (« Transgressive Ravinement Surface ») ; MFS= surface d'inondation maximale (« Maximum Flooding Surface »)..... | 220 |
| Figure IV-52 : Associations de faciès et empilement de séquences génétiques sur la coupe de K. el Borj . MFS= surface d'inondation maximale (« maximum flooding surface ») ; MFZ= zone d'inondation maximale (« maximum flooding zone ») ; S2-S6= séquences génétiques numérotées après corrélations dans tous le bassin (voire Fig. IV-53) ; HG= hard-ground..... | 221 |
| Figure IV-53 : Corrélations des séquences génétiques à travers le bassin Boudinar illustrant la distribution et de l'architecture des associations de faciès. Le rejet vertical de la faille (ligne pointillée) entre Tassensach et Ijetti est inconnu. MES = surface d'érosion messinienne (« Messinian erosional surface ») | 222 |

Figure IV-54 : Carte géologique simplifiée et stratigraphie du bassin de Boudinar. **A)** Carte géologique simplifiée avec la localisation des coupes étudiées. **B)** Localisation stratigraphique des coupes étudiées, SB1-SB3= discontinuités majeures. **C)** Lithologie, sédimentologie et âge de la coupe de référence d’Aït Abdallah.....224

Figure IV-55 : Surfaces stratigraphiques clés. **A)** Discontinuité subaérienne majeure (« SU= MES ») ; coupe : **Oued Amekrâne**. **B)** Surface de régression maximale (« MRS ») et surface de transgression ravinante (« TRS ») ; coupe : **Tizza**. **C)** Surface de régression maximale (« MRS ») remaniée par surface de transgression ravinante (« TRS »), les flèches jaunes indiquent les « onlap » des dépôts marins sur la « TRS » ; coupe : **Ouest-Tizza**. **D)** succession de bancs intensément bioturbés représentant la zone d’inondation maximale (« MFZ ») en shoreface moyen ; coupe : **Ijetti**. **E)** surface d’inondation maximale (« MFS ») en shoreface inférieur représentée par un hard-ground minéralisé et bioturbé (*Ophiomorpha nodosa*) ; coupe : **K. el Borj**. **F)** surface d’inondation maximale en offshore inférieur montrant des faunes (*Amusium cristatum*) et bioturbations (*Ophiomorpha*) profondes ; coupe : **Tassensach**.....227

Figure IV-56 : évolution de l’architecture régionale des systèmes de dépôts au cours du temps, liée aux fluctuations du niveau de base à long terme. **A)** chute du niveau de base et érosion subaérienne (dépôts d’écoulements gravitaires et lacustres). **B)** début de la remontée du niveau de base (dépôts de systèmes de fan deltas du prisme de bas niveau, progradants dans des dépôts lagunaires). **C)** remontée rapide du niveau de base et transgression. Dans les conditions continentales, le début de la transgression est marqué par un changement dans l’architecture fluviatile avec des chenaux amalgamés qui passent à des chenaux aggradants isolés par l’intermédiaire de la surface de régression maximale (« MRS »). Au-dessus, une surface de transgression ravinante (« TRS ») s’est formée marquant l’ennoyage marin. Dans les conditions marines, une seule surface qui sépare les dépôts continentaux régressifs des dépôts marins transgressifs (« MRS/TRS ») est observée. Ce cortège est limité au sommet par la surface d’inondation maximale (« MFS »). **D)** la fin de la remontée du niveau de base et la formation du prisme de haut niveau. Il correspond à des unités progradantes à grande échelle formées par empilement de séquences génétiques.....228

Figure IV-57 : les discordances angulaires du sommet des séries pliocènes (région d’**Imessaouène**, coupe g ; **Fig. IV-54 A**).....231

Figure IV-58 : Blocs diagrammes 3D illustrant l’interprétation de la distribution et préservations des systèmes de dépôts, liées aux changements du niveau de base à long terme. **A)** Phase de chute du niveau de base, représentée par une discordance subaérienne (« SU »). Seules les faciès gravitaires subaériens et lacustres qui sont préservés (érosion des reliefs formés au cours de l’immersion). **B)** stade précoce de remontée du niveau de base (régression normale et « LST »). Les systèmes de dépôts sont composés de plusieurs complexes de fan deltas progradant de la marge du bassin vers des milieux lagunaires. **C)** remontée rapide du niveau de base et distribution des faciès le long d’une rompe dominée par les vagues et tempêtes durant la transgression. **D)** phase finale de remontée du niveau de base et régression normale. Des associations de faciès variées sont distribuées dans un système de « shelf-type fan-delta » (« delta-front/prodelta »), dans lequel les sédiments sont déposés essentiellement par des écoulements hyperpycniaux, remaniés par les tempêtes et redistribués par vers le sud par la dérive littorale233

Figure IV-59 : Modèle diagramme illustrant une explication potentielle des paléocourants observés dans le bassin de Boudinar. Les sédiments sont issus de la marge Nord-Ouest du bassin est redistribués vers l’intérieur du bassin par la dérive littorale. Dans cette hypothèse le Massif volcanique de Ras Tarf peut être complètement ou partiellement submergé au Pliocène inférieur.....234

Figure IV-60 : Morphologie (A) et coupe synthétique (B) d’un Gilbert delta. D’après **Du Cuoto (2014)**, modifié d’après **Gilbert (1885, 1890)**.....235

Figure V-1 : Diagramme de zonation de faciès.....241

Figure V-2 : Faciès F1 et F2. **a, b)** vue d’ensemble des alternances de conglomérats grossier à matrice argileuse rouge (**F1**) et d’argiles silteuses jaunes (**F2**). **c)** vue de détail des alternances des faciès **F1** et **F2**.....243

| | |
|--|------------|
| Figure V-3 : Faciès (F3). a) vue d'ensemble des chenaux fluviaux (F3) en alternance avec les dépôts fins de plaine alluviale (F2). b) vue de détail des conglomérats cimentés par un ciment calcitique ou par matrice clastique. c) vue de détail du remplissage de chenal montrant des stratifications entrecroisées..... | 244 |
| Figure V-4 : Faciès (F4). a) vue de détail du remplissage du fond de chenal par des conglomérats grossiers à matrice argileuse jaune (F3). b) vue de détail des alternances de lentilles conglomératiques à matrice argileuse et de conglomérats à matrice gréseuse (F5)..... | 245 |
| Figure V-5 : Faciès (F5). a, b) vue d'ensemble des alternances de conglomérats stratifiés (F5) et de grès grossier (F6). c) vue de détail des conglomérats montrant des alignements et imbrications des galets (F5) | 246 |
| Figure V-6 : Faciès (F6). Vue de détail de lentille gréseuse (F6) inter-stratifiée dans les conglomérats du faciès (F5). La base de la lentille est érosive et sa structure interne montre des litages obliques plans..... | 247 |
| Figure V-7 : Faciès F7 et F8. a) vue d'ensemble d'alternance de marnes silteuses (F7) et de grès (F8). Les marnes silteuses montrent des laminations ondulées (« wavy bedding »). b) vue de détail des marnes bioturbées (F7) en alternance avec les grès grossiers à litage plan et débris de faune marine (F8). (En bleu : traces de racines, en jaune : bioturbation)..... | 249 |
| Figure V-8 : Faciès F9 et F10. a) vue d'ensemble des alternances de marnes silteuses bariolées (F9) et de conglomérats grossiers à matrice argileuse (F10). Les lentilles conglomératiques sont érosives et montrent des granoclassements inverses. b) vue de détail des marnes silteuses à rides de vagues..... | 251 |
| Figure V-9 : Faciès (F11). a) vue d'ensemble des chenaux érosifs riches en faunes marines (F11) en alternance avec les dépôts fins du faciès F7. b, c) vue de détail des accumulations de faunes marines variées (balanes, huîtres, pectinidés), entières et fragmentés..... | 253 |
| Figure V-10 : Panorama et log synthétique de la partie supérieure de la coupe de Tassensach , représentant la succession verticale des trois associations de faciès : AF1 du milieu de cône alluvial, AF2 du milieu fluvial en tresses et AF4 du milieu marin littoral..... | 254 |
| Figure V-11 : log sédimentologique de la partie supérieure de la coupe de Tassensach (au-dessus de la SB2) .. | 255 |
| Figure V-12 : Panorama et log synthétique de la partie supérieure de la coupe d' Imessaouédene , représentant la succession verticale des quatre associations de faciès définies : AF1 du milieu de cône alluvial, AF2 du milieu fluvial en tresses, AF3 du milieu lagunaire et AF4 du milieu marin littoral..... | 257 |
| Figure V-13 : log sédimentologique de la partie supérieure de la coupe d' Imessaouédene (au-dessus de la SB2)..... | 258 |
| Figure V-14 : nature pétrographique et origine des galets constituant des conglomérats du faciès F5 de la coupe de Tassensach | 259 |
| Figure V-15 : nature pétrographique et origine des galets constituant des conglomérats du faciès F5 de la coupe de Tassensach | 259 |
| Figure V-16 : nature pétrographique et origine des galets constituant des conglomérats du faciès F1 de la coupe de Tassensach | 260 |
| Figure V-17 : nature pétrographique et origine des galets constituant des conglomérats du faciès F5 de la coupe d' Imessaouédene | 261 |
| Tableau 1 : Coordonnées GPS des différentes coupes étudiées..... | 150 |

INTRODUCTION GENERALE

Un bassin sédimentaire désigne une dépression dans laquelle s'accumulent les sédiments au cours d'une période de temps donnée. Actuellement, les bassins sédimentaires constituent un outil indispensable pour la compréhension des processus sédimentaires et tectoniques à l'échelle globale. Le remplissage sédimentaire et l'évolution géodynamique de ces bassins dépendent de leur géométrie, du régime tectonique et des conditions climatiques globales.

Le domaine d'Alboran (partie ouest de la Méditerranée) se compose de la Mer d'Alboran et des chaînes bétiques et rifaines qui ont commencé à se former pendant l'Oligocène, suite à la convergence entre l'Afrique et l'Europe (e.g., Jolivet *et al.*, 2006 ; Chalouan *et al.*, 2008). Dans ce contexte de convergence, des bassins sédimentaires épais ont été mis en place en mer d'Alboran (Comas *et al.*, 1999) et le long de ses marges depuis le Miocène supérieur. Ce contexte particulier fait de cette région un important sujet de recherche et de débat entre les chercheurs dans différentes disciplines : sédimentologie, tectonique, paléoenvironnements, géodynamique....

La Mer d'Alboran est un lieu d'échanges d'eaux marines entre l'Océan Atlantique et la Mer Méditerranée, par le détroit de Gibraltar. Au Miocène supérieur, ces échanges se produisaient à travers des corridors dans les chaînes Rifaines et Bétiques, situées respectivement au Nord du Maroc et au Sud de l'Espagne (Benson *et al.*, 1991 ; Krijgsman *et al.*, 1999a ; Martín *et al.*, 2001, 2009, 2014). L'interaction entre les processus de soulèvement tectoniques liés à la tectonique des plaques, les changements eustatiques et climatiques a conduit à la fermeture progressive de ces couloirs et à l'isolement la Méditerranée vis-à-vis de l'océan mondial. Cette fermeture a provoqué l'un des événements les plus fascinants dans l'histoire de la Méditerranée à savoir, la Crise de salinité messinienne (« MSC : Messinian Salinity Crisis ») (Hsü *et al.*, 1973) qui s'est produite entre 5.97 et 5.33 Ma (Gautier *et al.*, 1994 ; Krijgsman *et al.*, 1999a ; Manzi *et al.*, 2013 ; Roveri *et al.*, 2014a). La « MSC » a entraîné la formation de dépôts d'évaporites très épais dans les parties centrales des bassins méditerranéens et l'érosion intense de ses marges (développement de la surface d'érosion messinienne, « MES »). Les conditions tectoniques et eustatiques sont également à l'origine de la remise en eau de la Méditerranée pendant le Messinien terminal et/ou début du Zancéen (e.g., Hsü *et al.*, 1973 ; Blanc, 2002 ;

Lofi *et al.*, 2003 ; García-Castellanos *et al.*, 2009 ; Estrada *et al.*, 2011 ; Bache *et al.*, 2012), qui met fin à la Crise.

➤ ***Problématique et objectifs***

Malgré l'accord existant sur les causes et quelques aspects de la Crise de salinité messinienne, plusieurs points font encore l'objet de débat :

- *La chute du niveau marin* : pour certains auteurs, la Méditerranée a été entièrement ou presque entièrement desséchée tandis que, pour d'autres, la chute du niveau marin a été d'amplitude modérée.
- *Le réennoisement post-« MSC »* : certaines études proposent que le réennoisement a été très rapide et de haute amplitude, attesté par le dépôt des marnes marines profondes ou par le développement des Gilbert deltas dans les canyons messiniens. D'autres études soutiennent l'idée d'un réennoisement progressif.
- *L'âge du réennoisement* : il est de 5.33 Ma (base du Pliocène) pour certains auteurs et pour d'autres, il se serait produit en deux étapes : une première étape avec une remontée modérée et lente du niveau marin suivie d'une inondation instantanée avec une élévation soudaine du niveau marin.

Cependant, la majorité de ces scénarios ont été établis principalement par des études menées sur la marge Nord de la Méditerranée, et la marge sud de la Méditerranée reste peu ou mal étudiée.

Les moments d'ouverture et de fermeture des différents couloirs sont eux aussi toujours soumis à des incertitudes significatives, notamment concernant les couloirs Rifains et plus précisément le Couloir Nord Rifain.

Dans ce travail de thèse, nous apportons de nouvelles informations concernant ces débats dans le domaine Alboran, en se basant sur l'étude d'affleurements clés de deux bassins situés sur la bordure Sud de la mer d'Alboran : les bassins de Boudinar et d'Arbaa Taourirt (Rif nord oriental, Maroc). Cette étude se fonde sur une approche pluridisciplinaire (biostratigraphie, sédimentologie, radiochronologie, paléoenvironnements) et vise à mieux comprendre le fonctionnement de ces deux bassins néogènes du domaine sud d'Alboran.

Ces deux bassins ont été choisis en raison de leur position au débouché du Couloir Nord Rifain et de la qualité exceptionnelle de leurs affleurements d'âge miocène supérieur et pliocène. L'étude stratigraphique, sédimentologique et biostratigraphique de ces dépôts nous permet de

mettre l'accent sur le comportement de cette portion du domaine d'Alboran avant, au cours et après la Crise de salinité messinienne.

Les études se sont focalisées sur le remplissage sédimentaire du Miocène supérieur dans le bassin d'Arbaa Taourirt et du Miocène supérieur-Pliocène inférieur dans le bassin de Boudinar avec les questions suivantes :

- Quels sont les moments d'ouverture et de fermeture du Couloir Nord Rifain ?
- Quel est le comportement des bassins de la marge Sud de la Mer d'Alboran pendant la Crise de salinité messinienne ? Comment s'y traduit-elle ?
- Quelles ont été les modalités du réennoisement post MSC ?
- Qu'apporte cette région pour l'évolution néogène de la Méditerranée occidentale ?

➤ *Organisation du manuscrit*

Le **chapitre I** présente une **introduction sur les connaissances existantes** concernant le contexte géologique de la Méditerranée occidentale et du domaine d'Alboran. Dans cette partie, le contexte géologique et tectonique global est brièvement présenté ainsi que les différents modèles d'évolution géodynamique existants. Les principaux domaines structuraux de la chaîne rifaine sont ensuite décrits. Par la suite, une synthèse sur le remplissage sédimentaire et l'évolution tectonique des bassins sédimentaires tertiaires dans la zone d'étude est présentée. Finalement, la Crise de salinité messinienne est présentée : causes, étapes, conséquences, aspects controversés et dernières avancées.

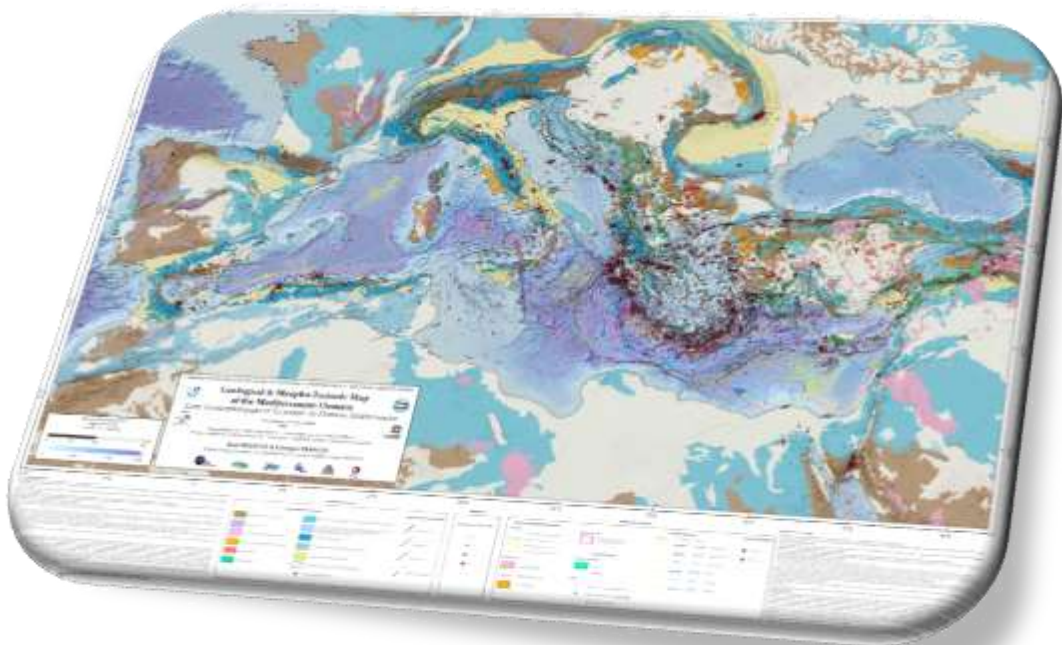
Le **chapitre II** présente les résultats des investigations menées sur l'un des causes de la Crise de salinité messinienne à savoir : la **fermeture des couloirs marins reliant l'Océan Atlantique et la mer méditerranéenne**. Dans ce cadre, l'étude chronostratigraphique et sédimentologique des bassins néogènes de Boudinar et d'Arbaa Taourirt (Maroc nord oriental), a fourni des contraintes sur l'évolution du Couloir Nord Rifain au Miocène supérieur, peu étudié dans le passé.

Le **Chapitre III** est une étude stratigraphique et sédimentologique des dépôts à la transition Messinien-Pliocène dans le bassin de Boudinar. Cette étude a fourni des informations nouvelles et décisives sur la Crise de salinité messinienne et le réennoisement zancéen dans la partie méridionale du domaine d'Alboran. Dans ce secteur, la surface d'érosion messinienne, « MES », est identifiée pour la première fois. L'âge, la géométrie de la « MES » et des dépôts sus-jacents ont été déterminés. Les modalités du réennoisement post-Crise sont explicitées.

Le **Chapitre IV** représente les résultats d'une étude sédimentologique détaillée des dépôts du Messinien supérieur-Pliocène inférieur dans le bassin de Boudinar. Ce chapitre commence par une analyse et une interprétation de faciès, suivies d'une reconstitution des environnements sédimentaires. Les principes de la stratigraphie séquentielle sont ensuite appliqués pour la détermination des séquences de dépôts, permettant ensuite la reconstitution de l'évolution des paysages sédimentaires. Ces résultats sont intégrés dans la discussion sur les modalités de la remise en eau après la Crise de salinité messinienne.

Le **Chapitre V** présente, pour la première fois, une analyse sédimentologique des dépôts du Pliocène supérieur/Quaternaire dans le bassin de Boudinar. Les résultats sont replacés dans le domaine sud Alboran, particulièrement en proposant des corrélations terre-mer.

CHAPITRE I :
CONTEXTE GEOLOGIQUE GLOBALE



I. DE LA MER MEDITERRANEE AUX CHAINES BETICO-RIFAINES

1. Cinématique de la convergence Afrique/Eurasie

1.1. A l'échelle de la Méditerranée

Les chaînes bético-rifaines appartiennent au groupe des chaînes alpines méditerranéennes. Elles résultent de la convergence entre les plaques lithosphériques africaine et eurasienne depuis le Crétacé (Dercourt *et al.*, 1986; Dewey *et al.*, 1989).

À l'échelle de la Méditerranée occidentale, les reconstructions cinématiques indiquent un mouvement convergent globalement orienté Nord-Sud depuis l'Oligocène (Dewey *et al.*, 1989) (Fig. I-1). Ce mouvement convergent s'accompagne d'une rotation antihoraire de la plaque africaine autour d'un pôle situé au large de l'Afrique de l'Ouest au niveau des îles Canaries.

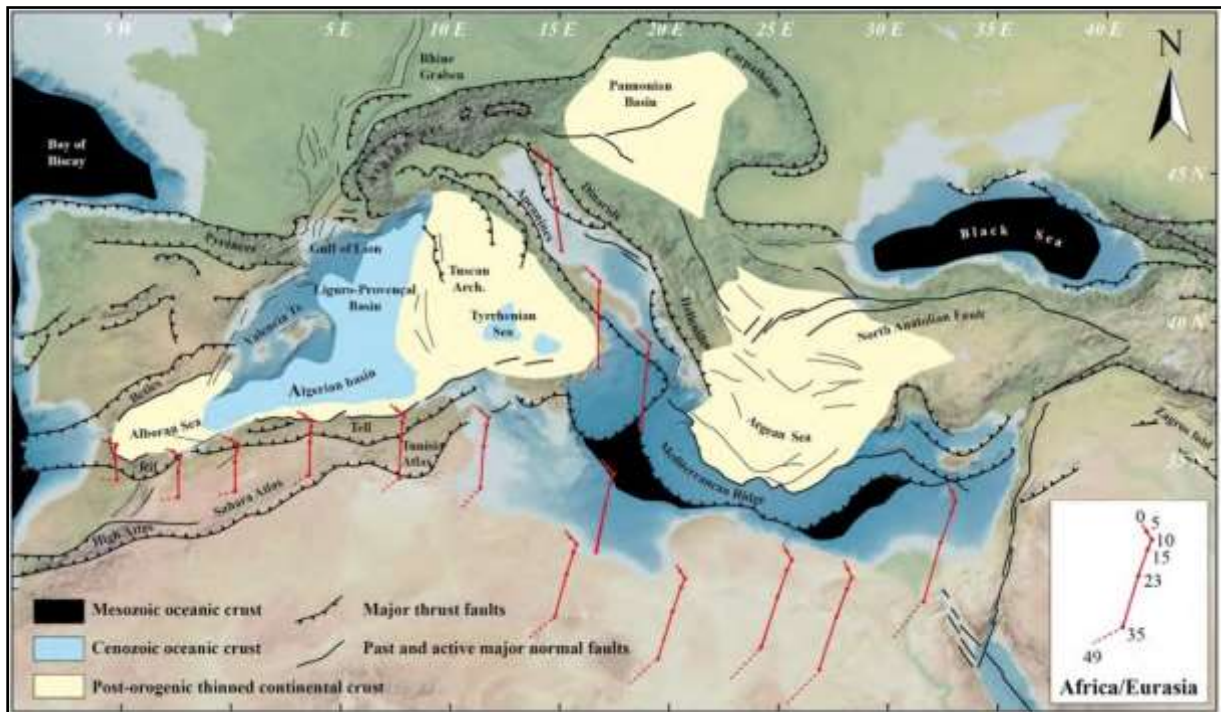


Figure I-1 : carte tectonique de la mer Méditerranée, affichant les principales chaînes de montagne et domaines crustaux, sur laquelle sont superposés les vecteurs de déplacement de la plaque Afrique vis-à-vis de l'Europe de 50 Ma à l'actuel (d'après Lebret (2014), modifiée d'après Jolivet *et al.*, (2006)).

La convergence entre l'Afrique et l'Eurasie s'accompagne aussi d'importants mouvements horizontaux et verticaux liés à des processus profonds tels que la subduction de l'Océan Téthysien et la collision continentale entre les deux lithosphères continentales. La configuration et l'hétérogénéité de l'Océan Téthysien (océan étroit intercalé entre les plaques africaine et eurasienne) est en partie responsable de la diversité actuelle du domaine méditerranéen. Ceci a favorisé une collision différentielle qui affecte la mer Méditerranée d'Ouest en Est à partir de

30-35 Ma (Jolivet et Faccenna, 2000). Ainsi, pendant que le domaine oriental est toujours en subduction (subduction égéenne), le domaine occidental a déjà atteint le stade de la collision continentale, voire de l'extension post-collision (arc Bético-Rifain). Les observations du déplacement de l'Afrique montrent que la direction de convergence passe progressivement de Nord-Sud en Méditerranée orientale et centrale, à Est-Ouest à Gibraltar (Fig. I-2 ; Serpelloni *et al.*, 2007 ; Vernant *et al.*, 2010 ; Billi *et al.*, 2011 ; Reilinger *et al.*, 2011 ; Nocquet, 2012).

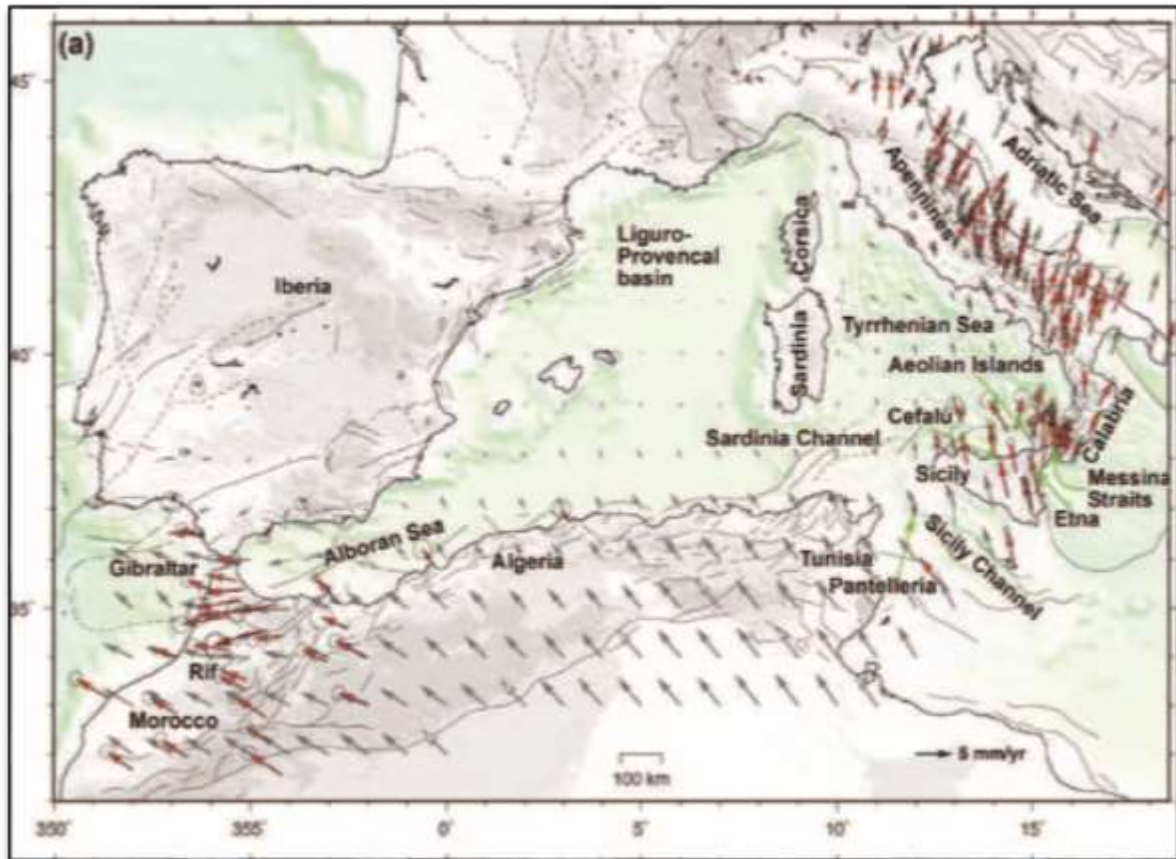


Figure I-2 : Carte des vitesses de déplacement par rapport à l'Eurasie fixe (Billi *et al.*, 2011). Les flèches rouges : vitesses mesurées ; les flèches blanches : vitesses déduites du pôle de rotation Nubie-Eurasie ; les flèches grises : champ de déplacement obtenu par inversion des gradients de déplacements horizontaux.

1.2. A l'échelle du Domaine d'Alboran

A l'échelle du domaine d'Alboran la localisation de la limite entre les deux plaques continentales (plaque Eurasie et la plaque Afrique ou Nubie) reste encore controversée et très mal définie (Gutscher, 2004 ; Zitellini *et al.*, 2009 ; Buforn et Udías, 2010 ; Vernant *et al.*, 2010 ; Billi *et al.*, 2011 ; Nocquet, 2012). Les données sismologiques et géodésiques ont permis aux auteurs de proposer différentes hypothèses concernant la géométrie de cette limite (Fig. I-3).

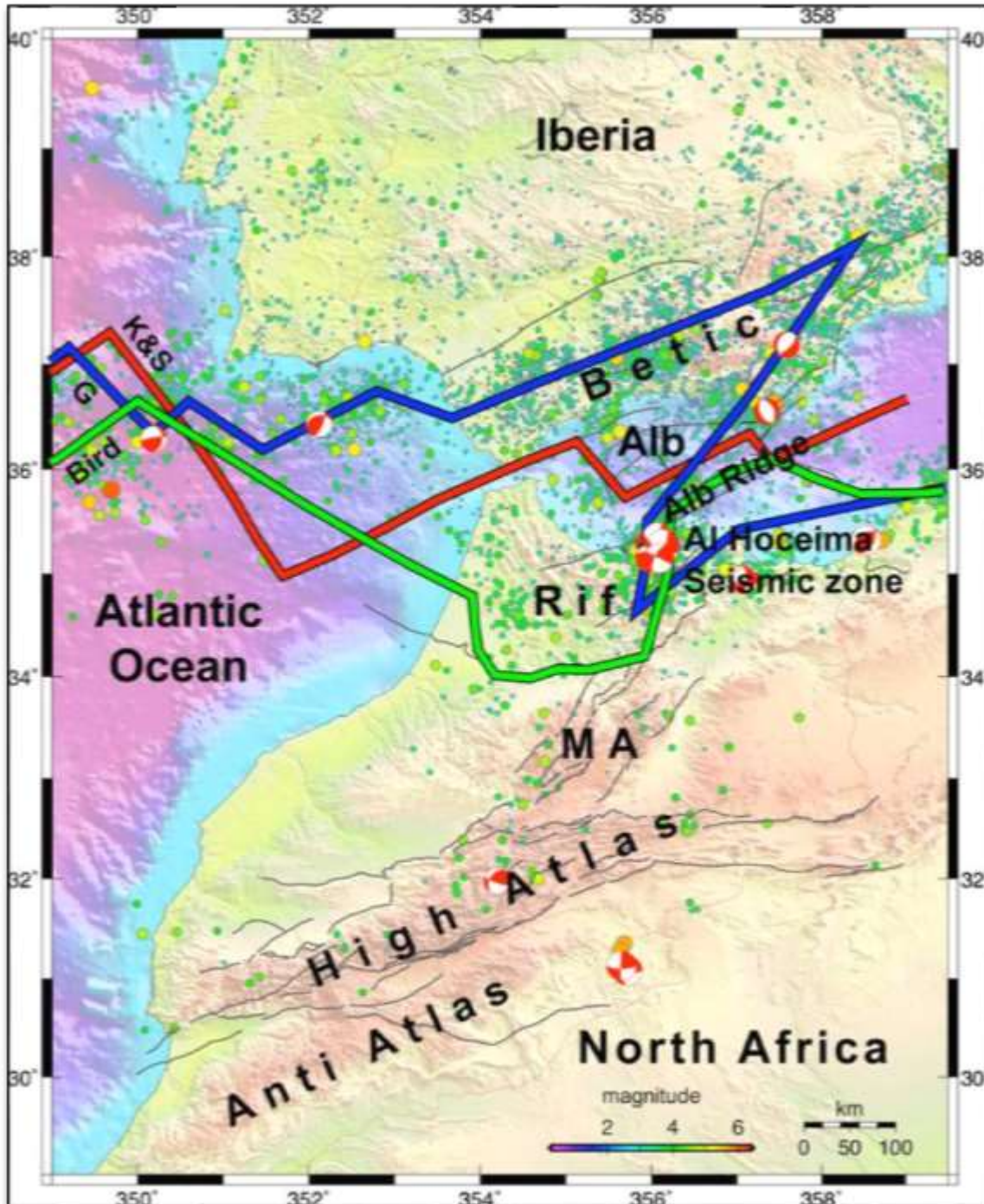


Figure I-3 : Carte sismotectonique et bathymétrique de la terminaison occidentale de la Méditerranée (Vernant *et al.*, 2010), représentant les trois hypothèses majeures de la géométrie de la frontière de plaques entre le Golfe de Cadix et le domaine Alboran (Klitgord et Schouten, 1986 ; Bird, 2003 ; Gutscher, 2004 ; respectivement en rouge, vert et bleu). Les lignes noires correspondent aux grandes failles cartographiques. (MA) : Middle Atlas ; (Alb) : Alboran Sea.

Les champs de vitesse obtenus à partir de données GPS récentes montrent une grande complexité dans le domaine d'Alboran qui se situe entre un domaine en convergence et une

zone transformante intra-Atlantique. Les auteurs décrivent plusieurs sous domaines dont les vitesses et vecteurs de déplacement varient (*Fig. I-4*). Le Sud des Bétiques se déplace vers l'Ouest ou le Sud-Ouest par rapport à l'Ibérie. La région rifaine, se déplace vers le Sud ou le Sud-Ouest par rapport à l'Afrique. Ces mouvements sont interprétés comme liés aux déplacement d'un unique « bloc » rigide (dont les limites sont mal définies) vers le Sud-Ouest (*Pérouse et al., 2010 ; Koulali et al., 2011 ; Pedrera et al., 2011 ; Nocquet, 2012*).

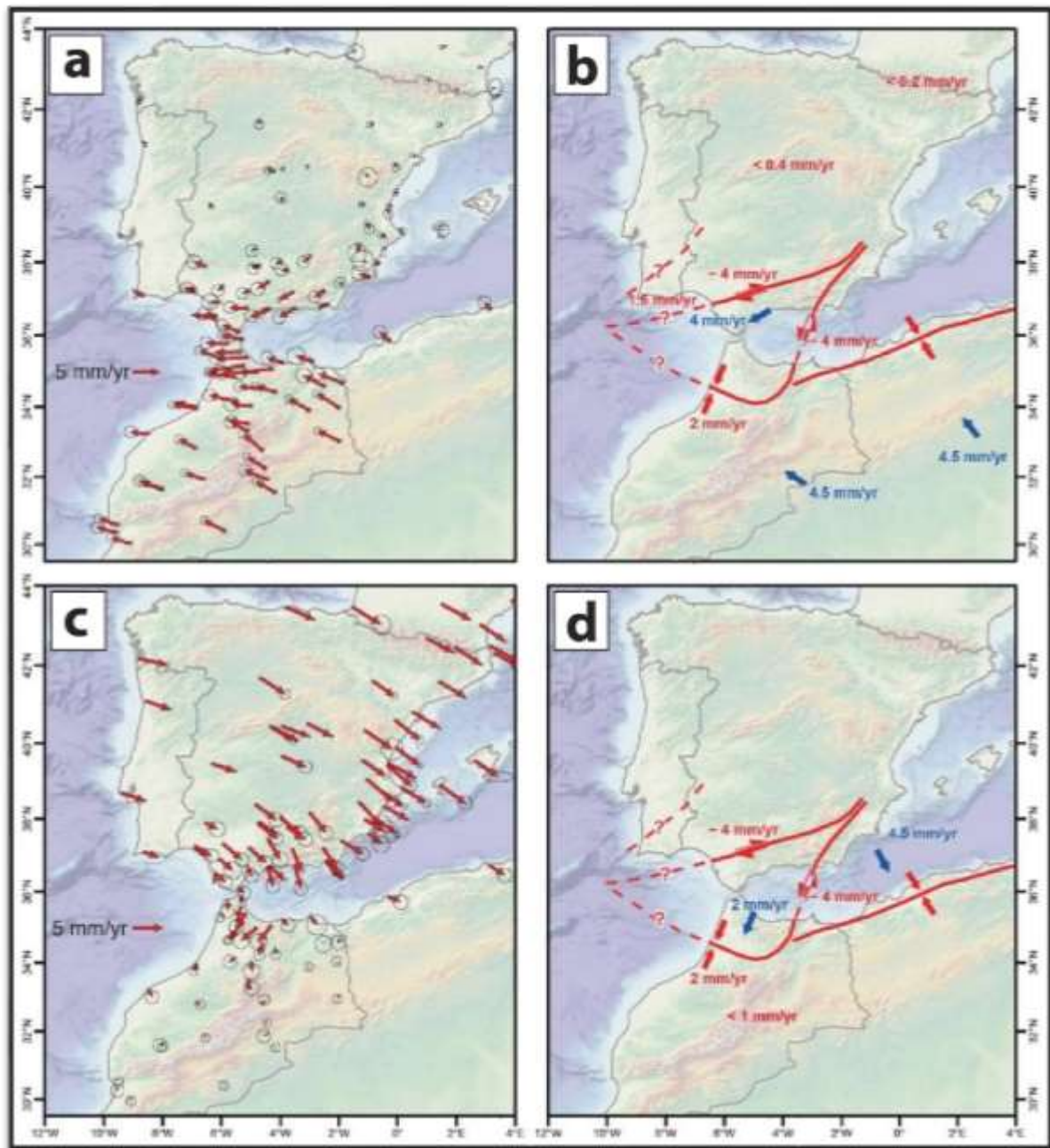


Figure I-4 : Carte des vitesses de déplacement des domaines continentaux autour du domaine d'Alboran, calculées en prenant la plaque eurasiennne comme fixe (a) et le modèle cinématique associé (b) (d'après *Koulali et al., 2011*). Carte des vitesses de déplacement calculées pour une plaque Afrique fixe (c) et le modèle cinématique associé (d) (*Nocquet, 2012*).

2. Structure actuelle du Domaine d'Alboran

2.1. Tomographie sismique

Les études de tomographie sismique ont permis la mise en évidence d'anomalies de vitesses des ondes P en Méditerranée, plus particulièrement en Méditerranée occidentale sous le bassin d'Alboran et les Cordillères Bétiques (Carminati *et al.*, 1998 a et b ; Calvert *et al.*, 2000 ; Timoulali *et al.*, 2013 ; Bezada *et al.*, 2013 ; Bonnin *et al.*, 2014 ; *Fig. I-5 a*). Ces anomalies positives (vitesse des ondes P rapide) ont permis d'imager la présence d'un corps dense et froid à pendage Est sous le bassin d'Alboran (*Fig. I-5 b*).

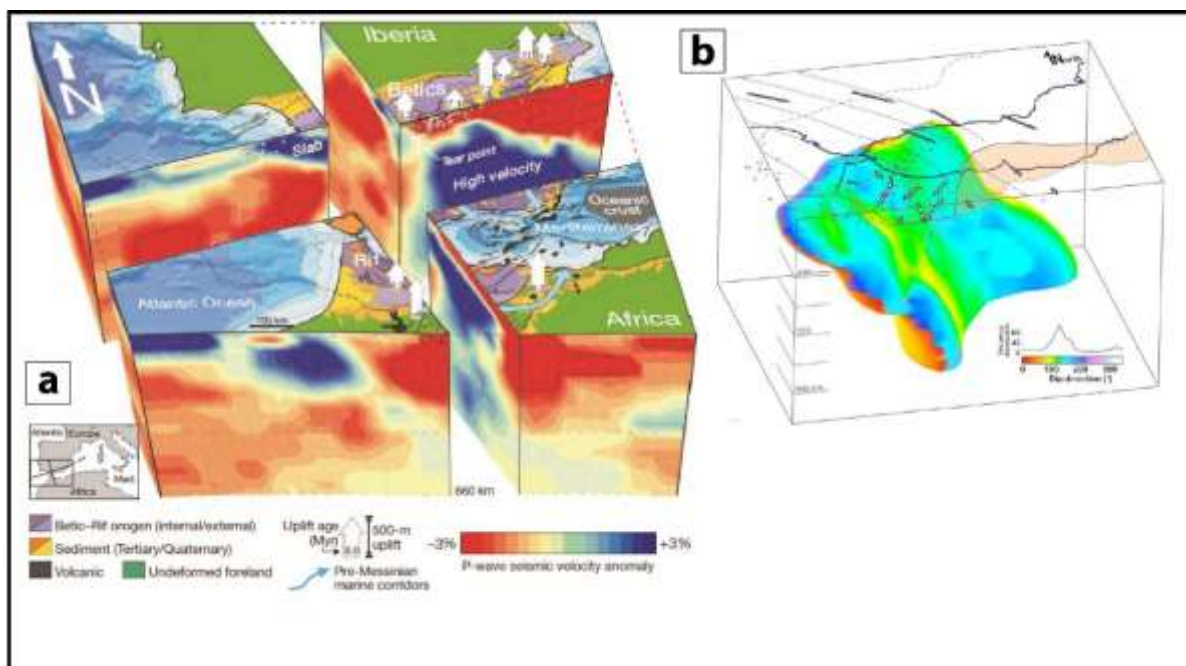


Figure I-5 : a) Carte géologique de l'arc de Gibraltar et des structures mantelliques sous-jacentes, issues des données de tomographie sismique (Garcia-Castellanos et Villaseñor, 2011). b) Représentation 3D de la morphologie du panneau plongeant sous le domaine d'Alboran (Pedrera *et al.*, 2011).

Ce corps est interprété comme la trace d'un panneau de lithosphère océanique plongeant sous la Mer d'Alboran (Lonergan et White, 1997 ; Jolivet et Faccenna, 2000 ; Faccenna *et al.*, 2004 ; Jolivet *et al.*, 2009). Sallarès *et al.* (2013) ont démontré la nature océanique de la lithosphère plongeante sous l'arc de Gibraltar le long du Golfe de Cadix. Cela a permis de conclure que la subduction d'une étroite bande de lithosphère océanique du Golfe de Cadix serait toujours active (Gutscher *et al.*, 2002 ; Pedrera *et al.*, 2011 ; Bezada *et al.*, 2013 ; Sallarès *et al.*, 2013). De même, Bokelmann *et al.* (2011) affirment que la dispersion des données d'ondes P est une preuve de la présence d'un plan de subduction sous le bassin d'Alboran.

Par ailleurs, la modélisation des déformations de surface de l'Afrique du Nord a montré qu'une partie du corps plongeant sous l'Alboran est constitué de manteau lithosphérique d'affinité continentale (Pérouse *et al.*, 2010).

2.2. Sismicité et néotectonique

La sismicité sur le pourtour du domaine d'Alboran est très diffuse et liée aux mouvements aux frontières de plaques (Calvert *et al.*, 2000 ; Buforn *et al.*, 2004 ; Pedrera *et al.*, 2011 ; Koulali *et al.*, 2011).

Sous les Cordillères bétiques et la chaîne du Rif, les mécanismes au foyer des séismes sont souvent peu profonds (inférieurs à 35 km de profondeur, Fig. I-6). L'analyse de cette catégorie de séismes montre que la déformation se localise essentiellement sur des réseaux de failles décrochantes dans les Bétiques orientales (Vissers et Meijninger, 2011) et sur des failles inverses et décrochantes le long de la marge nord-africaine (Morel et Meghraoui, 1996 ; Poujol *et al.*, 2014 ; Lafosse *et al.*, 2016).

Une deuxième famille de séismes situés entre 35 et 150 km de profondeur (Fig. I-6) se localisent au Nord du Golfe de Cadix, sous le Rif externe, sur un transect Nord-Sud à l'ouest de la mer d'Alboran (Buforn *et al.*, 2004 ; Koulali *et al.*, 2011) et sur une zone verticale située sous Malaga (Calvert *et al.*, 2000).

Entre 150 et 600 km de profondeur, aucun séisme n'a été enregistré à part quelques séismes très puissants ont eu lieu à près de 600 km de profondeur, (Bezada et Humphreys, 2012 ; Grimison et Chen, 1986).

Plusieurs réseaux de failles considérés comme actifs aujourd'hui (Fig. I-6) affectent cette zone, y compris :

- Les failles en échelon avec des jeux transpressifs et transtensionnels sénestres (les failles N/S à NE/SW de Lorca, Palomarès, Carboneras et Mecina dans les Bétiques ; la Ride d'Alboran et les failles de Nékor et Trougout dans le Rif (Poujol *et al.*, 2014 ; Lafosse *et al.*, 2016)) constituant la Trans-Alboran Shear Zone (Stich *et al.*, 2006).
- Les failles normales E/W à NW/SE dans les Bétiques centrales (Martinez-Martinez *et al.*, 2006).
- Les failles dextres WNW/ESE de la Ride de Yussuf traversent le bassin d'Alboran oriental (Watts *et al.*, 1993).
- La faille transformante des Açores.
- Les fronts de chevauchement du Rif et des Bétiques.

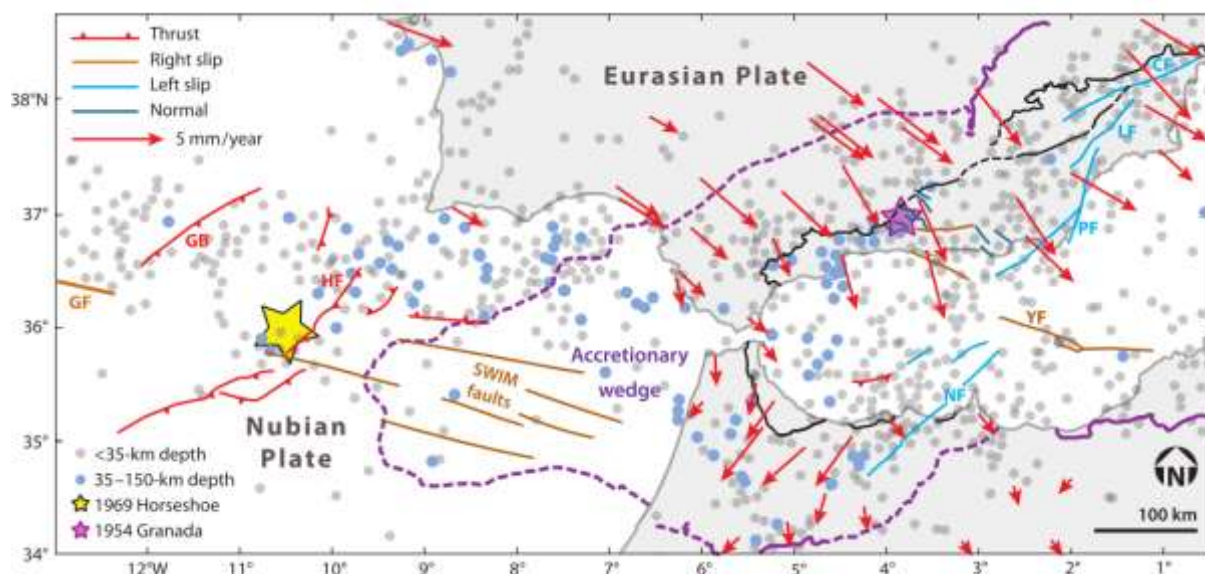


Figure I-6 : Carte de la tectonique active d'Alboran et du Golfe de Cadix et localisation des séismes de $M > 4$ de 1901 à 1964 (Platt *et al.*, 2013). Les lignes noires indiquent les fronts de chevauchement actifs au Miocène moyen. Le tracé violet indique le front de chevauchement actuel. (CF) : Crevillente Fault ; (GB) : Goringe Bank ; (GF) : Gloria Fault ; (HF) : Horseshoe Fault ; (LF) : Lorca Fault ; (NF) : Nekor Fault ; (PF) : Palomares Fault ; (YF) : Yussuf Fault.

3. Les grands modèles d'évolution géodynamique de l'arc de Gibraltar

Dans ce contexte régional de convergence entre la plaque d'Afrique et d'Eurasie, les évidences d'extension incompatibles avec ce contexte compressif ont été proposés par deux principaux modèles géodynamiques :

- Les modèles proposant le retrait de la zone de subduction ;
- Les modèles proposant l'amincissement de la lithosphère sous l'Alboran.

Un autre modèle a été également proposé mais semble ne plus être d'actualité. Ce dernier suppose la présence d'un bloc continental rigide se déplaçant entre les deux plaques africaine et eurasiennne (Andrieux *et al.*, 1971 ; Olivier, 1984 ; Leblanc et Olivier, 1984 ; Durand-Delga et Olivier, 1988 ; Sanz de Galdeano, 1988).

3.1. Modèles du retrait du plan de subduction

Le premier groupe de modèles rassemble ceux qui expliquent la géométrie de la mer d'Alboran comme liée au retrait d'un plan de subduction de l'Est vers l'Ouest (Malinverno et Ryan, 1986 ; Royden, 1993a, b). Cela induit une extension en arrière-arc associée à des remontées de matériaux asthénosphériques (Duggen *et al.*, 2004 ; Lustrino *et al.*, 2011). Ainsi, les reconstructions cinématiques montrent que le retrait du plan de subduction est accompagné

d'une extension Nord-Sud à l'Oligocène, puis Est-Ouest au Miocène (Jolivet *et al.*, 2006 ; Faccenna *et al.*, 2014 ; van Hinsbergen *et al.*, 2014).

Ce processus de retrait est également marqué par la rotation dans le sens horaire des unités au niveau des Cordillères Bétiques et dans le sens antihoraire pour les unités rifaines (Platzman *et al.*, 1992, 1993 ; Allerton *et al.*, 1993 ; Platt *et al.*, 1995 ; Mattei *et al.*, 2006, 2007 ; Ciffeli *et al.*, 2008). Ces auteurs estiment l'âge de ces mouvements de rotations entre la limite Oligo-Miocène et la fin du Miocène voire le début du Pliocène.

Ce type de modèles est cohérent avec la zonation géochimique et temporelle (Fig. I-7, Duggen *et al.*, 2008) du magmatisme et semble et est fréquemment invoqué (e.g. Lonergan et White, 1997 ; Jolivet et Faccenna, 2000 ; Faccenna *et al.*, 2001, 2002 ; Jolivet *et al.*, 2006, 2008 ; van Hinsbergen *et al.*, 2014 ; Faccenna *et al.*, 2014).

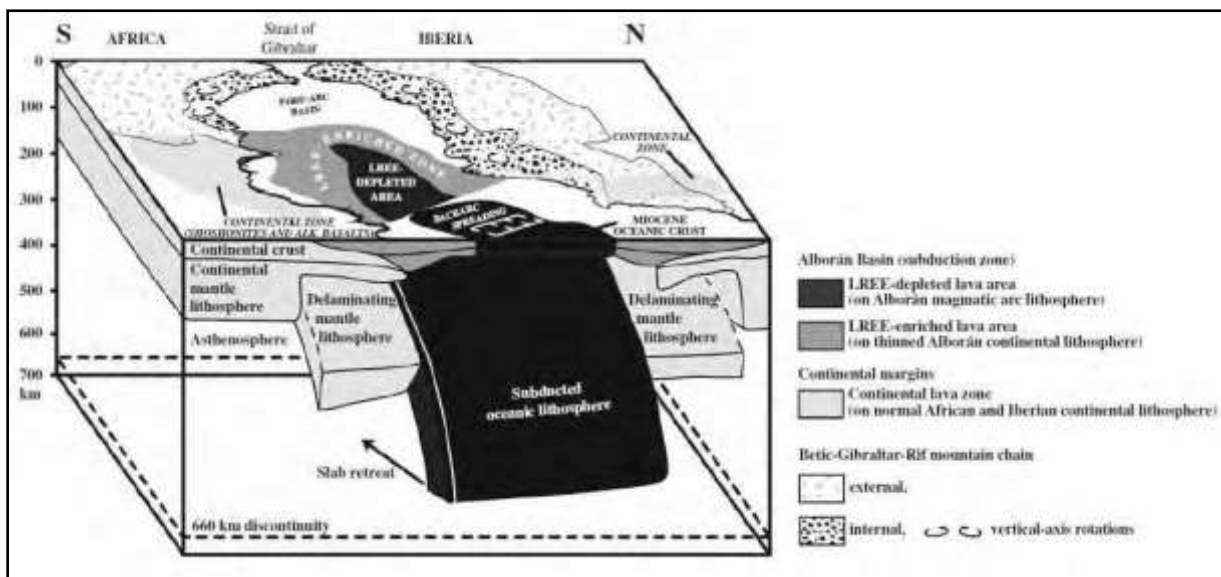


Figure I-7 : modèle d'évolution géodynamique de la mer d'Alboran avec retrait du plan de subduction (Duggen *et al.*, 2008).

3.2. Modèles de délamination crustale

Le deuxième groupe de modèles propose que le bassin d'Alboran soit formé par détachement et effondrement gravitaire de la racine lithosphérique du domaine d'Alboran (fig. I-8), préalablement épaissie lors d'un épisode compressif anté-alpin (Dewey, 1988 ; Doblas et Oyarzun, 1989 ; Platt et Vissers, 1989).

Des données géophysiques ont permis d'imager la présence d'un fragment de lithosphère détaché en profondeur sous le Domaine d'Alboran (Grimson et Chen, 1986 ; Seber *et al.*, 1996 ; Calvert *et al.*, 2000 ; Spakman et Wortel, 2004). Ce fragment est déduit de la présence en

profondeur d'une zone caractérisée par de fortes anomalies thermiques (Polyak *et al.*, 1996 ; Fernandez *et al.*, 1998 ; Rimi, 2001), gravimétriques (Banda *et al.*, 1980 ; Torné *et al.*, 2000) et de forte atténuation sismique (Grimison et Chen, 1986 ; Seber *et al.*, 1996 ; Calvert *et al.*, 2000).

Le modèle de Platt *et al.* (2006) (*fig. I-8*), propose l'évolution suivante :

- À l'Éocène : déplacement de l'Afrique vers le Nord, subduction, accrétion du complexe des Alpujarrides sous le complexe des Malaguides et formation du complexe des Nevado-Filabrides sur la marge Sud-Est de l'Ibérie (*Fig. I-8 A*).
- Au Miocène inférieur : effondrement du Domaine d'Alboran et son déplacement vers l'Ouest (*Fig. I-8 B*). Le Domaine d'Alboran est ainsi transformé en lithosphère amincie suite à la perte du manteau lithosphérique (*Fig. I-8 C*). Le Domaine d'Alboran chevauche alors le complexe Nevado-Filabrides. Ce dernier est ensuite entré en subduction sous le Domaine d'Alboran, puis exhumé en extension.

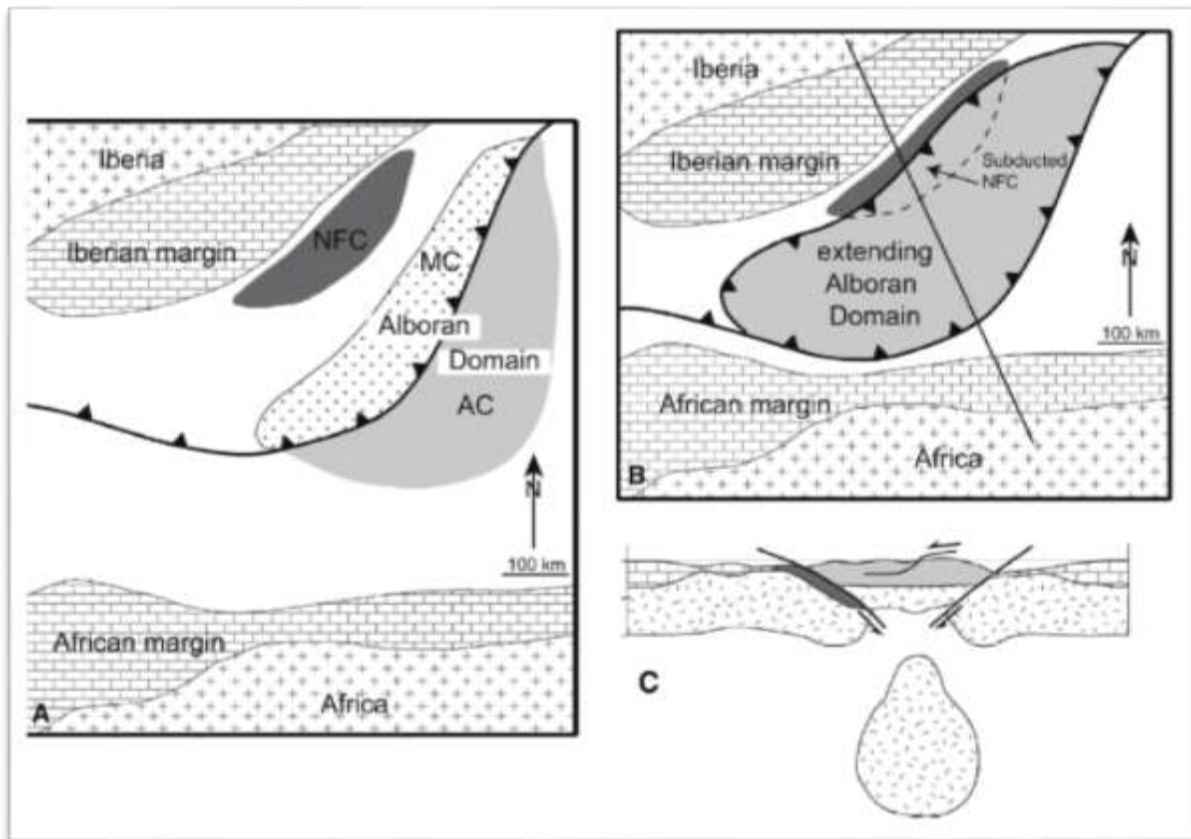


Figure I-8 : Modèle d'évolution géodynamique de la mer d'Alboran invoquant les processus de délamination crustale (Platt *et al.*, 2006). **A**) Reconstruction paléogéographique du Domaine d'Alboran à l'Éocène. **B**) Reconstruction paléogéographique du Domaine d'Alboran au Miocène. **C**) Coupe lithosphérique schématisique (localisation sur la figure B). (AC) Complexe d'Alpujarrides ; (MC) : Complexe des Malaguides ; (NFC) Complexe des Nevado-Filabrides.

II. LE DOMAINE D'ALBORAN : LES CHAINES BETICO-RIFAINES ET LES BASSINS SEDIMENTAIRES ASSOCIES

1. Description des grands Domaines structuraux de la chaîne rifaine

Cette partie du travail consiste à décrire d'une manière brève la stratigraphie et la structure des grands ensembles constituant la chaîne du Rif. La structure de la chaîne rifaine correspond à un empilement de nappes caractérisé par des déversements divergents vers l'extérieur du Rif (Andrieux, 1971). Classiquement, trois grands domaines (Fig. I-9, I-10) sont distingués, de l'intérieur vers l'extérieur de la chaîne : les zones internes (Domaine d'Alboran) qui chevauchent les nappes de flyschs elles-mêmes charriées sur les zones externes. Ces dernières chevauchent à leur tour un socle paléozoïque, pré-structuré durant l'orogénèse hercynienne (avant pays).

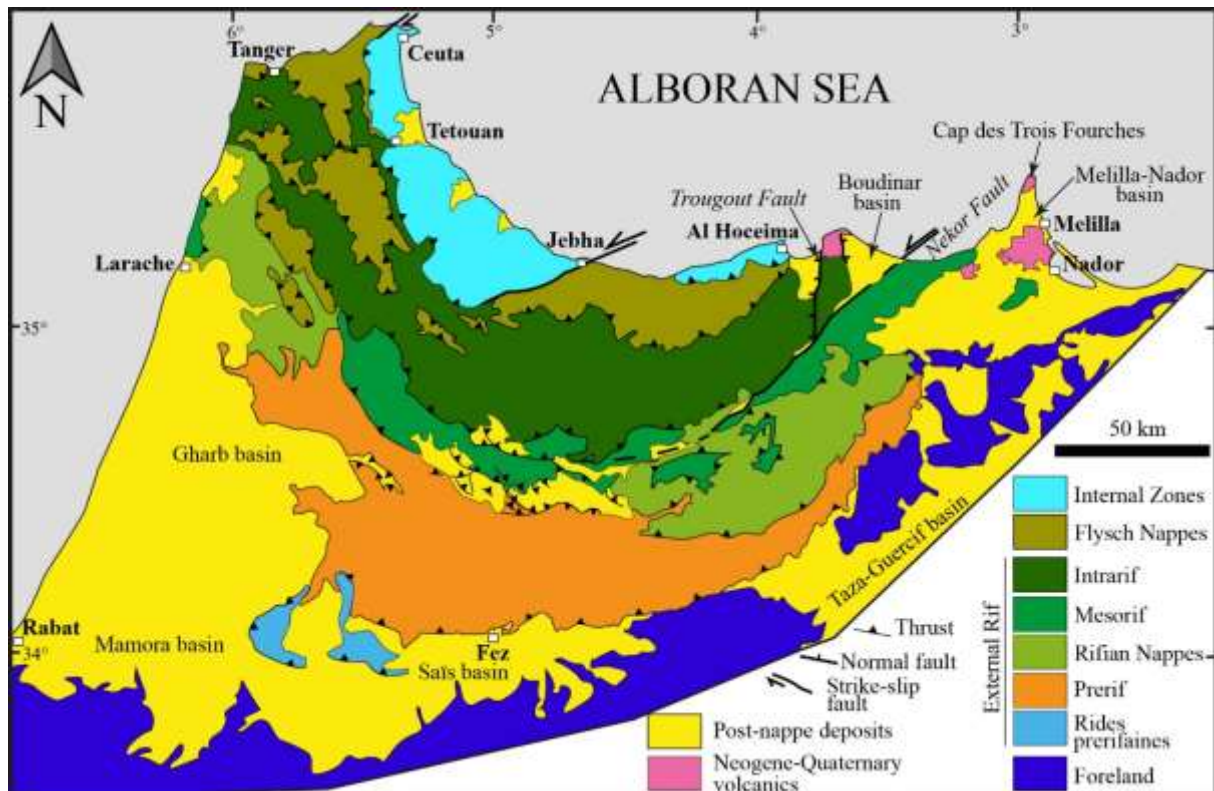


Figure I-9 : Carte structurale de la chaîne du Rif représentant les grands domaines structuraux et localisation des bassins post-nappes. Modifiée d'après Suter (1980) et Jolivet *et al.* (2003).

1.1. Les zones internes

Les zones internes du Rif constituent la partie marocaine émergée du domaine d'Alboran. Elles sont constituées d'un empilement de trois grands ensembles, de la base vers le sommet et de

l'intérieur vers l'extérieur de la chaîne : les Sebtides, les Ghomarides et la dorsale calcaire (fig. I-10, I-11).

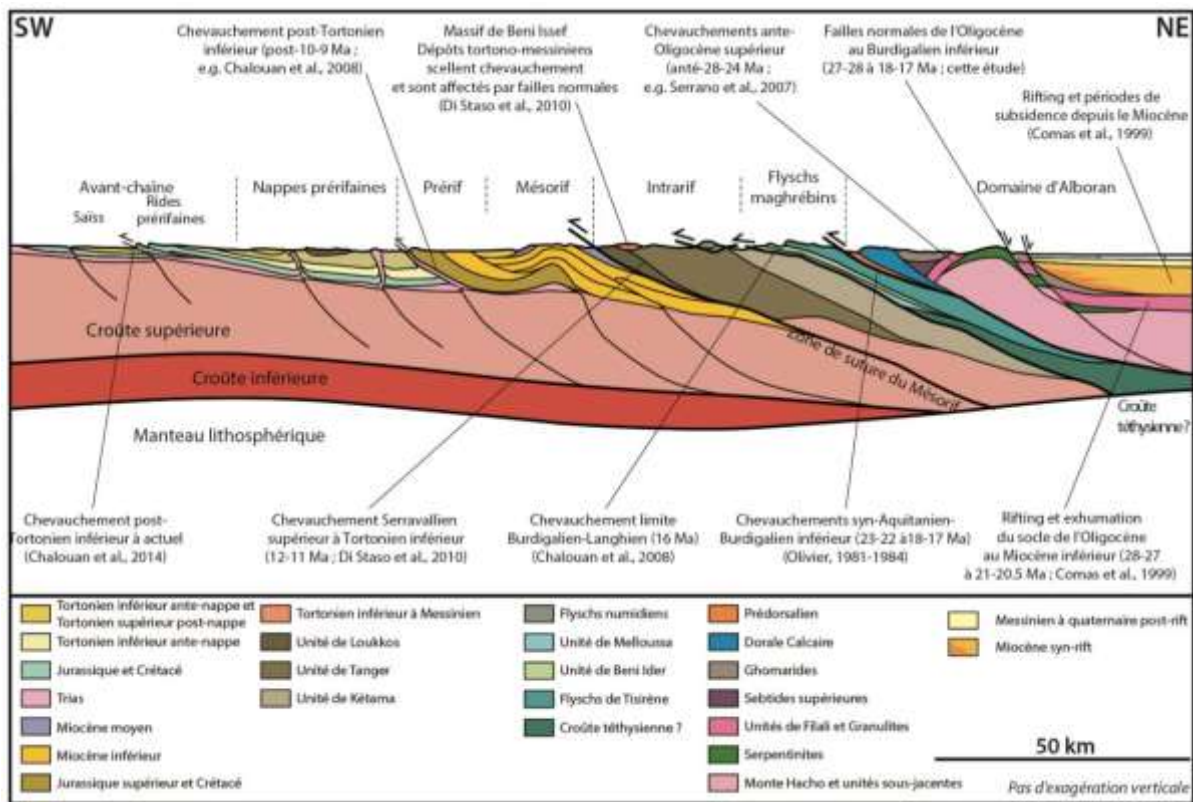


Figure I-10 : Coupe de la chaîne rifaine à l'échelle crustale avec l'âge des contacts majeurs d'après les données bibliographiques (d'après Romagny (2014), modifié d'après Michard et al. (2002)).

1.1.1. Les Sebtides

Le complexe des Sebtides forme un empilement de nappes de protolithes ante-alpins qui affleurent dans quatre fenêtres tectoniques (Beni Mezala, Ceuta-Monte Hacho, Cabo Negro et Beni Bousera, fig. I-11) sous les nappes des Ghomarides.

A la base de l'empilement, l'unité de Beni Bousera et de Filali constituent un socle paléozoïque coiffé par une couverture permo-triasique (unité de Federico). L'unité Beni Bousera est constituée essentiellement par des péridotites (Iherzolite à spinelle) d'environ 2 km d'épaisseur, surmontées de niveaux discontinus de granulites (kinzigites). Les roches crustales sus-jacentes (unité de Filali) sont essentiellement des granulites acides (kinzigites). Au-dessus du socle, les unités métasédimentaires permo-triasiques (Federico) s'empilent en séquences de schistes et quartzites répétées plusieurs fois. Ces unités sont coiffées par des marbres dolomitiques datés du Trias.

Les données métamorphiques (Bouybaouene, 1993 ; Saddiqi, 1995 ; Michard *et al.*, 1997, 2006 ; Negro *et al.*, 2006) indiquent des gradients métamorphiques différents qui diminuent de bas en haut. Le socle des Sebtides (unités de Beni Bousera et de Filali) a évolué sous un géotherme élevé (jusqu'à $P > 20$ kbars, 1200-1350 °C dans le massif de péridotite). Les unités métasédimentaires (Federico) présentent un contexte métamorphique moindre dans des conditions HP-BT (pressions entre 7 et 18 Kbars pour des températures entre 300 et 550 °C).

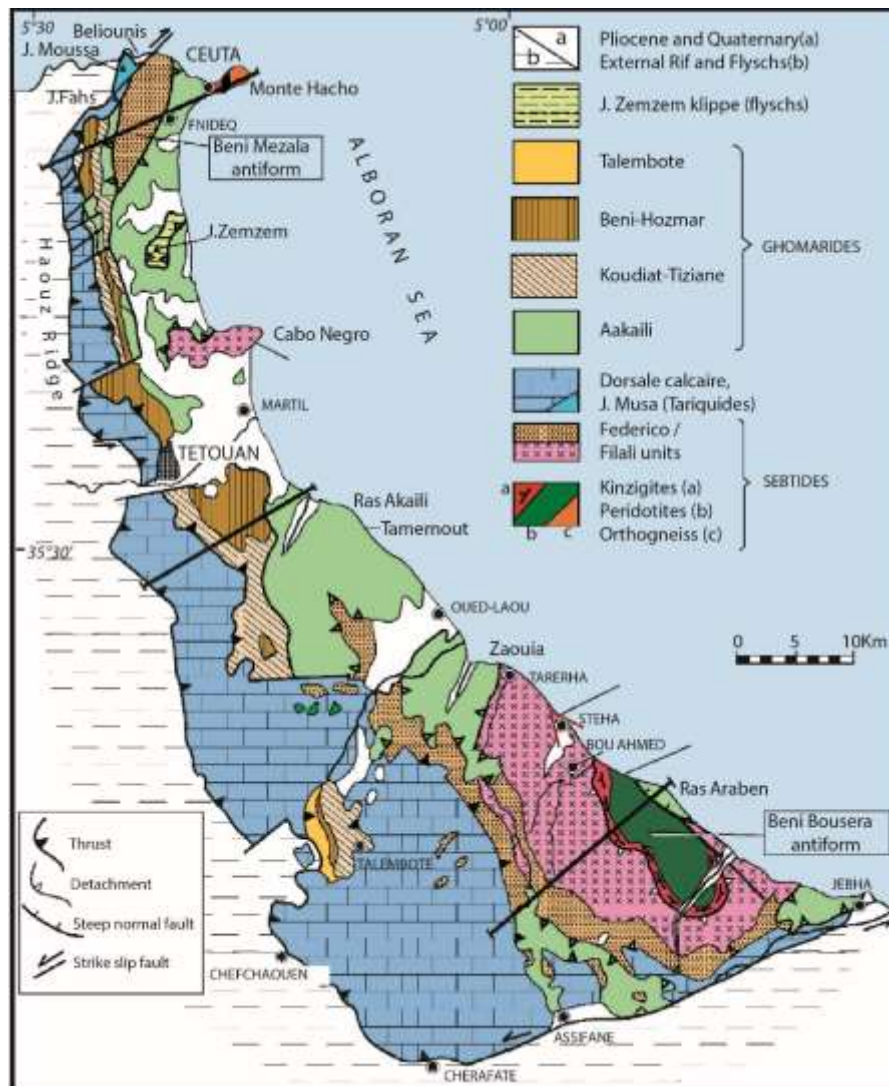


Figure I-11 : carte structurale représentant les différentes unités du domaine internes (d'après Chalouan *et al.* (2008)).

1.1.2. Les Ghomarides

Le complexe des Ghomarides est constitué de quatre nappes paléozoïques de bas degré de métamorphisme (Aakaili, Koudiat Tizian, Beni Hozmar et Talembote, *fig. I-10, I-11*) empilées

et séparées par leurs couvertures sédimentaires non-métamorphiques d'âge mésozoïque-cénozoïque.

Les formations paléozoïques (Ordovicien à Carbonifère) sont composées de métapélites, de schistes, calcaires et grauwackes. La couverture sédimentaire est constituée par des sédiments de « red beds » discordants du Trias moyen à supérieur, composés de conglomérats, quartzites et d'évaporites. Les nappes paléozoïques enregistrent deux épisodes métamorphiques (Chalouan et Michard, 1990) : le premier est varisque, de type schiste vert et le deuxième est alpin. Les températures maximales atteintes lors de l'épisode alpin varient de < 330°C en haut de la série à 500°C en bas de la série, au contact avec les Sebtides (Negro *et al.*, 2006).

1.1.3. La Dorsale calcaire

La **Dorsale calcaire** est une unité de transition entre les zones internes et le domaine des flyschs (*fig. I-11*), rattachée au domaine d'Alboran (Michard *et al.*, 2002 ; Chalouan *et al.*, 2008). Ces unités sont en contact avec le domaine des flyschs par l'intermédiaire des unités prédorsaliennes (Olivier, 1984). Elle est nommée « Dorsale calcaire » car elle est essentiellement constituée de faciès carbonatés d'âge triasique à Néogène (Fallot, 1937). Son association structurale avec le domaine d'Alboran tend à l'interpréter comme une couverture méso-cénozoïque d'une séquence paléozoïque (Didon *et al.*, 1973 ; Chalouan *et al.*, 2008, Michard *et al.*, 2008). Cette unité n'a été affectée que localement d'un métamorphisme post-éocène de très faible grade.

1.2. Le domaine des flyschs maghrébins

Deuxième grand domaine structural de l'orogène bético-rifain, l'unité des Flyschs est structuralement comprise entre les unités externes des paléo-marges téthysiennes qui seront décrites par la suite et les unités internes décrites précédemment (*fig. I-10*). Elle est composée par quatre nappes allochtones, non métamorphiques et plissées selon les mêmes orientations que celles des zones externes. Cette phase compressive est probablement liée à la reprise de la convergence Afrique-Europe (Balanyá *et al.*, 1997 ; Crespo-Blanc and Campos, 2001 ; Vergés and Fernandez, 2012). Ces nappes sont charriées sur les unités externes au Miocène inférieur (Bourgeois, 1978 ; Sanz de Galdeano et Vera, 1992 ; Crespo-Blanc et Campos, 2001) ou sont localement rétrochevauchantes sur le complexe des Ghomarides. Les dépôts de ces nappes sont principalement composés de turbidites et d'hémipélagites d'âge Jurassique supérieur à Miocène inférieur (Serrano, 1979 ; Rodriguez-Fernandez et Comas, 1999 ; Lujan *et al.*, 2006 ; de Capoa *et al.*, 2007).

1.3. Le domaine externe

Les zones externes constituent le dernier grand domaine structural charrié sur l'avant-pays (fig. I-9, I-10). A l'inverse des zones internes et des zones des flyschs, les unités du domaine externe ne présentent pas de continuité stratigraphique ou structurale. D'une manière générale, ces unités ont été plissées, décollées et charriées sur le socle africain lors de la collision entre le Domaine d'Alboran et la marge africaine du Burdigalien jusqu'à la fin du Miocène (Flinch, 1996 ; Flinch, *et al.*, 1996).

Ces nappes sont constituées de sédiments datés du Trias au Néogène, autochtones, para-autochtones et/ou allochtones, de la paléomarge continentale africaine de la Téthys (Favre, 1995). Ces unités sont souvent non-métamorphiques, à l'exception de la partie Nord du Temsamane (Azdimoussa *et al.*, 2007 ; Negro *et al.*, 2007).

Selon la subdivision de Suter (1965) et Chalouan *et al.* (2008), les zones externes rifaines sont divisées en trois grandes parties selon des critères stratigraphiques et structuraux. Des parties les plus internes aux parties les plus externes de la chaîne on distingue : l'Intrarif, le Mésorif et le Prérif.

1.3.1. L'intrarif

L'Intrarif comprend les unités les plus distales dérivées de la paléomarge africaine. Ces unités affleurent immédiatement sous les unités des Flysch Maghrébins et la Dorsale calcaire. Trois unités en particulier sont distingué : l'unité de **Kétama**, l'unité de **Tanger** et l'unité de **Loukkos**.

L'unité de **Kétama** affleure exclusivement dans le Rif central (Andrieux, 1971). C'est une unité paraautochtone, composée essentiellement de séries turbiditiques silicoclastiques d'âge liasique à crétacé inférieur (Andrieux, 1971 ; Frizon De Lamotte, 1985), plissées et épimétamorphiques (3 kbars, 200-300 °C). L'exhumation de cette unité se produit après 14 Ma (Azdimoussa *et al.*, 1998).

Sa couverture partiellement détachée constitue L'unité de **Tanger** qui affleure surtout dans la partie occidentale du Rif externe. Sa série stratigraphique comporte des formations marnopélitiques d'âge Crétacé supérieur à Eocène (Chalouan *et al.*, 2008).

L'unité de **Loukkos** dans le Rif occidental est constituée par des dépôts plus épais, des marno-calcaires de l'Albo-Cénomaniens et du Sénonien (Lespinasse, 1975 ; Ben Yaich, 1991) fréquemment recoupés par des diapirs gypso-argileux triasiques.

Des lambeaux des unités de **Tanger** et de **Loukos** détachés (les nappes d'Aknoul, de Habt, Ouezzane et Tsoul) peuvent sur retrouver charriés sur le Mésorif et le Prérif.

1.3.2. Le Mésorif

Le Mésorif, entre l'Intrarif et le Prérif, correspond à des formations d'âge jurassique à crétacé inférieur (Andrieux, 1971 ; Monie *et al.*, 1984 ; Frizon De Lamotte, 1985). La zone du Mesorif présente des caractéristiques différentes de part et d'autre de la faille Nekor, dans le Rif occidental et central et dans le Rif oriental.

Le Rif occidental et le Rif central, nommés aussi « Zones des Fenêtres », sont constitués par des formations turbiditiques et d'olistostromes d'âge Miocène inférieur à moyen affleurant sous des unités mésozoïques allochtones. Ces formations sont d'origine supra-Kétama (nappe d'Aknoul et klippe de Jbel Berkane) ou infra-Kétama (groupe de Tifelouest, nappe de Senhadja et de Bou Haddoud). Les séries turbiditiques mésozoïques sont fortement plissées, et affectées par un métamorphisme qui date probablement de l'Oligocène tardif (Negro, 2005). Elles sont ensuite recouvertes en discordance par un mélange non-métamorphique d'éléments mésozoïques, suivi de turbidites du Miocène inférieur à moyen. L'ensemble est modérément déformé et affecté d'un métamorphisme anchizonal, puis recouvert par des dépôts transgressifs tortono-messiniens.

Dans le Rif oriental, les formations typiques du Mésorif se retrouvent au niveau du massif des Tamsamane, ainsi que dans deux massifs isolés : le massif des Trois Fourches et l'unité de Khebaba. A l'Est de la faille du Nékor, le Mésorif représenté par le massif des Tamsamane, subdivisé en deux sous-unités (les Tamsamane Sud et les Tamsamane Nord) dont la déformation et le gradient métamorphique augmentent en direction du Nord (Azdimoussa *et al.*, 2007 ; Negro *et al.*, 2007 ; Chalouan *et al.*, 2008).

1.3.3. Le Prérif et l'avant pays

Le Prérif est à l'extérieur de l'ensemble montagneux rifain. Il est limité au Sud par la plaine du Saïs, à l'Ouest par la plaine du Rharb, et vers l'Est par la vallée du Sebou.

Les nappes pré-rifaines correspondent aux sédiments les plus proximaux de la paléomarge africaine. Ces formations, qualifiées de « para-autochtones », sont détachées de leur socle mésozoïque et charriées vers l'avant-pays (Wildi, 1983). Elles sont constituées de matériaux chaotiques, formés par des roches d'âge triasique à Néogène dans une matrice marno-argileuse miocène.

A la limite méridionale du Rif, la partie nord du système atlasique forme l'avant-pays. L'Atlas est un domaine intracontinental composé des ceintures du Haut- et du Moyen-Atlas, ainsi que des mesetas.

2. Les bassins sédimentaires Tertiaires et cycles les tectono-sédimentaires

2.1. Domaine marin : bassin d'Alboran

Le bassin d'Alboran, entouré par les chaînes bético-rifaines, est considéré comme un bassin d'arrière-arc développé depuis l'Oligocène en liaison avec la migration de l'arc de Gibraltar vers l'Ouest (Platt et Vissers, 1989 ; Maldonado *et al.*, 1992 ; Garcia-Dueñas *et al.*, 1992 ; Watts *et al.*, 1993 ; Comas *et al.*, 1999, 1992 ; Martínez-García *et al.*, 2011). Il regroupe trois bassins principaux (Fig. I-12) : le bassin Ouest-Alboran (WAB) qui présente la plus importante épaisseur de dépôts (entre 7 et 12 km de sédiments accumulés de 20 Ma ; Comas *et al.*, 1992, 1999 ; Soto *et al.*, 1996 ; Iribarren *et al.*, 2009 ; Soto *et al.*, 2010), le bassin Est-Alboran (EAB) qui renferme près de 2 à 3 Km de dépôts et le bassin Sud-Alboran (SAB) contenant près de 3 km de sédiments (Comas *et al.*, 1997 ; Booth-Rea *et al.*, 2007 ; Mauffret *et al.*, 2007).

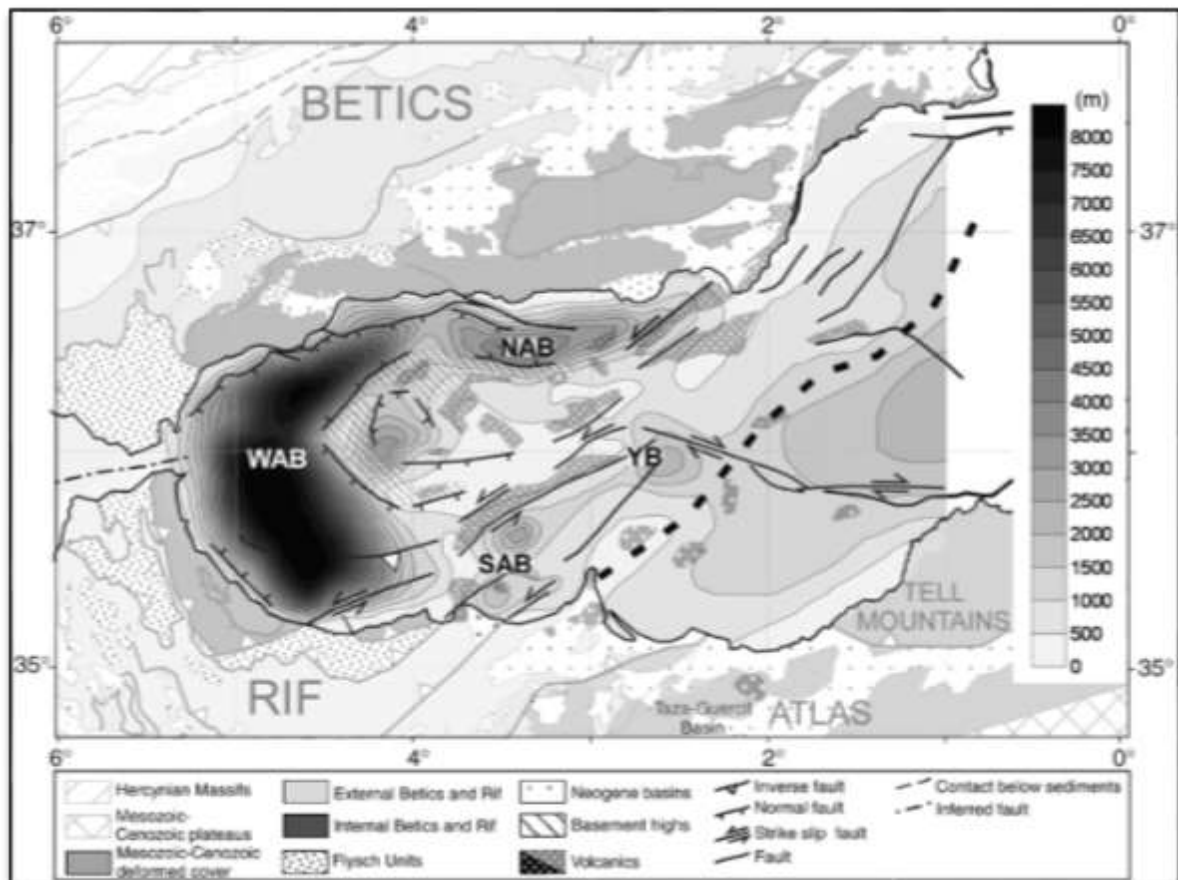


Figure I-12 : Carte des isopaques des sédiments néogènes en Alboran (d'après Iribarren *et al.*, 2009).

Le bassin d'Alboran présente une évolution tectonique marquée par deux périodes majeures de déformation (*Fig. I-13* ; Comas *et al.*, 1992 ; Watts *et al.*, 1993 ; Chalouan *et al.*, 1997 ; Comas *et al.*, 1999 ; Mauffret *et al.*, 2007) :

- La première période, caractérisée par une déformation extensive et syn-sédimentaire, correspond à l'ouverture du bassin et cesse aux environs de 8 à 9 Ma ;
- La deuxième période marque une inversion tectonique associée à une déformation compressive d'orientation NW-SE, datée du Tortonien à l'actuel.

L'analyse combinée de données de sismique marine ainsi que de plusieurs forages réalisés dans l'ensemble du bassin d'Alboran ont permis de reconstituer la succession stratigraphique (Comas *et al.*, 1999 ; Iribarren *et al.*, 2009 ; Soto *et al.*, 2010). Six unités différentes, délimitées par des discordances, ont été identifiées (Jurado et Comas, 1992). Ces unités sont de bas en haut (*Fig. I-13*) :

- **Unité VI** : la première unité qui repose sur le socle métamorphique. Cette unité n'est connue que dans le bassin Ouest-Alboran et consiste en des dépôts d'âge Aquitanien-Burdigalien (Miocène inférieur). Ces dépôts sont essentiellement composés d'argiles avec quelques bancs sableux. La limite supérieure de cette unité correspond très souvent à une discordance angulaire.
- **Unité V** : Elle est d'âge Langhien à Serravallien. La partie inférieure de cette unité (langhienne) correspond à une succession d'argiles grises suivies par des argiles silteuses verdâtres à rougeâtres puis par des argiles vertes. La partie supérieure quant à elle, se compose d'argiles, d'argiles silteuses et de marnes, alternant avec des conglomérats, des carbonates et des niveaux volcanoclastiques.
- **Unité IV** : cette unité est d'âge Serravallien supérieur à Tortonien. Elle est composée par des alternances d'argiles et d'argiles silteuses à intercalations de niveaux de galets et de marnes.
- **Unité III** : cette unité correspond à une épaisse séquence d'âge Tortonien supérieur. A sa base se place une discordance angulaire et son sommet est tronqué par une surface d'érosion. Cette unité correspond à des dépôts turbiditiques profonds, composés par des alternances d'argiles, de grès et de microconglomérats.
- **Unité II** : cette unité est d'âge messinien. Elle consiste principalement en des dépôts d'argiles, de marnes, de carbonates et de rares niveaux de gypse ou d'anhydrite. Des dépôts de conglomérats, de sables, d'argiles et silts en alternance avec des niveaux volcano-clastiques se rencontrent à la base.

- **Unité I** : cette unité est composée de marnes et d'argiles à intercalations de bancs gréseux-sableux d'âge Plio-Quaternaire. Sa base est marquée par une surface d'érosion reconnue à travers l'ensemble du bassin (surface « M », *Fig. I-13*).

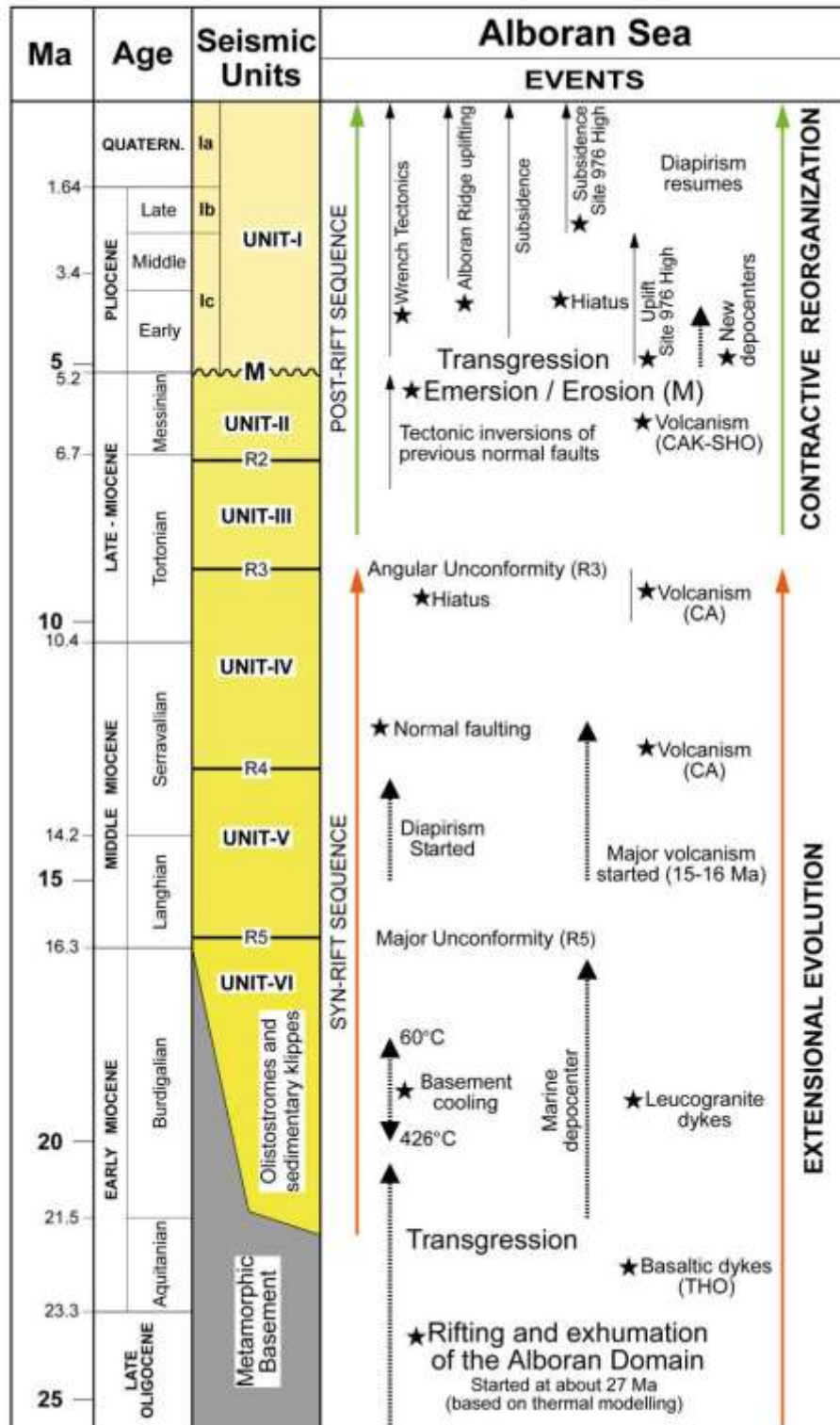


Figure I-13 : Succession stratigraphique, événements tectoniques et volcaniques dans l'ensemble des bassins de la Mer d'Alboran (Comas et al., 1999).

2.2. Domaine continental : les bassins tertiaires du Rif

Nous proposons dans cette partie une synthèse des connaissances sur les bassins depuis les zones internes vers les zones externes dans le domaine occidental puis dans le domaine oriental de la chaîne du Rif.

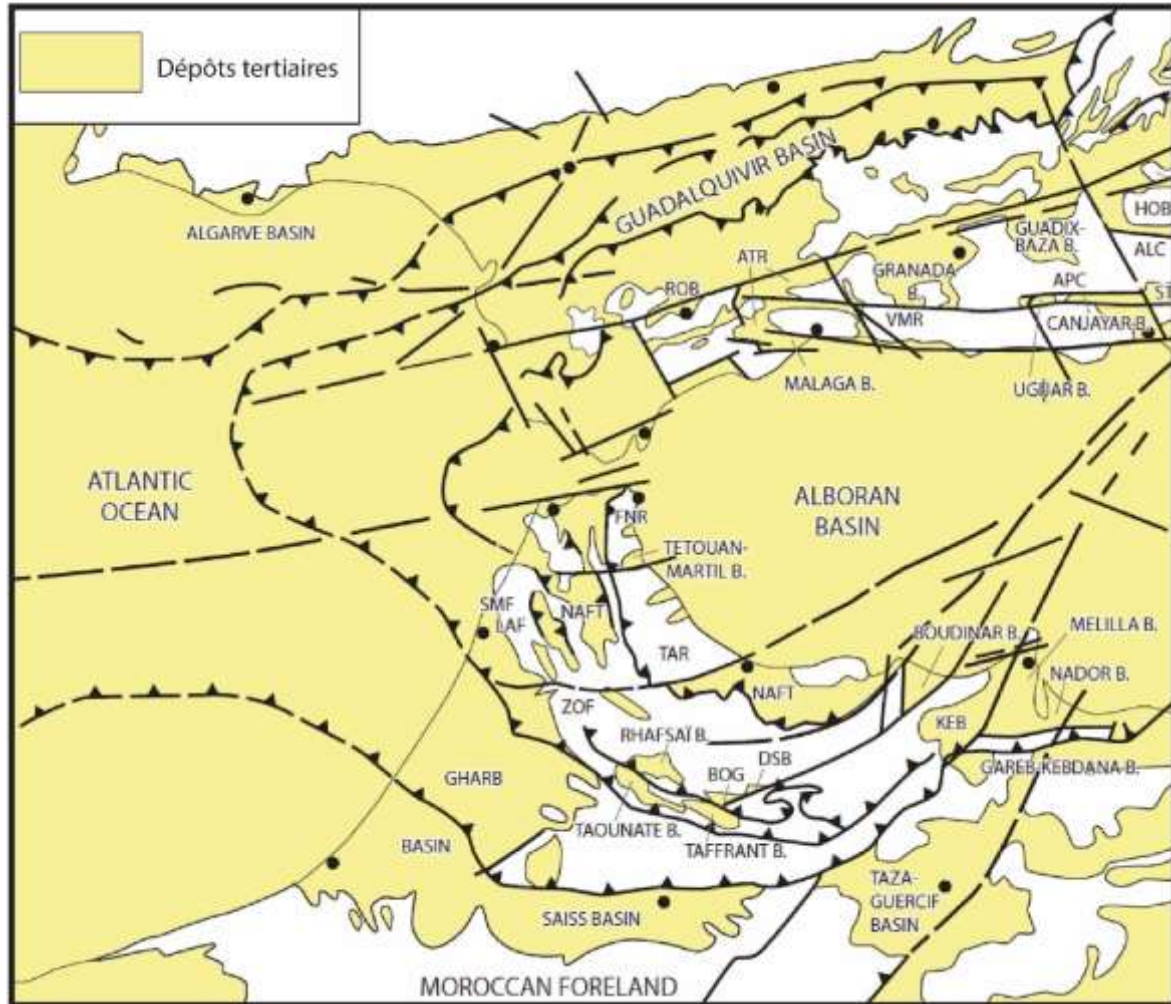


Figure I-14 : Cartographie des principaux bassins sédimentaires néogènes développés au sein et autour du domaine d'Alboran (modifié d'après [Sissingh, \(2008\)](#)). (BOG): Bouhaddi Graben; (DSB): Dhar Souk Basin; (FNR): Fnidek Region; (KEB): Kert Basin; (LAF): Larache Foredeep; (TAR): Talembote Region; (ZOF): Zoumi Foredeep.

2.2.1. Le Rif occidental

- Les plus anciens dépôts syn-rift dans les zones internes du Rif appartiennent à la Formation de « Fnideq » (Chattien-Aquitainien) et la Formation de « Viñuela » (Burdigalien inférieur) dans la région de **Ceuta** ([El Kadiri et al., 2000](#)), à la formation « Fnideq » dans la région de **Fnideq**

(Feinberg et al., 1990 ; Ouazani-Touhami et Calhoun, 1995) et à la formation de « Fnideq » et « Sidi Abdeslam » (Burdigalien inférieur) dans le bassin de Tetouan-Martil (Fig. I-14, I-15).

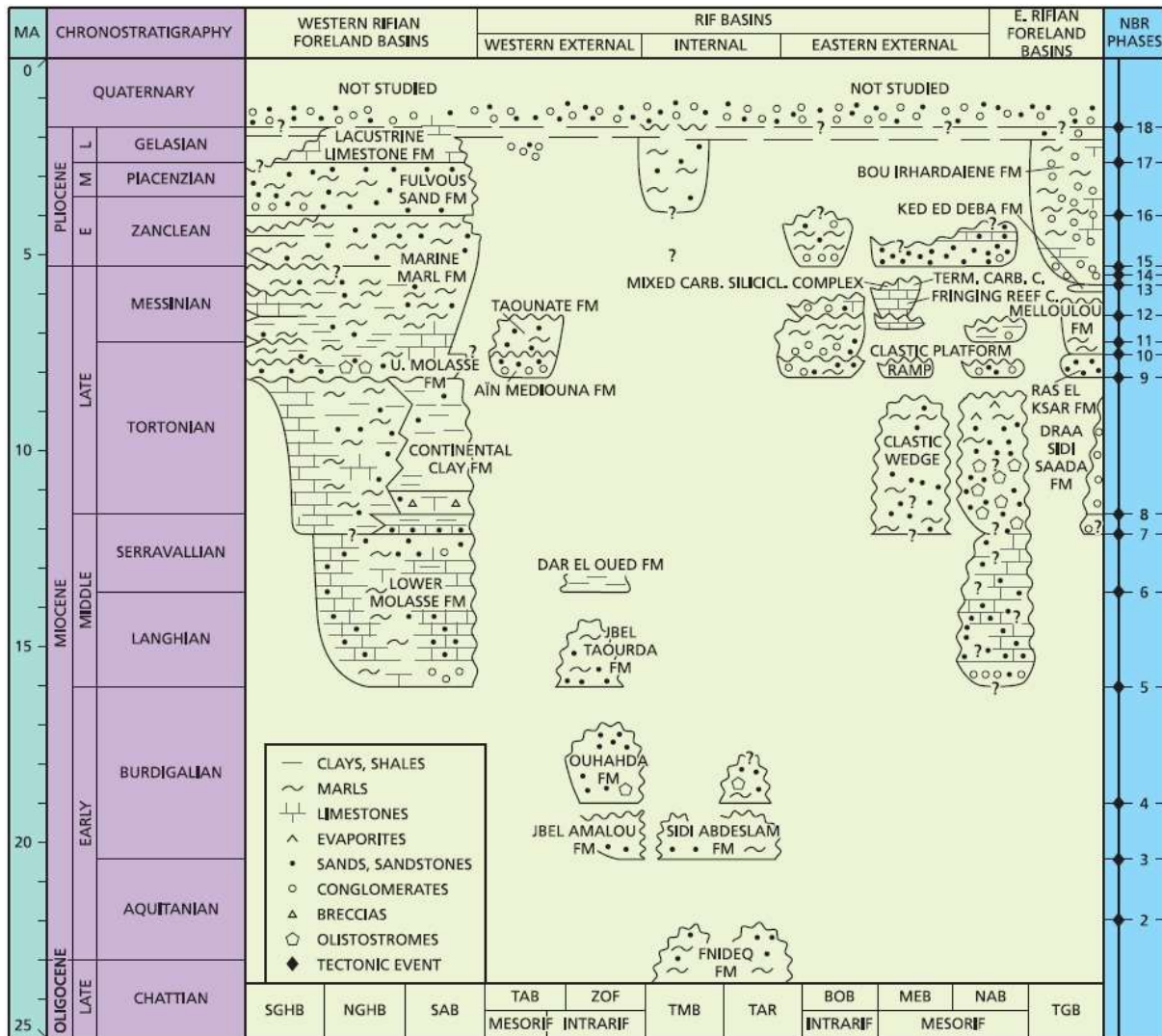


Figure I-15 : Stratigraphie des bassins néogènes du Rif (Sissingh, 2008). BOB : Boudinar Basin, MEB : Melilla Basin, NAB : Nador Basin, NGHB : Northern Ghareb Basin, SAB : Saiss Basin, TAB : Taounate Basin, TAR : Talembote Region, TGB : Taza-Guercif Basin, TMB : Tetouan-Martil Basin, SGHB : Southern Gharb Basin, ZOF : Zoumi Foredeep.

Les dépôts de la formation de Fnideq (Ciudad Granada) reposent en discordance sur le complexe des Ghomarides et sur la Dorsale Calcaire (Hlila et al., 2008). Ils correspondent à des sédiments clastiques déposés par des courants de turbidités à haute densité, dans des petits « bassins » à subsidence contrôlée par des failles normales (Zaghloul et al., 2003 ; Serrano et al., 2006). Les dépôts de la formation de Sidi Abdeslam (Viñuela), transgressifs sur ceux de la formation du Fnideq, sont constitués par des conglomérats remaniant des terrains des

Ghomarides et des Sebtides (Serrano *et al.*, 2006). Le contact entre les deux formations correspond à une surface de ravinement majeur (El Kadiri *et al.*, 2001).

Des dépôts marins pliocènes sont également décrits dans les rias du domaine interne (bassins de Tétouan-Martil, Oued Laou-Tirinese, Oued Tighissasse et Oued Amter, Fig. I-16). Ces dépôts correspondent à des remplissages d'anciens canyons messiniens (Wildi et Wernli, 1977 ; Rampnoux *et al.*, 1979 ; Morel, 1987 ; Wernli, 1988 ; Loget et Van Den Driessche, 2006) et ont été datés du Zancleén, entre 5,04 et 3,8 Ma (Cornée *et al.*, 2014).

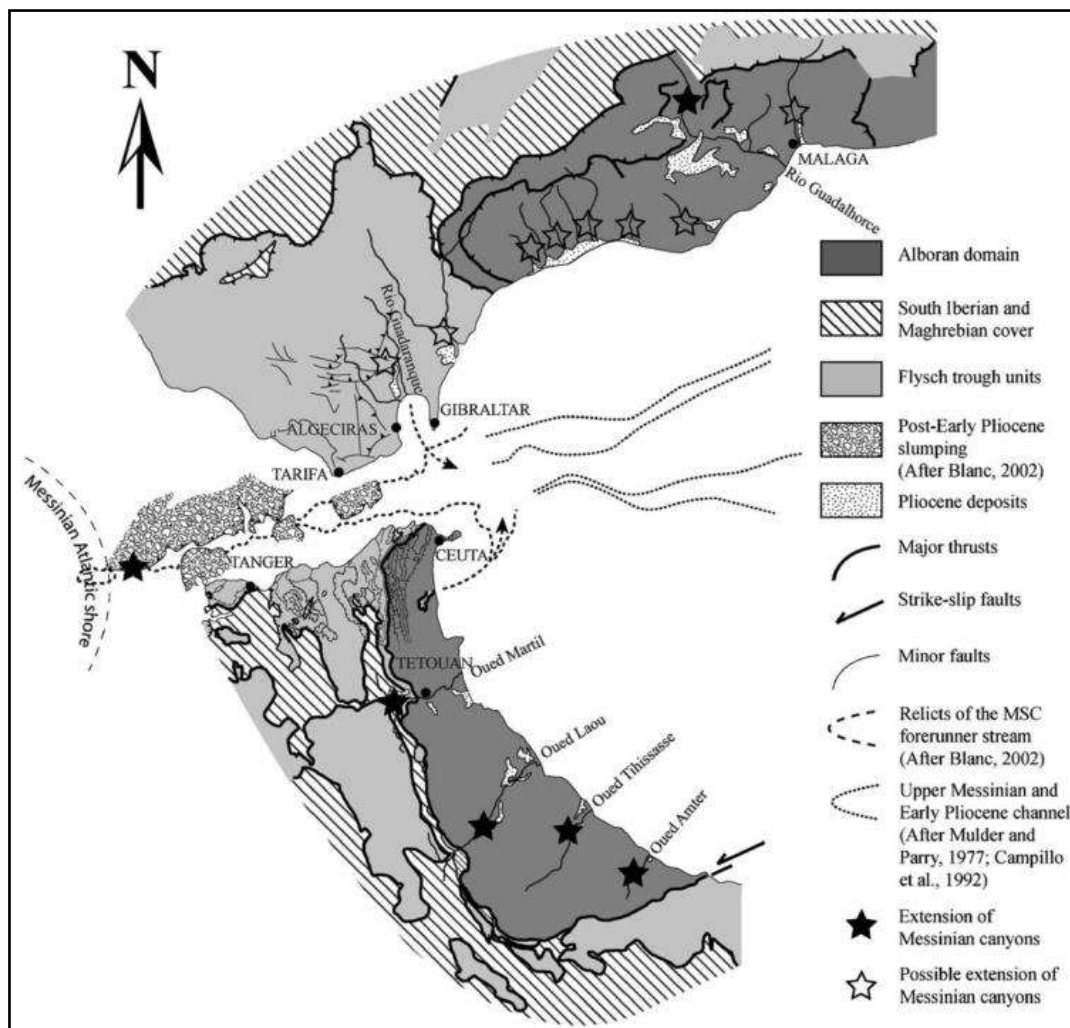


Figure I-16 : Carte des principales unités structurales de l'arc de Gibraltar et localisation des rias pliocènes (Loget et Van Den Driessche, 2006).

- Dans la partie occidentale du Rif externe entre l'Intrarif et le Mésorif, le bassin de **Zoumi** est un bassin allongé NNW-SSE, qui s'est développé pendant le Miocène inférieur-Miocène moyen. Il comprend quatre unités tectono-sédimentaires (Ben Yaïch *et al.*, 1989) :

- **Unité A** : formation de Jbel Amalou d'âge Burdigalien inférieur (*Fig. I-15*). Elle est constituée par des dépôts de micro-brèches et de marnes à intercalations de turbidites bioclastiques. Le sommet de cette formation est marqué par une discordance angulaire.
- **Unité B** : formation d'Ouhahda d'âge Burdigalien moyen à supérieur. Elle caractérisée dans sa partie inférieure par des dépôts d'olistostromes dérivés de l'Intrarif. La partie supérieure comprend des dépôts de marnes à turbidites silteuses et sableuses.
- **Unité C** : formation de Jbel Taourda (Burdigalien supérieur-Langhien, *Fig. I-16*). Cette unité, discordante sur l'unité B, est constituée par des dépôts d'olistolithes et de cônes sous-marins à la base, puis par des turbidites distales.
- **Unité D** : formation de Dar el Oued (Langhien supérieur – Serravallien inférieur). Elle est composée par des dépôts de turbidites silteuses et sableuses, de conglomérats détritiques, d'argiles et d'olistostromes.

Le bassin de Zoumi a été fermé au Miocène supérieur lors du chevauchement de l'Intrarif sur le Mésorif (Morley, 1988).

- Les bassins intramontagneux, également appelés « post-nappes » se sont développés plus tardivement dans la partie occidentale du Rif externe, en bordure des grands accidents de la chaîne. Il s'agit des bassins de **Bouhaddi**, de **Dhar Souk**, de **Rhafsai**, de **Tafrannt** et de **Taounate** (*Fig. I-14*). Ces bassins sont formés sous l'influence d'un régime tectonique compressif d'orientation NNE-SSW à NE-SW, en association avec une extension orthogonale durant le Tortonien supérieur-Messinien (Aït Brahim et Chotin, 1989).

Le remplissage syn-tectonique du bassin de **Taounate** comprend deux formations (*Fig. I-15*) :

- La formation d'Aïn Mediouna, d'âge Tortonien supérieur, correspond à des dépôts de conglomérats rouges continentaux, surmontés par des dépôts de conglomérats et de grès marins. La limite supérieure de cette formation est une surface d'érosion qui la sépare de la formation sus-jacente.
 - La formation de Taounate, d'âge Tortonien?-Messinien, est composée de marnes marines à intercalations de niveaux gréseux. Elle est surmontée par des dépôts de conglomérats continentaux d'âge Plio-Quaternaire (Tejera de Leon *et al.*, 1995) suite à l'érosion messinienne et aux phases compressives miocènes-pliocènes (Aït Brahim et Chotin, 1989 ; Samara *et al.*, 1997 ; Aït Brahim *et al.*, 2002).
- Dans la partie occidentale la plus externe du Rif, dans l'avant-pays, deux principaux bassins connectés entre eux et à l'Océan Atlantique, sont distingués :

-Le bassin de **Sais** est limité au Nord par le Prérif, au Sud par la Meseta Atlasique et il est connecté à l'Ouest au bassin du Gharb. Il était également connecté à l'Est au bassin de Taza-Guercif pendant le Tortonien supérieur-Messinien inférieur. Le remplissage sédimentaire de ce bassin est constitué par deux grandes séries, une première dite « anté-nappes », constituée par des dépôts d'âge Langhien à Tortonien, et une deuxième dite « post-nappes », constituée de dépôts d'âge Tortonien supérieur à Plio-quadernaire (Aït Brahim et Chotin, 1984).

La série « anté-nappes » comprend des dépôts de conglomérats et calcaires d'âge Langhien-Serravallien inférieur (Lower Molasse Formation, Fig. I-15) et des carbonates, argiles rouges et grès d'âge Serravallien supérieur à Tortonien moyen (Continental Clay Formation, Fig. I-16).

La série « post-nappes » est constituée par des dépôts de méga-brèches, de calcaires bioclastiques et de marnes blanches du Tortonien supérieur (Upper Molasse Formation, Fig. I-16), des calcaires sableux et marneux passant en haut à des marnes grises d'âge Tortonien final à Pliocène inférieur (Marine Marl Formation, Fig. I-16), des dépôts clastiques marins et fluviatiles d'âge Pliocène inférieur à moyen (Fulvous Sand Formation, Fig. I-16) et des dépôts bioclastiques et de carbonates continentaux du Pliocène supérieur à Quadernaire (Lacustrine Limestone Formation).

-Le bassin de **Gharb**, localisé le long de la côte atlantique, comprend trois principales séquences (Fig. I-16 ; Flinch, 1996 ; Pratsch, 1996) :

- Une première séquence (Miocène moyen sup ??), constituée par des marnes et calcaires du Langhien-Serravallien à Tortonien (Flinch, 1996).
- La deuxième séquence constituée d'olistostromes du Miocène supérieur.

La troisième séquence d'âge miocène supérieur à Plio-quadernaire (Flinch, 1996 ; Pratsch, 1996) est équivalente de la formation de marnes marines du bassin de Sais (Marine Marl Formation) et de la séquence de l'Oued Akrech de Barbieri et Ori (2000).

2.2.2. Le Rif oriental

- Le bassin de **Melilla**, ou Melilla-Nador, est situé dans les zones externes du Rif oriental et plus précisément entre le massif volcanique de Gourougou d'âge Tortonien supérieur à Messinien et le massif volcanique des Trois Fourches d'âge Tortonien inférieur (9.8 Ma, Hernandez et Bellon, 1985 ; El Bakkali *et al.*, 1998).

L'évolution tectonique du bassin est marquée par quatre phases tectoniques distinctes. Son ouverture est liée à une phase extensive d'âge Serravallien à Tortonien. Cette première phase est suivie par une phase compressive Nord-Sud du Tortonien, puis par une extension NE-SW

au Tortonien final à Messinien et finalement par une phase compressive NW-SE au Pliocène (Guillemin et Houzay, 1982).

Le remplissage sédimentaire du bassin de Melilla correspond à quatre principales séquences limitées par des surface d'érosion (Fig. I-15) :

- Une première séquence clastique (Clastic Wedge) d'âge Serravallien ? à Tortonien (Leblanc, 1980), comprend des conglomérats de base surmontés par des marnes silteuses marines. Cette séquence correspond à l'ouverture en extension du bassin et sa surface sommitale est une discordance angulaire formée après la phase compressive tortonienne (Guillemin et Houzay, 1982).
 - La deuxième séquence est représentée par un complexe de carbonates peu profond (shallow-marine Carbonate Complex) d'âge Tortonien-Messinien. Cette séquence est composée de quatre sous-unités nommée « Ramp », « Bioclastic Platform », « Fringing-Reef Complex » et « Terminal Carbonate Complex ». Ces quatre sous unités sont datées par Cornée *et al.* (2002) du Tortonien supérieur ? – Messinien ? (>6.87 Ma), Messinien inférieur (~6.87 - 6.46 Ma), Messinien (~6.46 - 6.10 Ma) et Messinien supérieur (~6.10 - 5.77 Ma), respectivement.
 - La troisième séquence correspond à un complexe carbonaté et silicoclastique (Mixed Carbonate-Siliciclastic Complex) d'âge Messinien terminal (6.1-5.8 Ma : Hernandez et Bellon, 1985 ; Cunningham *et al.*, 1997 ; Münch *et al.*, 2001 ; Cornée *et al.*, 2002 ; Rouchy *et al.*, 2003). Ces dépôts marquent un abaissement important du niveau marin relatif conduisant à l'émersion du bassin en relation avec la fermeture du Couloir Sud-Rifain (Cunningham *et al.*, 1997 ; Rouchy *et al.*, 2003) et une phase compressive Nord-Sud dans le Rif oriental (Münch *et al.*, 2001).
 - La quatrième séquence correspond à des dépôts marins sableux du Pliocène. Ces dépôts constituent des remplissages de paléo-vallées créées par l'érosion subaérienne survenue à la fin du Messinien (<5.77 Ma), suite au ré-ennoisement marin pliocène (~5.3 Ma ; Cunningham *et al.*, 1997 ; Cunningham et Collins, 2002 ; Rouchy *et al.*, 2003 ; Cornée *et al.*, 2006).
- Le bassin de **Boudinar**, objet majeur de ce travail de thèse, est localisé le long de la faille de Nékor, entre l'Intrarif et le Méso-rif (Fig. I-14). Ce bassin « post-nappes » comprend des dépôts miocènes et pliocènes (Fig. I-15) qui ont fait l'objet de plusieurs études cartographiques, stratigraphiques et sédimentologiques (Guillemin et Houzay, 1982 ; Kharrim, 1987 ; Wernli,

1988 ; Morel, 1988 ; Benmoussa, 1991 ; El Kharim, 1991 ; El Hajjaji, 1992 ; Barhoun et Wernli, 1999 ; Azdimoussa *et al.*, 2006 ; El Ouahabi *et al.*, 2007). Une synthèse bibliographique concernant ce bassin est présentée plus loin (**Chapitre II**).

- Le bassin de **Taza-Guercif**, localisé dans l'avant-pays de la partie orientale du Rif (*Fig. I-15*), repose sur la chaîne NE-SW du Moyen Atlas. Ce bassin aurait été structuré en graben suite à une extension NW-SE au Serravallien supérieur (Leblanc, 1980) ou au Tortonien inférieur (Gomez *et al.*, 2000).

Cinq séquences sont distinguées, séparées par des discontinuités d'origine tectonique (*Fig. I-15* ; Bernini *et al.*, 1999 ; Gelati *et al.*, 2000) :

- La première séquence (syn-rift) correspond à la formation de Draa Sidi Saada. Elle comprend des dépôts de conglomérats, de brèches et marnes silto-sableuses rouges continentales d'âge Serravallien ? à Tortonien moyen (> 8 Ma ; Krijgsman *et al.*, 1999b ; Gomez *et al.*, 2000).
- La deuxième séquence (syn-rift) correspond à la formation de Ras el Ksar. La limite qui la sépare de la formation de Draa Sidi Saada sous-jacente correspond à une discordance angulaire résultante d'une phase tectonique compressive. La formation de Ras el Ksar est constituée par des conglomérats, des sables, des grès et de marnes et niveaux bioclastiques déposés dans un environnement de transition entre le domaine marin et continental. Ces dépôts, transgressifs, sont interprétés comme le résultat de l'ouverture du Couloir Sud Rifain au Tortonien supérieur (~8 Ma ; Krijgsman *et al.*, 1999b).
- La troisième séquence correspond à la formation de Melloulou. Elle est subdivisée en trois sous-unités : la première correspond aux dépôts de « marnes bleues », la deuxième et la troisième sous-unité (El Rhirane et Tachrift) correspondent aux dépôts de turbidites et de marnes gypsifères. Selon Gelati *et al.*, (2000) ces dépôts de turbidites sont liés à la surrection des marges du bassin, associée à la réactivation tectonique de la « Middle Atlas Shear Zone », tandis que l'épaisseur importante des marnes gypsifères serait liée à une forte subsidence qui continue au centre du bassin jusqu'au Messinien inférieur. Ces formations marquent la restriction progressive des communications marines via le Couloir Sud Rifain en liaison avec la tectonique compressive (Bernini *et al.*, 1999 ; Krijgsman *et al.*, 1999b ; Gomez *et al.*, 2000).
- La quatrième séquence correspond à la formation de Kef ed Deba, constituée par des dépôts de sables et de marnes d'âge Messinien inférieur (Krijgsman *et al.*, 1999b). La discordance angulaire à la base de cette formation est probablement liée à l'avancée du

Rif externe vers le Sud en liaison avec le rétrécissement du Couloir Sud Rifain à l'Ouest (Bernini *et al.*, 1999). Tandis que, la discordance angulaire au sommet sera probablement liée à la fermeture définitive du Couloir, suite au chevauchement du Prerif sur le Moyen Atlas dans la région entre le Bassin de Sais et le bassin de Taza-Guercif (entre ~6.7 et 6.0 Ma ; Krijgsman *et al.*, 1999b).

- La dernière séquence correspond à la formation de Bou Irhardaiene. Cette formation correspond à dépôts continentaux de conglomérats fluviaux et de calcaires lacustres, d'âge Messinien supérieur à Plio-quadernaire.

3. La Crise de salinité messinienne

La Crise de salinité messinienne (« MSC ou Messinian Salinity Crisis » ; Hsü *et al.*, 1973 ; Ryan *et al.*, 1973) s'est déroulée entre 5,97 et 5,33 Ma (Gautier *et al.*, 1994 ; Krijgsman *et al.*, 1999b ; Manzi *et al.*, 2013 ; Roveri *et al.*, 2014). Elle correspond à un des événements les plus catastrophiques de l'histoire de la Méditerranée. Cet événement se traduirait par un assèchement quasi total du bassin (chute du niveau marin d'environ 1500 m par rapport au niveau actuel), suite à la fermeture des voies de communication entre l'océan Atlantique et la mer Méditerranéenne (Hsü *et al.*, 1973 ; Ryan, 1976 ; Clauzon *et al.*, 1996 ; Krijgsman *et al.*, 1999a).

L'isolation progressive a provoqué l'évolution vers des conditions hypersalines des eaux de la Méditerranée, induisant le dépôt d'épaisses séries d'évaporites au fond la Méditerranée (plus de 1 million de km³ d'évaporites, couvrant une surface de plus de 2 millions de km² ; *Fig. I-17*). Cette crise qui conclut le Miocène a provoqué une forte incision des marges et interrompt la sédimentation marine dans les bassins périphériques de la Méditerranée.

À la base du Pliocène (5,33 Ma), la rupture du seuil de Gibraltar aurait provoqué la réinondation de la Méditerranée par les eaux de l'Atlantique (Hsü *et al.*, 1973 ; Blanc, 2002 ; Lofi *et al.*, 2003 ; Garcia-Castellanos *et al.*, 2009 ; Estrada *et al.*, 2011 ; Bache *et al.*, 2012), marquant la fin de la « MSC » et le retour très rapide aux conditions marines normales. Cependant, les causes ayant mené à la réouverture du détroit de Gibraltar restent incertaines, Elles sont considérées comme étant d'origine tectonique (Hodell *et al.*, 2001 ; Maldonado *et al.*, 1999 ; Campillo *et al.*, 1992 ; Kastens, 1992 ; Hsü *et al.*, 1973), eustatique, ou une combinaison des deux (Hodell *et al.*, 1994 ; Kastens, 1992 ; Weijermars, 1988). De leur côté, Blanc (2002) ; Loget *et al.* (2005) Loget et Van Den Driessche (2006) proposent une origine liée à l'érosion régressive d'un chenal orienté E/W passant par le Déroit de Gibraltar.

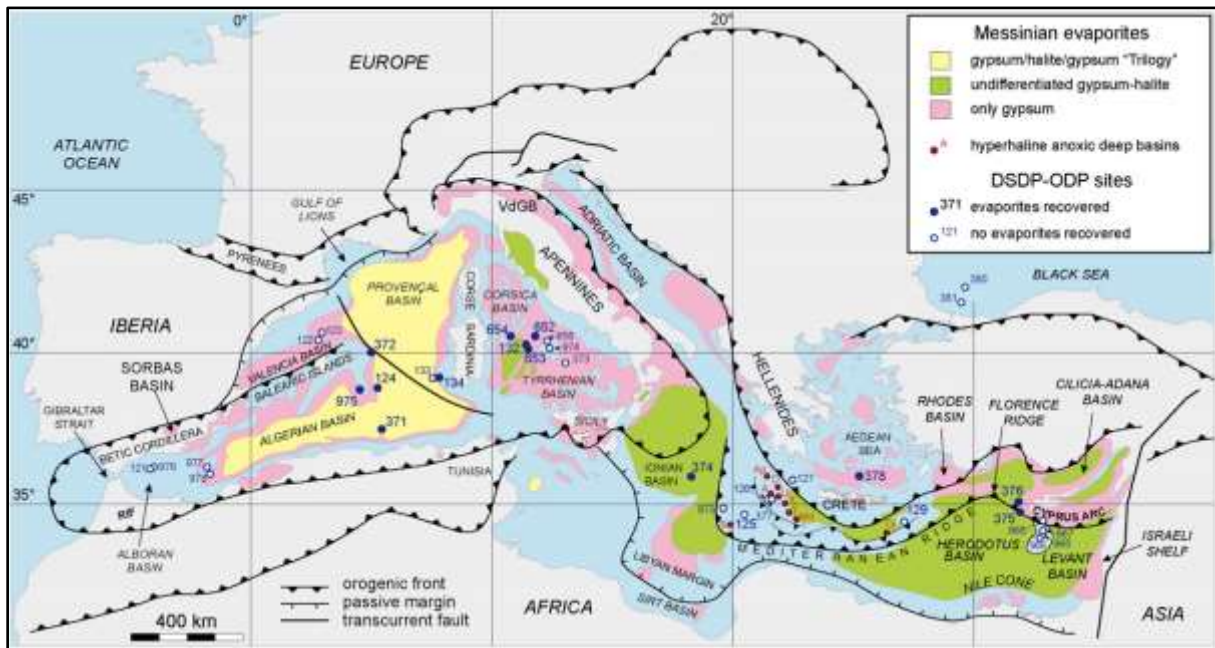


Figure I-17 : Distribution des dépôts d'évaporites messiniennes en Méditerranée (d'après Roveri *et al.*, 2014).

3.1. Les causes de la « MSC »

Depuis sa découverte, de nombreux travaux ont été réalisés sur la « MSC », permettant de mieux cerner les causes et les modalités de cet évènement. Actuellement, la plupart des chercheurs évoque deux causes principales qui ont conduit à cette crise : la fermeture tectonique des voies de communications entre l'Atlantique et la Méditerranée causés par la tectonique des plaques (Krijgsman *et al.*, 1999a; Gutscher *et al.*, 2002; Duggen *et al.*, 2003; Garcia-Castellanos et Villaseñor, 2011), combiné avec des changements climatiques et eustatiques globaux (Krijgsman *et al.*, 1999a; Hilgen *et al.*, 2007; Manzi *et al.*, 2013; Perez-Asenzio *et al.*, 2013).

3.1.1. La tectonique

Avant la Crise de Salinité Messinienne, la Méditerranée était connectée avec l'océan Atlantique à l'Ouest et l'Océan Indo-Pacifique à l'Est (Fig. I-18 A). L'isolement hydrologique de la Méditerranée commence au Miocène moyen (Langhien-Serravalien), par la coupure provisoire des voies de communications avec l'Océan Indo-Pacifique (Jolivet *et al.*, 2006 ; Fig. I-18 B). À ce stade, la Méditerranée devient une mer semi-fermée et seuls les échanges avec l'Océan Atlantique persistaient.

Au Tortonien-Messinien inférieur, les échanges entre l’océan Atlantique et la mer Méditerranée s’opéraient essentiellement au travers du couloir Rifain localisé au nord du Maroc et du couloir Bétique dans le Sud de l’Espagne (Fig. I-19) et probablement par le Déroit de Gibraltar (Krijgsman *et al.*, 1999a). Ces deux voies de communication vont progressivement être restreintes suite à la surrection de l’arc bético-rifain causée par les mouvements de convergence Nord-Sud (Fig. I-18 C, D). Ceci a conduit à la diminution des circulations des masses d'eau profondes (Benson *et al.*, 1991) en Méditerranée et à son enrichissement progressif en sel (Sierro *et al.*, 1999 ; Seidenkrantz *et al.*, 2000).

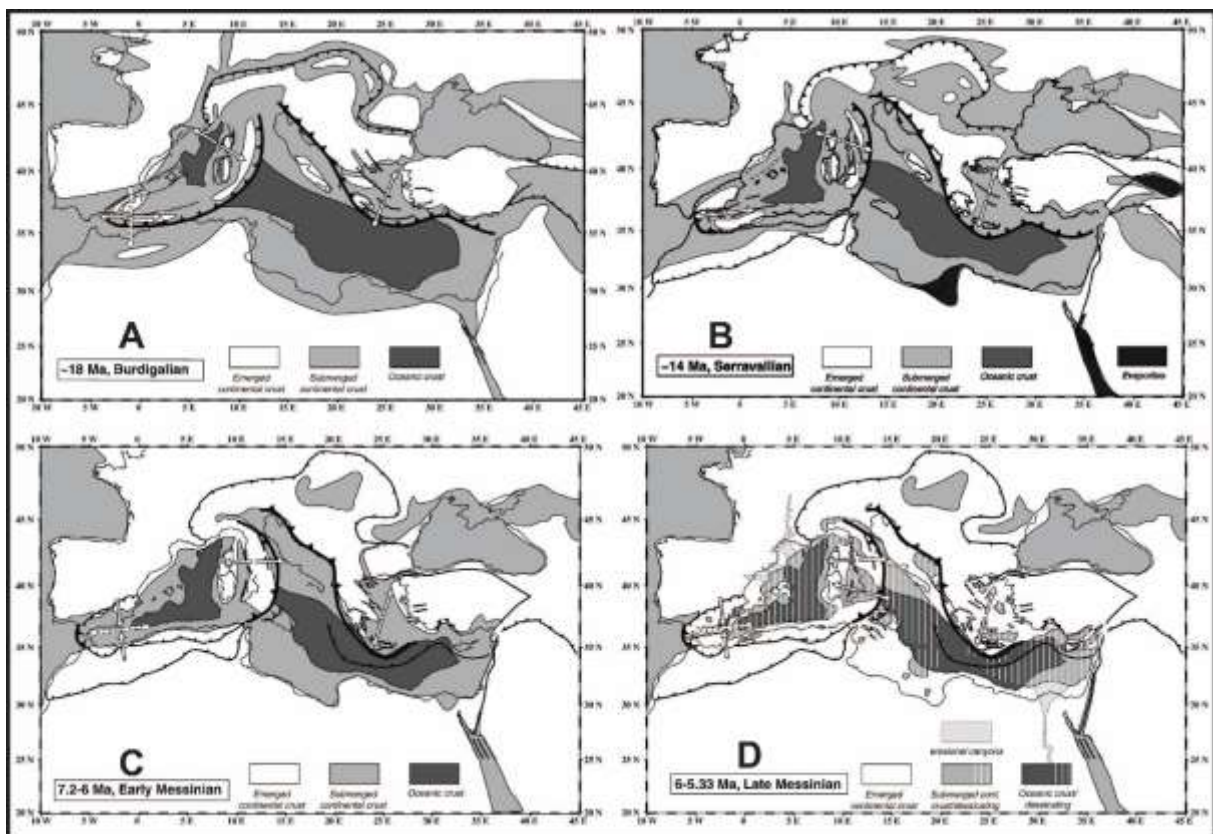


Figure I-18 : Evolution paléogéographique et tectonique de la Méditerranée du Burdigalien au Messinien supérieur (d’après Jolivet *et al.*, 2006).

Il est généralement admis que la convergence Nord-Sud Afrique-Eurasie est la cause principale de l’isolement hydrologique de la Méditerranée et de la « MSC ». Cependant, des questions demeurent concernant la chronologie et les modalités exactes de fermeture des connexions entre la Méditerranée et l’Océan mondial. Des études récentes dans certains bassins espagnols et Marocains, proposent une fermeture précoce du couloir Bétique et plus tardive du couloir Rifain (Krijgsman *et al.*, 1999b). D’autre part, il est difficile d’expliquer l’épaisseur des dépôts d’évaporites enregistrés localement dans certains endroits (~1500 m) sans imaginer des remises

en eaux épisodiques de la Méditerranée ou des apports d'eaux quasi-permanents mais de volume restreint (Rouchy et Blanc-Valleron, 2007).

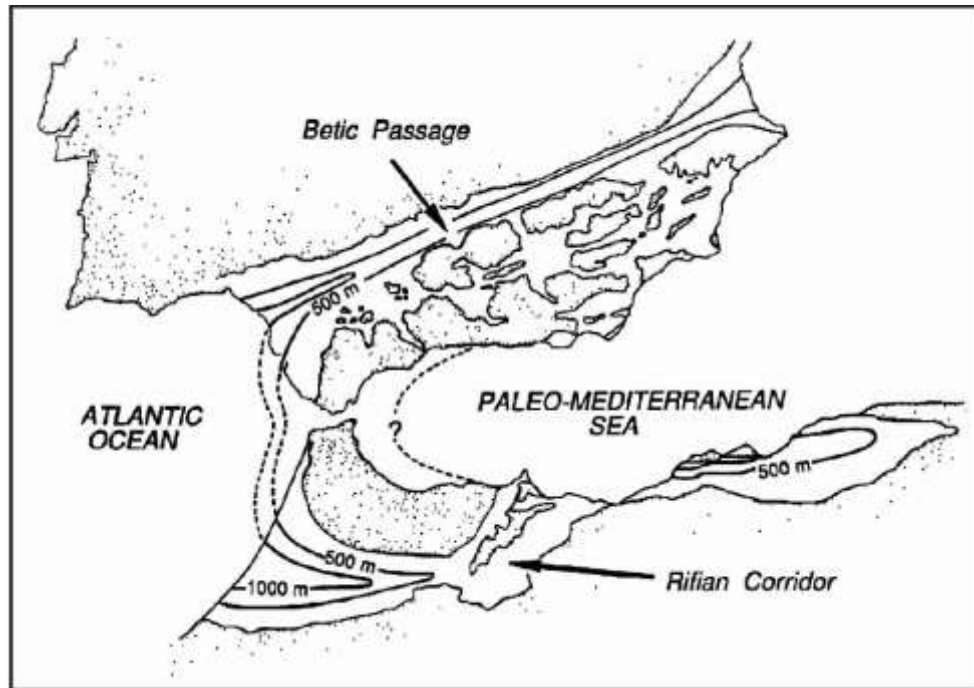


Figure I-19: reconstruction paléogéographique de l'arc bético-rifain avant la Crise de Salinité Messiniennne (à la limite tortono-messiniennne ; d'après Benson *et al.*, 1991).

3.1.2. Influence climatique et eustatique

Les conditions climatiques régionales ont joué un rôle majeur dans le bilan hydrologique de la Méditerranée (Griffin, 2002 ; Fauquette *et al.*, 2006). Il est communément admis que les évaporites messiniennes se sont mises en place sous un climat aride (Krijgsman *et al.*, 2001 ; Fauquette *et al.*, 2006), impliquant une forte évaporation. Hsü *et al.* (1973) considèrent qu'un tel climat existait déjà avant le commencement de la « MSC », alors que Rouchy (1982) pensait que ces conditions climatiques s'étaient mises en place au Messinien et étaient à l'origine de la Crise.

D'autre part, les eaux océaniques globales montrent un refroidissement progressif, lié au développement de la calotte polaire antarctique du Miocène supérieur jusqu'à l'actuel (Zachos *et al.*, 2001). Pendant le Messinien (vers 6,3 Ma), la calotte polaire ouest antarctique s'étend rapidement, provoquant un refroidissement des eaux océaniques (Hodell *et al.*, 2001 ; Vidal *et al.*, 2002) associé à des chutes successives du niveau marin (Fig. I-20 ; Miller *et al.*, 2011). Le paroxysme du refroidissement est marqué par deux pics glaciaires TG20 et TG22 autour de 5,8

Ma (Shackleton *et al.*, 1995 ; Vidal *et al.*, 2002), beaucoup plus tôt que le début de la « MSC » situé à 5,97 Ma. Ces deux épisodes glaciaires ont provoqué une baisse modérée du niveau marin de l'ordre de 60 m par rapport au niveau pré-MSC, qui ne peut pas être la seule cause de la « MSC ».

Les mécanismes eustatiques et climatiques auraient donc partiellement influencé l'isolement de la Méditerranée. Ces processus, additionnés au contexte tectonique compressif prédominant, ont accentué l'isolement du bassin durant la Crise. D'autre part, les variations eustatiques globales pourraient avoir permis la remise en eaux régulière de la Méditerranée, ce qui explique l'épaisseur des évaporites ainsi déposées. Une remontée du niveau marin global d'environ 70 m (Fig. I-20) est survenue à la fin de la « MSC ». Cette remontée a pu contribuer à la remise en eau de la Méditerranée à la base du Pliocène.

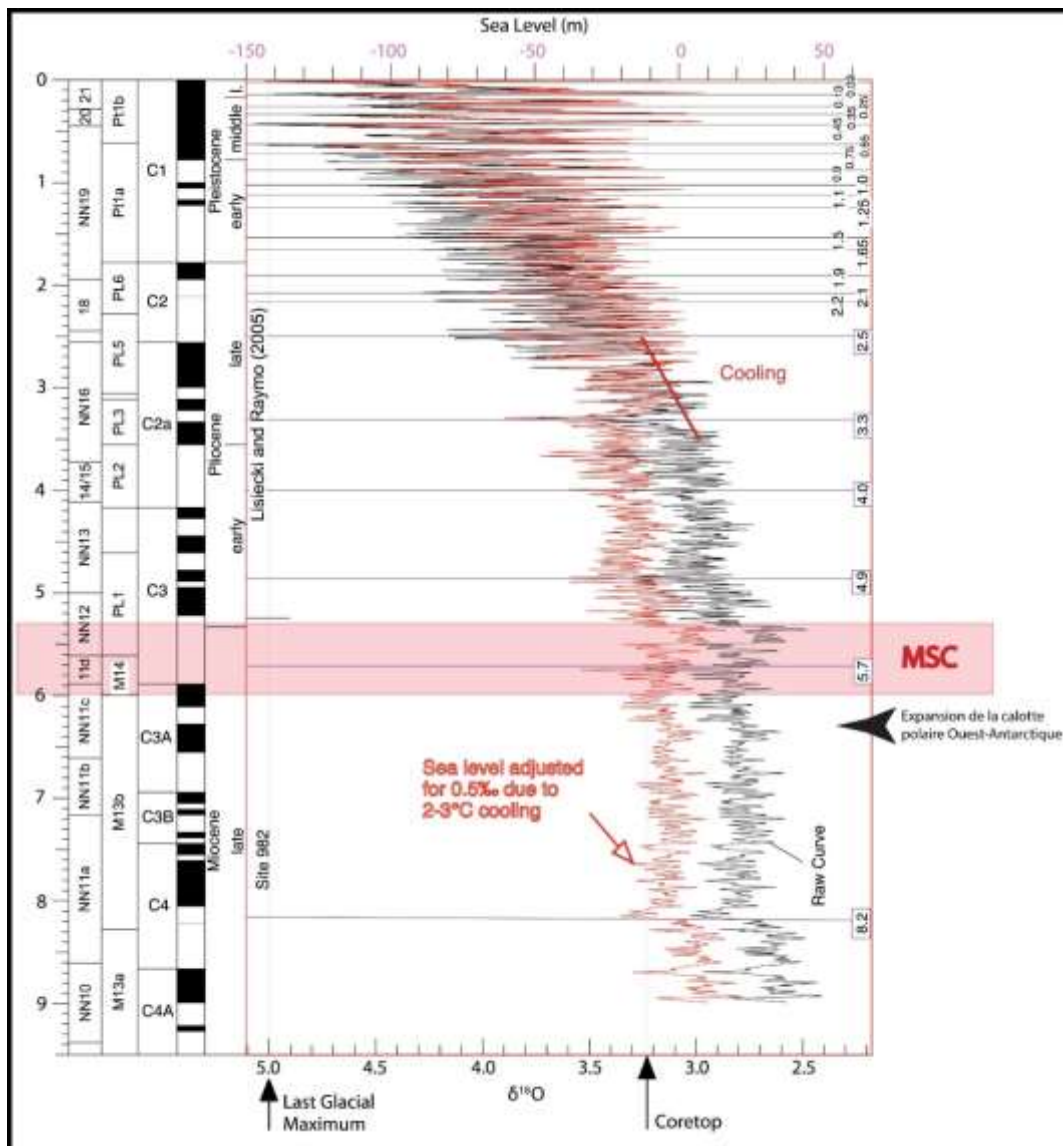


Figure I-20 : Estimations des variations du niveau marin global de 9,5 Ma à l'actuel (modifié d'après Miller *et al.*, (2011)).

3.2. Controverse autour des modèles de la « MSC »

L'histoire des recherches sur la Crise de salinité messinienne a été marquée par des controverses entre différents groupes de recherche. Des approches variées, des outils analytiques différents et des zones d'étude différentes (principalement à terre et en mer), ont ouvert sur des conceptions fortement opposées concernant la « MSC ».

3.2.1. Bassin profond vs. Bassin peu profond

La première controverse concernait la profondeur du bassin méditerranéen à la fin du Miocène. Deux modèles principaux sont alors proposés : le premier modèle proposant un bassin peu profond (« shallow desiccated basin » ; Nesteroff, 1973), et le deuxième propose l'existence d'un bassin profond (« deep desiccated basin » ; Hsü *et al.*, 1973).

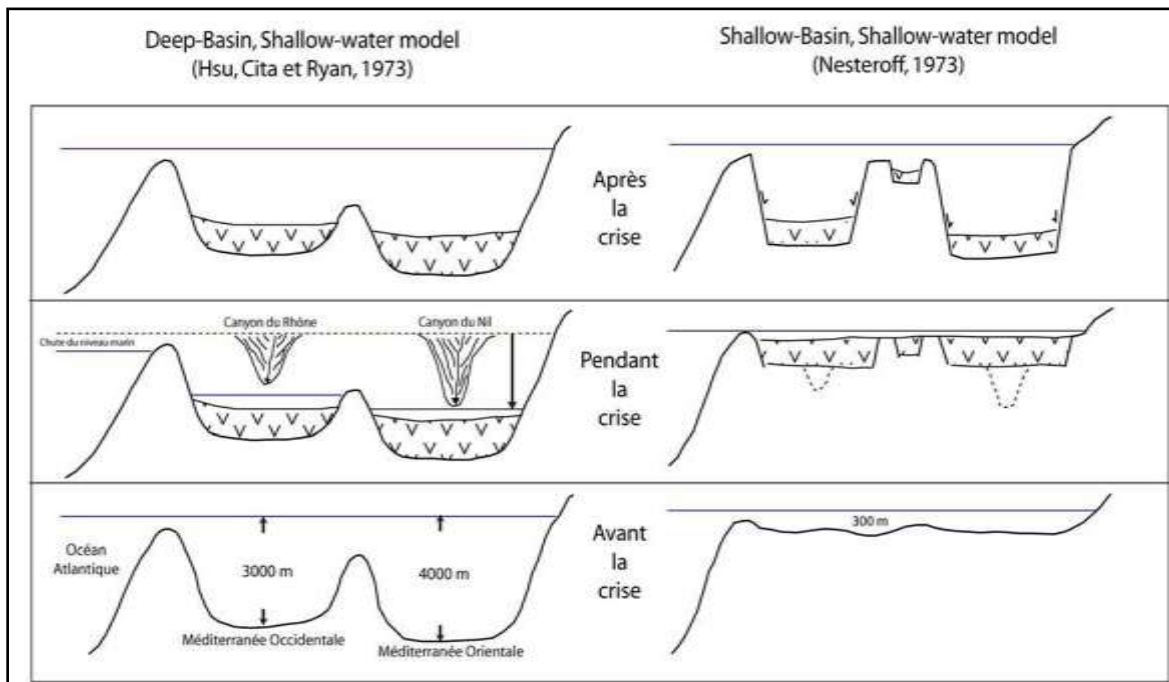


Figure I-21 : Comparaison des deux modèles : « shallow desiccated basin » (Nesteroff, 1973) et « deep desiccated basin » (Hsü *et al.*, 1973) (modifié d'après Clauzon *et al.*, 1996).

Le premier modèle (« shallow desiccated basin » ; Nesteroff, 1973; Fig. I-21) propose l'existence d'un bassin peu profond (entre 200 et 500 m de profondeur d'eau) avant la Crise de salinité messinienne. Par conséquent il n'y pas de chute majeure du niveau marin méditerranéen nécessaire pour expliquer le dépôt des évaporites messiniennes. Selon cet auteur et Rouchy (1982), la profondeur actuelle des évaporites serait le résultat d'une tectonique verticale intense survenue au cours du Pliocène. Cette hypothèse imaginant la Méditerranée peu profonde

jusqu'au Messinien a été réfutée, suite à la découverte en forage de dépôts marins profonds au-dessous, à l'intérieur et au-dessus des évaporites (Hsü *et al.*, 1973a, b ; Ryan, 1976). Cette découverte conduit ces auteurs à proposer un deuxième modèle (« deep dessicated basin » ; *Fig. I-21*) qui supporte l'existence d'un bassin profond (profondeur estimée à 1500 m) avant la Crise de salinité messinienne.

L'argument décisif soutenant le modèle « deep dessicated basin » était la mise en évidence d'un réseau de canyons remplis de sédiments marins pliocènes (Fontannes, 1882 ; Chumakov, 1973 ; Clauzon, 1974, 1978, 1982 ; Barber, 1981 ; Clauzon, 1982). Ces canyons sont le résultat d'une forte érosion sur les marges de la Méditerranée (Denizot, 1952) suite à une forte chute du niveau marin pendant la Crise. Clauzon (1982) estime une chute du niveau marin d'environ 1500 m pour une paléobathymétrie du fond du bassin d'environ 2500 m. Un troisième modèle préconise la précipitation d'évaporites dans un bassin profond sous faible abaissement du plan d'eau (« Dense Shelf Cascading Model », Roveri *et al.*, 2014b). Dans ce modèle, la restriction des circulations et l'abaissement du plan d'eau provoquerait la formation de saumures denses sur les plateaux continentaux. Ces saumures migreraient vers le bassin profond où elles précipiteraient. Lors de cette migration, les marges seraient fortement érodées en domaine sous-marin (*Fig. I-22*).

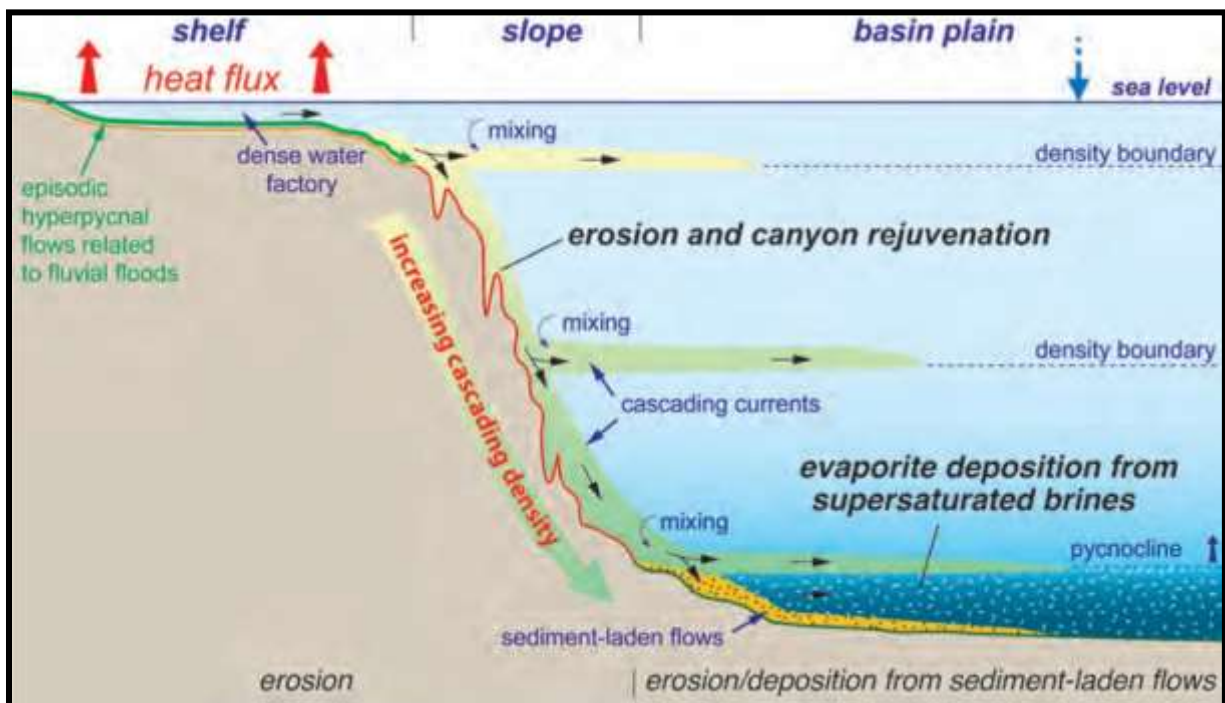


Figure I-22 : Modèle de dépôt des évaporites dans un bassin profond sous faible abaissement du plan d'eau (Roveri *et al.*, 2014b).

3.2.2. Moment de dépôt des évaporites : synchrone vs. diachrone

Sur la base des études réalisées dans les bassins périphériques de la Méditerranée, de nouveaux modèles seront proposés. Ces modèles ont pour objectif la corrélation des observations sismiques effectuées sur le remplissage du bassin central avec les observations de terrain effectuées sur les bassins périphériques.

Deux principaux modèles se sont alors proposés, différant sur le synchronisme ou le diachronisme du dépôt des évaporites dans les bassins centraux et périphériques (*Fig. I-23*) : le modèle synchrone soutient une simultanéité des dépôts d'évaporites sur l'ensemble de la Méditerranée (*Krijgsman et al., 1999a ; Roveri et al., 2001 ; Manzi et al., 2007*) ; l'autre modèle soutient l'existence d'un diachronisme des dépôts évaporitiques entre les bassins périphériques et centraux (*Butler et al., 1995 ; Clauzon et al., 1996b ; Riding et al., 1998*).

- L'hypothèse assimilant la précipitation des évaporites messiniennes à un processus diachronique a été introduite par *Rouchy (1982)* et en outre élaborée par *Rouchy et Saint-Martin (1992)*. Dans ce scénario, le début du dépôt d'évaporites commencerait dans les bassins périphériques moins profonds et migrerait progressivement vers les bassins les plus profonds (*Rouchy et Caruso, 2006*) ; *Fig. I-23 e*).

Sur la base de données magnétostratigraphiques dans les sous-bassins siciliennes, *Butler et al. (1995)* (*Fig. I-23 a*) ont montré que les premiers dépôts d'évaporites sont formés aux alentours de 6,88 Ma, tandis que les plus jeunes dépôts sont précipités plus de 800 ka plus tard. Ce scénario diachrone a été également proposé par *Riding et al. (1998)* (*Fig. I-23 c*). Ainsi, sur la base de l'enregistrement sédimentaire des Cordillères Bétiques (Espagne), ces auteurs suggèrent que la précipitation des évaporites a commencé au début du Messinien dans les bassins à terre, puis s'est déplacée vers le bassin profond de la Méditerranée au Messinien moyen, et finit dans les bassins périphériques à la fin du Messinien.

Clauzon et al. (1996) (*Fig. I-23 b*), quant à eux, proposent un scénario de la « MSC » qui s'est déroulé en deux étapes correspondant à deux chutes successives du niveau marin séparées par une brève remontée. La première chute du niveau marin est estimée entre 100 et 150 m et provoque le dépôt des évaporites dans les bassins périphériques. La seconde, correspond à une chute du niveau marin estimée à 1500 m (entre 5,6 et 5,32 Ma), et provoque le dépôt des évaporites centrales et l'érosion des marges.

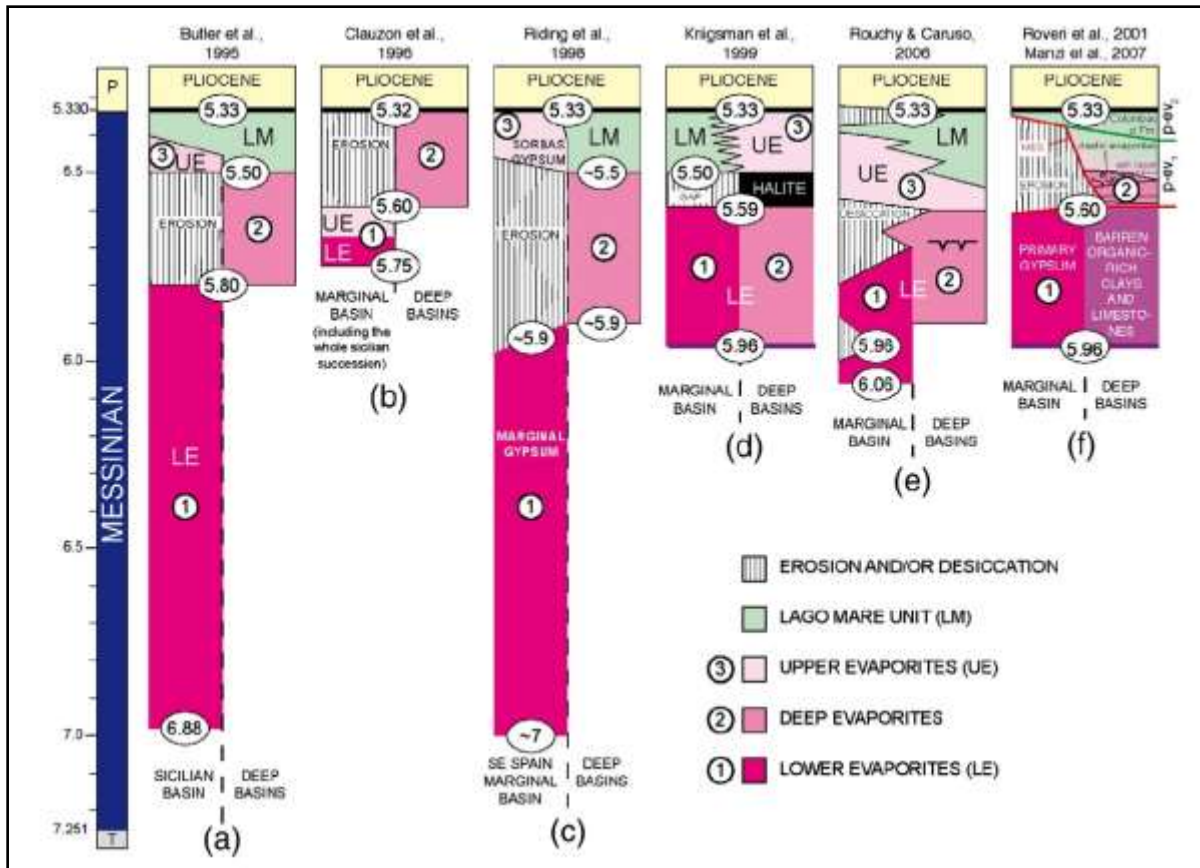


Figure I-23 : Modèles stratigraphiques de la Crise de salinité messinienne. (a, b, c) : modèles diachrones ; (e) : modèle légèrement diachrone ; (d, f) : modèles synchrones. D'après Roveri *et al.* (2014).

- Les modèles synchrones (Krijgsman *et al.*, 1999a ; Roveri *et al.*, 2001 ; Manzi *et al.*, 2007 ; Fig. I-23 d, f) proposent une simultanéité des dépôts évaporitiques à travers la Méditerranée. Le développement d'une échelle de temps astronomique pour les dépôts messiniens inférieurs (Hilgen *et al.*, 1995) a permis l'évaluation de ces hypothèses synchrones et diachrones. Ainsi, sur la base de données magnétostratigraphiques, Gautier *et al.* (1994) ont suggéré un développement synchrone de la « MSC » en Sicile et en Andalousie limité au chron C3R. Les premières études cyclostratigraphiques détaillées ont montré que les plus anciennes évaporites dans tous les sous-bassins siciliens, sont formés de manière synchrone à un âge de 5,98 Ma (Hilgen et Krijgsman, 1999). De plus, les datations astronomiques ont également montré que le dépôt d'évaporites en Espagne, en Grèce et en Chypre a eu lieu à peu près au même âge de 5,96 ± 0,02 Ma (Krijgsman *et al.*, 1999a, 2002), démontrant que le début des dépôts d'évaporites était synchrone à l'est et à l'ouest de la Méditerranée. Cet âge a été reprecisé à 5.97 Ma par Manzi *et al.* (2013).

3.3. Apports des études en domaine marin

3.3.1. La surface d'érosion messinienne

Des campagnes de sismique réflexion dans le domaine marin méditerranéen ont été réalisées dans le but préciser la succession stratigraphique liée à la « MSC » et de la corrélérer avec les observations faites à terre. Ces campagnes ont permis l'identification de l'un des marqueurs les plus importants relatifs à la Crise de salinité messinienne, à savoir : la Surface d'érosion messinienne (« MES ou Messinian Erosional Surface »). La géométrie irrégulière de cette surface, liée à la chute dramatique du niveau marin, a permis de mettre en évidence l'existence de réseaux fluviaux messiniens ayant incisé profondément les marges méditerranéennes (*Fig. I-24* ; Ryan et Cita, 1978 ; Barber, 1981 ; Gorini, 1993 ; Guennoc *et al.*, 2000 ; Lofi *et al.*, 2010 ; Urgeles *et al.*, 2011).

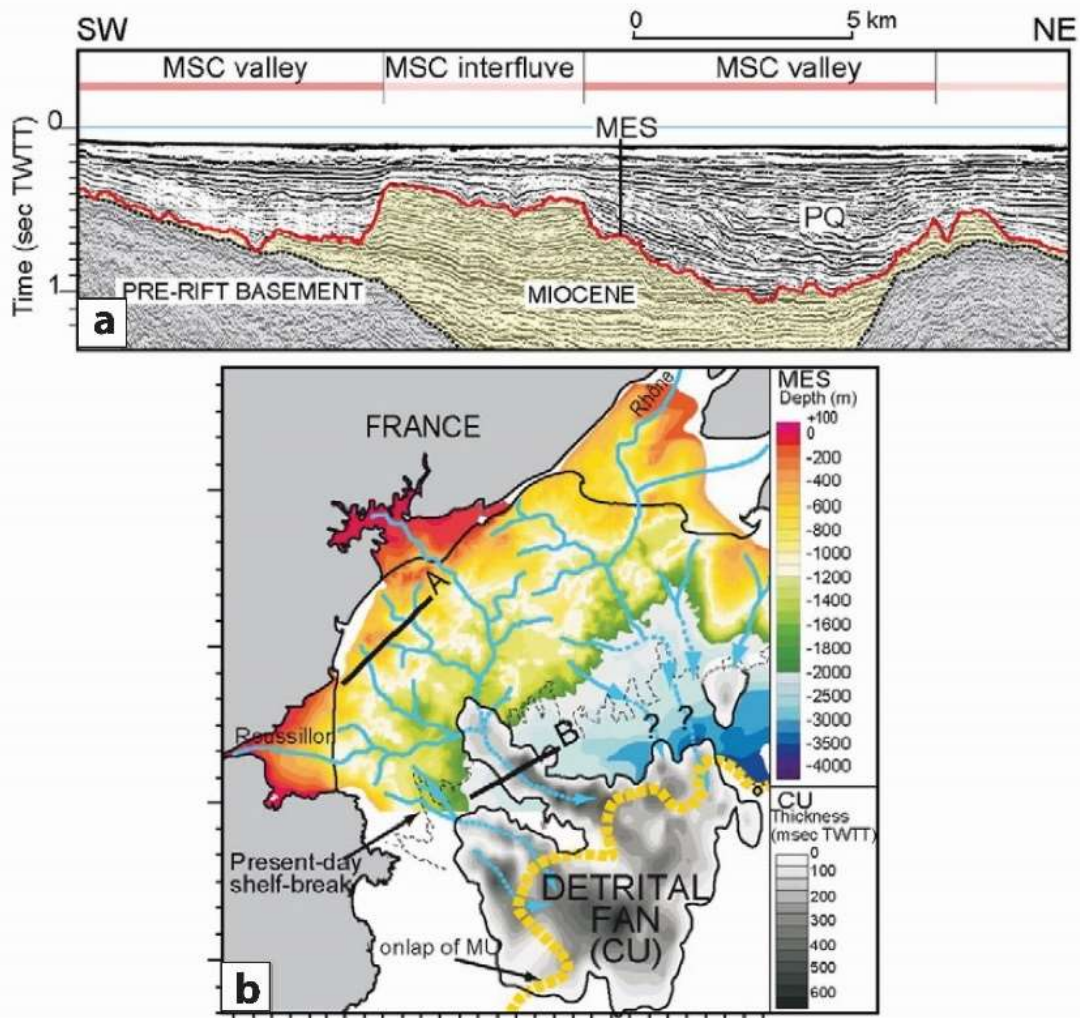


Figure I-24 : a) Morphologie érosive de la « MES » montrant le creusement de vallées messiniennes (Lofi *et al.*, 2011). b) Carte de la profondeur actuelle de la Surface d'érosion messinienne dans le Golfe du Lion, sur laquelle ont été répertoriés les réseaux fluviaux observés sur les profils sismiques (Lofi *et al.*, 2010).

Actuellement, la surface d'érosion messinienne est bien reconnue et caractérisée tout autour de la Méditerranée comme par exemple en Alboran (Auzende *et al.*, 1971, 1975 ; Mulder et Parry, 1977 ; Campillo *et al.*, 1992 ; Comas *et al.*, 1999), sur la marge levantine (Ben-Avraham *et al.*, 1995 ; Bertoni and Cartwright, 2007), en Algérie (Lofi *et al.*, 2011) ou dans le bassin de Valence (Mauffret *et al.*, 1978 ; Maillard *et al.*, 2006).

3.3.2. Les cônes détritiques

Les produits résultant de l'érosion messinienne sont transportés et accumulés dans le bassin central sous la forme d'éventails détritiques. Ces éventails sont localisés principalement aux débouchés des grands systèmes fluviaux.

Rizzini *et al.* (1978) et Barber (1981) sont les premiers à documenter l'existence du système détritique au débouché du Nil. Ce système messinien qui peut atteindre plus de 1000 m d'épaisseur, correspond à des accumulations de sédiments fluvio-deltaïques au-dessus de la « MES ». Ces systèmes détritiques seront après mis en évidence dans le Golfe du Lion (Lofi, 2002 ; Lofi *et al.*, 2005 ; Bache, 2008 ; Bache *et al.*, 2012).

En Méditerranée occidentale, ces éventails détritiques messiniens ont été mis en évidence à plusieurs endroits :

- Au large du Var (Mer Ligure), un éventail de taille réduite a été identifié. Il est constitué de sédiments deltaïques accumulés parallèlement au dépôt des évaporites supérieures dans le bassin (Savoie et Piper, 1991).
- Au large du Golfe du Lion, une unité au faciès sismique chaotique a été observée sous les évaporites supérieures et le sel (Dos Reis, 2001 ; Lofi, 2002). Ces dépôts détritiques sont interprétés comme datant de la Crise de salinité messinienne (Dos Reis, 2001).
- A l'Ouest de la Sardaigne, des dépôts clastiques ont été également identifiés au-dessus de la Surface d'érosion messinienne (Sage *et al.*, 2002 ; Sage *et al.*, 2005). Ces dépôts s'organisent en prismes progradants en amont du bassin et présentent au-dessus une unité qui se termine en biseau progressif sur la marge. Ces auteurs interprètent ces dépôts comme contemporains de la remise en eau du bassin au Pliocène.

3.3.3. Les évaporites des bassins centraux

La série évaporitique messinienne (Fig. I-17) correspond dans son ensemble aux évaporites dites supérieures, inférieures et au sel massif. En Méditerranée occidentale, cette série atteint

les 1500 m contrairement à la Méditerranée orientale où cette série dépasse les 2000 m d'épaisseur (Montadert *et al.*, 1970 ; Ryan, 2009).

Les évaporites supérieures constituant l'unité sommitale de la séquence évaporitique (600 à 800 m d'épaisseur), sont principalement composées de marnes dolomitiques et d'anhydrite. Le sel, unité intermédiaire (1000 m d'épaisseur dans le bassin occidental), est principalement halitique. Les évaporites inférieures atteignent 500 à 700 m d'épaisseur dans le bassin occidental, ainsi qualifiée par analogie avec les évaporites inférieures périphériques de Sicile.

En domaine profond, les sédiments post-évaporitiques surmontent la série évaporitique par l'intermédiaire d'un contact concordant. Cependant, certaines observations ont montré que le toit des évaporites supérieures a parfois un caractère érosif (Sage *et al.*, 2005 ; Maillard *et al.*, 2006).

3.4. Vers un scénario consensuel

Suite à la controverse à long terme sur la diachronie ou la synchronie des dépôts d'évaporites messiniennes, un atelier en présence des principaux acteurs scientifiques a été organisé en 2007 par la CIESM (Commission Internationale pour l'Exploration Scientifique de la mer Méditerranée) dans le but d'aborder un modèle stratigraphique consensuel de la « MSC » (CIESM 2008). Ce nouveau scénario est inspiré du modèle diachrone en deux temps de Clauzon *et al.* (1996), tout en intégrant des données de terrain et des données biostratigraphiques et magnétostratigraphiques récents (Roveri *et al.*, 2001 ; Manzi *et al.*, 2007 ; Roveri *et al.*, 2008a, b).

Ce modèle comporte trois stades d'évolution, caractérisés par des associations d'évaporites spécifiques. Les étapes 1, 2.1 et 2.2 de la version originale (CIESM, 2008), ont ensuite été transformés en, 1, 2 et 3 respectivement (Fig. I-25 ; Roveri *et al.*, 2009, 2014 ; Manzi *et al.*, 2012, 2013). L'étape 3 est subdivisée à son tour en deux sous-étapes (3.1 et 3.2).

3.4.1. Stade 1 (5.97–5.6 Ma) : début de la « MSC » et le dépôt des premières évaporites

Ce stade correspond à la première chute du niveau marin estimé à 5,971 Ma (Manzi *et al.*, 2013). Les bassins périphériques sont ainsi soumis à des conditions de salinité relativement élevées conduisant à la sédimentation des premières évaporites principalement formées de gypse (Fig. I-25) en alternance avec des marnes. Lugli *et al.* (2010) indiquent que ces facies sont déposés dans un milieu marin peu profond (200 m de profondeur), ce qui témoigne de la pérennité des conditions marines au cours de ce premier stade de la « MSC ».

La baisse de niveau marin durant ce premier stade reste relativement faible (~150 m) et le bassin méditerranéen central est toujours soumis à une sédimentation marine profonde.

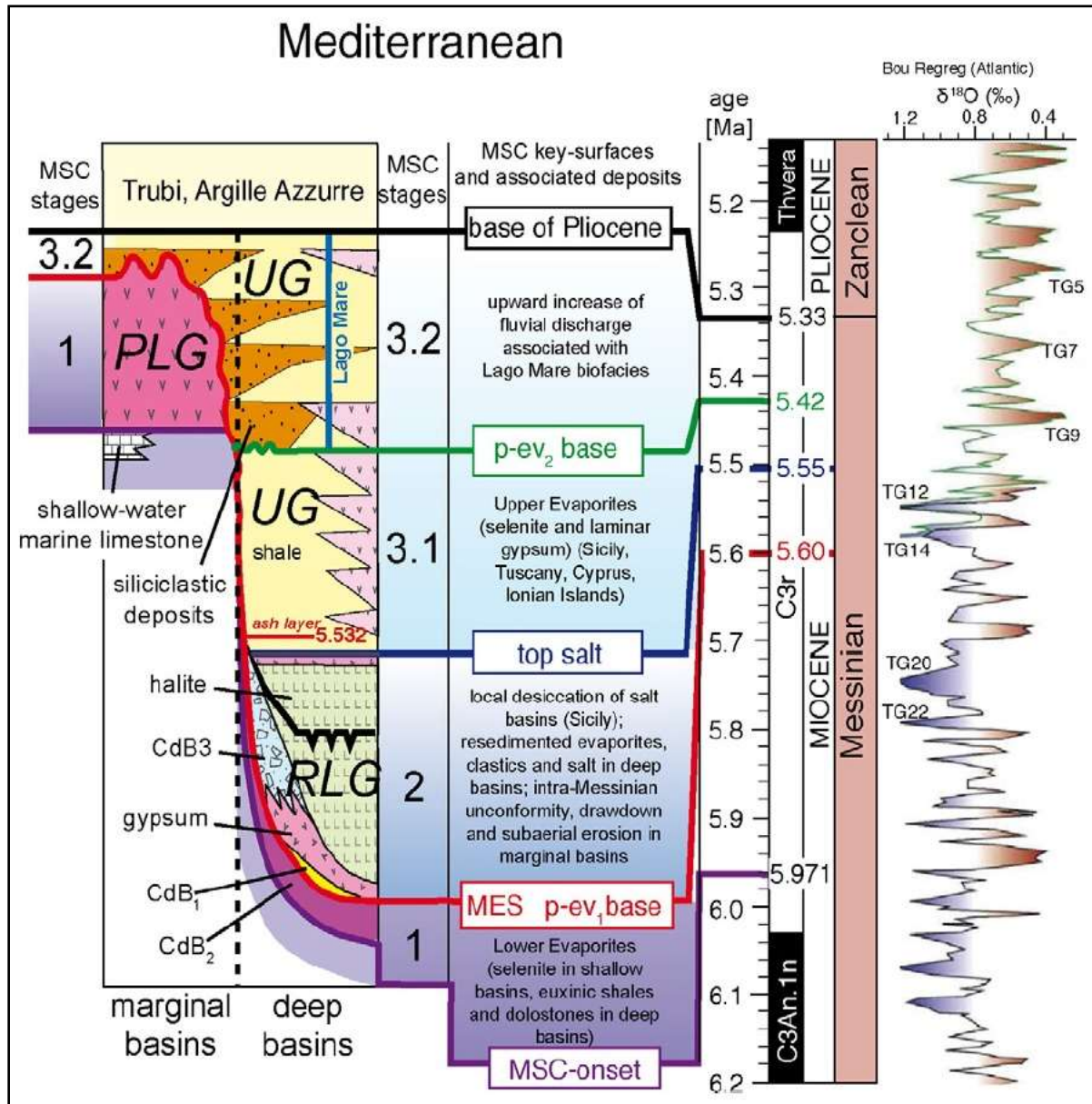


Figure I-25 : Chronostratigraphie du Miocène supérieur-Pliocène inférieur et événements messiniens en Méditerranée (d'après [Roveri et al., \(2014\)](#), modifié d'après [CIESM, \(2008\)](#) et [Manzi et al., \(2013\)](#)).

3.4.2. Stade 2 (5.6–5.55 Ma) : l'acmé de la « MSC »

Le paroxysme de la Crise de salinité messinienne a été atteint au cours de cette deuxième étape allant du 5,6 à 5,55 Ma ([Fig. I-25](#) ; [Hilgen et al., \(2007\)](#) ; Étape 2.1 du [CIESM \(2008\)](#)). Les sédiments sont dominés par l'halite primaire épaisse et des dépôts de gypse clastiques regroupés en une unité « Lower Gypsum » (RLG, [Roveri et al, 2008a, b](#)). Cette étape enregistre une phase

d'érosion subaérienne généralisée avec le développement de la surface d'érosion messinienne « MES », liée à une baisse du niveau de base méditerranéen de forte amplitude. L'intense chute du niveau marin est due à la réduction des échanges Atlantique-Méditerranée suite à la fermeture des couloirs marins Atlantique-Méditerranée.

3.4.3. Stade 3 (5.6–5.55 Ma) : dépôts d'évaporites supérieurs et « Lago Mare »

Après le paroxysme de la Crise, le troisième stade de la « MSC » se caractérise par une remontée du niveau marin, avec des dépôts de sélénite et gypse (Upper Gypsum où UG, *Fig. I-25*) dans les bassins peu profonds au Sud et à l'Est (Sicile, Chypre), et par des évaporites et dépôts clastiques dominants à l'Ouest.

Le développement généralisé des environnements d'eau peu profonde, avec des faunes et flores d'eau douce à affinités paratéthysiennes (*Orszag-Sperber, 2006 ; Rouchy et Caruso, 2006 ; Roveri et al., 2008b*), suggèrent une dilution importante des eaux de surface, ponctuée localement par des événements évaporitiques épisodiques (Upper Gypsum ; *Manzi et al., 2011*). Ces caractéristiques sont compatibles avec le concept d'un événement de « Lago-Mare » (*Gignoux 1936 ; Ruggieri, 1967 ; Orszag-Sperber, 2006*) et suggèrent que le bassin méditerranéen a subi d'importantes modifications paléogéographiques et paléoclimatiques, entraînant des changements hydrologiques importants.

3.4.4. Les plates formes carbonatées messiniennes : « the Terminal Carbonate Complex »

Des plates formes carbonatées essentiellement oolithiques et microbialitiques à *Porites*, se sont développées au début de la « MSC » dans les zones littorales des couloirs Bétiques et Rifains. Ils sont désignés sous le nom de « Terminal Carbonate Complex » (*Esteban, 1979 ; Martin and Braga, 1994 ; Braga et al., 2006*).

Ces plates-formes enregistrent une baisse des constructions récifales coralliennes et l'augmentation progressive de l'activité microbienne. Ces caractéristiques sont interprétées comme liées à des conditions de stress croissant, liées à la réduction des connections avec l'Océan et aux fluctuations de la salinité (*Esteban, 1979 ; Martin et Braga, 1994*). L'âge de ces dépôts est controversé. Il est ainsi considéré post-stade 1 de la « MSC » pour *Martin and Braga, (1994) ; Roep et al., (1998) ; Braga et al., (2006)* et *Bourillot et al., (2010)*. Cependant, ces dépôts seront contemporains aux dépôts gypses inférieurs « Primary Lower Gypsum unit » et enregistrent ainsi le début (*Cunningham et al., 1994, 1997 ; Cornée et al., 2002 et 2006*) où la totalité de la « MSC » (*Roveri et al., 2009*).

3.4.5. Le rétablissement des conditions marines au Pliocène (« The Zanclean flooding », 5.33 Ma)

Le retour à des conditions marines dans la région méditerranéenne marque la fin de la Crise de salinité messinienne. Ce retour aux conditions marines ouvertes est lié à l'effondrement brutal du seuil de Gibraltar et à l'inondation du bassin méditerranéen desséché par les eaux Atlantiques (Hsü *et al.*, 1973a ; Blanc, 2002 ; Meijer et Krijgsman, 2005 ; Garcia-Castellanos *et al.*, 2009). Il est généralement admis qu'un tel changement paléocéanographique important (enregistré par une limite lithologique et paléontologique abrupte) suggère un événement instantané à l'échelle géologique. Cependant, les interprétations divergent concernant les modalités et la durée de remise en eau. Des groupes de chercheurs suggèrent un ennoisement extrêmement rapide à catastrophique de la Méditerranée qui a duré quelques milliers d'années (Hsü *et al.*, 1973 ; Clauzon *et al.*, 1996 ; Pierre *et al.*, 2006), une dizaine d'années (36 ans, Blanc, 2002 ; Lofi *et al.*, 2003 ; Loget *et al.*, 2005) ou encore beaucoup moins (2 années, García-Castellanos *et al.*, 2009 ; Estrada *et al.*, 2011 ; Bache *et al.* 2012). Cependant, d'autres études ont suggéré que la remise en eau était progressive (Roveri *et al.*, 2008 a, b, 2014 b ; Cornée *et al.* 2006, 2014 ; Caracuel *et al.*, 2011 ; Omodeo-Salè *et al.*, 2012).

CHAPITRE II :

**ETUDE STRATIGRAPHIQUE DES DEPOTS MIOCENES
DU BASSIN DE BOUDINAR ET DE L'ARBAA
TAOURIRT : APPORTS CONCERNANT LES
COMMUNICATIONS ENTRE L'ATLANTIQUES ET LA
MEDITERRANEE PAR LE COULOIR NORD RIFAIN AU
MIOCENE SUPERIEUR**



Ce chapitre a fait l'objet d'une publication scientifique intitulée : **Mohammed Achalhi, Philippe Münch, Jean-Jacques Cornée, Ali Azdimousa, Mihaela Melinte-Dobrinescu, Frédéric Quillévéré, Hara Drinia, Séverine Fauquette, Gonzalo Jiménez-Moreno, Gilles Merzeraud, Abdelkhalak Ben Moussa, Younes El Kharim, Najat Feddi** « *The late Miocene Mediterranean-Atlantic connections through the North Rifian Corridor: new insights from the Boudinar and Arbaa Taourirt basins (northeastern Rif, Morocco)* », publiée en 2016 dans la revue *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. Il est le résultat d'un travail collaboratif entre de nombreux acteurs sédimentologues, géochimistes, biostratigraphes, stratigraphes, palynologues et paléontologues. Il sera donc présenté sous forme d'article.

Résumé :

Des nouvelles données à partir des bassins néogènes de Boudinar et d'Arbaa Taourirt (Maroc nord oriental) fournissent des contraintes sur l'évolution du Couloir Nord Rifain au Miocène supérieur. La chronostratigraphie de ces bassins est clarifiée sur la base de datations biostratigraphiques (foraminifères planctoniques et nannofossiles calcaires) et radiométriques. La sédimentation marine dans le bassin de Boudinar a commencé pendant le Tortonien inférieur aux environs de 10 Ma et a persisté jusqu'au Messinien inférieur (~6.1 Ma). Dans le bassin d'Arbaa Taourirt, tous les sédiments marins se sont déposés entre le Tortonien supérieur et le Messinien inférieur. Les données paléoenvironnementales (foraminifères benthiques et grains de pollen) enregistrent un ennoyage important en relation avec une tectonique extensive dans le bassin de Boudinar pendant le Messinien inférieur à ~7.2 Ma. Dans le même temps, un changement sédimentologique majeur s'est produit dans le bassin d'Arbaa Taourirt avec le développement de conglomérats et de grès progradants au-dessus des marnes tortoniennes. Des grès à stratifications entrecroisées à grande échelle indiquent des circulations de paléo-courants de l'Océan Atlantique vers la mer Méditerranéenne. Pendant le Messinien inférieur, une tendance au désapprofondissement apparaît dans le bassin de Boudinar jusqu'au dépôt des carbonates récifaux progradants. Nos résultats indiquent que le Couloir Nord Rifain s'est ouvert à ~7.2 Ma assurant les communications entre l'Atlantique et la Méditerranée, puis a subi une restriction progressive pendant le Messinien inférieur avant d'être totalement fermé à ~6.1 Ma. Les résultats de cette étude mettent en question les hypothèses ultérieures sur les moments et la nature des connections Atlantique-Méditerranée durant le Messinien supérieur.

I. INTRODUCTION

Les chaînes du Rif et des Bétiques ont commencé à se former pendant l'Oligocène suite aux mouvements de convergence entre l'Afrique et l'Europe (Jolivet *et al.*, 2006 ; Chalouan *et al.*, 2008). Pendant le Miocène supérieur, plusieurs passages marins ont relié la mer Méditerranéenne à l'Océan Atlantique à travers les chaînes Rifaines et Bétiques situées respectivement au Nord du Maroc et au Sud de l'Espagne (Benson *et al.*, 1991 ; Krijgsman *et al.*, 1999a ; Martín *et al.*, 2001, 2009, 2014 ; *Fig. II-1A*). Le passage marin rifain comporte deux couloirs, le Couloir Nord Rifain et le Couloir Sud Rifain (*Fig. II-1A*). Les processus de soulèvement tectonique provoqués par la tectonique des plaques (Krijgsman *et al.*, 1999a ; Gutscher *et al.*, 2002 ; Duggen *et al.*, 2003 ; Garcia-Castellanos et Villaseñor, 2011), combinés avec les changements climatiques et eustatiques (Krijgsman *et al.*, 1999a ; Hilgen *et al.*, 2007 ; Manzi *et al.*, 2013 ; Perez-Asenzio *et al.*, 2013) ont favorisé la restriction progressive et la fermeture de ces couloirs. La fermeture de ces passages marins a isolé la mer Méditerranéenne de l'Océan Atlantique, menant à la précipitation d'épaisses séries évaporitiques en Méditerranée. Cet événement, connu sous le nom de Crise de Salinité Messinienne (MSC, Hsü *et al.*, 1973 ; Ryan *et al.*, 1973) s'est produit entre 5.97 et 5.33 Ma (Gautier *et al.*, 1994 ; Krijgsman *et al.*, 1999b ; Manzi *et al.*, 2013 ; Roveri *et al.*, 2014). Les moments d'ouverture et de fermeture des différents couloirs sont toujours soumis à des incertitudes significatives (Benson *et al.*, 1991 ; Martín et Braga, 1994 ; Krijgsman *et al.*, 1999a ; Martín *et al.*, 2001 ; Van Assen *et al.*, 2006 ; Hüsing *et al.*, 2010, 2012 ; Martín *et al.*, 2014 ; Flecker *et al.*, 2015).

Pendant le Tortonien supérieur-Messinien, les couloirs rifains étaient les voies les plus importantes reliant la Méditerranée à l'Océan Atlantique (*Fig. II-1A*). Le Couloir Nord Rifain relie les bassins de Boudinar et du Gharb en passant par les bassins intramontagneux, alors que le Couloir Sud Rifain regroupe les bassins de Melilla-Nador, de Taza-Guercif, de Saïs et de Mamora (*Fig. II-1B*). De nombreuses données sont disponibles dans le Couloir Sud Rifain. Dans le bassin de Taza-Guercif, les plus anciens sédiments marins marquant l'ouverture du couloir se sont déposés aux environs de 8 Ma, puis les communications entre l'Atlantique et la Méditerranée se sont restreintes entre 7.2 et 6.1 Ma (Krijgsman *et al.*, 1999a). De plus, dans le bassin de Taza-Guercif, les données d'isotope Nd (neodymium) ont prouvé que ces communications ont été interrompues à l'Est du bassin aux environs de 7.2 Ma, alors qu'elles ont persisté à l'Ouest (Ivanović *et al.*, 2013). Au contraire, les données à partir du Couloir Nord Rifain sont rares. Seulement les données biostratigraphiques de Wernli (1988) sont disponibles dans les bassins intramontagneux, alors que dans le bassin de Boudinar les données disponibles

sont contradictoires (Guillemin et Houzay, 1982 ; Wernli, 1988 ; Barhoun et Wernli, 1999 ; Azdimousa *et al.*, 2006). Par conséquent, les moments d'ouverture et de fermeture du Couloir Nord Rifain restent inconnus.

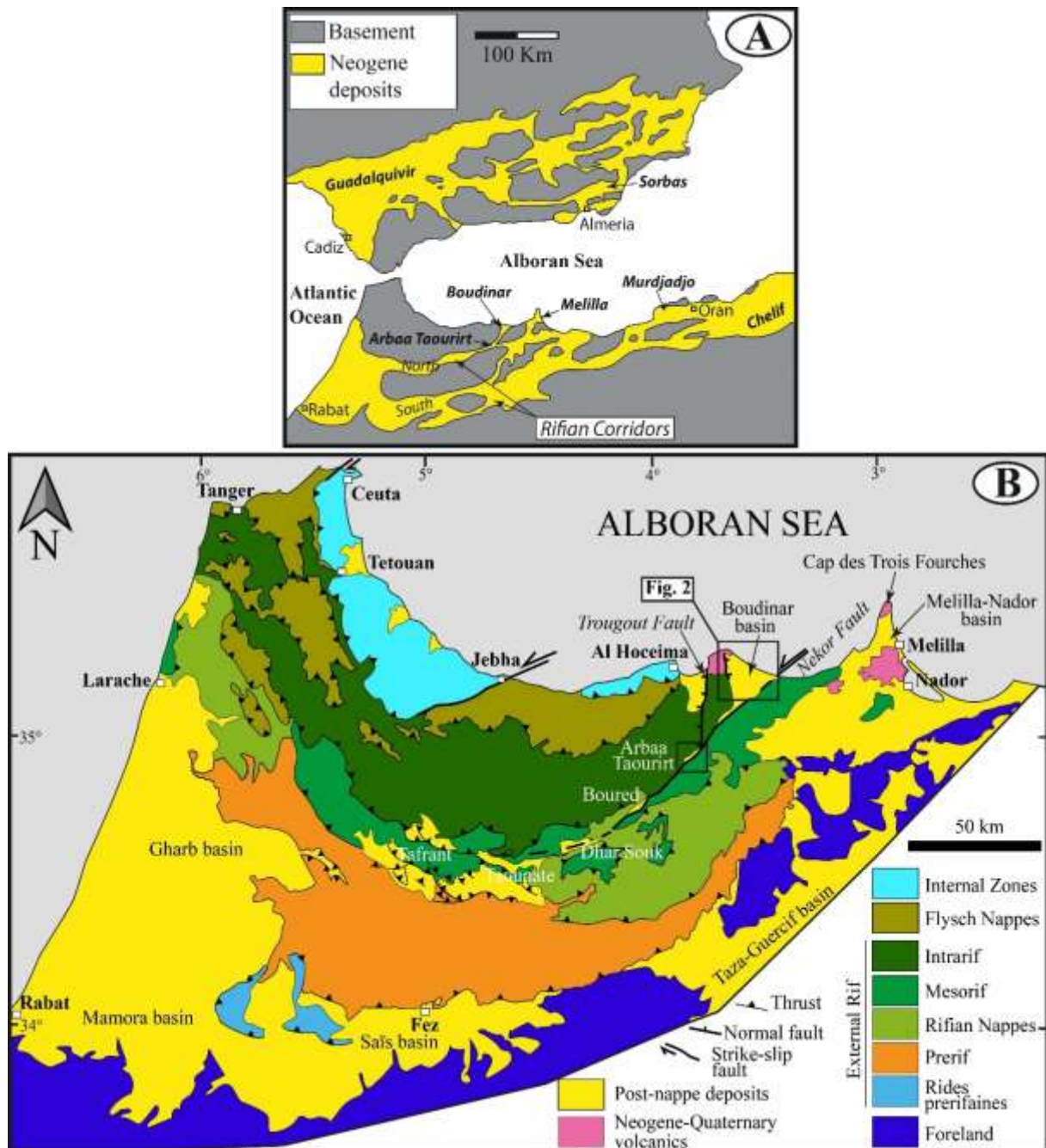


Figure II-1 : A) Distribution des bassins Tortono-messiniens autour de la mer d'Alboran (modifiée d'après Esteban *et al.*, 1996). B) Carte structurale de la chaîne du Rif et localisation des bassins post-nappes (bassins de Tafrant, de Taounate, de Dhar Souk, de Boured, d'Arbaa Taourirt et de Boudinar). Modifiée d'après Suter (1980) et Jolivet *et al.* (2003).

Dans ce chapitre, nous étudions l'évolution du Couloir Nord Rifain en se basant sur l'analyse détaillée de deux principaux bassins directement liés à la mer méditerranéenne : le bassin de Boudinar et de l'Arbaa Taourirt. Dans ce but, la chronostratigraphie de ces deux bassins est clarifiée sur la base de datations biostratigraphiques (foraminifères planctoniques et nannofossiles calcaires) et radiométriques. Ces nouvelles données combinées avec des données paléoenvironnementales (foraminifères benthiques et pollens) et sédimentologiques, nous a permis de reconstruire l'histoire des communications entre l'Atlantique et la Méditerranée par le Couloir Nord Rifain au Miocène supérieur.

Comme les autres connections entre l'Atlantique et la Méditerranée à travers le Maroc et l'Espagne sont bien étudiés, il est essentiel d'améliorer nos connaissances sur le Couloir Nord Rifain afin d'établir le calendrier d'isolement de la Méditerranée. En effet, il a été récemment proposé que des entrées des eaux atlantiques dans la Méditerranée au cours de la « MSC » ont été nécessaires pour le dépôt d'épaisses séquences évaporitiques messiniennes (Roveri *et al.*, 2014). Cette étude nous permettra de répondre à la question suivante : le Couloir Nord Rifain pourrait-il représenter la dernière voie marine néogène reliant l'océan Atlantique et la Méditerranée ?

II. CONTEXTE GEOLOGIQUE

Les bassins de Boudinar et de l'Arbaa Taourirt se situent à l'extrémité nord du Couloir Nord Rifain, le long de la faille du Nékor et à la limite entre les unités d'Intrarif et du Mésorif (Fig. II-1B). Ils appartiennent aux bassins néogènes post-nappes formés après les principaux mouvements orogéniques du Rif.

Le bassin de Boudinar est de forme triangulaire et ouvert vers le large sur la mer d'Alboran (Fig. II-1B). Il comprend des sédiments néogènes déposés sur les unités métamorphiques crétacées (Kétama et Temsamane) et sur le massif volcanique de Ras Tarf mis en place entre 13.3 Ma et 8.8 Ma (EL Azzouzi *et al.*, 2014). Le bassin est limité à l'ouest par la faille post-néogène de Ras Tarf, tandis qu'il repose en « onlap » sur la faille du Nékor et le socle métamorphique de l'unité de Temsamane au Sud (Guillemin et Houzay, 1982 ; Morel, 1988 ; Fig. II-1B, II-2).

Les études précédentes dans le bassin de Boudinar concernent principalement la biostratigraphie (Guillemin et Houzay, 1982 ; Kharrim, 1987 ; Wernli, 1988 ; Barhoun et Wernli, 1999 ; Azdimousa *et al.*, 2006 et 2011), les paléoenvironnements (Benmoussa, 1991 ;

EL Kharim, 1991 ; EL Hajjaji, 1992 ; EL Ouahabi *et al.*, 2007), la sédimentologie (EL Kharim, 1991) et la tectonique (Guillemin et Houzay, 1982 ; Aït Brahim 1985, 1991 ; Morel, 1988). L'enregistrement sédimentaire du bassin de Boudinar est traditionnellement subdivisé en trois principales unités déposées pendant l'intervalle Tortonien supérieur- Zancéen inférieur (Guillemin et Houzay, 1982 ; Aït Brahim 1985, 1991 ; Morel, 1988 ; Wernli, 1988 ; EL Kharim, 1991 ; Barhoun et Wernli, 1999 ; Azdimousa *et al.*, 2006, 2011).

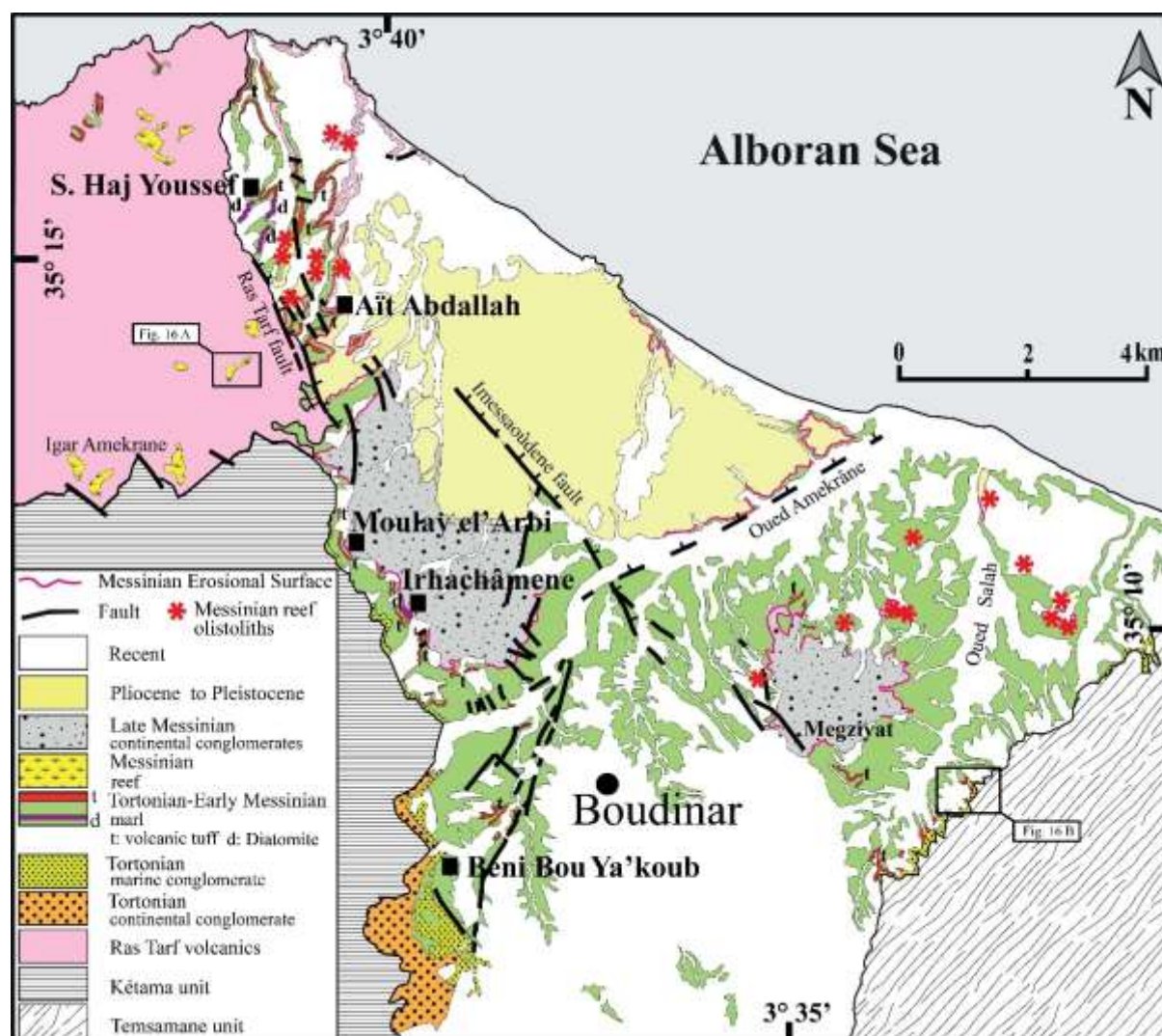


Figure II-2 : Carte géologique simplifiée du bassin de Boudinar et localisation des coupes étudiées (Beni Bou Ya'koub, Irhachâmene, Moulay el'Arbi, Aït Abdallah et Sidi Haj Youssef). Modifiée d'après Guillemin et Houzay (1982).

L'unité I comprend des dépôts de conglomérats continentaux et de marnes sableuses lagunaires (45 m d'épaisseur) recouvrant en discordance le socle métamorphique. Les dépôts de ce premier cycle sédimentaireaffleurement principalement dans la partie Sud-Ouest du bassin et se sont

considérés d'âge Tortonien supérieur (Guillemin et Houzay, 1982 ; Barhoun et Wernli, 1999) à Tortonien terminal (Azdimousa *et al.*, 2006).

L'unité II correspond à des dépôts marins et comporte, du bas en haut :

- Jusqu'à 14 m d'épaisseur de conglomérats grossiers à faune marine (pectinidés, huîtres, gastéropodes et balanes) et des grès au-dessus d'une surface d'érosion marine.
- Jusqu'à 150 m de marnes marines avec plusieurs tufs volcaniques intercalés. Dans la partie médiane du cycle, des conglomérats riches en bryozoaires recouverts par des calcaires à algues rouge ont été également identifiés ;
- Jusqu'à 40 d'alternances de marnes et diatomites ;
- 10 m de lentilles de calcaires coralliens à *Porites*, surmontés par une surface d'érosion.

L'âge de cette deuxième unité est discuté. Les conglomérats marins de base sont considérés d'âge Messinien (Guillemin et Houzay, 1982 ; Choubert *et al.*, 1984 ; Azdimousa *et al.*, 2006) ou Tortonien supérieur (Barhoun et Wernli, 1999). La partie inférieure des marnes sus-jacentes est considérée d'âge Messinien (Guillemin et Houzay, 1982 ; Choubert *et al.*, 1984 ; Azdimousa *et al.*, 2006) ou Tortonien supérieur (Barhoun et Wernli, 1999). D'autre part, en se basant sur la présence du foraminifère planctonique *Globorotalia conomiozea* et sur les datations radiométriques des tufs volcaniques, les alternances de marnes et diatomites sont datées du Messinien. En effet, les deux tufs volcaniques situés dans la partie médiane du cycle sur la coupe de **Moulay el'Arbi** indiquent des âges concordants de 6.4 ± 0.3 Ma et 6.2 ± 0.9 Ma, respectivement (Guillemin et Houzay, 1982 ; Azdimousa *et al.*, 2006). Il faut noter l'existence de certains niveaux de carbonatés para-récifaux à récifaux à différentes localités et altitudes sur le massif volcanique de Ras Tarf (i.e. 610 m d'altitude dans la région d'Igar Amekrane, **Fig. II-2**). Ces faciès de carbonates sont considérés contemporains des lentilles de récif à *Porites*, situés au sommet de l'unité II dans le bassin de Boudinar (Guillemin et Houzay, 1982).

Finalement, l'unité III est constituée par :

- Jusqu'à 100 m d'épaisseur de conglomérats continentaux couvrant une surface d'érosion importante qui tronque les dépôts du Miocène supérieur. Ces conglomérats sont considérés pliocènes (Guillemin et Houzay, 1982 ; Wernli, 1988 ; Barhoun et Wernli, 1999 ; Azdimousa *et al.*, 2006) ou messiniens supérieur (Cornée *et al.*, 2016). La surface d'érosion a été assignée à la surface d'érosion messinienne (« MES ») par Azdimousa *et al.* (2006) et Cornée *et al.* (2016).

- Jusqu'à 150 m de dépôts marins sableux et marneux attribués au Pliocène inférieur (Guillemin et Houzay, 1982 ; Barhoun et Wernli, 1999 ; Azdimousa *et al.*, 2006 ; Cornée *et al.*, 2016).

Le bassin d'Arbaa Taourirt a une structure allongée suivant une direction SW-NE le long de la faille du Nékor (Fig. II-1B). Il comporte des sédiments miocènes déposés sur l'unité métamorphique crétacée de Kétama et sur l'olistostrome du Nékor qui correspond à une formation tectono-sédimentaire tortonienne mise en place le long de la faille du Nékor (Frizon de Lamotte, 1981). L'enregistrement sédimentaire du bassin d'Arbaa Taourirt est traditionnellement subdivisé en trois unités lithologiques (Frizon de Lamotte *et al.*, 1979 ; Guillemin et Houzay, 1982 ; Wernli, 1988). La première unité se compose de 5 à 10 m de conglomérats marins recouvrant en discordance le socle métamorphique. La deuxième unité est constituée d'environ 70 m de marnes jaunâtres à grisâtre, attribués au Messinien sur la base de la présence de *G. conomiozea* (Guillemin et Houzay, 1982 ; Wernli, 1988). Les marnes de cette deuxième unité sont tronquées par une surface d'érosion et surmontées d'environ 100 m de grès et conglomérats marins à stratifications entrecroisées. Ces derniers dépôts correspondant à la troisième unité sont d'âge inconnu.

III. MATERIEL ET METHODES

Dans l'ensemble, la chronostratigraphie précise des dépôts du Tortonien-Messinien dans les bassins de Boudinar et d'Arbaa Taourirt reste mal définie. L'un des buts de cette étude est d'établir un cadre biostratigraphique précis des dépôts miocènes dans ces bassins en se basant sur les analyses des foraminifères planctoniques et des nanoplanctons calcaires, combinés avec les datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ des niveaux volcaniques interstratifiés dans les dépôts des unités I et II. Par ailleurs, les changements paléobathymétriques et paléoenvironnementaux dans ces bassins sont évalués sur la base des analyses de foraminifères benthiques et de pollens. Ces analyses, regroupées, nous permettent d'affiner l'histoire des communications entre l'Atlantique et la Méditerranée par le Couloir Nord Rifain au Miocène supérieur.

Cinq coupes ont été étudiées dans le bassin de Boudinar, situées dans la partie occidentale du bassin. Ces coupes sont du Sud vers le Nord : **Beni Bou Ya'Koub**, **Irhachâmene**, **Moulay el'Arbi**, **Aït Abdallah** et **Sidi Haj Youssef** (Fig. II-2, II-3). La révision biostratigraphique des dépôts marins néogènes du bassin de Boudinar est basée sur l'étude des trois coupes d'Irhachâmene, de Moulay el'Arbi et d'Aït Abdallah. Ces coupes ont été échantillonnées pour l'analyse des flores de nanoplanctons calcaires et des foraminifères planctoniques (43

échantillons). Sur les coupes d'**Irhachâmene** et de **Moulay el'Arbi**, quatre échantillons additionnels ont été collectés dans les tufs volcaniques pour datations numériques ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$). Les coupes de **Moulay el'Arbi** et de **Sidi Haj Youssef** ont été également prélevées pour l'analyse des foraminifères benthiques (26 échantillons), afin de tracer l'évolution paléobathymétrique du bassin de Boudinar. Les coupes d'**Irhachâmene**, **Moulay el'Arbi** et **Sidi Haj Youssef** ont été échantillonnées pour des analyses palynologiques, afin de préciser les paléoenvironnements continentaux autour du bassin de Boudinar au Miocène. Finalement, La coupe de **Beni Bou Ya'Koub** a été également étudiée pour la description des dépôts de base.

Dans le bassin de l'Arbaa Taourirt, deux coupes ont été étudiées, une dans une petite vallée le long de l'Oued Nékor au Nord du village de l'Arbaa Taourirt (coupe **Nord Arbaa**), et une autre au Sud (coupe d'**Azroû Zazîrhîne**). Ces deux coupes ont été échantillonnées pour les analyses biostratigraphiques (nannoplanctons calcaires et foraminifères planctoniques ; 9 échantillons).

1. Biostratigraphie

Les nannoplanctons calcaires ont été étudiés dans la fraction entre 2 à 30 μm et séparés par la méthode de décantation en utilisant une solution de 7% d' H_2O_2 . Des « Smear-slides » ont été préparées avec le baume de Canada (« Canada balsam ») et analysés au microscope Olympus à grossissement 1200x (« Olympus transmitting light at 1200x magnification »). Les déterminations spécifiques sont faites par **M^{me} Mihaela Melinte-Dobrinescu** de l'institut national de géologie marine et géoécologie (GeoEcoMar) à Bucarest (Romania). La plupart des échantillons présentent des préservations faibles à modérées, avec beaucoup de remaniements de faunes du Crétacé supérieurs et de l'Eocène. L'identification des taxons suit [Perche-Nielsen \(1985\)](#) et [Young et al. \(2003\)](#). La subdivision zonale utilisée correspond à la zonation de [Martini \(1971\)](#) (« NN : Neogene Nannoplankton »). Les âges des occurrences (« LOs : lowest occurrence ; HOs : highest occurrence ») des principales espèces suivent [Hilgen et al. \(2012\)](#). Des calibrations d'âges additionnelles ([Lourens et al., 2004](#) ; [Raffi et al., 2006](#)) ont été également utilisées pour les espèces *Amaurolithus delicatus* et *Discoaster pentaradiatus* respectivement.

Concernant les foraminifères planctoniques, des échantillons de sédiment ont été tamisés (mailles entre 2 mm et 63 μm). La préservation était pauvre à modérée dans la plupart des échantillons. Les spécimens ont été identifiés par **Mr. Frédéric Quillévéré** de l'Université de Lyon 1 (France), suivant les concepts et nomenclatures taxonomiques de [Kennett et Srinivasan](#)

(1983). Les calibrations des Bio-événements suivent [Hilgen et al. \(2012\)](#) et la subdivision zonale utilisée dans ce travail correspond à celle de [Berggren et al. \(1995\)](#).

2. Paléobathymétrie

Les foraminifères benthiques ont été séparés dans la fraction $>125 \mu\text{m}$. Au moins 250 à 300 spécimens ont été sélectionnés, identifiés, et comptés pour déterminer les abondances relatives d'espèces. Les déterminations spécifiques sont faites par **M^{me} Hara Drinia** de la faculté de Géologie et Géoenvironnement d'Athens (Grèce). Les échantillons à foraminifères abondants ont été divisés en utilisant un micro-diviseur obtenant des totaux de près de 250 spécimens. Les paléobathymétries sont déterminées en utilisant les fossiles et les modèles de distribution modernes de certaines faunes et taxons benthiques indicateurs. La terminologie bathymétrique suit [Van Morkhoven et al. \(1986\)](#) : inner shelf = 0-50 m, middle shelf = 50-100 m, outer shelf = 100-200 m, upper bathyal = 200-600 m, middle bathyal = 600-1000 m, lower bathyal = 1000-2000 m, abyssal = 2000-6000 m. Les concepts taxonomiques et les estimations des paléobathymétries sont basés sur des références multiples pour les sections du Miocène ([Cushman et Cahill, 1933](#) ; [Schnitker, 1970](#) ; [Gibson, 1983](#) ; [van Morkhoven et al., 1986](#) ; [Olsson et al., 1987](#) ; [Snyder et al., 1988](#) ; [Miller et al., 1996](#)).

3. Pollens

Pour l'analyse de pollen, des échantillons d'argile ont été traités suivant une méthode standard, laissant séparer les grains de pollens des particules minérales. Ce traitement utilise l'HCL et l'HF froids pour éliminer les carbonates et la silice, suivis d'une procédure d'enrichissement du résidu en utilisant ZnCl_2 (densité > 2). Finalement, Le résidu a été mélangé avec de la glycérine et monté sur des lames minces. Seulement 8 échantillons provenant de la coupe d'**Irhachâmene** ont fourni assez de grains de pollen pour l'analyse quantitative (IRA4, 5, 6, 8, 9, 11, 14 et 18 ; [Fig. II-2](#)). Les déterminations spécifiques sont faites par **M^{me} Séverine Fauquette** de l'Institut des Sciences de l'Évolution à l'Université de Montpellier (France).

Environ 150 grains de pollen ont été dénombrés pour chaque échantillon analysé à l'exception de *Pinaceae* et de *Pinus* indéterminables. Ce dernier est généralement surreprésenté en raison de sa production prolifique et sa surabondance lors de son transport par air et eau. Dans les sédiments marins côtiers, les pollens fournissent un enregistrement fiable des ceintures de végétation régionales, comme il est établi sur des sédiments récents ([Heusser et Balsam, 1977](#) ; [Heusser, 1988](#) ; [Beaudouin et al., 2005, 2007](#)). Cependant, la proportion de grains de pollen

du *Pinus* est souvent contrôlée par la distance par rapport au littoral en raison de leur flottabilité élevée (Heusser, 1988 ; Beaudouin *et al.*, 2005). En conséquence, la proportion de grains de pollen du *Pinus* peut fournir des indications sur la position et l'éloignement du site par rapport au littoral.

4. Datation $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

Des cristaux de biotites ont été séparés à partir des échantillons volcanoclastiques prélevés sur les coupes d'Irhachâmene et de Moulay el'Arbi (échantillons MA-11, MA-20, IRA-3 et KET14-3). Après broyage et tamisage des échantillons, les cristaux ont été choisis dans la fraction entre 100 et 200 μm . Ces derniers ont été concentrés en utilisant le séparateur magnétique de Frantz. Les cristaux séparés ont été nettoyés par l'acide nitrique 1N pour dissoudre les impuretés de carbonates, puis rincés dans des bains ultrasoniques successifs avec de l'eau distillée et de l'alcool pur. Finalement, les grains ont été choisis sous un microscope binoculaire.

Les échantillons ont été irradiés dans le noyau du réacteur nucléaire Triga Mark II de Pavia (Italie) avec plusieurs aliquots standards de sanidine de Taylor Creek (28.34 ± 0.08 Ma ; Renne *et al.*, 1998) comme moniteur de flux. Les interférences isotopiques d'argon sur K et Ca ont été déterminées par irradiation des sels purs KF et CaF_2 , à partir desquels les facteurs de correction suivants ont été obtenus : $(^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}) \text{ K} = 0.00969 \pm 0.00038$, $(^{38}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}) \text{ K} = 0.01297 \pm 0.00045$, $(^{39}\text{Ar}/^{37}\text{Ar}) \text{ Ca} = 0.0007474 \pm 0.000021$ et $(^{36}\text{Ar}/^{37}\text{Ar}) \text{ Ca} = 0.000288 \pm 0.000016$.

Les analyses d'Argon ont été exécutées à Géosciences Montpellier (France) par **Mr. Philippe Münch**, avec un dispositif analytique qui se compose d'un laser IR-CO₂ de 100 kHz utilisés à une puissance de 3 à 15% pour chauffer les échantillons pendant 60 secondes ; un système d'objectifs pour la focalisation du faisceau ; une chambre en acier maintenue à 10^{-8} - 10^{-9} bar, avec un détendeur de cuivre dans lequel des trous aveugles de 2 mm de diamètre ont été fraisés ; une ligne d'entrée pour la purification des gaz comprenant deux acquéreurs de Zr-Al ; un spectromètre de masse multi-collecteur (Argus VI de Thermo-Fisher). La discrimination de masse pour le spectromètre a été suivie en analysant un volume de pipette d'air ; les valeurs mesurées varient de $0.999037 \pm 0.13\%$ à $0.99998 \pm 0.14\%$.

Des aliquots de cinq à dix grains de biotite ont été placés dans les trous du support en cuivre et ont été chauffés par étapes. Une calibration de l'appareil est exécutée tous les trois échantillons analysés. Les données brutes de chaque étape et du calibrage ont été traitées et les âges ont été

calculés en utilisant le logiciel ArArCALC (Koppers, 2002). Les critères pour définir les âges de plateau sont : (1) les étapes de plateau devraient contenir au moins 70% d'³⁹Ar libéré, (2) il devrait y avoir au moins trois étapes successives dans le plateau et (3) l'âge intégrée du plateau doit concorder avec chaque âge apparent du plateau dans un intervalle de confiance de 2σ. Toutes les incertitudes subséquentes sont au niveau de 2σ y compris l'erreur sur le facteur d'irradiation J.

IV. RESULTATS

1. Bassin de Boudinar

1.1. Lithostratigraphie

1.1.1. Coupe d'Irhachâmene

La coupe d'**Irhachâmene** est située à environ 4 km au nord-ouest du village de Boudinar (N 35° 11' 08" ; W3° 40' 18" ; *Fig. II-2*). Elle représente la plus épaisse coupe du bassin où les dépôts miocènes dépassent 200 m d'épaisseur (*Fig. II-3 et II-4A*) et enregistre les trois unités sédimentaires du bassin de Boudinar. La première unité (Unit I) peut être subdivisée en deux sub-unités :

- **Sub-unité Ia** : de 25 m d'épaisseur, elle correspond à une succession strato-grano-décroissante, constituée de brèches conglomératiques intercalées dans des niveaux décimétriques d'argiles rouges (*Fig. II-4B*). Les brèches sont organisées en bancs d'épaisseur métrique qui diminue vers le haut. Les bancs montrent des géométries chenalées et leurs bases sont érosives et concaves vers le haut. Ils représentent des stratifications horizontales et des litages obliques plans. La majorité des clastes sont entre 5 et 30 cm de diamètre avec quelques blocs dispersés qui dépassent 60 cm. D'après Miall (1985), ces brèches correspondent à des dépôts de cône alluvial proximal.
- **Sub-unité Ib** : de 9.5 m d'épaisseur, elle se compose principalement d'argiles rouges à grises avec des rares lentilles conglomératiques. Les lentilles conglomératiques sont d'épaisseur décimétrique, constituées par des galets centimétriques maintenus dans une matrice argileuse. Ces faciès sont interprétés comme des dépôts de plaine d'inondation. Un mètre au-dessus de la base du sub-unité Ib, un niveau volcanoclastique de 50 cm d'épaisseur contenant de nombreux cristaux de biotite (échantillon KET14-3 ; *Fig. II-4B*) est mis en évidence.

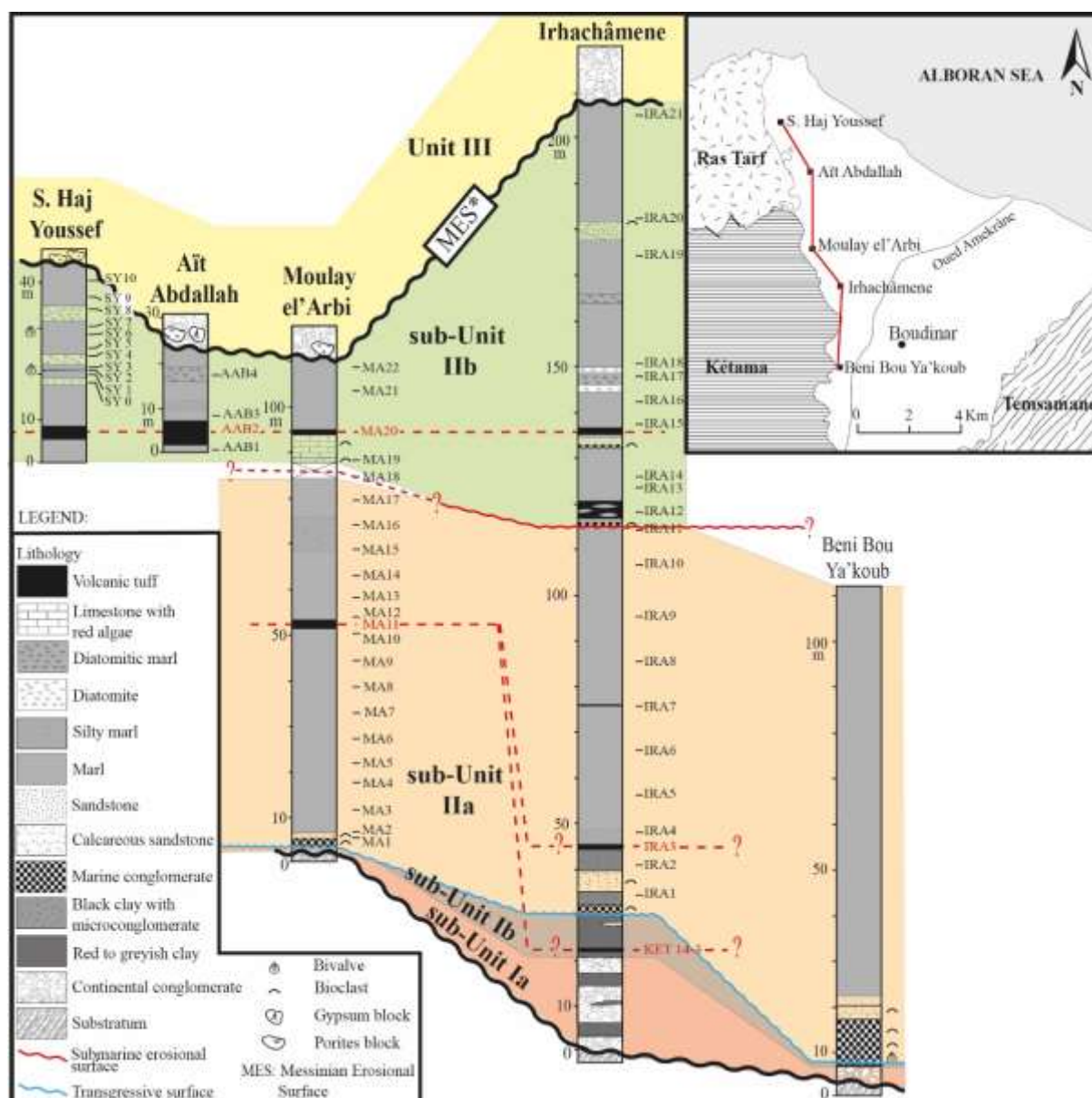


Figure II-3 : Les logs des coupes étudiées et leurs localisations dans le bassin de Boudinar, avec la lithologie, les cycles sédimentaires et la localisation des échantillons étudiés. * : La Surface d'Erosion Messinienne d'après Cornée *et al.* (2016).

Les dépôts de l'unité I sont surmontés par une surface d'érosion irrégulière. La deuxième unité (Unit II) peut être également divisée en deux sub-unités :

- **Sub-unité IIa** : de 85 m d'épaisseur, elle commence à la base par des conglomérats marins littoraux d'épaisseur variant entre 50 cm et 2 m, contenant une faune marine abondante représentée par des huîtres, des pectinidés et des coraux solitaires. Ces conglomérats marquent les premières arrivées marines dans le bassin de Boudinar. Ils sont recouverts par 13 m de dépôts marins littoraux, constitués d'argiles noirs

microconglomératiques ou de grès à ciment calcaire. Ces dépôts contiennent une faune marine abondante et variée représentée par : pectinidés, *Cerithium*, bryozoaires, petites huîtres, scaphopodes, coraux solitaires et débris de coquilles divers. Ces dépôts littoraux sont surmontés par un mince niveau volcanoclastique riche en cristaux de biotite et de plagioclase (échantillon IRA3 ; *Fig. II-4B*), puis par des marnes silteuses passant vers le haut en marnes grisâtres puis en marnes sombres (70 m d'épaisseur). Le sommet des dépôts de la Sub-unité IIa est tronqué par une surface d'érosion marine irrégulière.

- **Sub-unité IIb** : de 90 m d'épaisseur, le Sub-Unité IIb commence par des conglomérats marins de 50 cm à 1 m d'épaisseur. Ces conglomérats sont constitués de galets grossiers (10 à 50 cm de diamètre), bien arrondis et parfois perforés, contenus dans une matrice marneuse (*Fig. II-4C, D*). Ils sont interprétés comme des dépôts gravitaires sous-aquatiques (« submarine debris flows »). Ces conglomérats sont coiffés par un mince niveau de calcarénite (40 cm d'épaisseur). Ces deux premiers niveaux contiennent une faune marine abondante, essentiellement littorale, comprenant des huîtres, des pectinidés, des spondyles, des gastéropodes, des bivalves (*Veneridae*) et des organismes encroûtant (bryozoaires, serpules et algues rouges). Ils sont recouverts par des marnes à tufs volcaniques remaniés (4 m d'épaisseur) puis par 12 m de marnes sombres homogènes. Au-dessus vient un niveau conglomératique marin mince (< 20 cm) à matrice argileuse, recouvert par une couche de calcaires (1 m d'épaisseur) riche en bryozoaires et en algues rouges avec quelques térébratules et pectinidés, et puis par des argiles microconglomératiques. Ces derniers dépôts sont coiffés par un tuf volcanique blanc de 1.5 m d'épaisseur qui représente un repère stratigraphique important dans le bassin de Boudinar.

La Sub-unité IIb finit par 75 m de marnes grisâtre à jaunâtres avec des intercalations de quelques niveaux de diatomites et de marnes diatomitiques blanchâtres. Ces marnes contiennent dans leurs partie médiane, un niveau gréseux d'environ 4 m d'épaisseur surmonté par un lit lumachellique mince riche en faune marine (*Cardium*, *Glycimeris*, *Veneridae*, scaphopodes, pectinidés, fragments de *Porites* et huîtres).

Le sommet de l'Unité II est érodé et profondément incisé par les conglomérats continentaux épais (jusqu'à 50 m d'épaisseur) de l'Unité III (*Fig. II-4A*). Les dépôts de cette dernière unité montrent deux faciès principaux : des conglomérats à matrice boueuse et des conglomérats cimentés à support clastique. Les deux faciès sont constitués de galets bien arrondis, de taille centimétrique à décimétrique (la majorité entre 2 et 5 cm avec des galets épars allant jusqu'à

15 cm de diamètre) et sans granoclassement, dérivés du socle métamorphique. Ces conglomérats sont interprétés comme des dépôts d'écoulement de masses subaériennes « subaerial mass-flow » suivant la classification de [Nemec et Steel \(1984\)](#). D'autre part, [Cornée et al. \(2016\)](#) ont proposé que ces faciès correspondent à des dépôts de fan delta subaérien « subaerial fan deltas ».

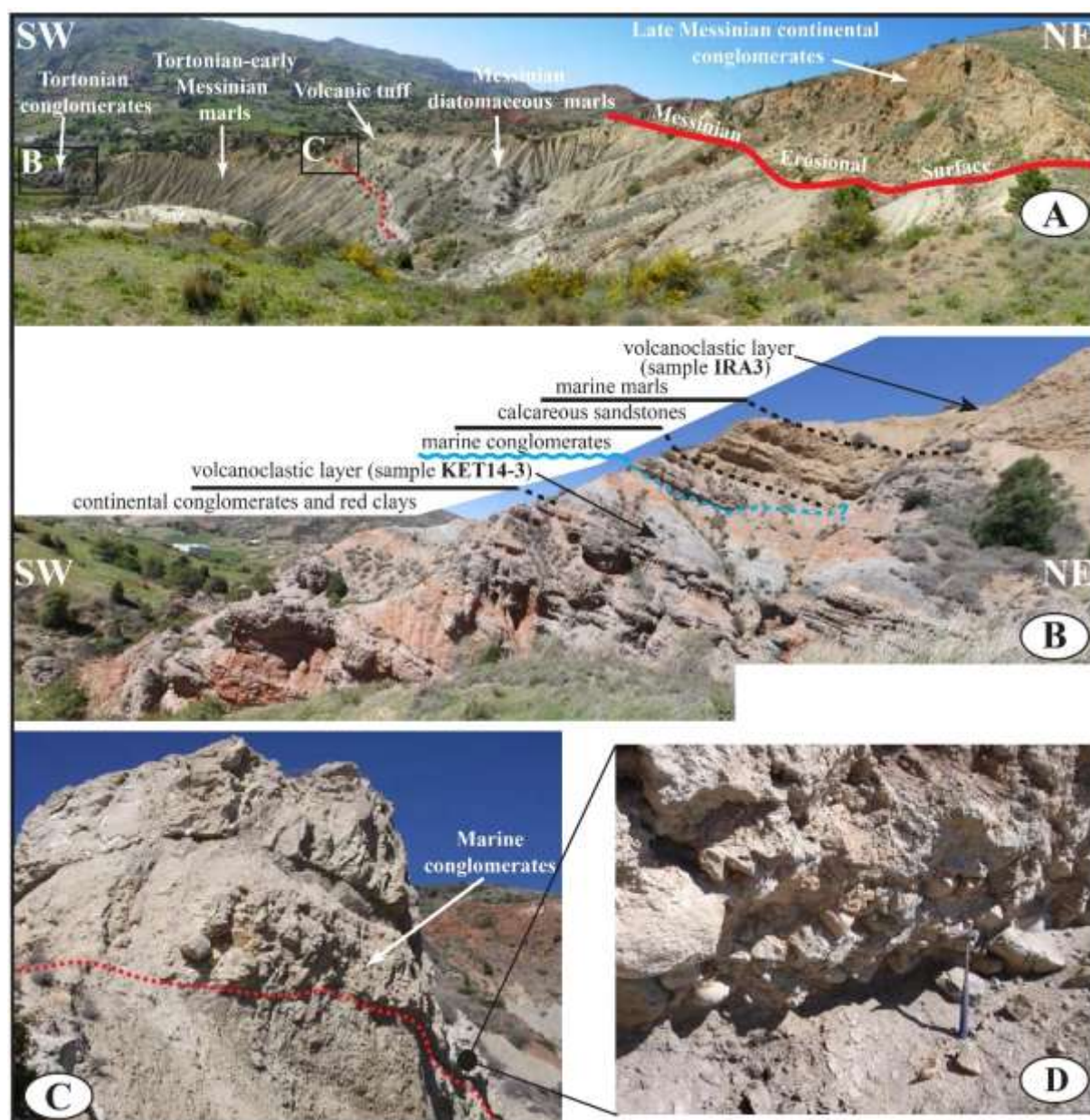


Figure II-4 : A) Vue d'ensemble de la coupe d'Irhachâmene. Le sommet de la coupe montre la surface d'érosion messinienne. B) Vue détaillée de la base de la coupe et localisation des tufs volcaniques échantillonnés et analysés dans cette étude. C, D) Vue détaillée des conglomérats marins de la base du Sub-Unité IIb.

1.1.2. Coupe de Moulay el'Arbi

La coupe de **Moulay el'Arbi** est située à 2 km au Nord-Ouest de la coupe d'**Irachâmene** (N35° 11' 43.5" ; W3° 40' 51.7", *Fig. II-2*). Sur cette coupe, les dépôts néogènes sont de 130 m d'épaisseur et seuls les unités II et III existent (*Fig. II-3, II-5A*).

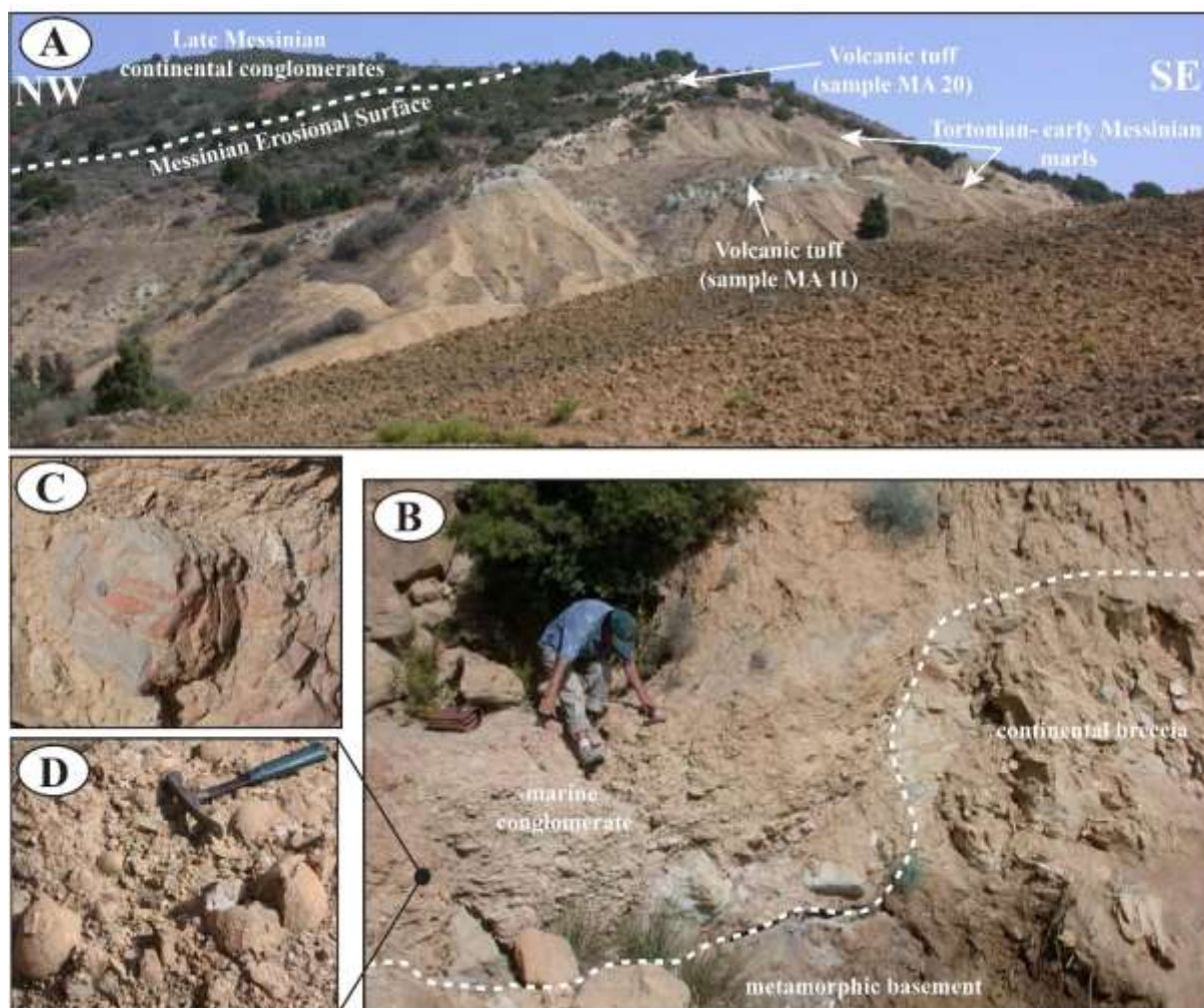


Figure II-5 : A) Vue d'ensemble de la coupe de **Moulay el'Arbi** montrant les dépôts de marnes du Tortonien-Messinien inférieur avec les niveaux de tufs volcaniques intercalés. B) Base de la coupe montrant les conglomérats marins au-dessus du socle métamorphique (unité de Kétama). C) Vue détaillée des blocs de conglomérats perforés. D) Vue détaillée des conglomérats marins à *Glycimeris* et accumulations de coquilles.

À la base de la coupe, la Sub-Unité IIa commence par des dépôts de conglomérats marins épais (environ 2 m d'épaisseur) qui recouvre en discordance le socle métamorphique de l'unité de Kétama ou localement des brèches continentales (*Fig. II-5B*). Ces conglomérats sont constitués de blocs sub-angulaires, de taille centimétrique à décimétriques parfois perforés (*Fig. II-5C*). Ils contiennent une faune marine littorale abondante et bien préservée comprenant des huîtres,

des pectinidés, des gastéropodes, des bivalves entiers (*Glycimeris*) et des *Clypeaster* (Fig. II-5D). Ces dépôts sont recouverts par 1.5 m de grès microconglomératiques à ciment calcaire contenant des bioclastes, bryozoaires et des huîtres. La Sub-Unité IIa se termine par environ 80 m de marnes grises qui contiennent un niveau de tuf volcanique épais (1.8 m d'épaisseur) dans leurs partie médiane (échantillon MA11).

La Sub-Unité IIb commence par 1.5 m de calcaires riches en algues rouges et en bryozoaires avec quelques pectinidés et bivalves. Au-dessus viennent 4 m de calcaires riches en algues rouges surmontés par un tuf volcanique blanc d'un mètre d'épaisseur (échantillon MA20). La Sub-Unité IIb finit par 15 m de marnes sombres. Le sommet de ces derniers a été érodé et les alternances de diatomites et marnes observées sur la coupe d'**Irhachâmene** sont absentes. Cette surface d'érosion est recouverte par plus de 25 m d'épaisseur de conglomérats continentaux (Unité III) contenant quelques olistolites de récif à *Porites* à leur base.

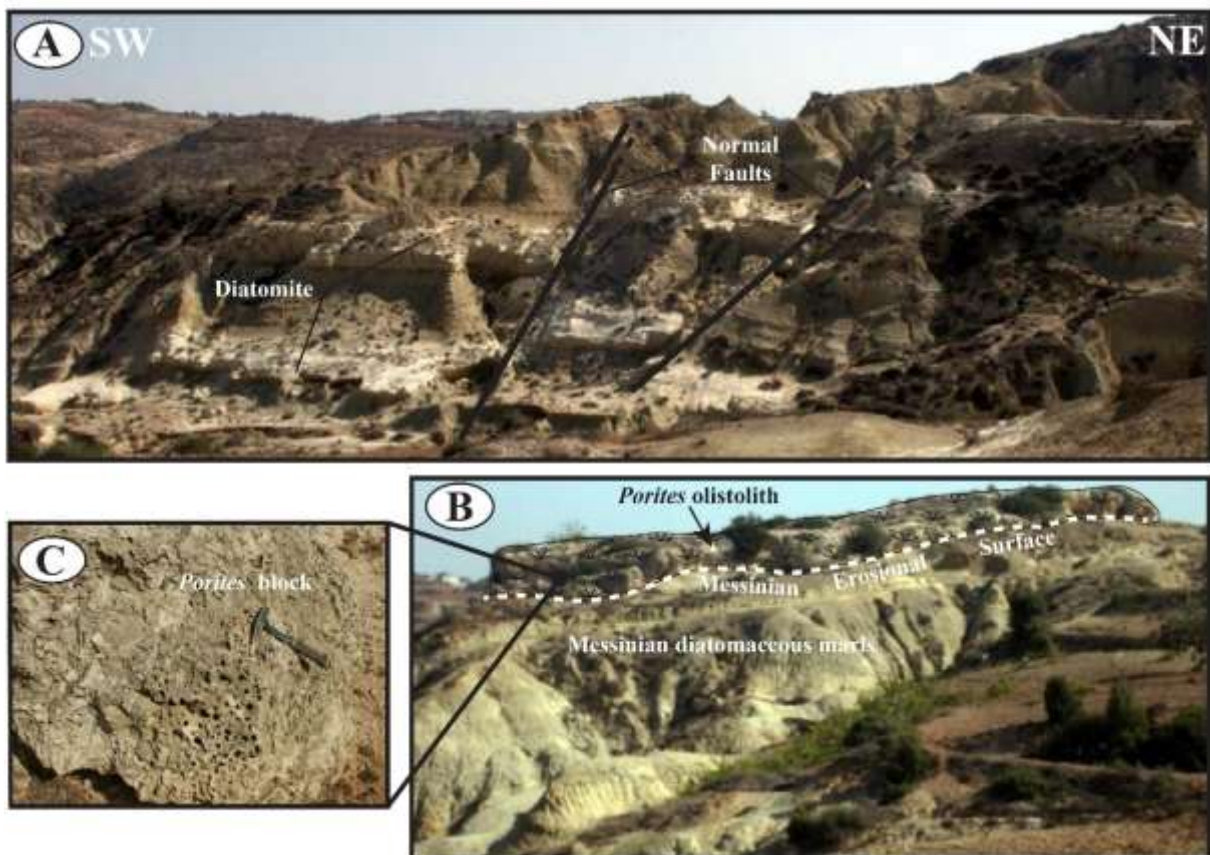


Figure II-6 : A) Vue d'ensemble de la coupe de **Sidi Haj Youssef** montrant les marnes messiniennes à intercalations de diatomites. B) Surface d'érosion messinienne recouverte par de grands (plus de 30 m de longueur, 10 m de largeur et 2 à 4 m d'épaisseur) olistolites de récifs à *Porites*. C) Vue détaillée des blocs de récifs à *Porites*.

1.1.3. Autres coupes complémentaires

La coupe de **Sidi Haj Youssef** située au Nord du bassin de Boudinar (N35° 15' 13.1" ; W3° 41' 37.1" ; *Fig. II-2*) est constituée d'environ 45 m de dépôts de la Sub-Unité IIb et de l'Unité III (*Fig. II-3, II-6*). La Sub-Unité IIb commence par 17 m de marnes grisâtres, avec un tuf volcanique intercalé de 2.5 m d'épaisseur. Au-dessus viennent environ 15 m de dépôts de marnes grisâtres, dans lesquelles sont intercalés trois niveaux de diatomites blanches massives (*Fig. II-6A*) et quelques niveaux minces riches en faunes marines (bivalves, pectinidés, huîtres, serpules). La coupe se termine par 10 m de marnes jaunes érodées au sommet. Cette dernière surface d'érosion est recouverte par des blocs décamétriques de récifs à *Porites* de l'Unité III (*Fig. II-6B, II-C*).

Sur la coupe d'**Aït Abdallah** (N35° 14' 25.8'' ; 03° 40' 51'', fig. 2), les dépôts miocènes sont de 30 m d'épaisseur et correspondent à la Sub-Unité IIb et l'Unité III (*Fig. II-3*). La Sub-Unité IIb est représenté par environ 25 m de marnes grises, dans lesquels un tuf volcanique de 3 m d'épaisseur est intercalé. Au-dessus du tuf volcanique, quelques intercalations de marnes diatomitiques blanchâtres sont présents. Le sommet des marnes miocènes a été érodé et les dépôts de diatomites observées sur les coupes d'**Irhachâmene** et de **Sidi Haj Youssef** sont absents. Cette dernière surface d'érosion est recouverte par 10 m de conglomérats continentaux et de dépôts d'écoulement de masses de l'Unité III. Dans ces derniers dépôts, des olistolites de gypses (sélénite) et des fragments de récifs à *Porites* sont fréquents.

Finalement, la coupe de **Beni Bou Ya'koub** située au Sud-Ouest du bassin (N35° 8' 12" ; W3° 39' 12", *Fig. II-2*), se compose de 100 m d'épaisseur de dépôts miocènes correspondant aux Unités I et II (*Fig. II-3, II-7A*). L'Unité I est représenté par plus de 20 m des conglomérats continentaux rouges à matrice argileuse, reposant en discordance sur le socle métamorphique. Ces dépôts correspondant à la Sub-Unité Ia, sont tronqués par une surface d'érosion (*Fig. II-7B*). L'Unité II commence par environ 12 m de conglomérats marins riches en faunes marines (pectinidés, serpules, huîtres, morceaux de coraux et débris de coquilles, *Fig. II-7B*). Dans ces dépôts, nous avons pu identifier deux espèces différentes des pectinidés de grandes tailles (jusqu'à 30 cm de diamètre) : *Gigantopecten tournali* (*Fig. II-7C*) et *Gigantopecten albinus* (Détermination de **Mr. Abdelkhalak Ben Moussa** de la faculté des sciences de Tétouan). Ces dépôts sont recouverts par des grès à ciment calcaire et microconglomérats (3 m d'épaisseur) et puis par des marnes grisâtres homogènes (jusqu'à 90 m d'épaisseur).

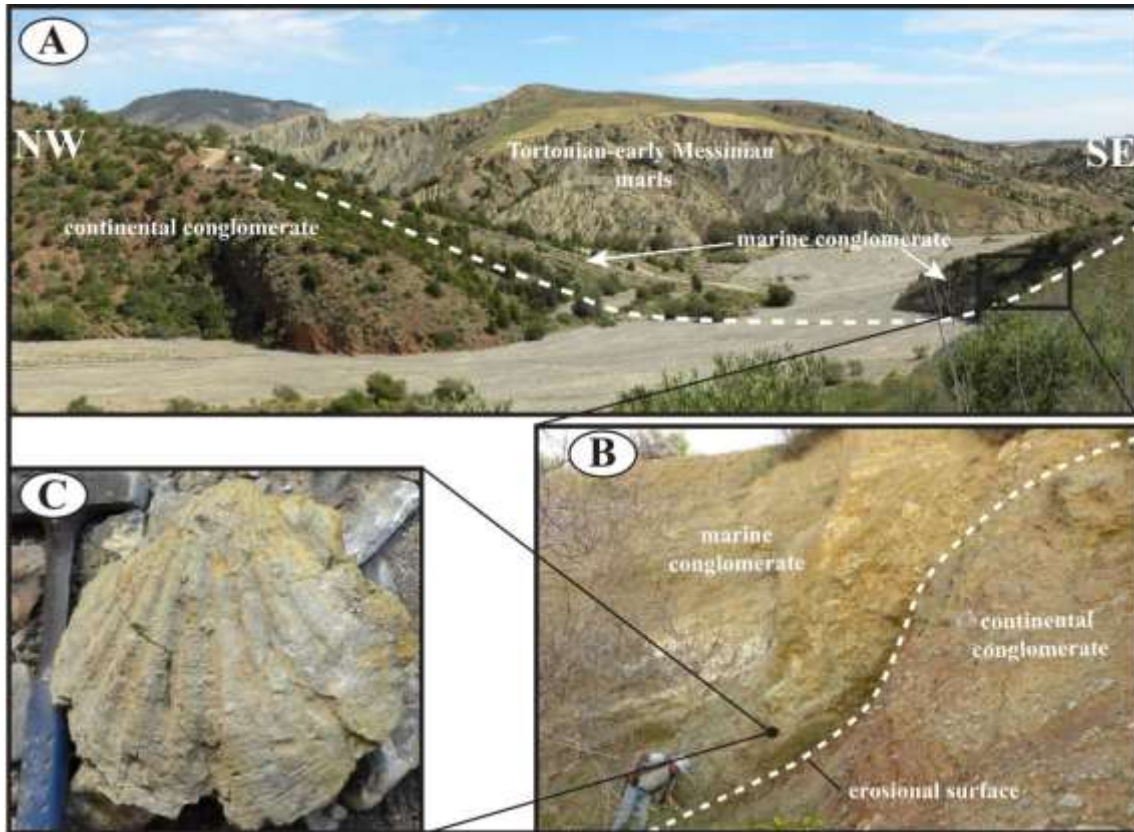


Figure II-7 : A) Vue d'ensemble de la coupe de **Beni Bou Ya'Koub**. B) Vue de détail du contact érosif entre les conglomérats marins et continentaux. C) Grand spécimen (20 x 25 cm) de pectinidé collecté dans les conglomérats de base.

1.2. Biostratigraphie

1.2.1. Coupe d'Irhachâmene (Fig. II-8)

La coupe d'**Irhachâmene** a fournis des assemblages de nannofossiles calcaires diversifiés, dans lesquels des remaniements de faune du Crétacé et du Paléogène étaient très importants (25% à 80% des espèces observées). À la base de la coupe (Unité II, échantillon IRA1), la présence de *Discoaster brouweri* (FAD = 10.76 Ma) indique que les argiles marines inférieures de la coupe d'**Irhachâmene** se corrèlent à la Zone NN8, et sont déposés alors au Tortonien inférieur. Dans la partie médiane de la coupe près de la base de la Sub-Unité Iib, l'échantillon IRA14 a fourni le nannofossile *Amaurolithus primus*, dont le FAD est calibrée à 7.42 Ma. L'absence de *Nicklithus amplificus* (FAD = 6.91 Ma) dans cet échantillon (IRA14), indique qu'il se corrèle probablement avec la partie médiane de la Zone NN11, correspondant au Tortonien terminal. Au sommet de la coupe (échantillon IRA21), la coexistence de *N. amplificus* (Fig. II-9E) et de *Triquetrorhabdulus rugosus* (Fig. II-9A, B) suggère que le sommet de la Sub-Unité Iib se corrèle avec la partie supérieure de la Zone NN11 et serait donc déposé au Messinien inférieur (~6.79 Ma).

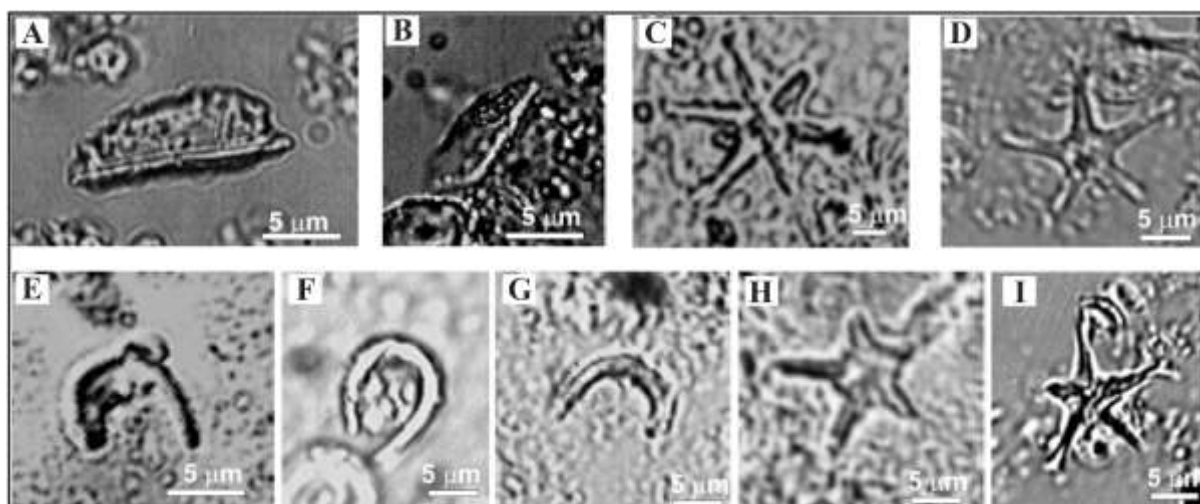


Figure II-9 : Microphotographies des nannofossiles calcaires significatifs stratigraphiquement. **A, B)** *Triquetrorhabdulus rugosus* Bramlette & Wilcoxon ; coupe d'**Irhachâmene**, échantillon IRA21. **C)** *Discoaster brouweri* Tan ; coupe de **Moulay el'Arbi**, échantillon MA5. **D)** *Discoaster pentaradiatus* Tan ; coupe de **Moulay el'Arbi**, échantillon MA14. **E)** *Nicklithus amplificus* (Bukry & Percival), Raffi, Backman & Rio ; coupe d'**Irhachâmene**, échantillon IRA 21. **F)** *Amaurolithus delicatus* Gartner & Bukry; coupe d'**Irhachâmene**, échantillon IRA15. **G)** *Amaurolithus primus* (Bukry & Percival), Gartner & Bukry; coupe de **Moulay el'Arbi**, échantillon MA22. **H)** *Discoaster berggrenii* Bukry ; coupe de **Moulay el'Arbi**, échantillon MA16. **I)** *Discoaster hamatus* Martini & Bramlette ; coupe de **Moulay el'Arbi**, échantillon MA9.

Concernant les foraminifères planctoniques, la présence de *Neogloboquadrina acostaensis* (FAD = 9.83 Ma) 15 m au-dessus de la base de la Sub-Unité IIa (échantillon IRA4), indique les Zones M13a-M12, Tortonien inférieur au plus jeune. La présence de *Globorotalia juanai* (FAD = 9.69 Ma) dans l'échantillon IRA5, indique la Zone M13a correspondant au Tortonien inférieur. En se basant sur la présence de *Globorotalia cibaoensis* (FAD = 9.44 Ma) et l'absence du *Globigerinoides extremus* (FAD = 8.93 Ma), les échantillons IRA8 et IRA9 se corrèlent avec la Zone M13a correspondant au Tortonien inférieur à moyen. Alternativement, la présence de *G. extremus* dans l'échantillon IRA14 (collecté 10 m au-dessus de la base du Sub-Unité IIb) indique la partie supérieure de la Zone M13a. La partie inférieure de la Sub-Unité IIb a été déposée pendant le Tortonien supérieur au plus jeune. Finalement, nous avons identifié *Globorotalia miotumida* (FAD = 7.89 Ma ; LAD = 6.56 Ma dans la région méditerranéenne) dans l'échantillon IRA16. Ceci indique que cette partie de la coupe d'**Irhachâmene** se corrèle avec la Zone M13b (entre 7.89 Ma et 6.56 Ma), correspondant au Tortonien terminal-Messinien inférieur.

1.2.2. Coupe de Moulay el'Arbi (Fig. II-10)

Tous les échantillons provenant de la coupe de **Moulay el'Arbi** (Fig. II-10) ont livré une quantité importante (20 à 75%) de nannofossiles calcaires remaniés du Crétacé et du Paléogène. Vingt mètres au-dessus de la base de la coupe (Sub-Unité IIa), l'échantillon MA5 a fournis *D. brouweri* (FAD = 10.76 Ma ; Fig. II-9C), indiquant la Zone NN8, Tortonien inférieur. Dans la partie médiane de la coupe, les échantillons MA9, MA10 et MA13 ont fournis *Discoaster hamatus* (FAD = 10.18 Ma, LAD = 9.53 Ma dans la région méditerranéenne ; Fig. II-9I). Par conséquent, ces échantillons (MA9, MA10 et MA13) sont attribués à la Zone NN9 correspondant au Tortonien inférieur. Dans la partie supérieure du Sub-Unité IIa, l'échantillon MA14 a fournis de *D. pentaradiatus* (Fig. II-9D), dont le FAD a été calibré à 9.1 Ma (Raffi et al., 2006). Ceci marque la zone NN10, Tortonien moyen. L'échantillon MA16 qui a fourni *Discoaster berggrenii* (FAD = 8.29 Ma ; Fig. II-9H) est probablement corrélable avec la transition entre les zones NN10 et NN11 correspondant au Tortonien supérieur. Au-dessus du tuf volcanique MA-11 (Sub-Unité IIb), l'échantillon MA22 a fournis *A. primus* (FAD = 7.42 Ma ; Fig. II-9G). En l'absence de *N. amplificus* (FAD = 6.91 Ma), cette présence (*A. primus*) indique que l'échantillon MA22 est probablement plus ancien que 6.91 Ma. Néanmoins, l'assemblage de nannofossiles de cet échantillon indique la partie médiane de la zone NN11, Tortonien terminal-Messinien inférieur.

La partie inférieure de la coupe de **Moulay el'Arbi** (la base du Sub-Unité IIa) n'a pas fourni de foraminifères planctoniques marqueurs. Cependant, dans la partie médiane de la coupe (échantillon MA9), nous avons trouvé *G. juanai* (FAD= 9.69 Ma) qui marque la Zone M13a indiquant le Tortonien inférieur. Dans la partie supérieure de la coupe, les échantillons MA18 et le MA21 ont fournis *G. miotumida* (FAD= 7.89 Ma ; LAD = 6.52 Ma dans la région méditerranéenne). Cette présence marque la zone M13b, indiquant un âge Tortonien terminal à Messinien inférieur. En se basant sur les analyses des nannofossiles calcaires, les marnes marines du sommet de la coupe de **Moulay el'Arbi** se sont déposés pendant le Messinien inférieur.

1.2.3. Coupe d'Aït Abdallah

Sur la coupe d'**Aït Abdallah**, l'échantillon AAB3 prélevé juste au-dessus du tuf volcanique AAB2, a fournis le foraminifère planctonique *G. miotumida* (FAD = 7.89 Ma ; LAD = 6.52 Ma dans la région méditerranéenne). Ceci indique que la partie inférieure de la Sub-Unité IIb se

corrèle avec la zone M13b et qu'elle a été déposée pendant le Tortonien Terminal-Messinien inférieur.

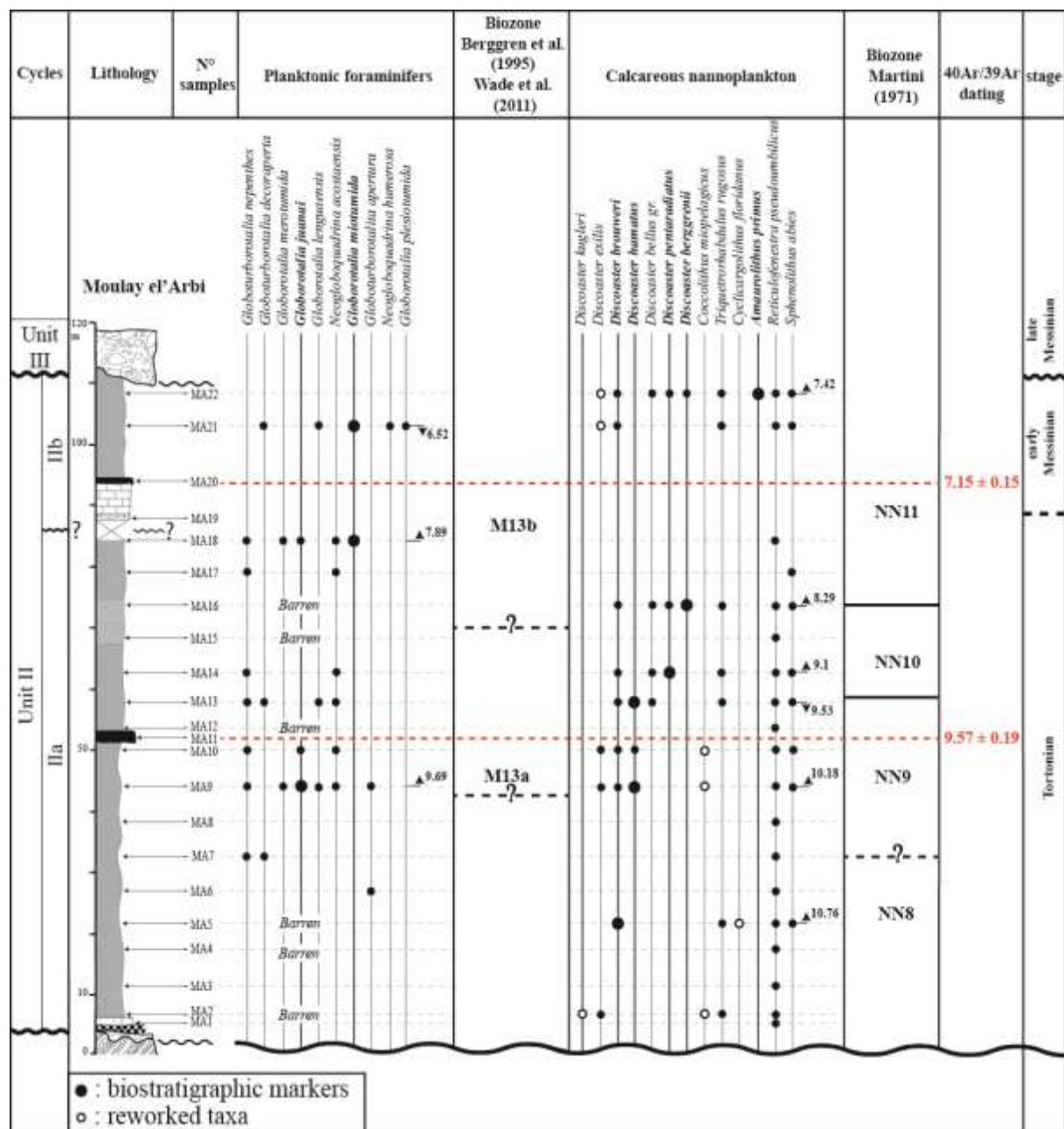


Figure II-10 : Distribution stratigraphique des foraminifères planctoniques et des nanfossiles calcaires identifiés sur la coupe de **Moulay el'Arbi**. Calibrations d'âges des bio-événements sont d'après Hilgen *et al.* (2012).

1.3. Datation $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

1.3.1. Coupe d'Irhachâmene

L'échantillon #KET-14-3 montre des spectres perturbés sans âge plateau et avec un âge total de fusion de 11.02 ± 0.13 Ma (*Fig. II-11*). Un âge mini-plateau de 10.52 ± 0.1 Ma, correspondant seulement à 42.89 % d' ^{39}Ar libéré, peut être calculé. Cependant, l'isochrone inverse ($^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ vs. $^{39}\text{ArK}/^{40}\text{Ar}$) pour toutes les étapes a fourni un âge de 10.46 ± 0.14 Ma (rapport initial d' $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ de 302.7 ± 2.2 , MSWD = 2.84 ; *Fig. II-11*), concordant avec l'âge mini-plateau. La valeur du rapport initiale d' $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ est proche de celle de l'air (295.5), ce qui indique qu'aucun argon extérieur n'est considéré dans l'âge calculé. Nous avons retenu l'âge des isochrones inverses (10.46 ± 0.14 Ma) comme la meilleure estimation d'âge pour l'échantillon #KET-14-3. Cependant, il faut noter que cet âge n'est pas compatible avec les résultats biostratigraphiques obtenus dans les sédiments marins au-dessus.

L'échantillon #IRA-3 a fournis un âge plateau de 9.68 ± 0.08 Ma correspondant à 100% d' ^{39}Ar libérés (*Fig. II-11*). L'isochrone inverse pour les étapes du plateau rapporte un âge concordant de 9.67 ± 0.09 Ma (rapport initial d' $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ de 304.2 ± 18.9 , MSWD = 0.77 ; *Fig. II-11*). La valeur du rapport initiale d' $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ est indiscernable de celle de l'air (295.5), indiquant qu'aucun argon extérieur n'est considéré dans l'âge calculé.

1.3.2. Coupe de Moulay el'Arbi

L'échantillon #Ma-11 a fournis un âge plateau de 9.57 ± 0.19 Ma, correspondant à 99.11% d' ^{39}Ar libéré (*Fig. II-11*). L'isochrone inverse ($^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ vs. $^{39}\text{ArK}/^{40}\text{Ar}$) pour les étapes du plateau donne un âge concordant de 9.57 ± 0.19 Ma (rapport initial d' $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ de 294.5 ± 4.6 , MSWD = 0.7, *Fig. II-11*). La valeur du rapport initial d' $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ est indiscernable de celle de l'air (295.5), indiquant indique qu'aucun argon extérieur n'est considéré dans l'âge calculé.

L'échantillon #MA-20 a donné un âge plateau de 7.15 ± 0.15 Ma correspondant à 96% d' ^{39}Ar libéré (*Fig. II-11*). L'isochrone inverse pour les étapes du plateau rapporte un âge concordant de 7.14 ± 0.15 Ma (rapport initial d' $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ de 298.8 ± 5.6 , MSWD = 1.38, *Fig. II-11*). La valeur du rapport initiale d' $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ est indiscernable de celle de l'air (295.5), indiquant indique qu'aucun argon extérieur n'est considéré dans l'âge calculé.

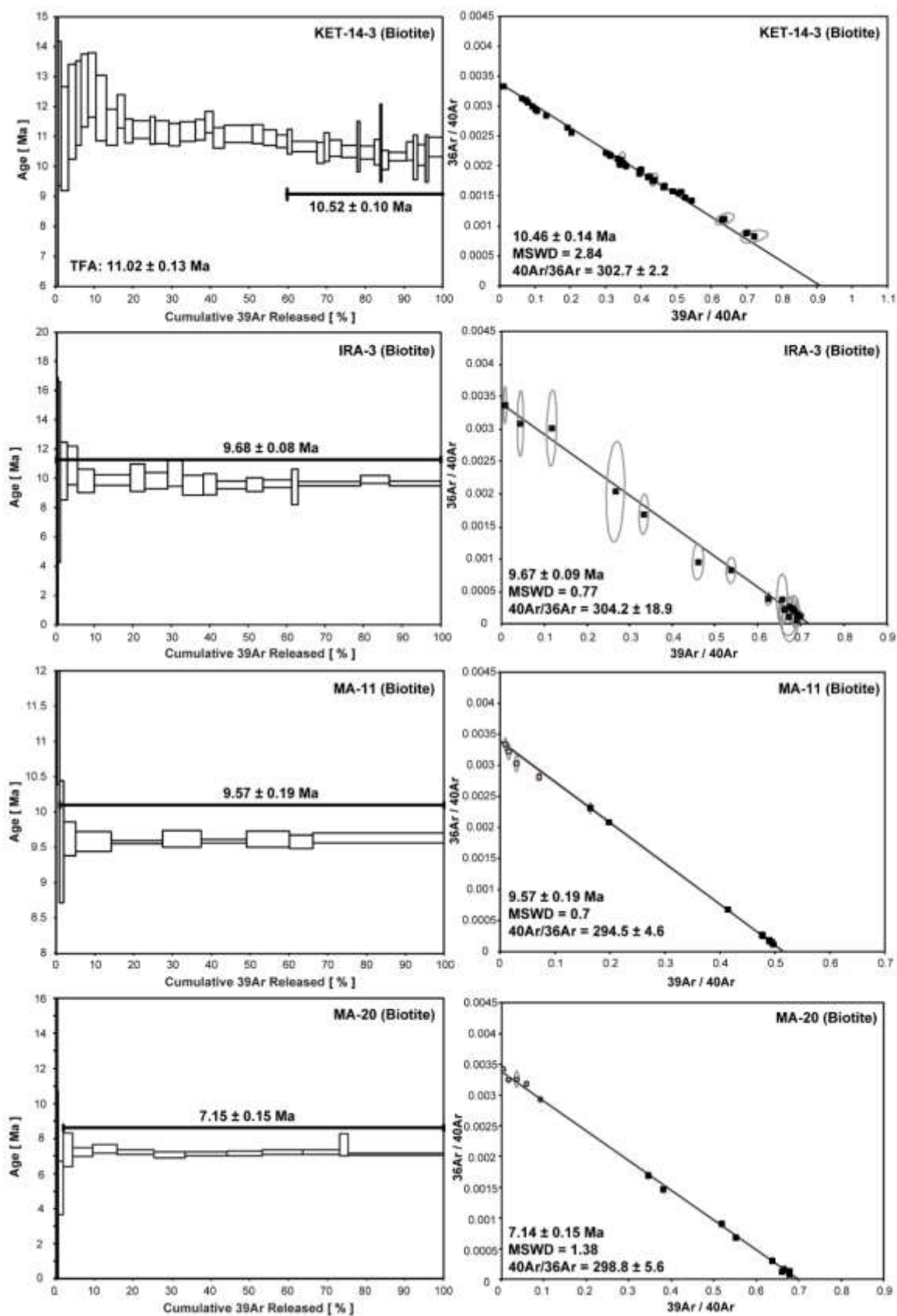


Figure II-11 : Spectres d'âge $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ et isochrones inverses correspondant. Toutes les erreurs à 2σ (âges plateau et isochrones, intercepte initiale). Dans le diagramme d'isochrone inverse, les symboles ouverts correspondant aux étapes ne sont pas considérés dans l'âge de plateau ni dans l'âge isochrone. MSWD = « mean square of weighted deviates ».

1.4. Les assemblages de foraminifères benthiques et estimation des paléobathymétries

1.4.1. Coupe de Moulay el'Arbi

Les assemblages de foraminifères benthiques montrent une faible diversité. Dans tous les échantillons étudiés, *Ammonia beccarii* s.l. est l'espèce la plus abondante et partiellement dominante (jusqu'à 90%), à l'exception du sommet de la coupe (échantillon MA 21).

Les espèces agglutinées et miliolidés sont absentes ou extrêmement rares. Les dépôts du Sub-Unité IIa ont fourni un assemblage dominé par *A. beccarii* et *Nonion fabum*, en association avec *Cibicides dutemplei*, *Valvulineria bradyana* et des espèces d'*Elphidium*, de *Bulimina*, de *Globobulimina* et de *Bolivina*. Cet assemblage caractérise un environnement d'« inner shelf » à « middle shelf » (0 à 100 de profondeur). Du bas en haut, on peut distinguer dans le Sub-Unité Ia (*Fig. II-12*) :

- Les échantillons MA1, MA2 et MA3 prélevés à la base de la coupe ont livré jusqu'à 43% d'*A. beccarii*, *Elphidium* spp. et *N. fabum*. Toutes ces espèces montrent leur concentration maximale dans un environnement d'« inner shelf ». *N. fabum* s'est avéré abondant entre 40 et 80 m de profondeur en mer méditerranéenne et au Sud-Ouest de la mer de Marmara (Milker *et al.*, 2004 ; Phipps *et al.*, 2010). Par conséquent, la partie de la coupe entre MA1 et MA3 est placée dans la partie externe de l'« inner shelf » (40 à 80 m de profondeur d'eau).
- Les échantillons MA4, MA5 et MA6 ont livré jusqu'à 50 % d'*A. beccarii* en association avec *N. fabum*, *C. dutemplei* et *V. bradyana*. Toutes les espèces de *Cibicides* (y compris *Heterolepa dutemplei*, synonyme du *C. dutemplei*) ont été considérées comme des indicateurs d'un milieu oxygéné d'après Kaiho (1994, 1999). D'après l'analyse morphotypique de Rosoff et Corliss (1992), *C. dutemplei* indique un milieu néritique à bathyal (« outer neritic » à « upper bathyal »). Ce deuxième assemblage correspond à une zone de « middle shelf » (75 ± 25 m de profondeur d'eau).
- Les échantillons MA7 à MA10 ont livré entre 39 % et 77% d'*A. beccarii*, *N. fabum* (7% à 14%) et *V. bradyana*, *Cibicides* sp., *Bolivina* sp., *Bulimina* sp. en faibles pourcentages. Cet assemblage caractérise la partie externe de la zone d'« inner shelf » (40 à 80 m de profondeur d'eau).

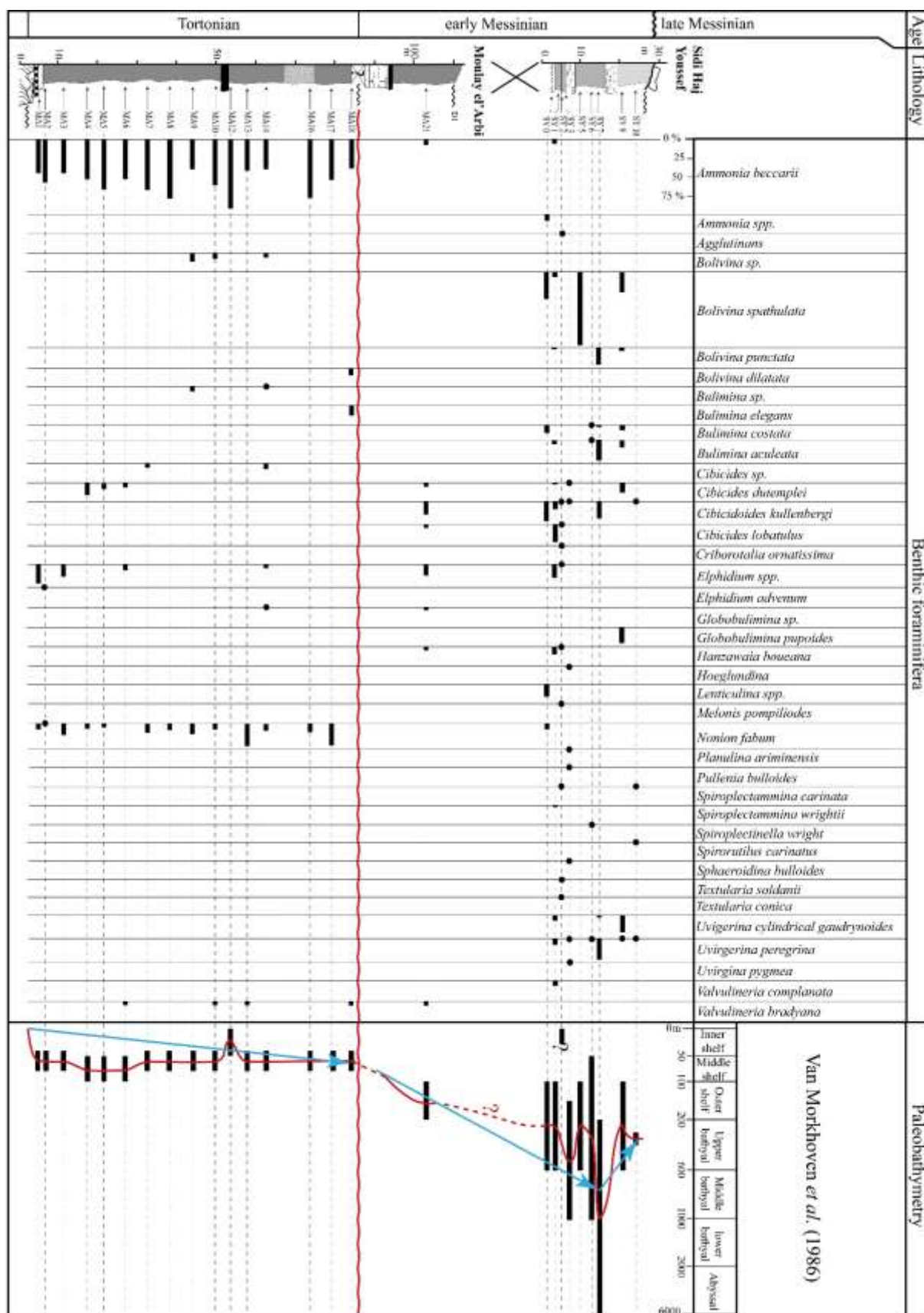


Figure II-12 : Distribution des foraminifères benthiques identifiés sur les coupes de **Moulay el'Arbi** et de **Sidi Haj Youssef** avec l'interprétation paléobathymétrique. Points noirs : faible pourcentage ; en rouge : courbe de profondeur moyenne ; en bleu : tendance générale.

- Juste au-dessus du tuf volcanique (échantillon MA11) situé dans la partie médiane du Sub-Unité IIa, l'échantillon MA12 a fourni un assemblage oligotypique avec 90% d'*A. beccarii*. Cette espèce domine dans les environnements côtiers peu profonds (moins de 20 m de profondeur d'eau, [Jorissen \(1987\)](#)). L'échantillon MA12 est placé dans la zone d'« inner shelf » (0 à 50 m de profondeur d'eau).
- Les échantillons MA13 à MA18 ont rapporté entre 37% à 77% d'*A. beccarii*, *N. fabum* (9% à 29%) et *V. bradyana*, *Cibicides* sp., *Bolivina* sp., *Elphidium* sp., *Bulimina* sp., *Globobulimina* sp. en faibles pourcentages. [Jorissen \(1987\)](#) décrit une profondeur d'eau minimale de 40 m pour *V. bradyana* en Mer Adriatique. La partie de la coupe entre MA13 et MA18 est placée dans la partie externe de la zone d'« inner shelf » (40 à 80 m de profondeur d'eau).

Seulement un échantillon (MA21) a été prélevé du Sub-Unité IIb. Cet échantillon a fourni 17.07% de *Cibicoides kullenbergi*, *Elphidium* sp. (14.63%), *A. beccarii* (7.31%), *V. bradyana* (5.85%), *Hanzawaia boueana* (4.88%), *C. dutemplei* (4.45%), *Cibicides lobatulus* (4 %) et *Globobulimina* sp. (2.92%). Cet assemblage correspond à un environnement de plateau continental externe (« outer continental shelf » ; entre 100 et 200 m de profondeur d'eau) souvent dans des zones à faible teneur en carbone organiques ([Lutze et Coulbourn, 1984](#) ; [Corliss, 1985](#) ; [Corliss et Emerson, 1990](#) ; [Corliss, 1991](#) ; [Fontanier et al., 2002](#) ; [Morigi et al., 2001](#)).

1.4.2. Coupe de Sidi Haj Youssef

Sur la coupe de Sidi Haj Youssef, qui se corrèle avec le Sub-Unité IIb, les assemblages de foraminifères benthiques sont très diversifiés et dominés par des espèces indicatives des environnements marins profonds ([Fig. II-12](#)).

Les échantillons provenant de la partie inférieure de la coupe (échantillons SY0 à SY6) sont caractérisés par la dominance de *Bolivina spathulata*, *C. kullenbergi*, *Uvigerina peregrina*, *Bulimina costata*, *C. lobatulus*, *Lenticulina* spp. et *Elphidium* spp. La plupart de ces espèces sont connues dans des zones de « middle shelf » (50 à 70 m) à bathyales (< 1000 m). Cependant, *C. kullenbergi* est abondant dans des zones bathyales supérieures à moyennes (« upper-middle bathyal ») et *U. peregrina* devient très abondante dans les boues bathyales (400 à 1000 m de profondeur d'eau). Par conséquent, la portion de la coupe entre SY0 et SY6 est rapportée à la zone bathyale supérieure (« upper bathyal »).

L'échantillon SY7 a fourni 26% d'*U. peregrina*, 26% de *Bulimina aculeata*, 22% de *Bolivina punctata*, 21% de *C. kullenbergi*, *Uvigerina cylindrica gaurdrynoides* et *B. costata* en faibles pourcentages (2%). *Cibicidoides kullenbergi* est abondant dans la zone bathyale supérieure à moyenne (« upper-middle bathyal ») et *B. aculeata* est commune dans les zones bathyales inférieures (« lower bathyal » ; rapportée entre 1800 et 5000 m Jones (1994)). Par conséquent, cet échantillon correspond à une zone bathyale inférieure (« lower bathyal »).

Au sommet de la coupe, l'échantillon SY9 a rapporté 26% de *B. spathulata*, 22% d'*Uvigerina cylindrica gaurdrynoides*, 20% de *Globobulimina pupoides*, 12.5% de *C. dutemplei*, *B. aculeata* (8%), *B. costata* (6%), *B. punctata* (4.5%) et quelques *U. peregrina*. Cet assemblage suggère un milieu d'« outer shelf » à bathyal supérieur (« upper bathyal »). L'échantillon SY10 a fourni un assemblage constitué de *C. kullenbergi*, *U. peregrina*, *Spirorutilus carinatus* et *Spiroplectamina carinata*, indicatif de la zone d'« outer shelf ». Ces deux assemblages suggèrent un milieu d'« outer shelf » à bathyal supérieur (« upper bathyal »), entre 150 et 400 m de profondeur d'eau.

1.5. Pollens

Les données polliniques de la coupe d'Irhachâmene couvrent les Sub-Unité IIa (IRA 4 à IRA 11) et IIb (IRA 14 et IRA 18 ; Fig. II-2). La flore se compose de 47 taxons provenant de (1) plantes mégathermiques (c.-à-d., tropical) comme *Celastraceae*, *Buxus bahamensis*, *Mussaenda*, *Rutaceae*, *Sapotaceae*; (2) de plantes méga-mésothermiques (c.-à-d., plantes subtropicales) comme *Arecaceae*, *Symplocos*, *Engelhardia* ; et (3) de plantes subdésertiques représentées par *Prosopis*, *acacia*, *Lygeum*, *Caesalpinaceae*, *Geraniaceae* et *Plumbaginaceae*.

La flore est dominée par des herbes (principalement *Asteraceae* et *Poaceae*) et par des halophytes (*Amaranthaceae*, *Ephedra*), à l'exclusion du *Pinus*, qui est surreprésenté dans les sédiments marins. A côté de *Pinus*, les grains de pollen arborescents sont principalement représentés par le type *Quercus* à feuilles persistantes, type *Quercus* à feuilles caduques, *Salix*, *Olea* et *Cupressaceae*. Seulement un grain de *Cedrus* a été trouvé. *Pinus* est très abondant dans les spectres de pollen avec des valeurs atteignant presque de 50% des grains de pollen dans la plupart des échantillons. Une tendance d'augmentation des pourcentages de *Pinus* est observée sur la coupe étudiée, où ils atteignent ~62 et ~97% dans IRA 14 et IRA 18 respectivement. Cette augmentation significative de *Pinus* est accompagnée d'une diminution d'*Amaranthaceae*.

2. Le bassin d'Arbaa Taourirt

2.1. Lithostratigraphie

Deux coupes ont été étudiées dans le bassin d'Arbaa Taourirt (**Azroû Zazîrhîne** et **Nord Arbaa**). La coupe d'**Azroû Zazîrhîne** est située dans la partie méridionale du bassin, à environ 4 km au Sud du village d'Arbaa Taourirt (N 34° 53' 39" ; W3° 52' 28.80"). Cette coupe commence par 60 m d'épaisseur de marnes grisâtre à jaunâtres (*Fig. II-13A, II-14A*). Bien que [Frizon de la Motte \(1982\)](#) a rapporté, directement au-dessus du socle et sous les marnes, des conglomérats rougeâtres azoïques (3 m d'épaisseur), puis quelques mètres de conglomérats marins, nous n'avons pas observé ces dépôts. Les marnes sont recouvertes en discordance par environ 100 m de dépôts mixtes silicoclastiques et carbonatés. Dans leur partie inférieure, ces derniers dépôts montrent des niveaux conglomératiques grossiers et localisés (jusqu'à 200 m en étendue latérale et 10 m d'épaisseur) riches en algues rouges (*Fig. 13B et C*). Ils sont organisés en bancs non classés avec une matrice carbonatée et de nombreux remaniements de faunes marines peu profondes (pectinidés, huîtres, bryozoaires). Les clastes sont bien arrondis et perforés par des Lithophages. Les bancs plongent de 12 à 20° vers l'ENE à NNW et diminuent en épaisseur dans le même sens (*Fig. 13 C*). Au-dessus de ces conglomérats ou directement sur la surface d'érosion, viennent 90 m d'épaisseur des grès riches en algues rouges avec des lentilles conglomératiques et montrant des stratifications entrecroisées à grande échelle (*Fig. 13A, B, C, D*). Ces grès bioclastiques et conglomérats sont organisés en ensembles plurimétriques « sets » (jusqu'à 10 m d'épaisseur et plus de 80 m de longueur ; *Fig. 13D*) de lits entrecroisés avec des surfaces limites concaves vers le haut (*Fig. 13E*). La structure interne des « sets » se caractérise par des lits entrecroisés et concaves plongeant jusqu'à 15 ° essentiellement vers le N et NNE (*Fig. 13E*). La vue perpendiculaire à la direction principale de progradation de ces structures indique la présence des « Trough cross-stratifications » de grande échelle orientés NNE-SSW (*Fig. 13 F*). Dans l'ensemble, les paléocourants sont dirigés du S-SW au N-NE.

La coupe **Nord Arbaa** est située dans la partie Nord-Est du bassin, à environ 2 km au Nord du village d'Arbaa Taourirt (N 34° 56' 8.50" ; W3° 49' 3.10"). Elle se compose d'environ 100 m d'épaisseur de marnes grisâtres, avec quelques intercalations de minces niveaux de grès et de conglomérats marins dans leur partie supérieure (*Fig. II-14 B*).

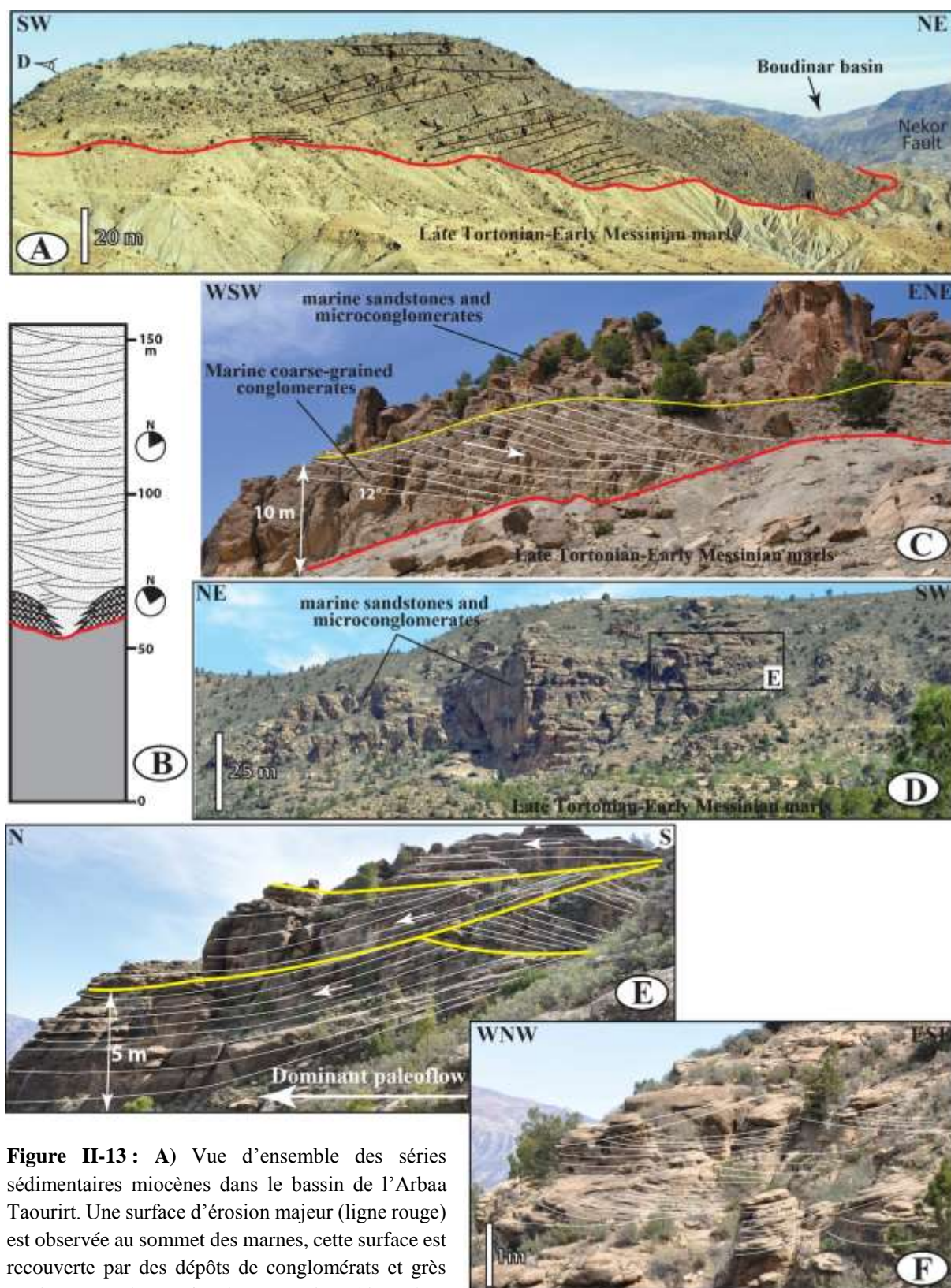


Figure II-13 : A) Vue d'ensemble des séries sédimentaires miocènes dans le bassin de l'Arbaa Taourirt. Une surface d'érosion majeure (ligne rouge) est observée au sommet des marnes, cette surface est recouverte par des dépôts de conglomérats et grès marins progradants. B) Schéma stratigraphique de l'Azrou Zazîrhine avec la direction de progradation enregistrées dans les fans conglomératiques de base et les dunes sus-jacentes. C) Vue détaillée des conglomérats marins progradants vers l'ENE, recouverts par des grès et des microconglomérats marins présentant des à grande échelle. D) Vue d'ensemble de la succession de grès et microconglomérats au-dessus des marnes du Tortonien supérieur-Messinien inférieur. E) Vue détaillée des conglomérats et grès marins progradants présentant des « trough cross-bedding » à grande échelle pointant vers le N-NNE. F) Vue Perpendiculaire à la direction principale de progradation des « trough cross-bedding ».

2.2. Biostratigraphie

2.2.1. Coupe d'Azroû Zazîrhîne (Fig. II-14A)

Les nannofossiles calcaires sur la coupe d'**Azroû Zazîrhîne** (Fig. II-14A) sont mal préservés et peu diversifiés. Dans l'échantillon NEK14-14, situé à environ 20 m au-dessous des conglomérats marins, nous avons trouvé quelques spécimens d'*A. primus* (FAD = 7.42 Ma), indiquant la Zone NN11. Les foraminifères planctoniques sont également rares et mal préservés dans cette coupe. L'échantillon NEK14-14 a fourni *Neogloboquadrina humerosa* (FAD = 8.56 Ma), indiquant la Zone M13b ou M14. En se basant sur l'existence d'*A. primus*, l'échantillon NEK14-14 serait déposé pendant le Tortonien supérieur.

2.2.2. Coupe Nord Arbaa (Fig. II-14B)

Comme sur la coupe d'**Azroû Zazîrhîne**, les nannofossiles calcaires et les foraminifères planctoniques sont mal préservés et faiblement diversifiés sur la coupe du **Nord Arbaa**. L'échantillon NEK14-4, prélevé dans la partie inférieure de la coupe, a livré *A. primus* (FAD = 7.42 Ma) indiquant à la Zone NN11. Les échantillons NEK14-5 et NEK14-6, situés dans la partie médiane de la coupe, ont fourni *G. miotumida* (FAD = 7.89 Ma ; LAD = 6.52 Ma dans la région méditerranéenne) et se corrèlent donc avec la zone M13b. En se basant sur le nannoplancton, ces échantillons seront déposés pendant le Tortonien terminal ou le Messinien inférieur.

V. DISCUSSION

1. Chronostratigraphie du bassin de Boudinar et de l'Arbaa Taourirt

La combinaison des données biostratigraphiques (nannofossiles calcaires et foraminifères planctoniques) avec les datations radiométriques nous permet de calibrer le cadre chronostratigraphique du bassin de Boudinar (Fig. II-15) et de proposer des corrélations entre les dépôts affleurant dans les bassins de Boudinar et d'Arbaa Taourirt.

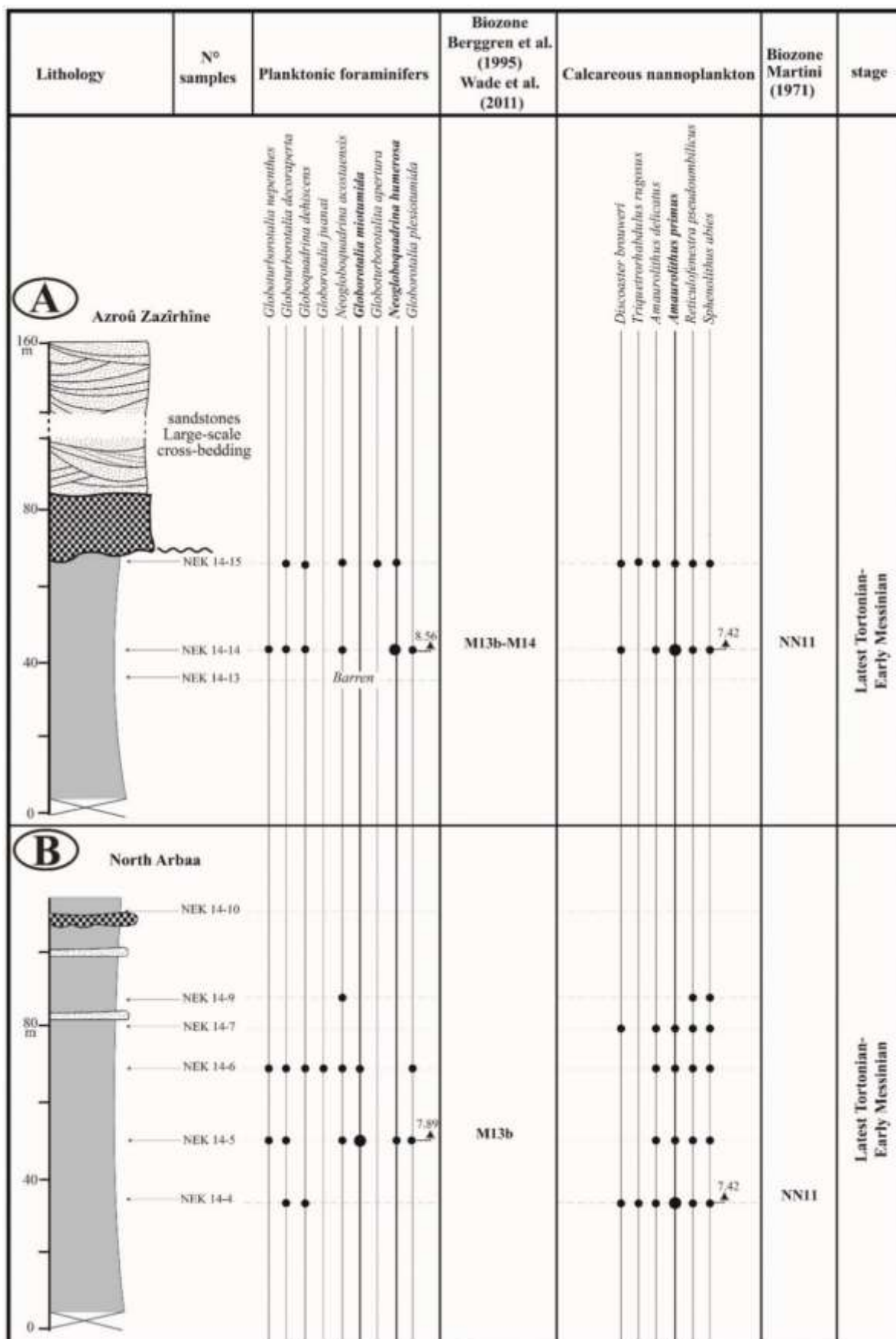


Figure II-14 : Foraminifères planctoniques et nanfossiles calcaires identifiés dans le bassin d'Arbaa Taourirt. A) Coupe d'Azroû Zazîrhine. B) Coupe Nord Arbaa.

1.1. Bassin de Boudinar

L'âge des dépôts continentaux de la base du bassin de Boudinar est estimé être Tortonien inférieur-serravallien supérieur? Ceci est déduit de l'âge $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (10.46 ± 0.14 Ma) du niveau volcanoclastique #KET14-3, localisé 8 m au-dessous de ces dépôts sur la coupe d'**Irhachâmene**. Le début de la sédimentation continentale dans ce bassin (Unité I) ne peut pas être daté avec précision, mais il est estimé être Tortonien inférieur au plus jeune. Ce résultat rejette les propositions antérieures, qui proposaient un âge Tortonien supérieur à Tortonien terminal pour les dépôts continentaux les plus anciens dans ce bassin (Guillemin et Houzay, 1982 ; Barhoun et Wernli, 1999 ; Azdimousa *et al.*, 2006).

L'âge des premiers dépôts marins dans le bassin de Boudinar peut être estimé grâce à la présence de trois couches volcanoclastiques (échantillons #KET14-3, #IRA3 et #MA11) qui encadrent la surface transgressive. Sur la coupe d'**Irhachâmene**, le niveau volcanoclastique #KET14-3 situé 8 m au-dessous de la surface transgressive, est daté à 10.46 ± 0.14 Ma. Ce dernier âge indique que la sédimentation marine sur cette coupe a commencé après le FAD du *D. brouweri*. 13 m au-dessus de la surface transgressive, l'âge $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (i.e. 9.68 ± 0.08 Ma) du niveau volcanoclastique #IRA3, démontre également que la sédimentation marine s'est produit bien après le FAD de *N. acostaensis*. De plus, le niveau volcanoclastique #IRA3 a fourni un âge concordant avec celui du tuf volcanique #MA11 (9.57 ± 0.19 Ma) localisé 50 m au-dessus de la surface transgressive sur la coupe de **Moulay el'Arbi**. Par conséquent, nous proposons une corrélation de ces deux niveaux (#IRA3 et #MA11) et un calcul d'âge moyen pondéré de 9.60 ± 0.13 Ma. Ce dernier confirmé biostratigraphiquement par la présence de *G. juanai* et de *D. hamatus*, trouvés respectivement au-dessous (échantillon MA9) et au-dessus (échantillon MA13) du tuf volcanique #MA11 dans coupe de **Moulay el'Arbi**. Ici, nous pouvons calculer un taux de sédimentation de 13 cm/ky entre ces deux marqueurs (l'épaisseur du tuf volcanique n'est pas considérée car il correspond à un événement instantané). Ce taux de sédimentation nous permet d'estimer un âge Tortonien inférieur de ~10 Ma pour les premiers dépôts marins. Cet âge, parfaitement corroboré par les datations sur la coupe d'**Irhachâmene**, semble sensiblement plus ancien que les âges déterminés par des travaux antérieurs (Tortonien supérieur : Barhoun et Wernli (1999) ; Messinien : Guillemin et Houzay (1982) et Azdimousa *et al.* (2006)).

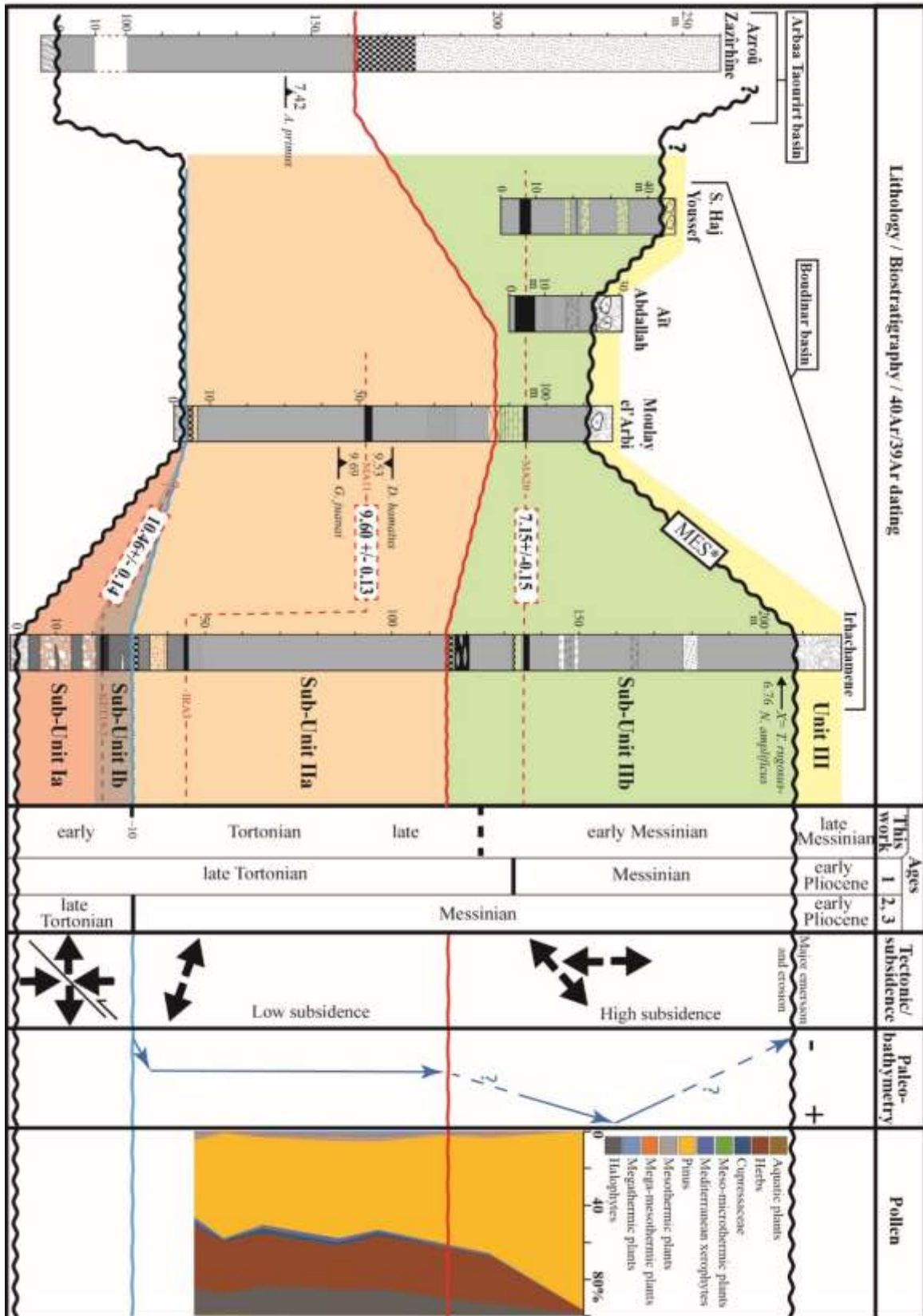


Figure II-15 : Corrélation des coupes étudiées dans le bassin de Boudinar et d'Arbaa Taourirt basée sur les datations biostratigraphiques et radiométriques, comparée avec les travaux antérieurs : **1-**Barhoun et Wernli (1999) ; **2-**Guillemin et Houzay (1982); **3-** Azdimoussa et al. (2006). *: Azdimoussa et al. (2006), Cornée et al. (2016). A droite : régime tectonique dans le bassin de Boudinar d'après Morel (1989) et Azdimoussa et al. (2006), évolution paléobathymétrique et diagramme pollinique.

L'âge de la surface d'érosion marine identifiée sur la coupe d'**Irhachâmene** qui marque la limite entre les Sub-Unités IIa et IIb peut être également estimé. Sur la coupe de **Moulay el'Arbi**, cette surface est au-dessus de l'échantillon MA18 qui a fourni *G. miotumida* (FAD = 7.89 Ma dans la région méditerranéenne), et au-dessous du tuf volcanique #MA20 daté à 7.15 ± 0.15 Ma. Par conséquent, dans le bassin de Boudinar, cette surface d'érosion marine est d'âge Tortonien supérieur à Messinien inférieur.

Près du sommet des marnes à intercalations diatomitiques (situées au-dessus du tuf volcanique #MA20 daté à 7.15 ± 0.15 Ma), nous avons identifié le « crossover » *N. amplificus-T. rugosus* calibré à 6.79 Ma. Ceci indique que les plus jeunes dépôts marins miocènes préservés en place sur la section d'**Irhachâmene** sont d'âge Messinien inférieur au plus vieux. Ce résultat est en accord avec [Barhoun et Wernli \(1999\)](#). Cependant, des dépôts miocènes plus jeunes existent probablement dans le bassin de Boudinar. En effet, nous pouvons proposer un âge plus jeune pour les calcaires para-récifaux progradants vers le Nord qui affleurent au-dessus du volcan de Ras Tarf ([Fig. II-16](#)) et pour les olistolites de récifs à *Porites* oligospécifiques trouvés sur la « MES » dans le bassin ([Fig. II-6](#)).

1.2. Corrélation avec le bassin de l'Arbaa Taourirt

Dans le bassin d'Arbaa Taourirt, les marnes marines reposant sur le socle métamorphique se sont déposées pendant le Tortonien supérieur-Messinien inférieur. Les plus jeunes marnes, tronquées par une surface d'érosion marine ([Fig. II-14](#)), sont plus jeunes que 7.42 Ma tel qu'indiqué par la présence d'*A. primus* (FAD = 7.42 Ma). Comme dans le bassin de Boudinar, cette surface d'érosion marine est recouverte par des conglomérats marins riches en algues rouges. Par conséquent, nous considérons que les conglomérats marins du bassin d'Arbaa Taourirt constituent un équivalent latéral des marnes à conglomérats, calcaires riches en algues rouge et intercalations diatomitiques (Sub-Unité IIb) du bassin de Boudinar. Ainsi, les conglomérats marins du bassin de l'Arbaa Taourirt se sont probablement déposés pendant le Tortonien terminal ou le Messinien inférieur.

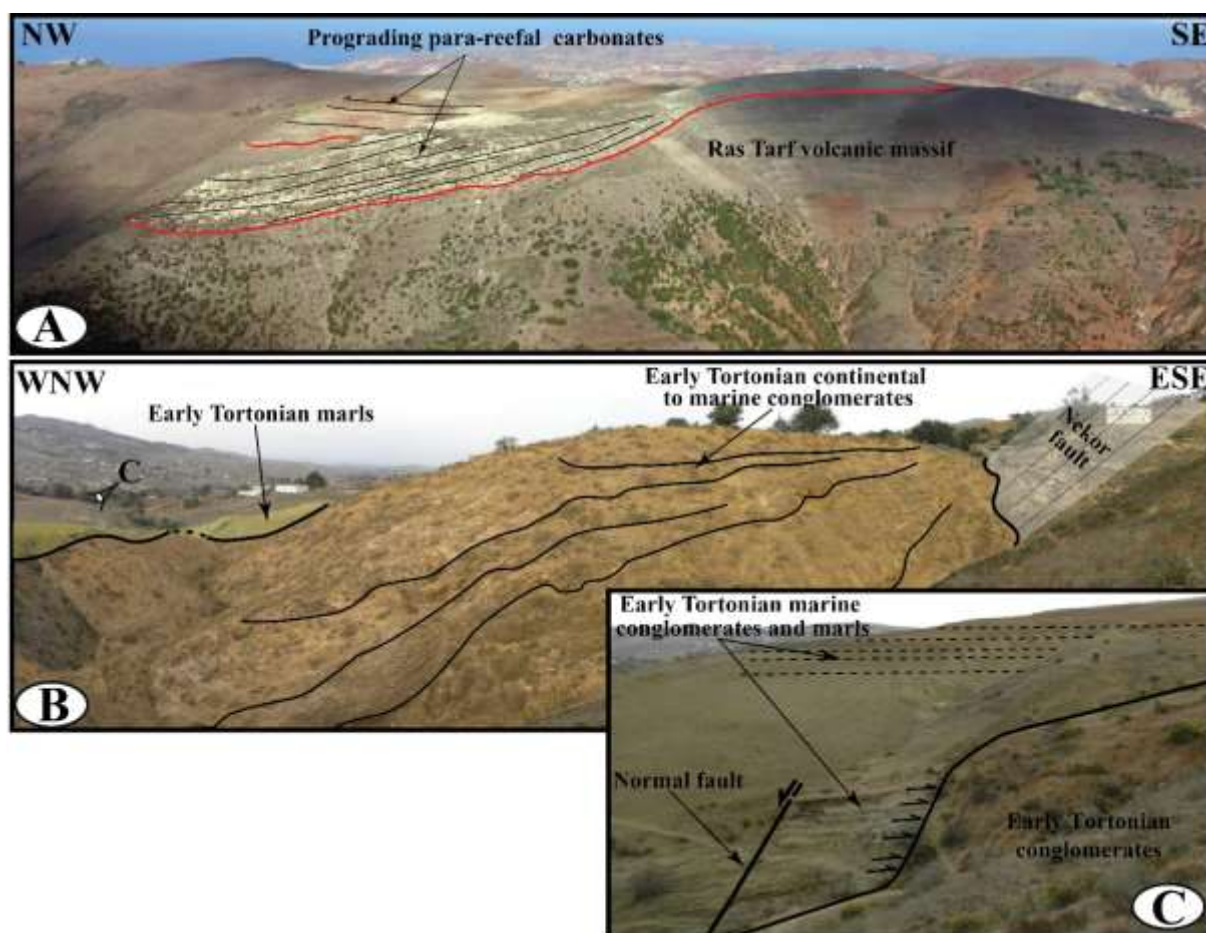


Figure II-16 : A) Vue d'ensemble des dépôts de carbonates para-récifaux du Miocènes supérieur progradants sur le massif volcanique de Ras Tarf (localisation dans la [figure II-2](#)). B, C) vue de la marge du bassin de Boudinar à proximité de la faille du Nékor (voir localisation dans [Figure II-2](#)). B) Cône de conglomérats Serravalien?-Tortonien inférieur correspondant à l'activité la plus jeune de la faille du Nékor dans le bassin de Boudinar. C) Marnes du Tortonien inférieur en onlap sur les conglomérats et scellant la faille du Nékor.

1.3. Corrélation avec d'autres bassins néogènes marginaux

Il faut souligner que dans le bassin de Boudinar, les plus anciens sédiments marins (~ 10 Ma) semblent être beaucoup plus vieux que ceux qui affleurent dans les bassins néogènes voisins (à l'exception du bassin de « Cap des Trois Fourches »). Dans le bassin du « Cap des Trois Fourches », 180 m d'épaisseur des dépôts marins peu profonds ont été déposés au Tortonien inférieur, avant $9,6 \pm 0,4$ Ma (Bellon, 1976 ; Azdimoussa et Bourgois, 1993). Le début de la subsidence et de la sédimentation marine dans le bassin de Boudinar et du « Cap des Trois Fourches » était synchrone au Tortonien inférieur. Il faut également noter que ces deux bassins se localisent le long de décrochements sénestres orientées NE-SW qui sont devenus inactifs au Tortonien (Morel, 1988). Dans les autres bassins néogènes voisins, la sédimentation marine a

eu lieu au Tortonien supérieur, au moins 2 Ma plus tard : à ~ 8 Ma dans le bassin de Taza-Guercif (Krijgsman et al, 1999a) et près de la transition Tortonien-Messinien dans le bassin de Melilla-Nador (Münch et al., 2001 ; Cornée et al., 2002).

Le bassin de Melilla-Nador, situé à l'embouchure du Couloir Sud Rifain, constitue l'un des bassins de références pour l'étude de la stratigraphie des bassins néogènes de la Méditerranée, puisque beaucoup de données magnétostratigraphiques, biostratigraphiques, cyclostratigraphiques et téphrochronologiques ont été publiés sur ce bassin (Cunningham et al., 1994, 1997 ; Roger et al., 2000 ; Münch et al., 2001, 2006 ; Cornée et al., 2002, 2006 ; Van Assen et al., 2006). De la base au sommet du bassin, sept unités sédimentaires ont été identifiées et datées entre ~ 6,9 Ma et ~ 5,8 Ma (Cornée et al., 2002). Les marnes à intercalations de diatomites passent latéralement à une unité bioclastique progradante (Unité 2) datée entre 6,9 Ma et 6,5 Ma, suivie d'unité oligospécifique de récifs coralliens à *Porites* (Unité 3) datée entre 6,5 Ma et 6,1 Ma (Roger et al., 2000 ; Münch et al., 2001 ; Cornée et al., 2002). Nous proposons une corrélation des calcaires para-récifaux progradants et des récifs oligospécifiques à *Porites* du bassin Boudinar avec les unités 2 et 3 du bassin de Melilla-Nador. Par conséquent, les conditions marines dans le bassin Boudinar ont persisté jusqu'aux environs de 6.5-6.1 Ma, comme dans le bassin de Melilla-Nador.

L'histoire du bassin Boudinar présente des similitudes avec celle de la succession pré-évaaporites de référence des bassins marginaux de Sorbas et Nijar au SE d'Espagne (Martin et Braga, 1994, 1996 ; Fortuin et Krijgsman, 2003). Dans ces bassins, la sédimentation du Néogène supérieur a commencé par des dépôts clastiques rouges durant la transition Serravalien supérieur-Tortonien inférieur (Ott d'Estevou et Montenat, 1990), comme dans le bassin de Boudinar. Dans la plupart des bassins marginaux espagnols, un soulèvement tectonique régional au Tortonien supérieur était responsable d'une discordance majeure survenant entre le Tortonien moyen et supérieur et entre les dépôts marins du Tortonien terminal et Messinien inférieur. Nous avons identifié une telle discordance entre les sous-unités IIa et IIb près de la transition Tortonien-Messinien. En Espagne, les sédiments du Tortonien terminal-Messinien inférieur sont représentés par des dépôts mixtes carbonatés et silicoclastiques transgressifs (« Azagador membres »), recouverts par les marnes du « Abab member » qui ont été précisément datées entre 7,24 Ma et 5,97 Ma (Krijgsman et al, 2001 ; Sierro et al, 2001 ; Manzi et al., 2013). Par conséquent, les conglomérats et calcaires de la partie inférieure de la sous-unité IIb à Boudinar (Fig. II-15) peuvent être corrélés avec l'« Azagador member ». Les marnes sus-jacentes peuvent être corrélées avec le « lower Abad member » daté de 7,24 à 6,7 Ma (Krijgsman et al., 2001). Les

dépôts de marnes contemporaines avec le « Upper Abad member » (6,7 à 5,97 Ma) manquent à Boudinar, car ils ont été érodés au cours de « la MSC » (Cornée *et al.*, 2016). Cependant, des dépôts de carbonates d'eau peu profonds sont conservés au-dessus du massif de Ras Tarf et en olistolites au-dessus de la « MES ».

2. Evolution tectonique, sédimentaire et paléoenvironnementale du bassin de Boudinar et d'Arbaa Taourirt

2.1. Serravallien supérieur?-Tortonien inférieur

Les travaux antérieurs ont assigné un rôle important pour le décrochement senestre du Nékor (Fig. II-1B) dans la genèse du bassin de Boudinar (Houzay 1975 ; Guillemain et Houzay, 1982 ; Morel, 1988). Le bassin devrait avoir une structure en graben, en raison d'une extension E-W en association avec une compression orthogonale (Aït Brahim et Chotin, 1990). Selon nos résultats, l'ouverture du bassin de Boudinar s'est produite pendant le Tortonien inférieur avant ~10.5 Ma et le bassin apparaît comme une dépression continentale ouverte sur la paléo-mer d'Alboran. À ce stade, la subsidence a été probablement contrôlée par la réactivation du décrochement du Nékor dans un contexte extensif (Houzay 1975, Guillemain et Houzay, 1982 ; Morel 1988).

La subsidence tectonique continue et la transgression marine s'est produite dans le bassin de Boudinar aux environs de 10 Ma. Les conglomérats continentaux de base seront surmontés en discordance par les formations marines clastiques puis marneuses du Tortonien inférieur (Sub-Unité IIa). Dans les marnes du Sub-Unité IIa, l'abondance du foraminifère benthique *A. beccarii* s.l. et la présence d'*Elphidium*, *Cibicides* et *Nonion* indiquent des conditions environnementales larges allant de conditions hypersalines à des conditions marines normales (Nigam, 1987 ; Murray, 1991 ; Nigam et Chaturvedi, 2000). Un tel assemblage de foraminifères caractérise des environnements estuariens à marins peu profonds (« inner shelf ») et restreints qui peuvent être affectés par des variations de salinité en relation avec la présence de fleuves. Ces formations sont également en onlap sur la faille du Nékor (Fig. II-16 B, C), indiquant que cette dernière était inactive dans sa partie Nord-Est entre 10 et 9.6 Ma. Cependant, la tectonique extensive le long des failles normales synsédimentaires N20° (Azdimoussa *et al.*, 2006) était toujours en activité dans le bassin de Boudinar, comme marqué par le déplacement de la subsidence vers l'ouest après 9.6 Ma. Ceci est indiqué par des taux d'accumulation de sédiments plus élevés à la base de la coupe de **Moulay el'Arbi** par rapport à la coupe d'**Irhachâmene** (avant 9.6 Ma),

comme souligné par l'épaisseur et la nature variables des dépôts et puis par l'inversion de la subsidence (Fig. II-15).

Dans le bassin d'Arbaa Taourirt, malgré l'absence de contraintes stratigraphiques précises, une évolution similaire peut être déduite de la partie basale de la coupe décrite par Frizon de la Motte (1982).

2.2. Tortonien supérieur

Pendant le Tortonien supérieur, les assemblages de foraminifères benthiques dans les marnes de Sub-Unité IIa indiquent des paléoenvironnements peu profonds (« inner-middle shelf ») à paléobathymétrie constante inférieure à 80 m (Fig. II-12, II-15). Le taux d'accumulation de sédiment égale le taux de subsidence du bassin. Ces environnements peu profonds sont également confirmés par les données palynologiques avec peu de pollens de *Pinus*, indiquant la proximité relative de la ligne de rivage et l'évidence d'un type de végétation ouvert dominé par les *Poaceae*, *Asteraceae* et les halophytes typiques des environnements littoraux dans cette région (Bachiri-Taoufiq et Barhoun, 2001 ; Bachiri-Taoufiq *et al.*, 2001, 2008). Les zones couvertes de forêts étaient rares et probablement développées sur les montagnes voisines et/ou le long des fleuves. De plus, les données palynologiques indiquent un climat chaud et aride pendant le Tortonien qui est en accord avec les travaux précédents dans le Couloir Sud Rifain (Bachiri-Taoufiq *et al.*, 2001, 2008). L'aridité est soulignée par le rapport entre les pourcentages de pollen de *Poaceae* et d'*Asteraceae* qui est toujours en faveur d'*Asteraceae*, indiquant des précipitations de moins de 500 mm par an (Cour et Duzer, 1978). Il faut également noter que les plantes microthermiques (i.e. des plantes de haute latitude/altitude) sont absentes (à l'exception d'un grain de *Cedrus*). Ceci indique que le bassin de drainage était petit sans hautes montagnes, ou que les montagnes étaient trop loin du bassin de sédimentation (un transport sur une longue distance élimine l'enregistrement des plantes microthermiques tels que les *Abies*) ou bien que les montagnes du Rif étaient encore non surélevées et trop basses pour permettre aux arbres microthermiques de se développer. Ainsi, nous proposons que durant le Tortonien supérieur le bassin de Boudinar correspond à un golfe marin peu profond entouré par des montagnes de basses altitudes.

Des environnements d'eaux peu profondes constants (<70 m) similaires ont été mis en évidence dans le bassin d'Arbaa Taourirt, sur la base des analyses de foraminifères benthiques (Wernli, 1988) au sein de marnes maintenant attribuées au Tortonien supérieur (cette étude).

2.3. Transition Tortonien-Messinien

Les dépôts du Sub-Unité IIa sont tronqués par une surface d'érosion marine au Tortonien terminal ou très proche de la transition de Tortono-messinienne. Par corrélation avec le bassin d'Arbaa Taourirt, on peut préciser que cette surface date entre 7.42 et 7.15 Ma. Au-dessus de cette surface, une brusque élévation du niveau relative de la mer est enregistrée au Messinien inférieur, comme indiqué par les environnements bathyaux supérieur à moyens mis en évidence sur la coupe de **Moulay el'Arbi** (*Fig. II-12*). L'approfondissement du bassin a continué jusqu'à des environnements bathyaux moyens (*Fig. II-12*), avec un changement bathymétrique dépassant 500 m. Cette amplitude dépasse fortement l'amplitude des changements du niveau de la mer et de l'océan mondial au cours de cette période (*Miller et al., 2011*), ce qui indique que le bassin a subi une subsidence tectonique importante pendant le Messinien inférieur. De plus, plusieurs failles normales ont affecté les dépôts de marnes et de diatomites du Messinien inférieur (*Azdimousa et al., 2006*). Ces auteurs ont identifié deux directions principales de failles : E-W et NW-SE à NNW-SSE indiquant deux directions d'extension N-S et NE-SW respectivement. Les données de pollens montrent une augmentation des pourcentages de grains de *Pinus* et une diminution d'*Amaranthaceae* (halophytes) dans les marnes du Messinien inférieur au-dessus de la surface d'érosion marine (*Fig. II-15*). Le comportement de ces deux taxons indique que les sources d'apports des sédiments étaient plus lointaines que pendant le Tortonien, en accord avec d'autres évidences d'approfondissement du bassin. Les données palynologiques n'indiquent aucun changement climatique crucial depuis le Tortonien inférieur, ce qui est en accord avec les résultats obtenus dans le Couloir Sud Rifain (*Bachiri-Taoufiq et al., 2008*). Il semble que les changements eustatiques aient contrôlé les variations de pourcentage de pollen (i.e. *Pinus*) dans ce secteur. Pendant le Messinien inférieur, le bassin de Boudinar aurait évolué en un bassin marin ouvert et profond et le rivage était relativement lointain.

Dans le bassin d'Arbaa Taourirt, des fans conglomératiques localisés et des dépôts de grès et conglomérats montrant des structures de paléo-courant de grande échelle reposent sur la surface d'érosion marine tronquant les marnes marines du Tortonien supérieur (*Fig. II-13*). Les conglomérats grossiers de base proviennent de l'érosion des zones émergées à proximité, ils sont principalement composés d'écoulements de débris. Ces derniers sont interprétés comme des fans deltas sous-marin (*Fig. II-13B*), déposés dans une dépression orientée SW-NE située le long de la faille Nekor. Les grès et microconglomérats bioclastiques recouvrant, présentent des structures de « trough cross-bedding » géantes. Ces structures, qui indiquent des courants

de haute énergie, sont le résultat de la migration des dunes sous-marines sous l'effet d'un courant unidirectionnel fort, dont le sens d'écoulement est orienté vers le N-NNE. Cette direction suggère qu'elle est liée à l'écoulement des eaux atlantiques vers la Méditerranée aux environs de 7,2 Ma. Selon [Anastas et al. \(1997\)](#), la hauteur des dunes (H) est liée à la profondeur de l'eau (D) par la formule $H = 0,17 D$. la plus épaisse dune est d'environ 15 m d'épaisseur, indiquant une profondeur d'eau de l'ordre de 90 m. Ainsi, subsidence semble être restée constante à l'Arbaa Taourirt alors qu'elle était accélérée à Boudinar durant la transition Tortonien-messinienne.

2.4. Messinien inférieur

Dans le bassin de Boudinar, les dépôts du Messinien les plus supérieurs sont caractérisés par une tendance à la diminution de la profondeur, passant d'un environnement bathyal moyen (« middle bathyal ») à bathyal supérieur-« outer shelf » (« outer shelf-upper bathyal » ; [Fig. II-12](#)). Cette tendance de diminution de profondeur a persisté durant Messinien inférieur-Messinien supérieur (6.1 à 6.5 Ma) comme indiqué par les calcaires para-récifaux progradants au-dessus du volcan de Ras Tarf et par les olistolites de récif corallien dans le bassin. Ainsi le bassin Boudinar s'est transformé de nouveau en un bassin marginal peu profond. Les dépôts de cette période sont complètement absents dans le bassin d'Arbaa Taourirt.

3. Connections entre l'Atlantique et la Méditerranée au Miocène supérieur

Durant le Tortonien inférieur et avant 8 Ma, la Méditerranée a été reliée à l'Océan Atlantique par le détroit Nord-Bétique et par les bassins de Granada et de Guadix au Sud de l'Espagne ([Martín et al., 2009, 2014](#) ; [Fig. II-17 A](#)). Les connections marines ont été établies entre 9 Ma et 8 Ma ([Soria et al., 1999](#)) et l'étendue maximale des couloirs Bétiques s'est produite au Tortonien supérieur, après 8,35 Ma ([Corbi et al., 2012](#)). Par contre, aucun lien marin entre l'Océan Atlantique et la mer Méditerranée par le couloir Rifain n'a existé avant 8 Ma et, depuis 10 Ma, les invasions marines sur la paléo-marge méditerranéenne ont été limitées aux golfes peu profonds dans les régions de Boudinar et du “Cap des Trois Fourches” ([Fig. II-17 A](#)).

Pendant le Tortonien supérieur, des connections marines entre l'Atlantique et la Méditerranée par le Couloir Sud Rifain ont été mis en place aux environs de 8 Ma ([Fig. II-17 B](#)). Cet événement est marqué par le début de la sédimentation marine et le développement des environnements marins profonds (paléo-profondeurs de ~600 m) dans le bassin de Taza-Guercif ([Krijgsman et al., 1999a](#)). Dans le Couloir Nord Rifain, nos résultats montrent que les

bassins de Boudinar et d'Arbaa Taourirt ont été connectés. De plus, les eaux atlantiques ont probablement pu atteindre les bassins de Dhar Souk et de Boured, comme il est indiqué par la présence de *Neoglobobulimina humerosa* (FAD = 8.56 Ma) ou de *G. miotumida* (FAD = 7.89 Ma dans la région méditerranéenne) près de la base des dépôts marins dans ces bassins (Wernli, 1988). Ainsi, le Couloir Nord Rifain était également complètement ouvert. Au même temps, les détroits Nord-Bétiques subissent une restriction diachrone en raison des conditions tectoniques locales entre 7,9 Ma et 7,3 Ma (Corbi *et al.*, 2012) et ont peut-être été fermés durant le Tortonien supérieur (Soria *et al.*, 1999 ; Martín *et al.*, 2009, 2014).

Durant la transition Tortonien-Messinien, (Krijgsman *et al.* (1999) ont proposé que les connections entre l'Atlantique et la Méditerranée par le Couloir Sud Rifain aient été restreintes suite à un soulèvement tectonique combiné avec des variations glacio-eustatiques entre ~7.2 et 6.1 Ma. Cependant, dans le Couloir Nord Rifain, un changement sédimentologique majeur s'est produit. Ce changement est marqué par le développement de structures de paléo-courant à grande échelle dans des dépôts grés-conglomératiques au-dessus d'une surface d'érosion marine régionale (Fig. II-13). Ces structures qui indiquent des paléo-courants unidirectionnels de grande énergie, peuvent être liées aux entrées des eaux atlantiques en Méditerranée aux environs de 7.2 Ma. Des structures de courants similaires ont été également décrites dans des couloirs étroits qui ont relié la mer Méditerranée et l'Océan Atlantique par le Sud de l'Espagne pendant le Miocène supérieur (Martín *et al.*, 2001, 2009, 2014 ; Betzler *et al.*, 2006). L'évolution différente des couloirs Nord et Sud rifains est probablement liée à la migration du front compressif de la chaîne rifaine vers le Sud permettant le soulèvement tectonique du bassin de Taza-Guercif (Fig. II-17 C).

Au Messinien inférieur, le Couloir Nord Rifain a subi une restriction progressive et montre une évolution similaire à celle des bassins de Sorbas-Nijar (Ott d'Estevou et Montenat, 1990 ; Sierro *et al.*, 1997) et du Guadalquivir (Pérez-Asensio *et al.*, 2012a) au Sud de l'Espagne. Après ~6.1 Ma, le Couloir Sud Rifain a été probablement fermé (Krijgsman *et al.*, 1999a ; Krijgsman et Langereis, 2000 ; Ivanović *et al.*, 2013). Nous proposons que le Couloir Nord Rifain ait été également fermé simultanément après 6.1 Ma (Fig. II-17 D), comme indiqué par la tendance au désapprofondissement avec le développement des unités para-récifales progradantes dans le bassin de Boudinar. En même temps, le détroit de Guadalhorce (Fig. II-17 C) était le dernier couloir bétique et a fonctionné comme canal majeur permettant la sortie des eaux Méditerranées vers l'Océan Atlantique (Martín *et al.*, 2001 ; Pérez-Asensio *et al.*, 2012b). Ce dernier s'est

fermé presque simultanément avec le Couloir Nord Rifain aux environs de 6.3-6.2 Ma (Corbi *et al.*, 2012 ; Pérez-Asensio *et al.*, 2012b).

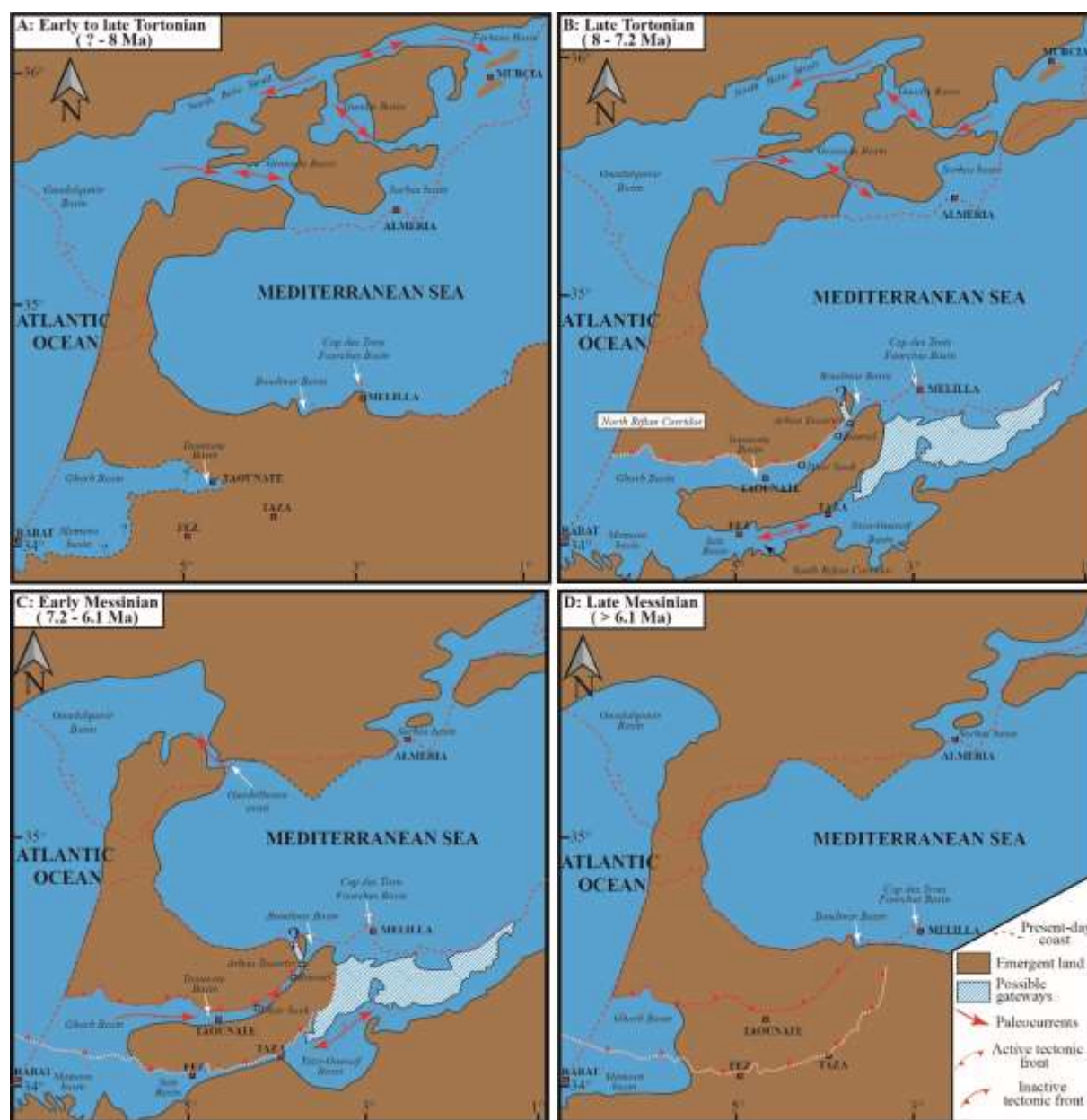


Figure II-17 : Cartes paléogéographiques montrant les changements dans les voies de communications entre l'Atlantique et la Méditerranée par le Nord du Maroc et le Sud de l'Espagne, depuis le Tortonien inférieur jusqu'au Messinien supérieur. Modifiées d'après Martín *et al.*, (2001, 2009, 2014) et Flecker *et al.*, (2015).

Néanmoins, la présence de communications limitées entre l'Atlantique et le Méditerranée au Messinien supérieur ne peut pas être définitivement exclue. En effet, le dépôt des évaporites d'épaisseur kilométrique en Méditerranée centrale (Lofi *et al.*, 2011) nécessite quelques connections avec l'Atlantique au moment de la « MSC » (CIESM, 2008 ; Ryan, 2009 ; Roveri

et al., 2014). En se basant sur nos connaissances actuelles, tous les couloirs marins étudiés autour de la mer d'Alboran se sont fermés dans l'intervalle Tortonien supérieur-Messinien inférieur. Par conséquent, quelques connections pourraient être existes au Messinien supérieur à travers le Couloir Sud Rifain comme il est proposé par *Pérez-Asensio et al.* (2012b), ou probablement à travers le détroit de Gibraltar. D'autres études sont nécessaires dans ces régions.

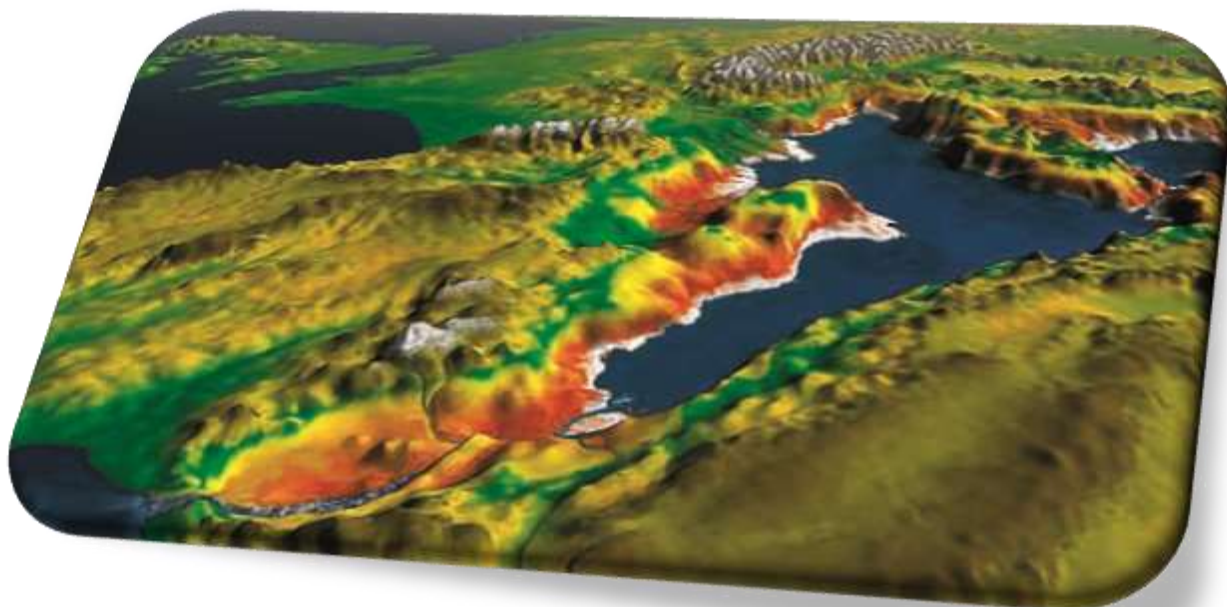
VI. CONCLUSION

Un cadre chronostratigraphique précis a été défini pour les dépôts miocènes du bassin de Boudinar et de l'Arbaa Taourirt, en utilisant les nannofossiles calcaires, les foraminifères planctoniques et les datations radiométriques. A Boudinar, les dépôts continentaux ont été mis en place pendant le Tortonien inférieur ou avant et la sédimentation marine s'est produite entre le Tortonien inférieur à ~10 Ma et le Messinien inférieur à ~6.1 Ma. A l'Arbaa Taourirt, les marnes marines sont déposées entre le Tortonien supérieur et le début du Messinien, et sont recouvertes par les conglomérats et grès marins peu profonds du Messinien inférieur. Cette étude nous permet d'établir le scénario suivant pour l'évolution des connections entre l'Atlantique et la Méditerranée à travers le Couloir Nord Rifain.

Depuis 10 Ma, les ingressions marines sont limitées à des golfes peu profonds dans la région de Boudinar et du « Cap des Trois Fourches » sur la paléo-marge méditerranéenne marocaine. Le Couloir Nord Rifain s'est ouvert au Tortonien supérieur. Près de la transition Tortonien-Messinien, le Couloir Nord Rifain a enregistré un événement sédimentologique majeur qui peut être lié au rétrécissement du Couloir Sud Rifain. Ainsi le Couloir Nord Rifain a agi comme un canal majeur pour l'entrée des eaux atlantiques dans la mer Méditerranéenne pendant le Messinien inférieur (après 7.2 Ma). Les communications entre l'Atlantique et la Méditerranée par le Couloir Nord Rifain ont été progressivement restreintes pendant le Messinien supérieur et totalement fermées aux environs de 6.1 Ma, comme dans les couloirs Sud rifain et bétiques. Ce résultat pose la question sur la connectivité entre l'océan Atlantique et la mer Méditerranée au cours de la « MSC ».

CHAPITRE III :

**LA SURFACE D'ÉROSION MESSINIENNE ET LE
REENNOIEMENT PLIOCÈNE DANS LE DOMAINE
D'ALBORAN : NOUVELLES DONNÉES DANS LE BASSIN
DE BOUDINAR (MAROC).**



Ce chapitre a également fait l'objet d'une publication scientifique intitulée: **Jean-Jacques Cornée, Philippe Münch, Mohammed Achalhi, Gilles Merzeraud, Ali Azdimousa, Frédéric Quillévéré, Mihaela Melinte-Dobrinescu, Christian Chaix, Abdelkhalak Ben Moussa, Johanna Lofi, Michel Séranne, Pierre Moissette** « *The Messinian erosional surface and early Pliocene reflooding in the Alboran Sea: New insights from the Boudinar basin, Morocco* », publiée dans la revue *Sedimentary Geology* en 2016. Il sera donc présenté sous forme d'article.

Résumé

De nouvelles investigations dans le bassin néogène de Boudinar (Maroc) fournissent des informations sur la Crise de salinité messinienne (« MSC ») et le réennoisement zancéen dans la partie méridionale du domaine d'Alboran (Méditerranée occidentale). L'âge et la géométrie de la surface d'érosion messinienne (« MES ») et des dépôts sus-jacents ont été déterminés en se basant sur de nouvelles analyses sédimentologiques et paléontologiques. La « MES » est d'âge Messinien supérieur et a été mise en place dans des conditions subaériennes. Dans le bassin de Boudinar, au maximum 200 m de sédiments miocènes ont été érodés, y compris les blocs de gypse du Messinien supérieur. La géométrie originale de la « MES » est préservée seulement quand elle est recouverte par les dépôts continentaux du Messinien supérieur. Ces derniers correspondent à des dépôts de cônes alluviaux conglomératiques ou de marnes lacustres, interprétés comme des indicateurs de la chute du niveau marin pendant la « MSC ». Ailleurs dans le bassin, le contact entre les dépôts du Messinien supérieur et du Pliocène inférieur est une surface lissée de faible pendage. Cette dernière correspond à la surface régressive (« MES ») remodelée ensuite par la surface transgressive du Pliocène inférieur. Les dépôts pliocènes inférieurs sont caractérisés par : (i) leur onlap sur le socle de la chaîne du Rif ou sur les dépôts miocènes supérieurs ; (ii) des dépôts lagunaires à la base passant au-dessus à des marnes et sables d'offshore (début du Pliocène; intervalle de 5.33 à 5.04 Ma ; zone de foraminifères PL1) ; (iii) le rétablissement des conditions marines dans l'intervalle entre 5.32 et 5.26 Ma ; et (iv) un changement d'environnement du lagunaire en marin d'offshore qui s'est opéré au travers de quelques dizaines de mètres de dépôts. Ceci indique qu'au moins la fin du réennoisement a été progressive et non catastrophique.

I. INTRODUCTION

L'un des événements les plus fascinants dans l'histoire récente de la Méditerranée est la Crise de salinité messinienne (« MSC : Messinian Salinity Crisis ») (Hsü *et al.*, 1973) qui s'est produite entre 5.97 et 5.33 Ma (Gautier *et al.*, 1994 ; Krijgsman *et al.*, 1999a ; Manzi *et al.*, 2013 ; Roveri *et al.*, 2014a). La « MSC » a entraîné la formation de dépôts très épais d'évaporites dans les parties centrales de la Méditerranée et l'érosion intense de ses marges, avec l'incision de canyons profonds (e.g., Chumakov, 1973 ; Clauzon, 1973 ; Hsü *et al.*, 1973 ; Ryan and Cita, 1978 ; Gautier *et al.*, 1994 ; Krijgsman *et al.*, 1999a ; Lofi *et al.*, 2005, 2011a, 2010b ; CIESM *et al.*, 2008). La « MSC » a été provoquée par la fermeture progressive des couloirs bétiques et rifains entre la Méditerranée et l'Océan Atlantique et la chute du niveau de base méditerranéen résultante (Flecker *et al.*, 2015). Pendant le Messinien terminal et/ou début du Zancéen (« latest Messinian and/or earliest Zanclean »), la Méditerranée a été inondée par les eaux atlantiques à travers le détroit du Gibraltar (e.g., Hsü *et al.*, 1973 ; Blanc, 2002 ; Lofi *et al.*, 2003 ; García-Castellanos *et al.*, 2009 ; Estrada *et al.*, 2011 ; Bache *et al.*, 2012). Trois caractéristiques de la « MSC » font encore l'objet du débat :

- Pour certains auteurs, la mer méditerranéenne a été entièrement ou presque entièrement desséchée (Chumakov, 1973 ; Hsü *et al.*, 1973 ; Ryan and Cita, 1978 ; Barber, 1981 ; Clauzon, 1982 ; Clauzon *et al.*, 1996 ; Ryan, 2009 ; Lofi *et al.*, 2011b ; Bache *et al.*, 2012) tandis que, pour d'autres, la chute du niveau marin a été d'amplitude modérée (e.g., Nesteroff, 1973 ; Néraudeau *et al.*, 2001 ; Roveri *et al.*, 2001, 2014b ; Manzi *et al.*, 2005, 2009).
- Certaines études proposent que le réennoisement (« reflooding ») a été rapide à catastrophique (plusieurs milliers d'années : Hsü *et al.*, 1973 ; Clauzon *et al.*, 1996 ; Pierre *et al.*, 2006 ; 36 ans : Blanc, 2002 ; Lofi *et al.*, 2003 ; Loget *et al.*, 2005 ; 2 ans : García-Castellanos *et al.*, 2009 ; Estrada *et al.*, 2011 ; Bache *et al.*, 2012) alors que d'autres soutiennent l'idée d'un réennoisement progressif (Roveri *et al.*, 2008a, b, 2014b ; Cornée *et al.*, 2006, 2014 ; Caracuel *et al.*, 2011 ; Omodeo-Salè *et al.*, 2012).
- Pour certains auteurs, l'âge du réennoisement est de 5.33 Ma (base du Pliocène ; Hsü *et al.*, 1973 ; Pierre *et al.*, 1998 ; Blanc, 2002) et, pour d'autres, il se serait produit en deux étapes (e.g., Estrada *et al.*, 2011). Bache *et al.* (2012) proposent une première étape entre 5.56 et 5.46 Ma avec une remontée modérée et lente du niveau marin (< 500 m) suivie d'une inondation instantanée à 5.46 Ma, avec une élévation soudaine du niveau marin de 600 à 900 m liée à l'approfondissement du détroit de Gibraltar. Pour Perez-Asensio

et al. (2013) la première étape s'est produite à 5.52 Ma (stade glacioeustatique TG11) et la deuxième au début du Pliocène (« earliest Pliocene ») à 5.33 Ma (érosion à Gibraltar et puis élévation du niveau marin).

Dans cette partie du travail, nous apportons de nouvelles informations concernant ces débats dans le domaine Alboran (partie ouest de la Méditerranée), en se basant sur l'étude d'affleurements clés du bassin Boudinar (Rif nord oriental du Maroc). Nous y documentons et décrivons la surface d'érosion messinienne et les dépôts les plus inférieurs du Pliocène.

II. CONTEXTE GEOLOGIQUE

La mer d'Alboran est située à l'extrémité occidentale de la Méditerranée (*Fig. III-1A*). Elle est délimitée par les chaînes bétiques et rifaines qui ont commencé à se former pendant l'Oligocène suite à la convergence entre l'Afrique et l'Europe (e.g., Jolivet *et al.*, 2006 ; Chalouan *et al.*, 2008). Depuis le Miocène supérieur, des bassins sédimentaires épais ont été mis en place en mer d'Alboran (e.g., Comas *et al.*, 1999) et le long de ses marges. Une des caractéristiques typiques de la sédimentation en mer d'Alboran est l'absence des évaporites messiniennes en offshore. Ceci est différent de la partie centrale de la Méditerranée orientale où les évaporites (y compris l'halite) atteignent jusqu'à deux kilomètres d'épaisseur (e.g., Lofi *et al.*, 2011a, b).

Le bassin de Boudinar se situe sur la marge méridionale de la mer d'Alboran, dans la partie orientale des montagnes rifaines du Nord du Maroc (*Fig. III-1A*). Il a été formé au-dessus des nappes métamorphiques de Kétama et de Tamsamani, ou sur le massif volcanique de Ras Tarf d'âge Miocène moyen (*Fig. III-1B*). À l'ouest, le bassin de Boudinar est recoupé par la faille récente de Ras Tarf (Guillemin et Houzay, 1982) (*Fig. III-1C*). Après la déformation miocène inférieure du Rif et l'érosion subaérienne, le remplissage marin des paléo-vallées a commencé au Miocène supérieur (Tortonien) et a duré jusqu'au Pliocène inférieur (Guillemin et Houzay, 1982 ; Choubert *et al.*, 1984 ; Wernli, 1988 ; Barhoun et Wernli, 1999 ; Azdimousa *et al.*, 2006) (*Fig. III-1D*). Les dépôts néogènes supérieurs comprennent de bas en haut : des conglomérats continentaux (jusqu'à 25 m d'épaisseur) et marnes marines (ca. 150 m d'épaisseur) du Tortonien, des marnes et diatomites du Messinien inférieur (jusqu'à 40 m d'épaisseur) et des lentilles de récifs coralliens à *Porites* messiniennes (ca. 10 m d'épaisseur). Dans ce bassin, les évaporites liées à la « MSC » n'ont pas été identifiées et la base des dépôts pliocènes a été décrite comme presque concordante sur les marnes messiniennes (Guillemin et Houzay, 1982 ; Azdimousa *et al.*, 2006). Aucune surface d'érosion majeure en relation avec la « MSC » n'a observée et seulement une lacune dans la sédimentation a été signalée (Azdimousa *et al.*, 2006).

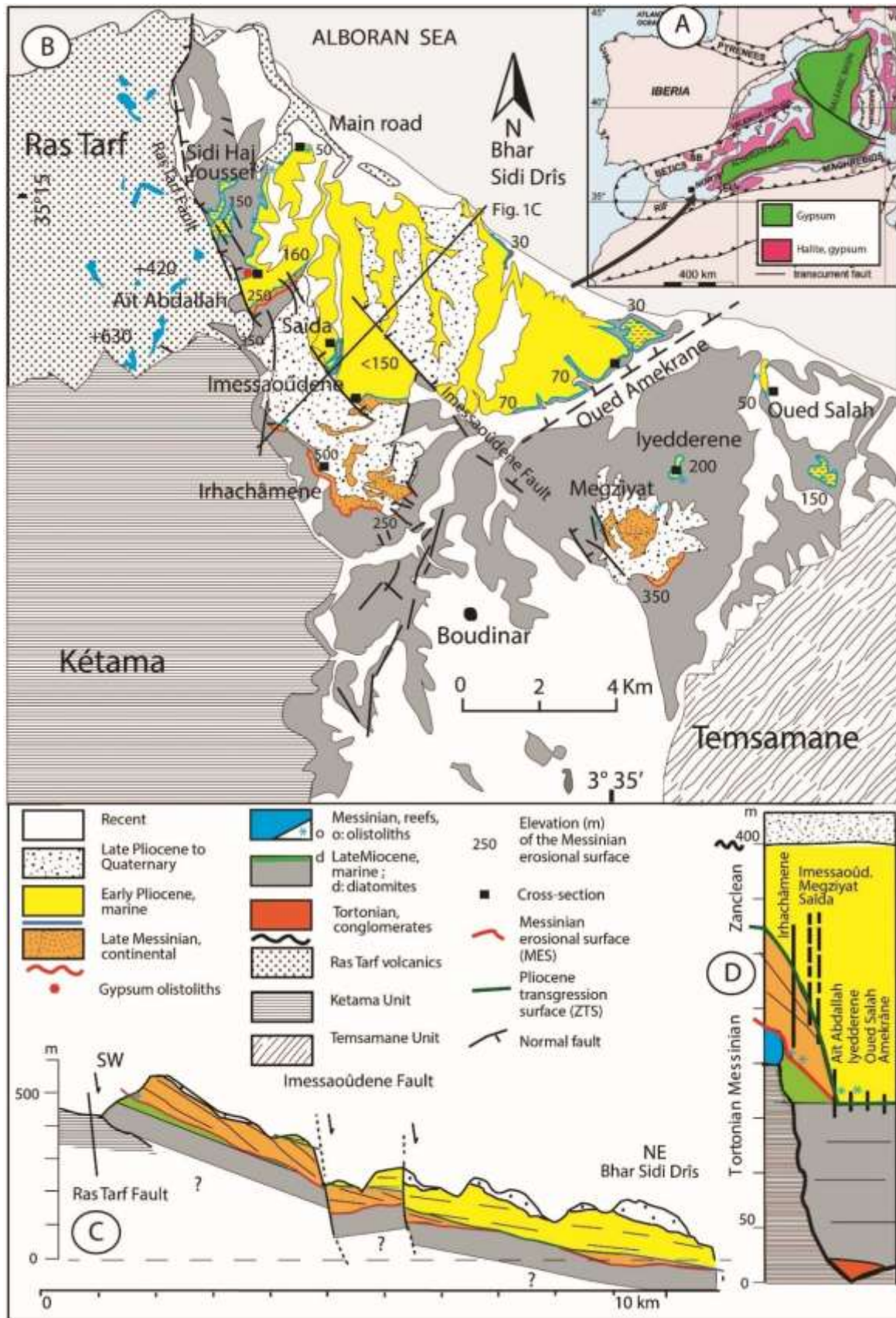


Figure III-1 : A) Localisation du bassin de Boudinar en Méditerranée occidentale (modifié d'après Roveri *et al.*, 2014a). B) Carte géologique simplifiée du bassin de Boudinar (modifiée d'après Guillemin et Houzay, 1982). C) Coupe transversale simplifiée (localisation en B). D) Coupe synthétique des dépôts néogènes du bassin de Boudinar, avec la localisation stratigraphique des zones étudiées.

Cependant, les alternances de marnes et diatomites du Messinien sont recouvertes par des conglomérats (jusqu'à 100 m d'épaisseur). Ces derniers ont été considérés comme des dépôts de cônes sous-marins, liés à la chute du niveau marin au Messinien supérieur, dans l'intervalle de 5.8 à 5.3 Ma (Guillemin et Houzay, 1982 ; Azdimousa *et al.*, 2006). Au-dessus de ces conglomérats viennent des dépôts sableux et marneux marins du Pliocène inférieur (ca. 150 m d'épaisseur) montrant une géométrie progradante (Azdimousa *et al.*, 2006). Les sédiments pliocènes ont été déposés dans un milieu deltaïques ouvert vers le large au Nord-Est (EL Kharrim, 1991 ; Azdimousa *et al.*, 2006). De nouvelles observations nous permettent d'améliorer nos connaissances sur la transition Messinien-Pliocène dans ce secteur du domaine d'Alboran.

III. METHODES

Huit principales coupes ont été étudiées à la transition entre les dépôts messiniens et pliocènes inférieurs dans le bassin de Boudinar (*Fig. III-1B, D*). Ces coupes sont décrites le long de trois transects proximal-distal : (1) **Aït Abdallah–Saïda–Main Road**, (2) **Irhachâmene–Imessaouïdene–Oued Amekrâne**, et (3) **Iyedderene–Oued Salah** (*Fig. III-1B*). Les coupes d'**Aït Abdallah**, **Iyedderene** et **Oued Salah** ont été échantillonnées pour l'analyse des nannofossiles calcaires afin de compléter les données biostratigraphiques disponibles. 30 échantillons au total ont été étudiés dont 21 ont fourni des informations utiles. Les méthodes d'analyse des foraminifères planctoniques et des nannofossiles calcaires sont similaires à celles utilisées dans le chapitre précédent (voire Chapitre II, section III.1). La subdivision zonale de Wade *et al.* (2011) est utilisée pour les foraminifères planctoniques et celle de Martini (1971) pour les nannofossiles calcaires. Le calibrage des bio-événements suit Wade *et al.* (2011) pour des foraminifères planctoniques et Raffi *et al.* (2006) pour les nannoplanctons calcaires.

IV. RESULTATS

1. Partie Nord du bassin

1.1. Coupe d'Aït Abdallah (N 35° 14' 25.8'', W 3° 40' 51'')

1.1.1. Lithostratigraphie

Sur la coupe d'**Aït Abdallah** (*Fig. III-1B*) les dépôts de diatomites messiniennes sont absentes en raison d'une surface d'érosion irrégulière, recouverte par une succession silicoclastique d'environ 70 m d'épaisseur (*Fig. III-2*). Le long de cette surface, entre 4 et 10 m d'épaisseur de dépôts chaotiques remplissent des dépressions métriques creusées dans les marnes du

Messinien inférieur (*Fig. III-3A, III-4*). Ces dépôts chaotiques se composent de blocs de gypses (sélénite) centimétriques à métriques, remaniés dans des sédiments argileux (*Fig. III-3B*). Au-dessus viennent quelques mètres de conglomérats à bases légèrement érosives, constitués par des galets métamorphiques et volcaniques dérivés du socle et des blocs de récifs messiniens à *Porites* (*Fig. III-3C*). Les galets sont bien arrondis, sans matrice et montrent des stratifications entrecroisées indicatives des conditions de dépôts en milieu fluvatile. Ces conglomérats montrent un support matriciel et atteignent une dizaine de mètres d'épaisseur au sud-ouest d'**Aït Abdallah**, près de la faille du Ras Tarf (*Fig. III-3D*). Au-dessus des conglomérats on distingue la succession suivante (*Fig. III-4*), du bas en haut :

- 10 m d'épaisseur de conglomérats fluviatiles intercalés avec des grès fins et argiles laminées et oxydés. Ces derniers montrant des rides de vagues, des petits terriers, des figures de dessiccation, des microfaunes marines et nannoflores. Ces dépôts sont interprétés comme étant déposés dans des environnements de transition entre la mer et le continent ;
- Les dépôts oxydés passent progressivement vers le haut à des marnes marines (40 m d'épaisseur), contenant des coquilles d'*Amusium* et des intercalations de grès fins bioturbés qui montrent des laminations à faible angle et des litages obliques en mamelons (« hummocky cross-stratification ou HCS »). Ces sédiments ont été déposés à plusieurs reprises dans des environnements de shoreface à offshore ;
- 20 m de dépôts de siltites, conglomérats et grès, déposés à plusieurs reprises dans des environnements de shoreface à backshore.



Figure III-2 : Vue d'ensemble de la coupe d'**Aït Abdallah** avec la localisation de la *Fig. III-4*. La plupart des dépôts de marnes et diatomites messiniennes sont absents.

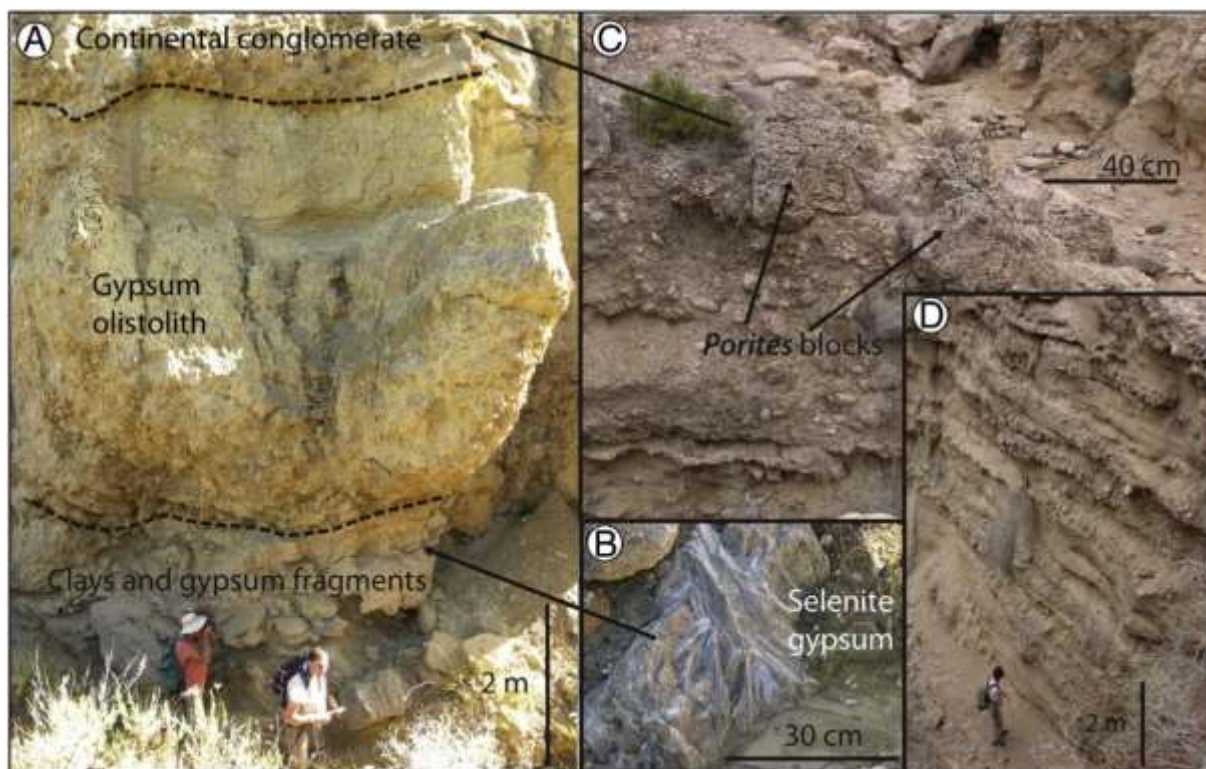


Figure III-3 : Conglomérats et gypses à la base des dépôts recouvrant la « MES » à Aït Abdallah. **A)** Olistolites de gypse. **B)** Bloc de Sélénite. **C)** Blocs de *Porites* dans les conglomérats. **D)** Conglomérats de cône alluvial en position proximale, Sud-Ouest d'Aït Abdallah.

1.1.2. Biostratigraphie

Deux mètres au-dessous de la surface d'érosion, nous avons trouvé les espèces de foraminifères planctoniques *Globorotalia mediterranea* et *Globorotalia conomiozea*, indiquant un âge Tortonian terminal-Messinien inférieur (Iaccarino, 1985). Entre 18 et 70 m au-dessus de la surface, les échantillons de AAB9 jusqu'à AAB16 ont fourni *Globoturborotalia nepenthes* (LAD = 4.37 Ma) et *Globorotalia margaritae* (FCO - première occurrence commune = 5.08 Ma), pointant à la Zone PL1.

Les échantillons de AAB5 jusqu'à 10AA9 (entre 2 et 18 m au-dessus de la surface) ont également fourni le nanfossile *Ceratolithus acutus* (FAD = 5.32 Ma ; LAD = 5.04 Ma ; Raffi et al., 2006), indiquant la Zone NN12. Juste au-dessus des conglomérats fluviatiles, l'échantillon AAB5 a rapporté un assemblage de nanfossiles avec *Triquetrorhabdulus rugosus* (LAD = 5.27 Ma, la partie inférieure de la Zone NN12). Par conséquent, les premières dizaines de mètres de dépôts chaotiques et de conglomérats fluviatiles sont plus anciens que l'intervalle Messinien terminal-début Pliocène (« latest Messinian/earliest Pliocene » ; 5.32 à 5.27 Ma) et plus jeunes que le Messinien inférieur (Fig. III-4) (base du pliocène : 5.33 Ma, Van

Couvinger *et al.*, 2000). Les dépôts marins sus-jacents se corrèlent avec la zone PL1, dans l'intervalle de temps entre 5.33 et 4.37 Ma.

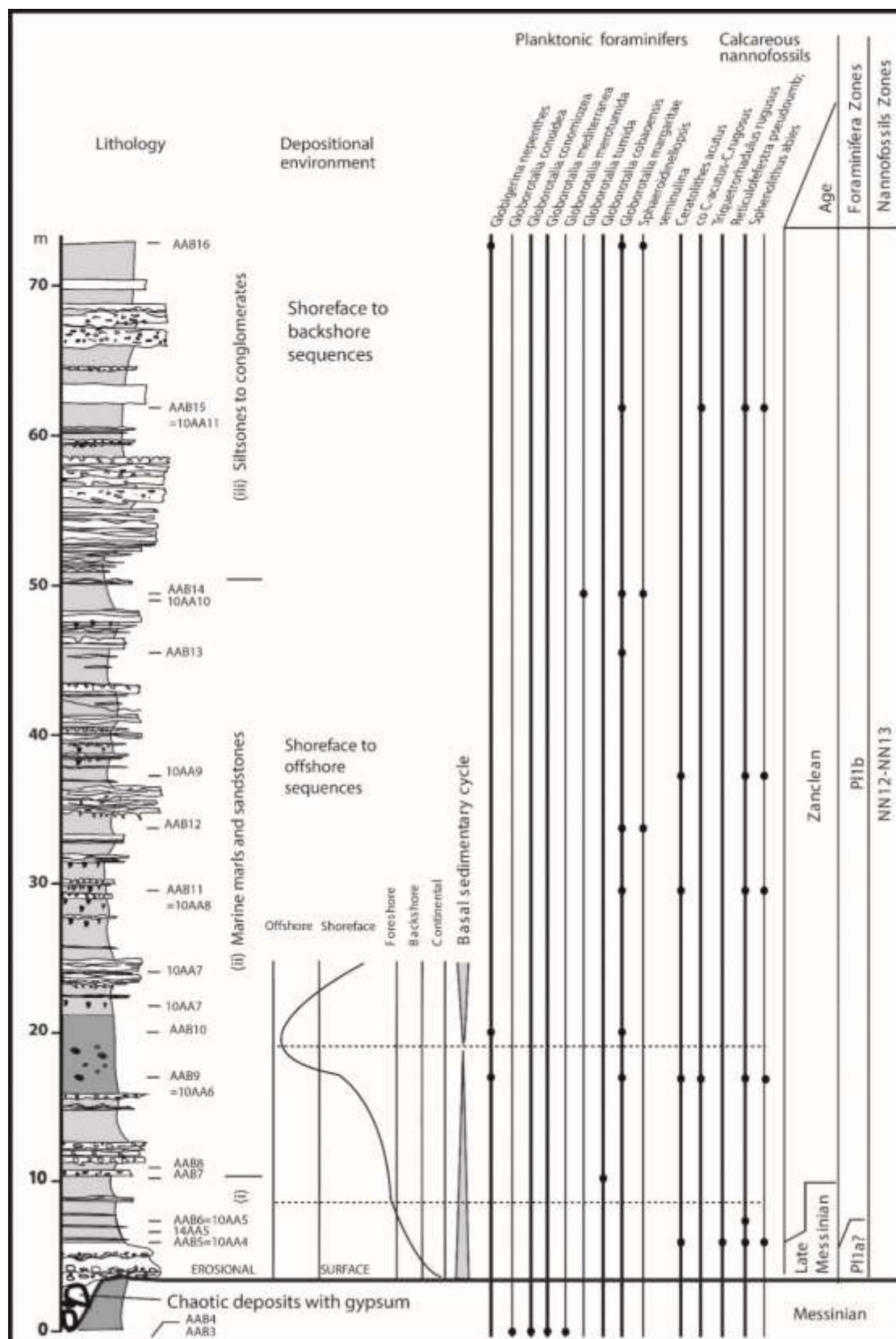


Figure III-4 : Succession stratigraphique à Aït Abdallah.

1.2. Région de Saïda (N 35° 13' 0.55'', W 3° 39' 5.7'')

Dans la région de **Saïda**, 20 m d'épaisseur de conglomérats continentaux surmontent la surface d'érosion messinienne (*Fig. III-5A*). Ils sont à support matriciel ou clastique et montrent des stratifications obliques à grande échelle, avec des bancs inclinés de 20° vers l'Est ou le Nord-Est. Le sommet des conglomérats est une surface plane, soulignée par des hydroxydes de fer et quelques vers encroûtants de serpulidés suggérant une surface d'inondation marine. Cette surface est recouverte par des dépôts de conglomérats marins et d'accumulations de coquilles (« lag ») d'épaisseur métrique. Au-dessus de ce « lag », viennent des dépôts de marnes marines avec des coquilles d'*Amusium* et des HCS sableux. Les HCS montrent des géométries en onlap vers le Sud ou Sud-Ouest.

1.3. « Main Road » (N 35° 16' 17.4'', W 3° 40' 41.7'')

Le long de la route nationale sur la marge nord du bassin, des blocs de récifs à *Porites* karstifiés atteignant plusieurs mètres de diamètre sont dispersés sur le massif volcanique de Ras Tarf ou sur les calcaires marneux néogènes. Parfois, ces blocs karstifiés sont trouvés dans des chenaux érosifs incisant les carbonates tortoniens, dans une matrice marneuse et dépourvues de fossiles (*Fig. III-5B*). Par conséquent, dans ce secteur, les blocs de récifs à *Porites* ont été remaniés directement sur la surface d'érosion, probablement sous forme d'écoulements de masse subaériens (« subaerial mass flows ») (*Fig. III-1B*).

2. Centre du bassin

2.1. Coupe d'Irhachâmene (N 35° 11' 12'', W 3° 39' 48'')

Dans la région d'**Irhachâmene**, les dépôts tortono-messiniens atteignent une épaisseur de 200 m. Le sommet de la succession miocène est une surface d'érosion irrégulière qui plonge doucement vers le Nord-Ouest (*Fig. III-5C*). Au-dessus, viennent jusqu'à 100 m d'épaisseur de conglomérats à support principalement matriciel montrant des stratifications obliques à grande échelle et des bancs inclinés de 20° vers le Nord-Est. Les clastes sont dérivés du socle métamorphique, des roches andésitiques miocènes du massif de Ras Tarf, des récifs à *Porites* messiniens et des marnes miocènes. Ces conglomérats sont continus latéralement vers le Nord sur deux km jusqu'à la région d'**Imessaouîdene** (*Fig. III-1B*) et sont interprétés comme des dépôts de cônes alluviaux.

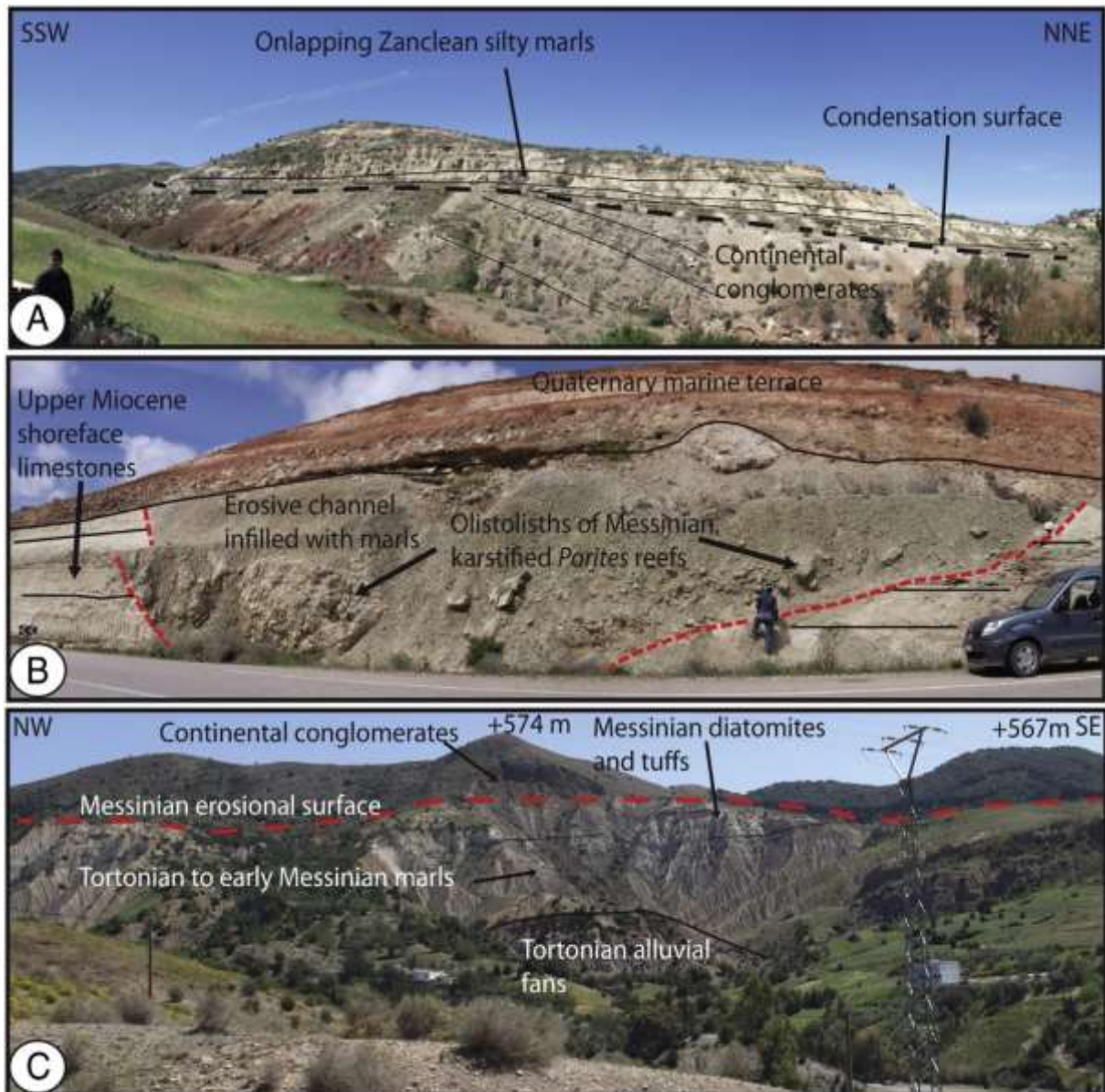


Figure III-5 : A) Vue panoramique de la surface de transgression marine Pliocène à **Saïda**. La « MES » est au-dessous des conglomérats. B) La surface d'érosion messinienne : des chenaux recoupant les dépôts du Miocène supérieur à « **Main Road** ». Leur remplissage est constitué par des marnes à olistolithes des récifs à *Porites* messiniens, coiffés par une terrasse Pléistocène. C) Vue panoramique de la surface d'érosion messinienne à **Irhachâmene**.

2.2. Coupe d'ImessaouÛdene (N 35° 12' 6.8'', W 3° 39' 15.7'')

Dans la région d'**ImessaouÛdene**, une dizaine de mètre d'épaisseur de conglomérats similaires à ceux de la coupe d'**Irhachâmene** sont trouvés au-dessus d'une surface d'érosion. Ces conglomérats sont surmontés par une surface de troncature recouverte de dépôts marins (*Fig. III-6A, B*).

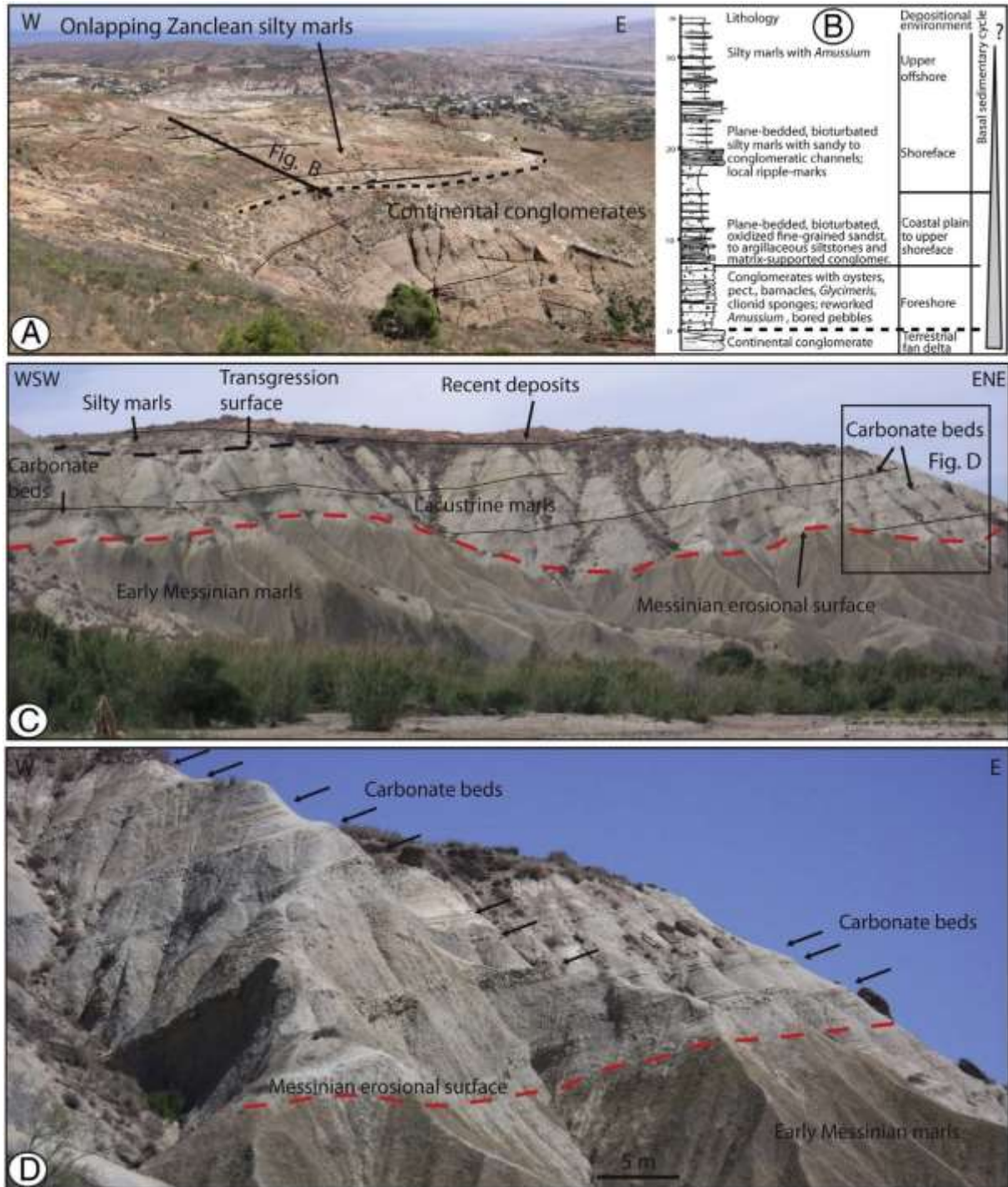


Figure III-6 : A) Vue panoramique de la transgression marine pliocène à **Imessaouïdene**. B) succession stratigraphique. C) Vue panoramique de la surface d'érosion messinienne et de la surface de la transgression pliocène à l'**Oued Amekrâne**. D) Vue de près des bancs de carbonate à l'**Oued Amekrâne**.

Les premiers dépôts marins sont constitués d'environ 8 m d'épaisseur de conglomérats qui contiennent des balanes fragmentées, des huîtres, des pectinidés, des *Glycymeris* et galets perforés. Ces conglomérats sont surmontés d'un lag de coquilles et sont interprétés comme

déposés dans un milieu de foreshore (*Fig. III-6A, B*). Au-dessus viennent jusqu'à 4 m d'épaisseur de dépôts d'argiles avec des petites bioturbations et rides, des grès à laminations planes et quelques chenaux conglomératiques suggérant un milieu de shoreface supérieur. Ensuite, 4 m d'argiles silteuses à lentilles gréseuses déposées dans un environnement de shoreface recouvrent ces dépôts. Au sommet de la coupe se trouvent des dépôts marins silteux à coquilles d'*Amusium*, déposés dans un milieu de shoreface voir d'offshore. Ces derniers sont typiques des dépôts zancléens dans le bassin ([Ben Moussa, 1994](#)).

2.3. Oued Amekrâne (N 35° 12' 57'', W 3° 34' 33'')

Dans la région de l'Oued Amekrâne située à l'Est d'Imessaoudene, la surface d'érosion est irrégulière et se situe au sommet des marnes sombres du Messinien inférieur (*Fig. III-6C*). Les dépôts recouvrant (~30 m d'épaisseur) constitués de marnes compactes à intercalations de bancs décimétriques de conglomérats, sont en onlap sur la surface d'érosion et lissent la paléotopographie irrégulière. Vers le Nord, ces dépôts se composent de marnes silteuses laminées et azoïques à intercalations de bancs calcaires blancs riches en oogones de charophytes (*Fig. III-6C, D*) qui indiquent un milieu lacustre. Ces dépôts continentaux peuvent être liés aux facies de « Lago Mare » (e.g., [Roveri et al., 2014a](#)) mais d'autres investigations paléontologiques détaillées sont nécessaires. La partie supérieure de la série est marquée par des dépôts de marnes silteuses stratifiés, oxydés et bioturbés qui suggèrent un environnement de dépôt de transition entre le continent et le marin peu profond.

3. Partie Sud du bassin

3.1. Megziyat (N 35° 10' 39'', W 3° 34' 19'')-Iydderene (N 35° 11' 15.7'', W 3° 33' 40.3'')

Dans le secteur de Megziyat (*Fig. III-1B, III-7*) des dizaines de mètres d'épaisseur de dépôts conglomératiques de cône alluvial reposent sur des marnes messiniennes ([Guillemin et Houzay, 1982](#) ; [El Kharrim, 1991](#) ; [Azdimousa et al., 2006](#)) à travers d'une surface d'érosion mal exposée. Des olistolites de récifs à *Porites* sont trouvés à la base le long de la surface d'érosion. Les conglomérats sont caractérisés par une géométrie progradante avec des « foreset » inclinées vers le Nord-Est (pendage maximum de 16°) ; ils sont recouverts par des marnes qui ont livré des assemblages de nannofossiles calcaires contenant *C. acutus* (échantillon BM5 ; *Fig. III-7*) indiquant un âge Zancléen inférieur.

Dans le village d'Iydderene, des olistolites de récifs à *Porites* sont emballés dans des dépôts de marnes silteuses marines (*Fig. III-7*). Ces marnes ont fourni d'abondants nannofossiles

calcaires (échantillon BM3 ; *Fig. III-7*) y compris *Ceratolithus larrymayeri* apparaissant à 5.34 Ma (*Raffi et al., 2006*), ou dont le FAD et le LAD sont calibrés à 5.322-5.229 Ma et 5.255-5.219 Ma respectivement (*Buitrago-Reina et al., 2010*). Ce marqueur indique la partie inférieure de la Zone NN12 et un âge du début du Zancléen (« earliest Zanclean »). Sous la surface d'érosion, les marnes sombres ont fourni des nannofossiles calcaires abondants, y compris le *Discoaster surculus* (FCO = 7.88 Ma ; i.e., Tortonien supérieur) et des foraminifères du Messinien inférieur (*Guillemin et Houzay, 1982*). Par conséquent, les conglomérats continentaux progradants sont plus jeunes que le Messinien inférieur et plus vieux que le début du Pliocène (« earliest Pliocene »).



Figure III-7. A gauche : Schéma de la succession à **Megziyat** et **Iyedderene**. A droite : olistolithes messiniens de récifs à *Porites* contenus dans les marnes du Zancléen.

3.2. Oued Salah (N 35° 12' 18.7'', W 3° 32' 34.9'')

Du côté oriental de l'Oued Salah, la surface d'érosion plonge doucement (pendage inférieur à 5°) au-dessus des marnes du Messinien inférieur (*Fig. III-8A*). Localement, des hydroxydes de fer et des cristaux de gypses secondaires apparaissent au sommet de ces marnes verts. Au-dessus de la surface d'érosion viennent des dépôts marneux et sableux marins, montrant des géométries en « onlap » d'angle faible. Une coupe typique de ce secteur peut être décrite (*Fig. III-8B*), du bas en haut on distingue :

- 0-4 m : marnes marines sombres d'âge Messinien, surmontées par une surface d'érosion.
- 4-14 m : marnes silteuses grisâtres litées, contenant quelques blocs métamorphiques arrondis et des rares fragments d'huîtres et *Cardium*, indiquant un milieu peu profond. Ces marnes silteuses demeurent non datés.

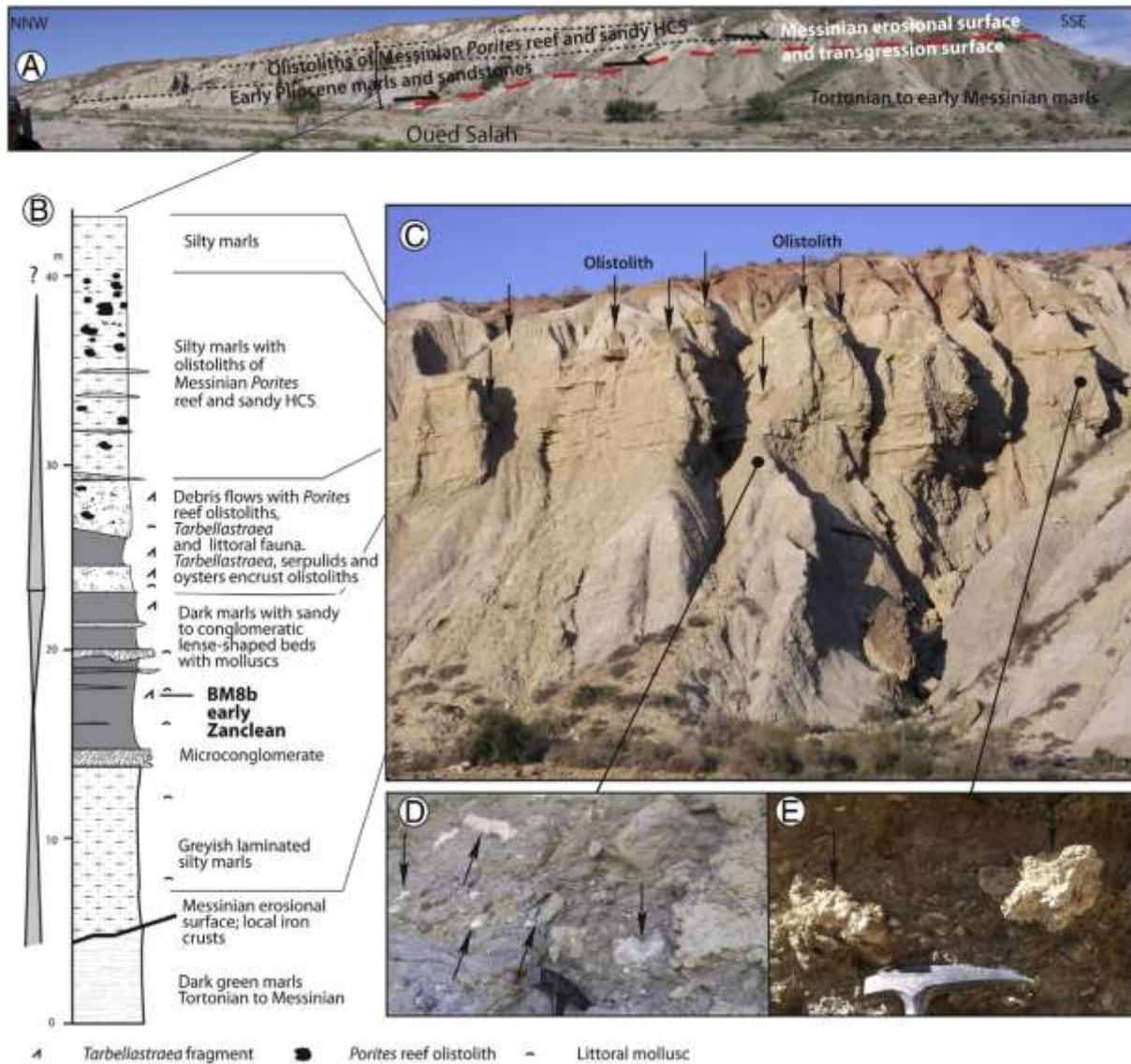


Figure III-8 : A) Vue panoramique de la surface d'érosion messinienne à l'Oued Salah. La « MES » et la surface de transgression pliocène sont superposées. Les dépôts de marnes pliocènes sont en onlap sur les marnes messiniennes. B, C) Succession lithologique. D-E) Fragments de colonies de *Tarbellastraea*.

- 14-23 m : marnes sombres et lentilles microconglomératiques intercalées. Les marnes ont fourni des fossiles calcaires bien préservés et relativement abondants. Les plus communs parmi eux sont les foraminifères planctoniques (*Globigerina*, *Orbulina*, *Globigerinoides*, *Globoturborotalia*, *Neogloboquadrina*, *Globorotalia*...), les coraux hermatypiques, les mollusques (*Cardium*, *Venus*..., gastéropodes divers) et les bryozoaires. Plus rarement, on peut retrouver des coraux solitaires, des serpulidés, des balanes, des échinides et des foraminifères benthiques, ainsi que très rares algues vertes d'*Halimeda*, segments de dasycladacées, spicules d'éponge, brachiopodes, décapodes, ostracodes et otolites de poissons. Ces fossiles indiquent un environnement marin

ouvert, chaud, oxygéné et peu profond avec une profondeur maximale d'environ 30 à 50 m.

- 23-29 m : Écoulements de débris et marnes marines. Les écoulements de débris sont constitués de galets de socle, de blocs isolés de coraux à *Porites* karstifiés, de coquilles de bivalves littoraux (e.g., *Isognomons*, rares huîtres) et de fragments de coraux centimétriques à décimétriques (*Tarbellastraea reussiana* et rares *Siderastraea radians*).
- 29-40 m : marnes silteuses à HCS sableux plats et olistolites, interprétés comme déposés dans un milieu d'offshore supérieur. Les olistolites, de diamètre métrique, sont arrondis et composés de fragments de récif à *Porites* associés parfois à des *Tarbellastraea*. Ils sont emballés dans une matrice boueuse, ont subi une forte dissolution et sont localement recouverts d'hydroxydes de fer.

L'échantillon BM8B prélevé dans les marnes sombres (Fig. III-8B) a fourni des nanfossiles calcaires et des foraminifères planctoniques. La Co-occurrence de *Globorotalia tumida* (FAD = 5.72 Ma dans l'Océan Atlantique) et de *G. nepenthes* (LAD = 4.37 Ma) indique l'intervalle de zone M14 - PL1. La présence de *C. acutus* (intervalle entre 5.32 et 5.04 Ma ; Zone NN12) dans le même échantillon indique un âge Zancléen inférieur.

4. Géométrie, amplitude, nature et âge de la surface d'érosion dans le bassin de Boudinar

Dans cette étude, nous démontrons la présence d'une surface d'érosion dans le bassin de Boudinar qui peut être tracée à l'échelle régionale (Fig. III-1B). Nous interprétons cette discontinuité, à la transition entre les dépôts miocènes pré-MSB et les dépôts pliocènes marins, comme correspondant à la surface d'érosion messinienne (« Messinian Erosion Surface, ou MES »).

Les parties nord et centrale du bassin de Boudinar sont traversées par deux importantes failles normales de directions NW-SE et NNW-SSE à pendages vers l'Est : la faille d'**Imessaoudene** et de Ras Tarf (Fig. III-1B, C) (Guillemin et Houzay, 1982 ; Azdimoussa *et al.*, 2006). Sur le volcan de Ras Tarf au Sud-Ouest du bassin, jusqu'à 50 m d'épaisseur de calcaires récifaux messiniens sont observés à 668 m d'altitude (Guillemin et Houzay, 1982). Sur le Ras Tarf, une surface plane de faible pendage (<6°) qui ne correspond pas à la « MES » a été également décrite à une altitude de 650 m (Maurer, 1968 ; Morel, 1988). En effet, cette surface a été assignée au Pliocène, car les dépôts de cet âge peuvent recouvrir le massif volcanique. Au Nord de la zone

faillée de Ras Tarf, les diatomites sous les récifs à *Porites* sont à 480 m et 150 m d'altitude dans la région d'**Irhachâmene** et **Sidi Haj Youssef**, respectivement (*Fig. III-1*). À ces endroits, les dépôts de diatomites et de marnes messiniennes sont tronqués par la « MES » qui atteint son altitude la plus élevée de 480 m dans la région d'**Irhachâmene**. Entre les failles de Ras Tarf et d'**Imessaouâne**, l'altitude de la « MES » diminue vers le Nord-Est et le Nord-Ouest jusqu'à 100-150 m (régions d'**Imessaouâne** à **Aït Abdallah**). Dans ces secteurs, jusqu'à 100 m d'épaisseur de conglomérats continentaux (région d'**Irhachâmene**) reposent sur la surface d'érosion et sont surmontés par une surface de transgression marine, elle-même recouverte en onlap par les dépôts marins du Pliocènes inférieur (d'**Imessaouâne** ; *Fig. III-5A*). Au Nord de la zone faillée d'**Imessaouâne**, l'altitude de la « MES » diminue doucement vers le Nord jusqu'à 70 m à 30 m à proximité du rivage actuel et elle passe sous le niveau de la mer à Bahar Sidi Driss (*Fig. III-1B, C*). Dans ces secteurs, les diatomites sont absentes et les dépôts marins du Pliocène inférieur reposent directement sur les marnes du Tortonien supérieur à Messinien inférieur. Malgré la géométrie relativement plane de la « MES » dans ces secteurs, des dépressions de faible amplitude (< 10m) peuvent être y observées localement (*Fig. III-6B, C, III-8A, III-9*). Dans ces dépressions, on trouve soit des dépôts de marnes marines avec des olistolites récifaux à *Porites* du Pliocène inférieur (*Fig. III-5B*), soit des dépôts continentaux préservés (*Fig. III-9*). Dans la partie la plus au Nord du bassin, près du rivage actuel, les roches volcaniques du Ras Tarf affleurent et les dépôts néogènes marins sont constitués de carbonates peu profonds non reconnus ailleurs dans le bassin (*Fig. III-5B*).

Dans la partie méridionale du bassin de Boudinar, au Sud de l'**Oued Amekrane**, la « MES » peut être observée seulement au Nord de la faille d'**Imessaouâne**. La partie supérieure des marnes messiniennes et les diatomites sont toujours absents (*Fig. III-1C*) et l'érosion a atteint les marnes du Messinien inférieur. La surface d'érosion se situe à une altitude de 350 m dans la région de **Megziyat** et elle est recouverte par les conglomérats continentaux. Au Nord-Est, l'altitude de la « MES » diminue à 200 m d'altitude vers **Iydderene**, puis à 50 m dans la région de l'**Oued Salah** à proximité du rivage actuel. Là, la « MES » est plane et plonge doucement vers le large (*Fig. III-1B, III-8A*). Dans ces parties basses, la « MES » est recouverte par les dépôts marins du Pliocènes inférieur. Les olistolithes de récifs à *Porites* dans les marnes marines pliocènes peuvent être observés à quelques mètres et entre 5 à 19 m au-dessus de la « MES » à **Iydderene** (*Fig. III-7*) et dans la région de l'**Oued Salah** (*Fig. III-8*), ce qui indique une géométrie rétrogradante des marnes pliocènes (*Fig. III-8A*). Cette organisation géométrique des dépôts dans la partie méridionale est très semblable à celle dans les parties Nord et centrales

du bassin, tandis que l'altitude actuelle de la « MES » et des dépôts continentaux sus-jacents est plus haute dans la partie Sud que dans le secteur Nord. Ceci soutient la présence d'une faille normale NNE-SSW le long de l'Oued Amekrâne (Fig. III-1B) comme il est proposé par Azdimoussa *et al.* (2006).

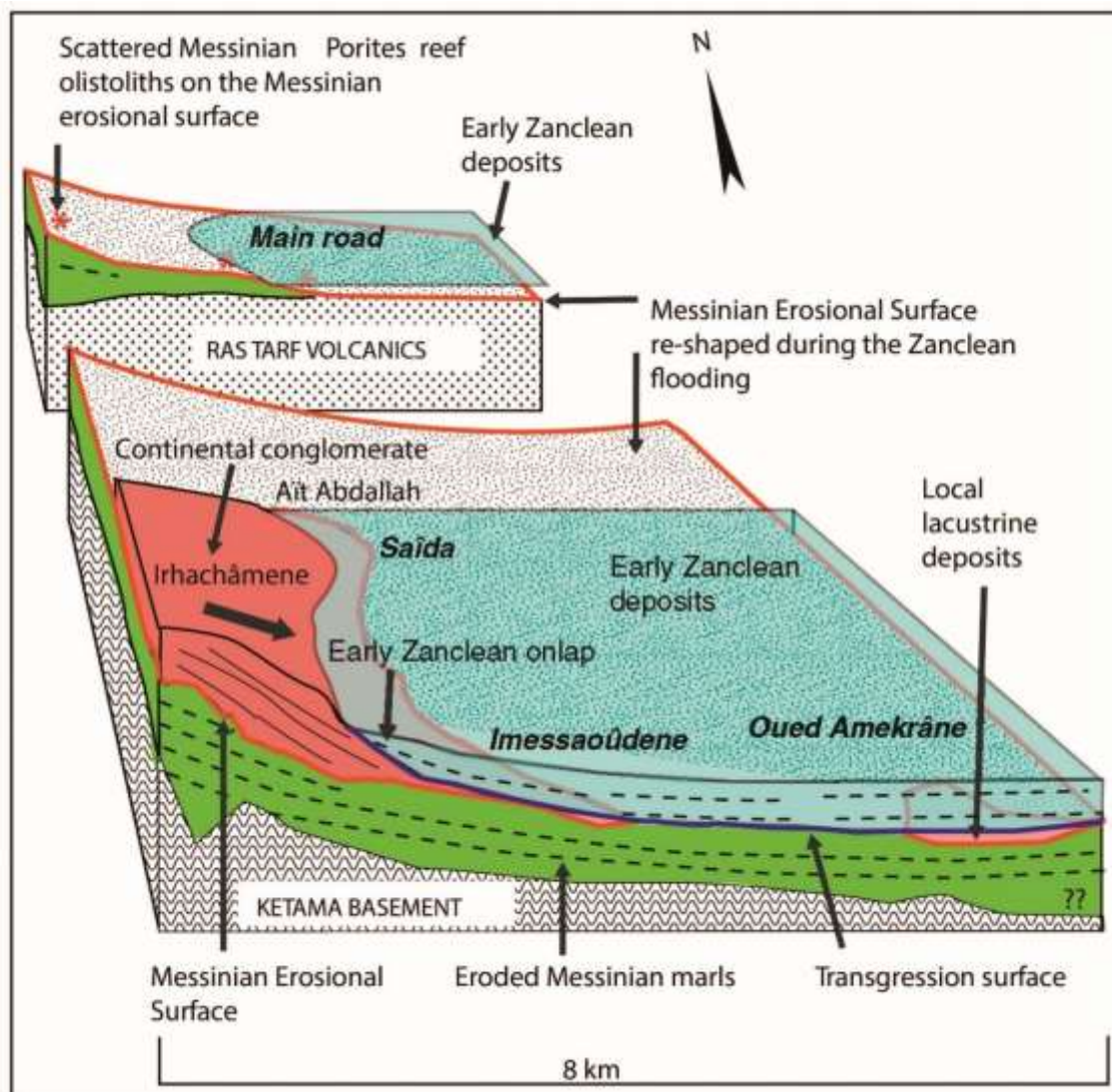


Figure III-9 : Reconstruction de la surface d'érosion messinienne et des dépôts transgressifs zancléens entre « Main Road » et Oued Amekrâne.

Le volume d'érosion liée à la « MES » dans le bassin de Boudinar est modéré. Sa géométrie originale peut être reconstruite en rétablissant les décalages des failles (Fig. III-9). L'épaisseur maximale des dépôts miocènes atteint 200 m (Fig. III-1D). Quand les dépôts miocènes sont absents sous les dépôts pliocènes, une épaisseur maximale de 200 m de sédiments miocènes a été enlevée par érosion avant la transgression marine pliocène. C'est le cas dans la partie la plus

au nord du bassin le long de la route principale (« **Main Road** » ; *Fig. III-1B*), où les marnes du Tortonien-Messinien inférieur manquent (*Fig. III-9*) et les dépôts pliocènes recouvrent directement le socle. Nous proposons que cette situation soit en fait liée à la présence d'un haut paléo-topographique dans ce secteur, à savoir le volcan de Ras Tarf mis en place entre 13.3 et 8.8 Ma (EL Azzouzi *et al.*, 2014), au-dessus duquel les dépôts tortono-messiniens étaient minces ou absents. Par conséquent, une érosion de moins de 200 m d'épaisseur de sédiments miocènes avant la transgression marine pliocène est probable, comme ailleurs dans le bassin (*Fig. III-9*).

Les dépôts marins les plus anciens au-dessus de la surface d'érosion étaient précédemment considérés d'âge Pliocène inférieur, en se basant sur la présence de *G. margaritae* (Guillemin et Houzay, 1982 ; Barhoun et Wernli, 1999 ; Azdimousa *et al.*, 2006). D'un point de vue stratigraphique, les dépôts les plus anciens sur cette surface d'érosion ne sont pas marins mais correspondent aux dépôts de conglomérats continentaux progradants. Nos investigations supplémentaires sur les nannofossiles calcaires et foraminifères planctoniques dans les marnes marines (i.e., *Fig. III-4, III-7, III-8*) sont concordantes avec les travaux précédents, mais nous permettent d'évaluer avec plus de précision l'âge des dépôts continentaux se trouvant entre la MES (au-dessous) et les marnes marines (au-dessus) en se basant sur l'évidence suivante :

- à **Megziyat**, les dépôts marins sur les conglomérats continentaux se corrèlent avec la Zone PL1 (intervalle de 5.32 à 5.04 Ma).
- à **Iydderene**, les dépôts à olistolites se corrèlent avec la partie inférieure de la Zone PL1 entre 5.34 et 5.23 Ma. Puisque les conglomérats atteignent jusqu'à 60 m d'épaisseur, ils sont attribués au Messinien supérieur à Zancléen très inférieur.
- à l'**Oued Salah**, les marnes sombres au-dessous des dépôts à olistolites se corrèlent avec la Zone PL1 entre 5.32 et 5.04 Ma.
- à **Aït Abdallah**, les premières marnes sur les conglomérats continentaux se corrèlent avec la base de la Zone PL1, entre 5.32 et 5.27 Ma. Puisque les conglomérats atteignent jusqu'à 40 m d'épaisseur, ils sont attribués au Messinien supérieur à Zancléen plus inférieur avant 5.27 Ma. Les dépôts marins sus-jacents se corrèlent avec la Zone PL1 et ont un âge de 4.37 Ma au plus jeune.

La surface d'érosion régionale et les conglomérats continentaux sus-jacents ont été formés entre le Messinien inférieur et le Zancléen le plus inférieur (« early Messinian-earliest Zanclean »), après le dépôt de récifs à *Porites* et de gypses. Dans l'état actuel de connaissance, il est difficile

d'identifier la localisation initiale du gypse. Ce dernier pourrait être attribué à des fragments remaniés de gypse primaire inférieur (« Primary Lower Gypsum » ; 5.97-5.6 Ma) (Roveri *et al.*, 2014a) puisqu'il a été formé avant la « MES ». Comme les derniers récifs à *Porites* se sont installés à 5.9 Ma dans le bassin voisin de Melilla-Nador et en méditerranée occidentale (Cornée *et al.*, 2004 ; Münch *et al.*, 2006), nous considérons que la surface d'érosion et les conglomérats continentaux sus-jacents ont été formés pendant le Messinien supérieur-Zancléen le plus inférieur, entre 5.97 et 5.26 Ma. Ceci confirme que la surface d'érosion régionale dans le bassin de Boudinar est liée à la Crise de salinité messinienne (« MSC ») et correspond à la « MES » classiquement rencontrée sur les marges méditerranéennes (i.e., Rouchy et Caruso, 2006 ; Cornée *et al.*, 2006 ; Roveri *et al.*, 2014a). Les conglomérats continentaux sus-jacents, attribués principalement au Messinien supérieur, seraient ainsi contemporains de la « MSC » et seraient liés à l'abaissement du niveau marin relatif pendant la « MSC ». Au-dessus, l'âge des premiers dépôts marins indiquant la transgression marine dans le bassin de Boudinar est maintenant prouvé être Zancléen inférieur dans l'intervalle de 5.32 à 5.26 Ma (début de la Zone PL1). Dans les secteurs où les dépôts marins se trouvent directement sur les marnes miocènes, la « MES » est plutôt plane et plonge doucement vers le Nord. Nous proposons que la « MES » y ait été remodelée pendant la transgression marine à la fin de la Crise, comme illustré par la surface de transgression du Zancléen (ZTS) au sommet des conglomérats continentaux (Fig. III-5A, III-6A). Ceci peut expliquer la géométrie principalement plane de cette surface dans le bassin de Boudinar (Fig. III-9), raison pour laquelle elle n'a pas été précédemment identifiée. La « MES » se trouvant au-dessus des dépôts marins miocènes est ainsi une surface composite et diachrone, correspondant soit à une surface d'érosion formée pendant le bas niveau marin messinien soit à une surface de transgression marine pliocène liée à l'inondation marine du Zancléen basal. Ce résultat est important pour les études sur profils sismiques en mer, à proximité du bassin de Boudinar où aucun forage n'est disponible.

V. DISCUSSION

1. La surface d'érosion messinienne au Maroc et en bassin d'Alboran

Sur la côte marocaine, la « MES » montre deux morphologies différentes dépendant de sa localisation par rapport aux différentes zones structurales de la chaîne rifaine, et plus encore, de la lithologie du matériel érodé.

Dans les zones externes du Rif oriental, la « MES » a été décrit seulement dans le bassin de Melilla situé à l'Est du bassin de Boudinar (Fig. III-10). A cet endroit (i.e. Melilla), la « MES »

correspond à une surface d'érosion plongeant à angle faible qui tronque les marnes et les récifs messiniens et qui est recouverte par les marnes marines du Zancléen basal (Cornée *et al.*, 2006). Des petites paléo-vallées coupant les dépôts pré-MSC ont été également observées (Cornée *et al.*, 2006). Cependant, dans les secteurs où cette surface est plane, elle apparaît très semblable à celle du bassin de Boudinar interprétée comme une surface d'abrasion marine du Zancléen inférieur qui a réoccupé la surface d'érosion précédemment développée, suite à la chute du niveau marin pendant la « MSC » (Fig. III-9). Par conséquent, nous considérons que cette surface n'est pas formée sous des conditions subaériennes. Dans ce secteur du Rif, pendant le bas niveau marin messinien, l'érosion s'est produite principalement dans les bassins néogènes traversés par des paléo-fleuves (ou paléo-oueds). La géométrie originale de la « MES » a été ensuite localement remaniée et lissée pendant la transgression zancléenne. On n'a pas observé aucune vallée incisée majeure comme celles observées ailleurs en Méditerranée (par exemple, vallée de Rhône ; Clauzon, 1982) et la quantité de dépôts néogènes érodés est toujours faible (< 200 m dans le bassin de Boudinar).

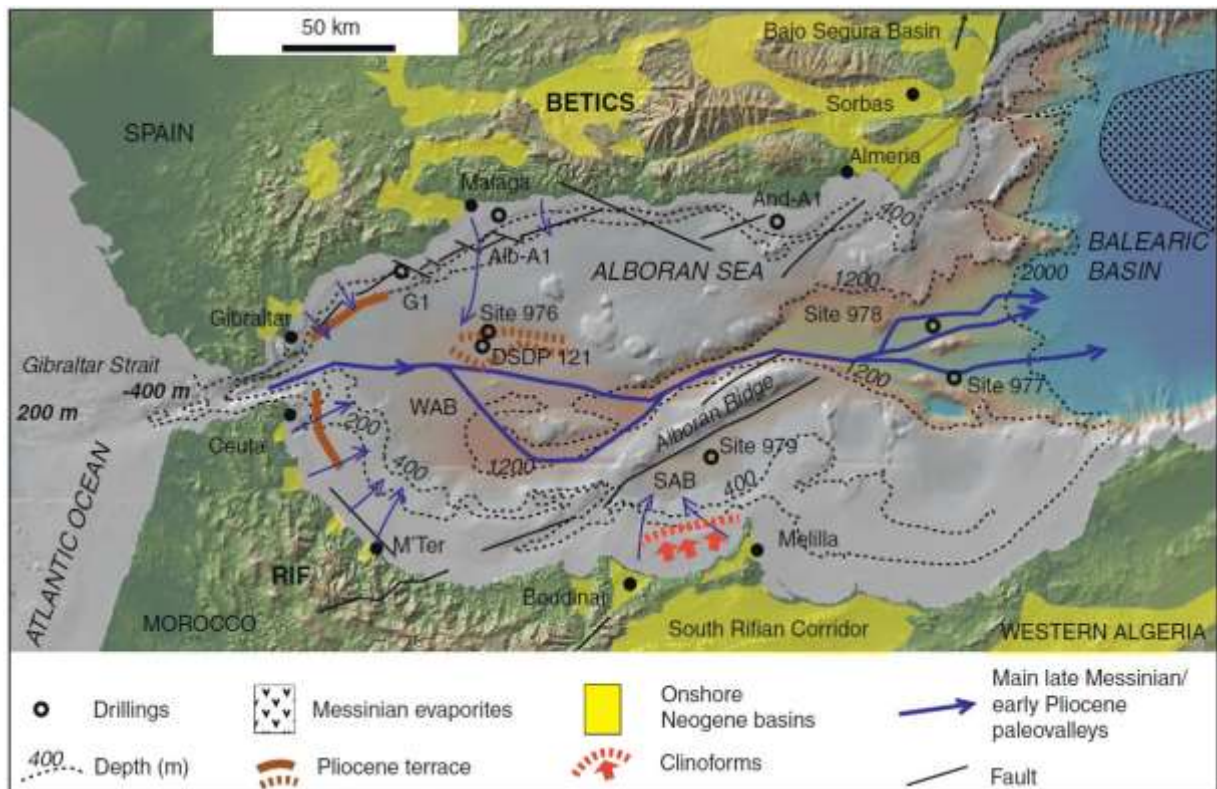


Figure III-10 : Bathymétrie de la mer d'Alboran (GMRT grid v.2.6, GEOMAP) et principales structures associées à la « MSC » (d'après Comas *et al.*, 1999 ; Estrada *et al.*, 2011). WAB : Bassin ouest Alboran (« west Alboran basin ») ; SAB : bassin sud Alboran (« south Alboran basin ») ; flèches rouges : clinofoldes deltaïques du Zancléen inférieur (Martinez-Garcia *et al.*, 2012).

Les bassins de Boudinar et de Melilla sont la partie émergée du bassin du Sud d'Alboran (SAB ; *Fig. III-10*), qui constitue l'un des dépo-centres majeurs plio-quaternaires de la mer d'Alboran, avec environ 3000 m de sédiments (*Comas et al., 1999*). En mer, le site ODP (979) foré au Sud de la ride d'Alboran (« Alboran Ridge »), a pénétré jusqu'à 581 m et n'a pas atteint la « MES » située, d'après les investigations sismiques, aux environs de 620 m de profondeur (*Comas et al., 1999 ; Martinez-García et al., 2012*). La profondeur actuelle de la « MES » est en partie liée à la subsidence post-messinienne, tel qu'indiqué par des taux de sédimentation élevés pendant le Pléistocène (200 m/Ma) et le Pliocène supérieur (181-194 m/Ma). Cette subsidence est contemporaine du soulèvement des bordures comprenant la ride d'Alboran sur la bordure Nord du bassin (*Comas et al., 1999*). Une déformation plio-quaternaire extensive à transtensive s'est produite dans tout le bassin en mer (*Comas et al., 1999 ; Mauffret et al., 2007 ; Martinez-García et al., 2012*), comme à terre (*Morel, 1988*). Par conséquent, la « MES » en offshore du « SAB » est actuellement plus profonde par rapport à sa situation à la fin de la « MSC ». En offshore du bassin de Boudinar et de Melilla, la « MES » (réflecteur M, *Fig. III-11 ; Martinez-García et al., 2012*) montre deux morphologies majeures. Au-dessus des points hauts de socle, elle correspond à une surface d'érosion irrégulière et marquée. Au-dessus des bassins miocènes, elle correspond à une surface d'érosion plongeant à angle faible ($<6^\circ$), avec des configurations semblables à celles observées à terre : une surface inclinée, plane, lisse, avec des incisions rares et très localisées, et concordante avec les unités séismiques sous-jacentes (*Mauffret et al., 2007 ; Martinez-García et al., 2012*). Les dépôts continentaux sont censés avoir été déposés avant la transgression marine du Zancéen (*Martinez-García et al., 2012*) mais il n'y pas de grandes incisions. À proximité de Boudinar et de Melilla, la « MES » est recouverte d'environ 400 m de sédiments interprétés comme des deltas progradants développés sur la marge marocaine (*Fig. III-10*) ; leur âge est considéré comme Zancéen inférieur plus ancien que 4.57 Ma (unité séismique P4 ; *Martinez-García et al., 2012*). De tels dépôts peuvent être considérés comme la partie offshore des dépôts étudiés à terre dans le bassin de Boudinar. A cet endroit, des conglomérats continentaux du Messinien supérieur et des dépôts deltaïques marins du Zancéen inférieur plus vieux que 4.37 Ma recouvrent la « MES ».

Dans les zones internes du Rif occidental, à l'Ouest de Boudinar, les bassins du Néogène supérieur n'ont probablement pas existé et principalement des roches métamorphiques sont exposées. L'exhumation finale des roches métamorphiques s'est probablement produite près de la transition Serravallien-Tortonien et la sédimentation a repris au début du Pliocène (« earliest Pliocene ») (*Cornée et al., 2014 ; Romagny et al., 2014*). Dans le Rif occidental, la « MSC » a conduit à la formation de paléo-vallées étroites et profondes atteignant quelques dizaines de

kilomètres de longueur et qui ont été transformés en rias pendant la transgression marine du Zancléen inférieur (Wildi et Wernli, 1977 ; Loget et Van Den Driessche, 2006 ; Cornée *et al.*, 2014). Ces paléo-vallées constituent la partie la plus proximale (i.e. en direction de la terre) du système d'érosion de la « MSC » dans le bassin Ouest Alboran (WAB ; Fig. III-10) et la taille de leurs bassins versants à terre était plus petite que celle des oueds actuels (Wildi et Wernli, 1977 ; Loget et Van Den Driessche, 2006). Entre les paléo-vallées, des surfaces planes plongeant doucement vers le centre du WAB sont trouvés et ont été prouvés d'être des surfaces d'abrasion marine d'âge Pliocène inférieur (Cornée *et al.*, 2014).

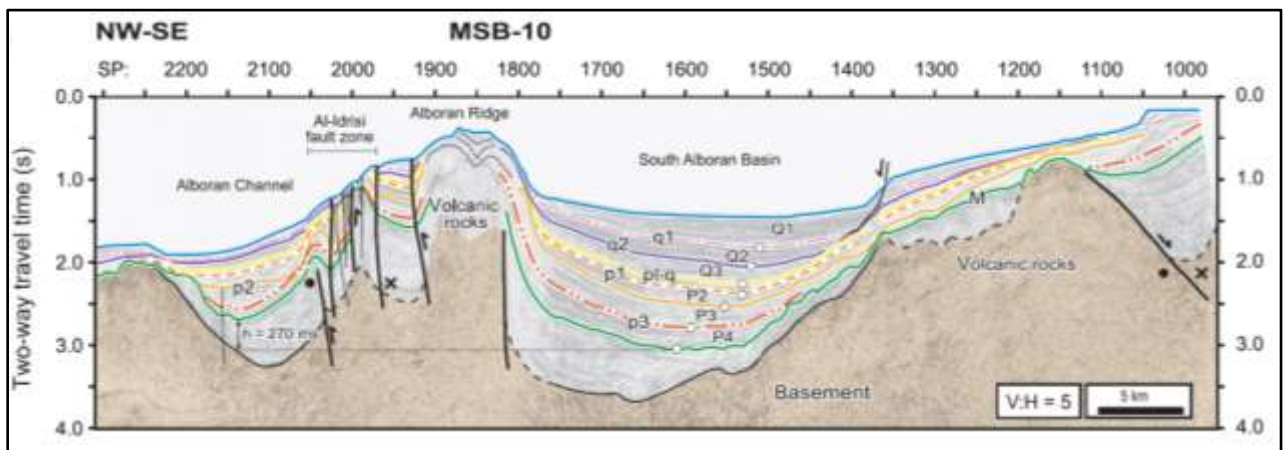


Figure III-11 : Section sismique interprétée à travers la ride Ouest-Alboran et le bassin Sud Alboran (Martinez-García *et al.*, 2012).

En offshore, quelques canyons sous marins prolongent des paléo-vallées observées à terre, (Estrada *et al.*, 2011). Ce système d'érosion considéré de même âge que la « MSC » est causé par l'érosion subaérienne pendant la Crise et avant la phase transgressive (e.g., Blanc, 2002 ; Loget et Van Den Driessche, 2006 ; García-Castellanos *et al.*, 2009 ; Estrada *et al.*, 2011). Le WAB montre de nombreuses différences par rapport au SAB : sa taille est beaucoup plus grande, ses dispositifs majeurs d'érosion sur la pente se sont produits en relation avec la MSC (e.g., Estrada *et al.*, 2011) et il était connecté à l'Est au bassin Baléare (Fig. III-10). De plus, la marge méridionale terrestre du WAB (zones internes du Rif) semble être demeurée émergée pendant le Miocène supérieur, tandis que la marge méridionale terrestre du SAB a enregistré une sédimentation marine et subsidence durant la même période. De telles différences dans le cadre tectonique, zones subsidentes *versus* zones stables ou en exhumation, peuvent également expliquer les différences observées dans les dispositifs d'érosions pendant la MSC entre les zones occidentales et orientales de la marge sud d'Alboran.

Finalement, il faut également noter que le SAB est situé à l'embouchure orientale du couloir Rifain qui aurait émergé aux environs de 6 Ma (Krijgsman *et al.*, 1999b). Cependant, des connections marines réduites par ce couloir ne peuvent pas être complètement exclues au moins jusqu'au ca. 5.8 Ma, puisque des dépôts marins de cet âge sont trouvés dans le bassin de Melilla (Cornée *et al.*, 2002). De même, des connections marines par d'autres couloirs rifains ont pu exister (Flecker *et al.*, 2015), comme suggéré par l'enregistrement complet du Messinien dans le bassin de Guadalquivir (SW Spain ; Pérez-Asensio *et al.*, 2013). Cette position particulière du SAB, son caractère subsident, ainsi que son isolement relatif par rapport aux autres parties de la mer d'Alboran, pourraient avoir favorisé la persistance des conditions marines plus tard qu'ailleurs dans le domaine Alboran. Ceci aurait entraîné une réduction de l'érosion des marges, en particulier dans la partie actuellement émergée de la marge.

2. La transgression du Zancléen inférieur

Les plus anciens dépôts continentaux trouvés au-dessus de la « MES » dans le bassin de Boudinar sont localisés, avec des cônes alluviaux du Messinien supérieur et des dépôts lacustres (Fig. III-9). Nous interprétons ces dépôts en tant que marqueurs de la « MSC », puisqu'ils se sont formés pendant le Messinien supérieur et au-dessus de la « MES », en accord avec Azdimoussa *et al.* (2006). Ces dépôts continentaux peuvent correspondre aux dépôts clastiques du « Lago Mare » appartenant à l'étape 3 de la « MSC » (5.55-5.33 Ma ; Roveri *et al.*, 2014a) (Fig. III-12). De plus, les cônes alluviaux remanient quelques récifs à *Porites* et du gypse (sélénite). De tels blocs de gypse ont été également trouvés ailleurs dans la Méditerranée (Roveri *et al.*, 2001 ; Manzi *et al.*, 2005 ; Roveri *et al.*, 2008a, b ; Karakitsios *et al.*, 2013). Ils indiquent que le gypse a été déposé localement dans les bassins marginaux de la mer Sud Alboran pendant le Messinien supérieur, comme sur la marge Nord de la mer d'Alboran en Espagne, mais ils ont été érodés au cours de la « MES » dans les bassins marocains.

Au-dessus des dépôts continentaux, une transgression marine est enregistrée à la transition entre le Messinien et le Pliocène. La partie inférieure des dépôts pliocènes montre des onlaps successifs de dépôts d'eau peu profonde, au-dessus des dépôts continentaux et de la « MES » (Fig. III-5A, III-6A, III-8). Les dépôts les plus inférieurs du Zancléen ont une tendance transgressive, passant de faciès littoraux à des faciès d'offshore (e.g., Fig. III-4, III-5A, III-6A, III-8). Ce demi-cycle atteint une épaisseur maximale de 30 m à Saïda. Nous considérons que cette transgression est contemporaine du remplissage du bassin à la fin de la « MSC », car les environnements de dépôt indiquent un changement d'un milieu côtier à un milieu marin

d'offshore, avec un changement bathymétrique dépassant 80 m. Cette amplitude dépasse l'amplitude des changements du niveau marin global durant la zone de Foraminifères PL1 (Miller *et al.*, 2011) (Fig. III-12).

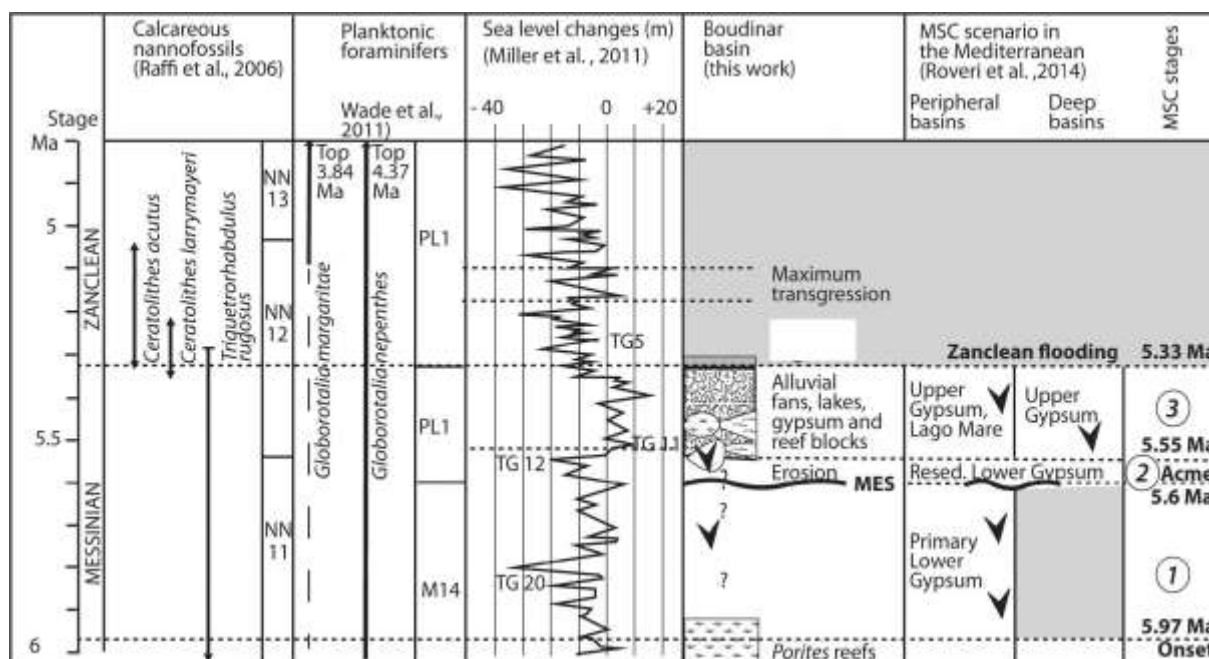


Figure III-12 : Résumé de l'évolution du bassin Boudinar du Messinien au Zancéen.

Nous proposons ainsi que l'organisation sédimentaire observée correspond à l'enneisement zancéen à la fin de la « MSC ». Puisque la transgression est clairement enregistrée par des dizaines de mètres de sédiments, elle indique qu'au moins la fin de l'enneisement n'était pas soudaine mais progressive, probablement au cours des périodes d'énergie hydrodynamique élevée comme souligné par le remaniement de la « MES » dans tout le bassin de Boudinar et en offshore. Dans notre zone d'étude, la transgression a commencé durant la partie inférieure de la zone de foraminifères PL1 (dans l'intervalle de 5.32 à 5.26 Ma), et le maximum transgressif a été atteint pendant la zone PL1, avant 5.04 Ma. Ce résultat est en accord avec ceux obtenus à partir de la marge méridionale de la mer d'Alboran, dans le bassin de Melilla situé à l'Est de Boudinar (Cornée *et al.*, 2006) et dans les rias pliocènes des zones internes localisées plus loin dans Rif occidental (Cornée *et al.*, 2014).

Dans le bassin de Melilla, deux principaux cycles sédimentaires ont été identifiés pendant la zone PL1. Le cycle inférieur a commencé probablement pendant le Messinien terminal jusqu'à PL1 inférieur, et la surface d'inondation maximale a été localisée à environ 15 m au-dessus de

la « MES ». Dans les rias pliocènes des zones internes du Rif, deux cycles sédimentaires conglomératiques (conglomérats continentaux) se sont produits au-dessus de la « MES » et avant l'inondation maximale du Zancléen (Cornée *et al.*, 2014). Dans les Bétiques, entre Malaga et Gibraltar, le rétablissement des conditions marines ouvertes s'est également produit progressivement pendant les premiers 0.1 Ma du Zancléen (Guerra-Merchan *et al.*, 2014). Dans d'autres secteurs des Bétiques, des dépôts côtiers pliocènes inférieurs ou des séquences transgressives ont été déposés immédiatement au-dessus de la « MES » et passent progressivement à des marnes de mer ouverte (e.g., Caracuel *et al.*, 2004 ; García-García *et al.*, 2011). Une évolution similaire est également enregistrée à la transition Miocène-Pliocène dans toute la Méditerranée occidentale (e.g., Roveri *et al.*, 2014a) (Fig. III-12). Cependant, quelques études ont également proposé que l'inondation post-MSB ait commencé pendant le Messinien terminal (Pérez-Asensio *et al.*, 2013 ; Do Couto *et al.*, 2014 ; Clauzon *et al.*, 2015).

3. Est-ce que certaines connections marines entre l'Atlantique et la Méditerranée ont persisté durant la « MSC » ?

Pendant le Miocène, les connections entre la Méditerranée et l'Océan Atlantique s'opéraient par des couloirs marins à travers les chaînes Bétique et Rifaine (e.g., Benson *et al.*, 1991 ; Braga *et al.*, 2006) (Fig. III-10). Le détroit de Gibraltar est généralement considéré fermé à cet époque (e.g., Hsü *et al.*, 1973 ; Blanc, 2002 ; Loget et Van Den Driessche, 2006 ; García-Castellanos *et al.*, 2009). Le début de la « MSC » dans les bassins périphériques en relation avec la fermeture de ces deux principaux couloirs marins, est maintenant bien calibrée à 5.97 Ma (Manzi *et al.*, 2013).

Entre 5.97 et 5.6 Ma (étape 1 de la « MSC » ; Roveri *et al.*, 2014a) (Fig. III-12), les connections étaient restreintes mais pas complètement interrompues, ce qui est attesté par la persistance de faunes de mer ouverte dans les marnes intercalées avec les gypses de Yesares du bassin de Sorbas (e.g., Saint Martin *et al.*, 2000) et par les dépôts marins jusqu'à 5.8 Ma dans le bassin de Melilla (Cornée *et al.*, 2002). L'intervalle suivant de courte durée (5.60 à 5.55 Ma) correspondant à l'acmé de la « MSC » (étape 2 de Roveri *et al.*, 2014a) a été marqué par la chute du niveau de base méditerranéen, le développement de la « MES » et la mise en place d'épaisses évaporites dans les parties les plus profondes des bassins (Lofi *et al.*, 2011b). Ensuite, une sédimentation principalement continentale s'est produite entre 5.55 et 5.33 Ma dans les bassins périphériques avec des dépôts clastiques et des faciès de « Lago Mare » (étape 3 de Roveri *et al.*, 2014a), avant l'étape de remplissage marquant la fin de la « MSC ».

Néanmoins, d'autres auteurs proposent que le rétablissement des conditions marines se soit produit plus tôt, pendant le Messinien supérieur (Martín et Braga, 1994 ; Riding *et al.*, 1998 ; Aguirre et Sanchez-Almazo, 2004).

D'après nos études dans le bassin de Boudinar et les résultats obtenus dans le bassin Melilla (Cornée *et al.*, 2002) et en Algérie occidentale (Moissette et Pouyet, 1987), nous favorisons l'hypothèse de la persistance des connections marines, plus ou moins continues, par le couloir Rifain comme proposé par Pérez-Asensio *et al.* (2013) et Roveri *et al.* (2014b). Ces connections ne peuvent pas exister à travers le bassin Boudinar où des dépôts continentaux sont mise en place au cours de la « MSC ». De plus, à l'embouchure Nord du Couloir Sud Rifain et en offshore de Boudinar, la « MES » ne montre pas de paléo-vallée majeure. La plupart des faunes benthiques du Messinien sont également trouvées dans les dépôts pliocènes inférieurs au Maroc et en Algérie (e.g., bryozoaires : David et Pouyet, 1985 ; Moissette et Pouyet, 1987 ; El Hajjaji, 1992 ; mollusques : Ben Moussa, 1994). Ceci a été également proposé dans le domaine d'Alboran à partir des associations de poissons (Gaudant, 1978 ; Carnevale *et al.*, 2008), échinides (Néraudeau *et al.*, 2001), foraminifères benthiques (Goubert *et al.*, 2001) et vermétidés (Calvo *et al.*, 2015). Au moins le SAB aurait pu fonctionner en bassin perché pendant la phase de chute. Cependant, des connections marines au Messinien supérieur, à travers certains des couloirs bétiques ne peuvent pas être complètement éliminés (Husing *et al.*, 2010), ni à travers le détroit de Gibraltar.

Cette interprétation a des implications en ce qui concerne les enregistrements sismiques en offshore du bassin d'Alboran. En effet, les marqueurs de la « MSC » dans ce bassin consistent en une surface d'érosion (« MES ») étendue, avec des dépôts chaotiques localisés interprétés comme des dépôts d'écoulement de masse (Estrada *et al.*, 2011). La « MES » est considérée comme une surface polygénique et diachronique (e.g., Estrada *et al.*, 2011) résultant de l'action combinée de l'érosion subaérienne pendant la phase du bas niveau marin et de l'érosion subaquatique pendant le remplissage catastrophique du bassin au Zancléen à l'origine d'une incision majeure dans la partie centrale du bassin (García-Castellanos *et al.*, 2009) (*Fig. III-10*). En raison de l'absence de la succession évaporitique classique (y compris la couche épaisse de sel) observée dans le bassin Liguro- Provençale ou algérien (Lofi *et al.*, 2011a, b), le bassin d'Alboran peut être considéré comme un bassin de profondeur intermédiaire (sensu Roveri *et al.*, 2014a), moins profond que les zones Liguro-Provençales et algériennes pendant la « MSC ». Une telle physiographie, associée aux apports atlantiques persistants, aurait permis la maintenance des conditions marines normales, permettant aux faunes méditerranéennes

miocènes de survivre. On ne sait toutefois pas si le bassin d'Alboran (SAB) était seuillé pendant la Crise, comme un bassin intermédiaire entre l'Océan atlantique et le bassin algérien. Si un tel seuil existait, il était probablement situé dans la partie orientale du bassin d'Alboran, mais cela doit être clarifié. Nous suggérons provisoirement que l'inondation zancléenne nécessite, à la fois, la rupture du détroit de Gibraltar et ce seuil Alboran oriental s'il existait.

VI. CONCLUSIONS

Le bassin de Boudinar situé au Maroc, fournit de nouvelles informations fondamentales concernant la Crise de salinité messinienne en mer d'Alboran :

- Le gypse (PLG ?) a été déposé sur la marge méridionale de la mer d'Alboran pendant le Messinien supérieur, mais il a été érodé pendant la « MSC ».
- La surface d'érosion messinienne est décrite ici pour la première fois. Elle a été formée pendant la « MSC » sous des conditions subaériennes. Sa géométrie originale n'est bien préservée que localement, lorsqu'elle recouverte par des dépôts continentaux. Un maximum de 200 m de dépôts miocènes a été érodé pendant la MSC.
- Au-dessus de la surface, des cônes alluviaux et des lacs sont mises en place localement pendant le Messinien supérieur, avant une inondation marine à 5.3 Ma. La surface de transgression (surface de transgression du Zancléen, ZTS) s'est développée sur le socle métamorphique, sur les dépôts continentaux du Messinien supérieur ou sur sédiments marins pré-MS (Tortonien à Messinien inférieur). Dans le dernier cas, la « MES » a été réoccupée et lissée pendant la transgression du Zancléen, et elle doit être considérée comme une surface polygénique.
- L'inondation marine post-MS a été progressive et non catastrophique. Les dépôts du Zancléen de la partie inférieure de la zone PL1 sont en onlap sur tous les dépôts précédents et une surface d'inondation maximale a été trouvée à plusieurs dizaines de mètres au-dessus de la « MES ».

Les dispositifs morphologiques de la « MES » observés le long de la côte marocaine semblent être liés d'abord aux différences de contexte tectonique entre le WAB et le SAB pendant le Tortonien-Pliocène. À l'ouest (WAB), les zones internes de la chaîne du Rif étaient stables ou élevées, tandis qu'à l'Est (SAB) les zones externes ont été affectées par une subsidence. Les différences dans les lithologies des terrains érodés pendant la MSC entre ces deux secteurs semblent n'avoir qu'un effet mineur sur les dispositifs érosifs du Messinien supérieur (MES). Par contre, cette différence lithologique est un facteur déterminant pour le développement de la

« ZTS ». En effet, la « MES » a été intensément remaniée pendant la phase de l'énnoisement dans les zones correspondant à des bassins miocènes (Rif oriental, zones externes) et la transition Miocène-Pliocène actuelle correspond principalement au « ZTS ». La « MES » est préservée seulement dans les parties les plus proximales des bassins (à terre), où elle est recouverte par des dépôts continentaux. De tels dispositifs sont également identifiés en offshore du bassin de Boudinar.

Les conditions marines pourraient avoir persisté au moins dans le « SAB » pendant la « MSC » et les connections marines entre la Méditerranée occidentale et l'Atlantique ont peut-être existé, au moins d'une façon épisodique pendant cet intervalle de temps. Ces connections ont pu avoir existé principalement par le Couloir Sud Rifain, bien que des connections à travers le Couloir Bétique ou le détroit de Gibraltar ne peuvent pas être exclues. Ceci est compatible avec un ennoisement progressif et non catastrophique de la Méditerranée occidentale pendant le Zancéen inférieur, après la chute du niveau de base méditerranéen. Ainsi, Le « SAB » peut avoir agi en tant qu'un bassin intermédiaire pendant la « MSC », mais cette hypothèse requiert d'autres études, en particulier basées sur des corrélations onshore-offshore.

CHAPITRE IV :
ETUDE SEDIMENTOLOGIQUE DES DEPOTS DU
MESSINIEN SUPERIEUR-PLIOCENE INFERIEUR
DU BASSIN DE BOUDINAR



I. INTRODUCTION

Cette partie du travail se fonde essentiellement sur des observations de terrain et sur la description des faciès, afin de reconstituer la géométrie et la chronologie relative des différents objets et corps sédimentaires rencontrés.

L'analyse des faciès sédimentaires employée dans ce travail consiste à les décrire sur base d'observations macroscopiques. Pour ceci, plusieurs coupes détaillées ont été levées, réparties sur l'ensemble du bassin. Les affleurements ont été choisis en prenant en compte la plus grande épaisseur possible de série dans chaque secteur.

La description des faciès se base sur une synthèse des observations macroscopiques illustrées par des photographies. Elle tient compte de plusieurs critères :

- des critères lithologiques tels que la composition pétrographique, la granulométrie, la texture et la stratonomie (épaisseur et relief des bancs, organisation des couches, limites supérieures et inférieures des bancs) ;
- des indicateurs d'activité biologiques comme les assemblages de fossiles (nature de fossile, taille, état de conservation) ou la présence des bioturbations ou de perforations ;
- des marqueurs hydrodynamiques enregistrés par des structures sédimentaires (litages, figures de base de banc ...) ;
- la présence de phénomènes chimiques et diagénétiques ;
- la présence d'éléments particuliers (charbon, traces de racines ...).

L'interprétation de faciès se fait tout d'abord en termes de processus sédimentaire. Les milieux sont ensuite déterminés aux vues des associations de faciès verticales et latérales.

Enfin après avoir défini les milieux de dépôt, les environnements sédimentaires sont reconstitués grâce aux évolutions latérales observées sur l'ensemble des coupes. Des modèles de dépôts sont ensuite proposés.

II. ANALYSE DES FACIES

26 faciès sont définis sur 13 coupes, réparties à travers le bassin (Fig. IV-1, tableau 1). A Boudinar la sédimentation est essentiellement silico-clastique avec quelques niveaux carbonatés. La subdivision des milieux utilisée est celle décrite pour les systèmes silicoclastiques par Walker et Plint (1992) basée sur la position par rapport à la ligne de rivage (« shore »), complétée pour les zones de l'arrière plage par la classification de Zonneveld et al. (2004) (Fig. IV-2).

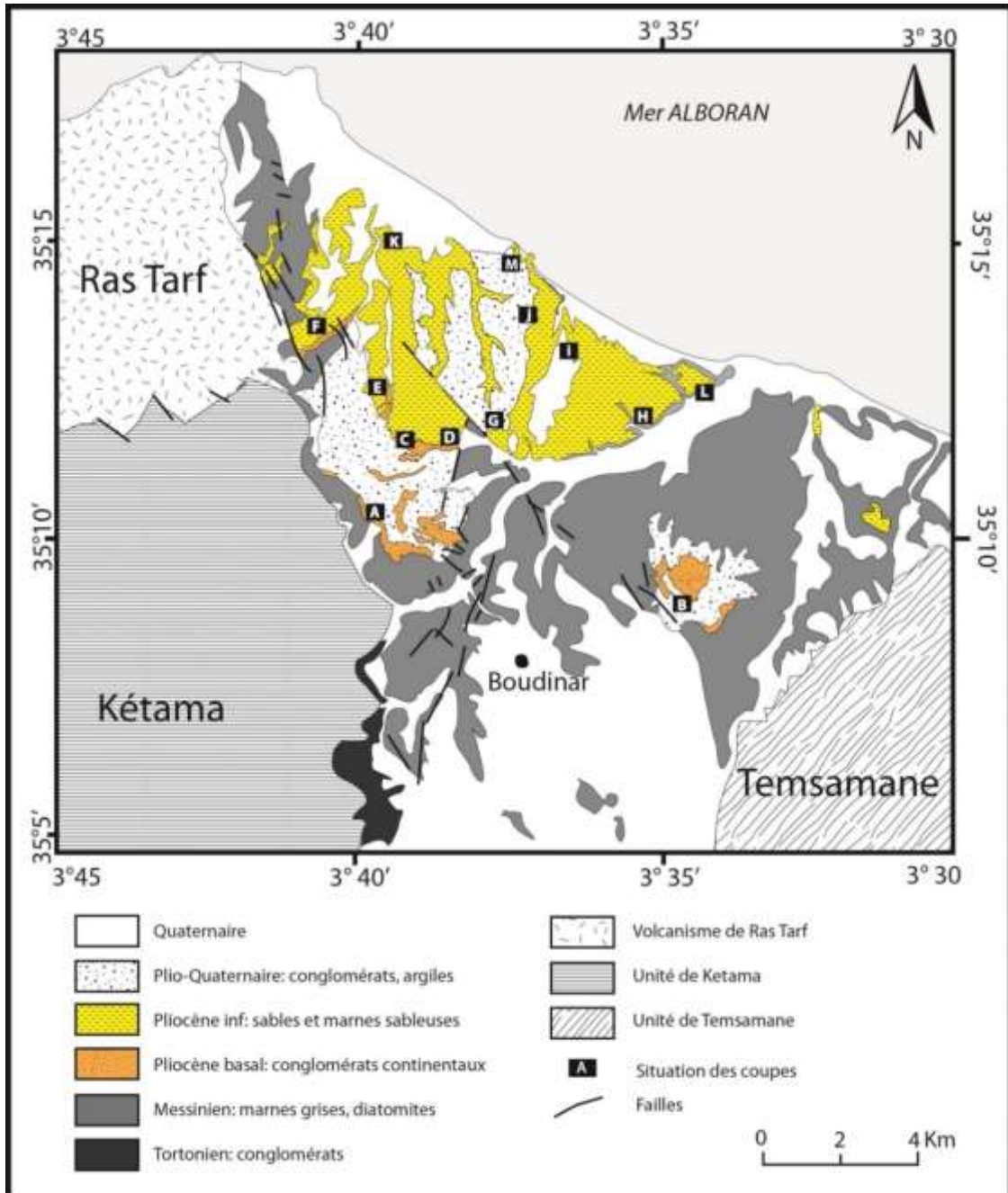


Figure IV-1 : Carte de localisation des coupes étudiées. A) Irhachâmene, B) Megziyat, C) Tizza, D) Saïda, E) Ouest-Tizza, F) Aït Abdallah, G) ImessaouÛdene, H) Oued Amekrâne (1), I) Ijetti, J) Tassensach, K) K. El borj, L) Oued Amekrâne (2), M) Sidi Drîs.

| Coupe | Coordonnées GPS |
|-----------------------------|---|
| A) Irhachâmene | Sommet : N35°11'12'' ; W 3° 39' 48'' 498 m |
| B) Megziyat | Base : N35° 10' 9,1'' ; W 3° 34' 25'' 301 m |
| C) Tizza | Base : N35° ; W 3° |
| D) Saïda | Base : N35° 12' 3.76'' ; W 3° 38' 6.78'' 112 m |
| E) Ouest Tizza | Base : N35° 13' 0.55'' ; W 3° 39' 5.7'' 258 m |
| F) Aït Abdallah | Base : N35° 14' 25.8'' ; W 3° 40' 51.4'' 135 m |
| G) Imessaouïdene | Base : N35° 12' 5.56'' ; W 3° 37' 15.9'' 131 m |
| H) Oued Amekrâne (1) | Base : N35° 12' 32.3'' ; W 3° 35' 25'' 67 m |
| I) Ijetti | Base : N35° 13' 50'' ; W 3° 36' 37.9'' 126 m |
| J) Tassensach | Base : N35° 13' 44'' ; W 3° 36' 48'' 70 m Sommet : N35° 13' 46.1'' ; W 3° 37' 19.5'' 250 m |
| K) K. El borj | Base : N35° 14' 58.6'' ; W 3° 39' 39.6'' 88 m |
| L) Oued Amekrâne (2) | Base : N35° 12' 57'' ; W 3° 34' 33'' 54 m |
| M) Sidi Drîs | Base : N35° 14' 52.7'' ; W 3° 37' 25.8'' 54 m |

Tableau 1 : Coordonnées GPS des différentes coupes étudiées.

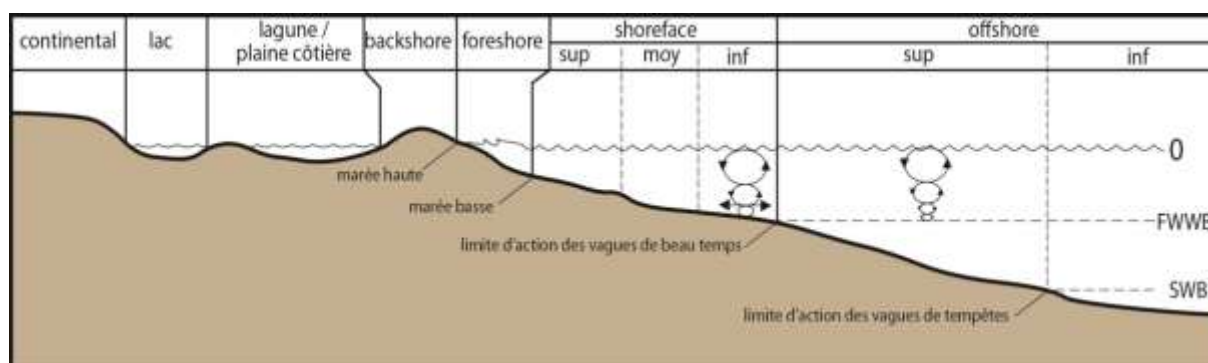


Figure IV-2 : Diagramme de zonation des milieux marins. Modifié d'après Walker et Plint (1992) et Zonneveld et al. (2004). FWWB : fairweather wave base. FWB : storm wave base.

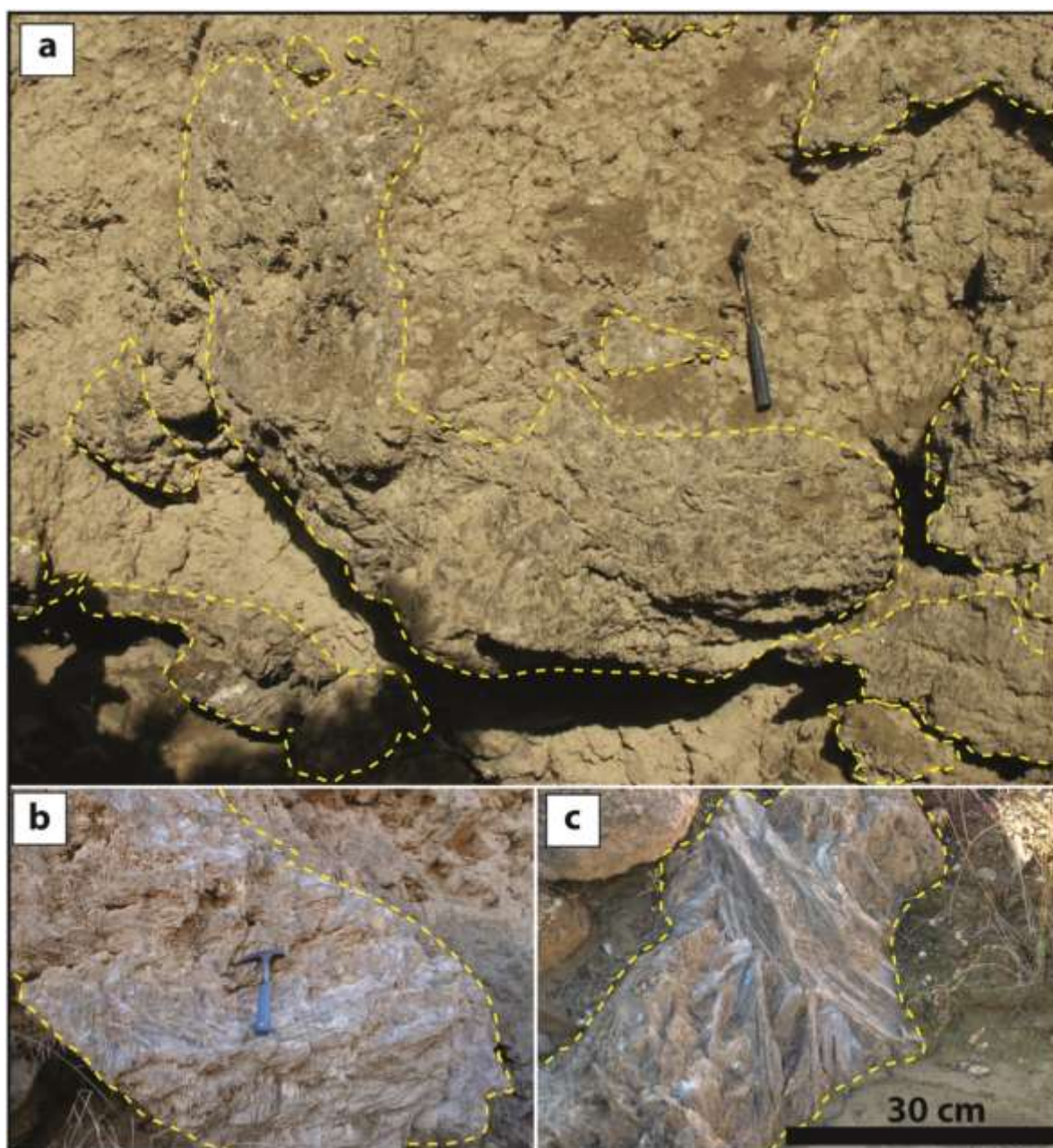


Figure IV-3 : Faciès F1. a) vue d'ensemble montrant les olistolites de gypses contenus dans une matrice argileuse grise. b, c) vue de détail des blocs de gypse (Sélénite).

1. Faciès F1 : faciès chaotique à olistolites de gypse

➤ *Description*

Ce faciès chaotique est bien préservé à **Aït Abdallah**, il se compose d'olistolites de gypse (sélénite) décimétriques à métriques contenu dans des argiles grises (*Fig. IV-3 a, b, c*). Il se développe dans des dépressions plurimétriques directement au-dessus de la surface d'érosion messinienne (« MES »). Aucune structure sédimentaire ni granoclassement ne sont observés dans ce faciès.

➤ *Processus sédimentaire et milieu de dépôt*

La taille des blocs, l'absence de granoclassement, de structures sédimentaires et l'abondance de la matrice argileuse indiquent une dynamique gravitaire. Ce faciès est rapporté à des écoulements de masses subaériens (« subaerial mass-flow » ; [Nemec et Steel, 1984](#)) qui se développent dans les paléo-creux créés par la surface d'érosion messinienne.

2. Faciès F2 : conglomérat mal classé à matrice argilo-silteuse blanche

➤ *Description*

Il se présente sous forme de bancs pluridécimétriques à métriques consolidés, horizontalement lités, à bases faiblement ou non érosives (*Fig. IV-4 a*).

La majorité des éléments sont de taille centimétrique (3 à 8 cm), bien arrondis, cimentés et sans granoclassement ni orientation avec quelques blocs dispersés de grandes tailles. La matrice est argileuse ou gréseuse claire (*Fig. IV-4 c*). Des alternances d'épisodes plus boueux et moins boueux et des épisodes grossiers à fins sont observés (*Fig. IV-4 a, b*). Dans certains cas, des niveaux à matrice dominante par rapport aux éléments sont rencontrés (*Fig. IV-4 c*).

➤ *Processus sédimentaire et milieu de dépôt*

L'organisation de ce faciès en bancs conglomératiques à matrice argileuse ou gréseuse témoigne d'un faible hydrodynamisme et indique des dépôts par des écoulements de débris subaériens (« debris flows »). Les niveaux à matrice argileuse dominante sont interprétés comme des écoulements de boue (« mud flows »).

La taille des grains, le mauvais classement et l'absence d'orientation des particules suggèrent une alternance d'écoulements de débris cohésifs et non-cohésifs ([Costa et Williams, 1984](#) ; [Major, 2003](#) ; [Talling et al., 2012](#)).

L'architecture générale de ces dépôts rappelle celle des « Sediment gravity flows, SG », décrite par Miall, (1985). Selon cet auteur, cet élément est formé principalement par des écoulements de débris et le mécanisme d'écoulement des sédiments s'effectue par gravité.

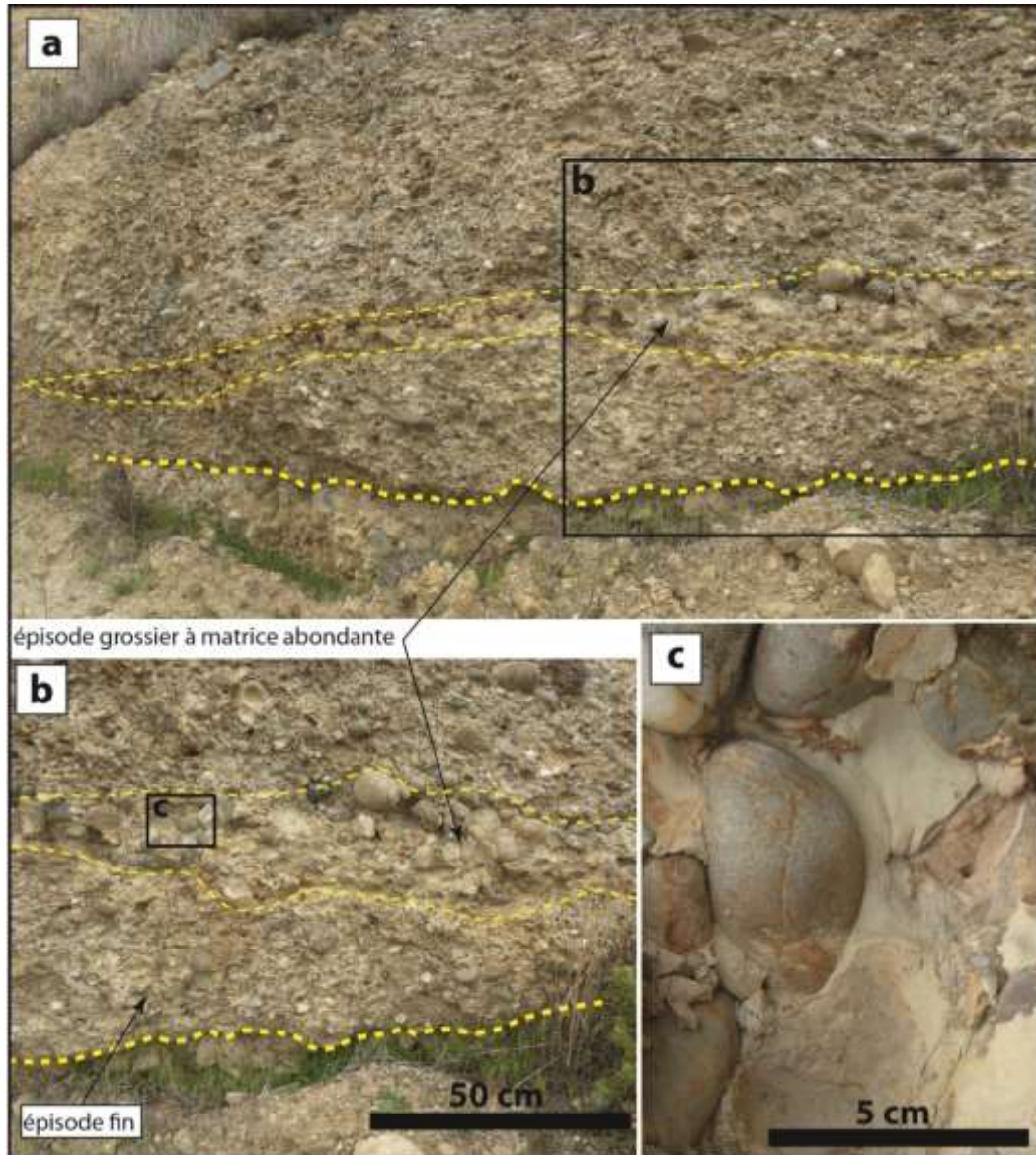


Figure IV-4 : Faciès F2. a, b) vue d'ensemble du banc contenant une lentille conglomératique légèrement érosive à éléments plus grossiers et matrice argilo-gréseuse abondante. **c)** vue de détail des conglomérats grossiers à matrice gréseuse fine abondante.

3. Faciès F3 : conglomérat cimenté à matrice microconglomératique

➤ Description

F3 s'organise en bancs pluridécimétriques, montrant des géométries lenticulaires à bases érosives (Fig. IV-5a, b). Les éléments sont de taille variable avec une majorité entre 5 et 15 cm, arrondis à subanguleux, mal classés et sans orientation. Ils sont isolés dans une matrice

micro-conglomératique (support clastique) consolidée et très abondante par rapport aux éléments (*Fig. IV-5 c, d*).

➤ *Processus sédimentaire et milieu de dépôt*

La taille des éléments, le mauvais classement, l'absence d'orientation des particules et le support clastique indique des dépôts par des écoulements de débris.

Ce faciès se trouve associé avec le faciès précédemment décrit (**F2**). Il est différent de ce dernier par la géométrie lenticulaire, la taille des éléments et le support clastique. Le faciès **F3** est interprété comme des dépôts de « diffuse gravel sheets », décrites par [Hein et Walker \(1977\)](#), qui consistent en des petits lobes d'écoulements de débris qui se produisent pendant les périodes les plus humides.

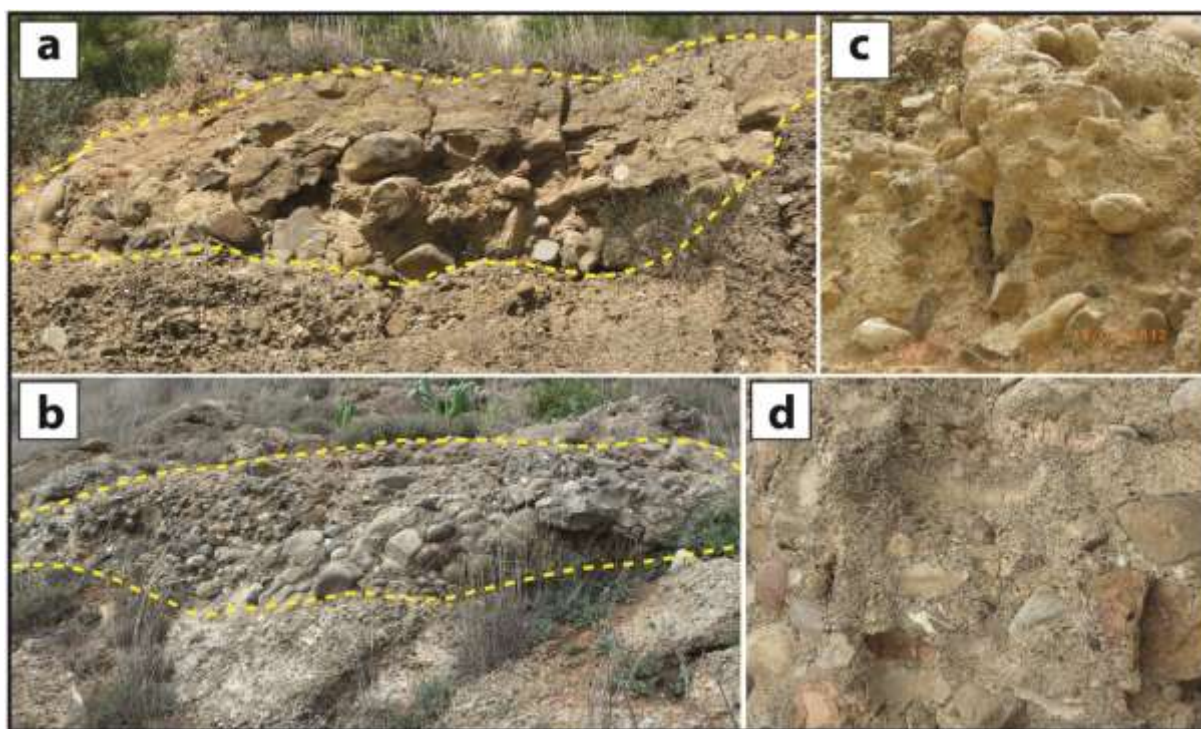


Figure IV-5 : Faciès F3. a, b) vue d'ensemble de lentilles conglomératiques grossières érosives. **c, d)** vue de détail des conglomérats grossiers à matrice micro-conglomératique abondante.

4. Faciès F4 : grès stratifiés à galets légèrement imbriqués

➤ *Description*

Ce faciès se rencontre au sommet des précédents faciès (**F2**, **F3**). Il correspond à des niveaux décimétriques de géométrie lenticulaire, constitués par des grès moyens à grossiers jaunes et

stratifiés. Quelques galets dispersés, alignés et légèrement imbriqués sont observés dans ces dépôts (*Fig. IV-6 a, b*).

➤ *Processus sédimentaire et milieu de dépôt*

Le caractère stratifié des grès, leurs géométries et position au sommet des faciès **F2** et **F3**, les galets dispersés et imbriqués indiquent des dépôts épisodiques par des courants. Ces derniers sont dus à la diminution des courants de traction et se produisent vers la fin des événements gravitaires.

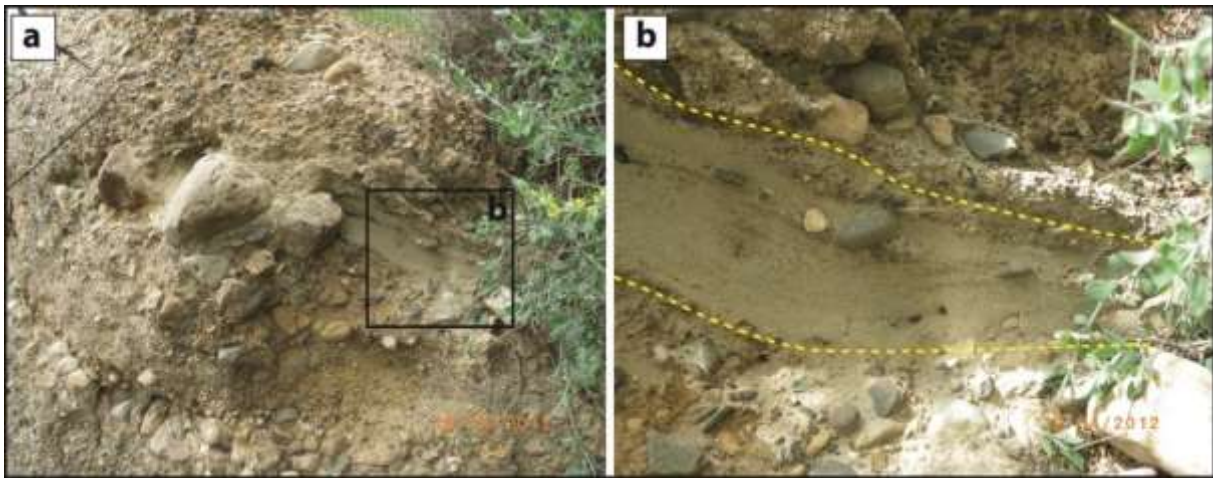


Figure IV-6 : Faciès F4. a) vue d'ensemble montrant les grès du faciès **F4** au sommet du banc conglomératique du faciès **F2**. **b)** vue détaillée du faciès **F4** montrant des grès stratifiés à galets isolés et imbriqués.

5. Faciès F5 : calcaire mudstone compact

➤ *Description*

Ce faciès, rencontré au centre du bassin (**Oued Amekrane 2**), présente des bancs centimétriques à décimétriques de calcaire mudstone, intercalés dans des niveaux marneux du faciès **F6**. Les calcaires se présentent sous forme de bancs durs en plaquettes montrant des laminations horizontales avec des intercalations de lits gypseux fins (*Fig. IV-7 a, b*). Les faunes et les flores y sont très rares, avec quelques petits moules internes de gastéropodes, des ostracodes, des bivalves à test fin et des oogones de charophytes.

➤ *Processus sédimentaire et milieu de dépôt*

La texture de ce faciès témoigne des conditions de sédimentation calme, en domaine protégé de l'activité des vagues. L'abondance des calcaires mudstones indique que le principal mode

de sédimentation était la suspension (Massari *et al.*, 1993). Ce caractère protégé, la présence des quelques cristaux de gypses et l'assemblage de fossiles permettent d'interpréter ce faciès comme caractéristique d'un milieu essentiellement lacustre. D'après Flügel E. (2004), les milieux protégés derrière des barrières de plage, avec des salinités variables, sont des sites propices au dépôt de sédiments fins formant des « mudstone », avec une faible diversité de faune.

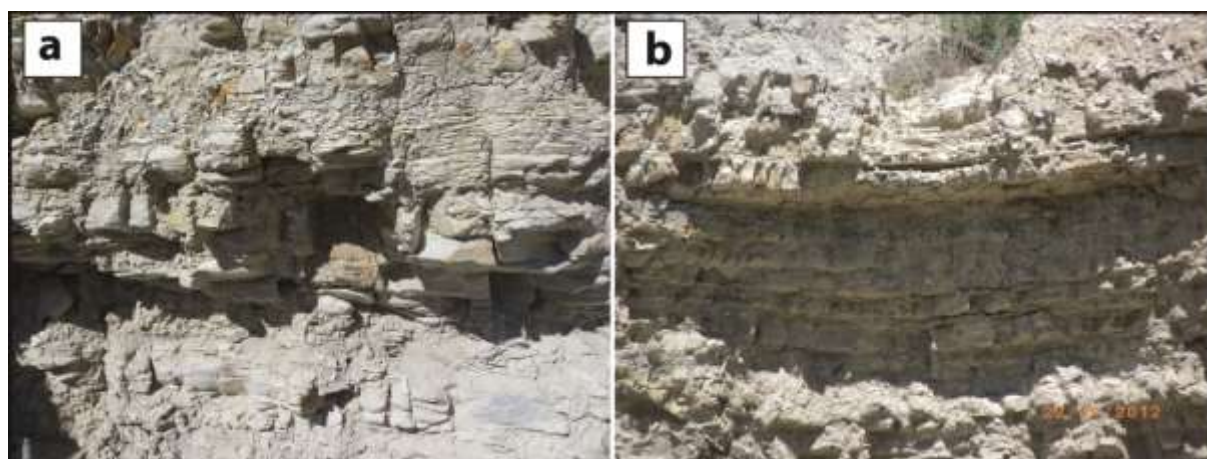


Figure IV-7 : Faciès F5. a, b) vue détaillée des calcaires mudstones laminés.

6. Faciès F6 : marnes grises laminées à lentilles conglomératiques érosives

➤ Description

Ce faciès est rencontré au centre du bassin (**Oued Amekrane 1, Oued Amekrane 2**). Il correspond à des niveaux marneux gris plurimétriques (**F6 a**) contenant des intercalations de bancs conglomératiques et gréseux centimétriques à décimétriques et à bases érosives (**F6 b**) en alternance avec les calcaires du faciès **F5** (*Fig. IV-8 a*).

Les marnes sont laminées et les faunes et les flores y sont très rares, avec quelques petits moules internes de gastéropodes, des ostracodes et des fragments de bivalves à test fin. Aucun débris de faune clairement marine n'a été trouvé dans les résidus de lavage (foraminifères, bryozoaires, échinodermes, pectinidés...).

Les éléments de conglomérats sont contenus dans une matrice gréseuse ou argileuse abondante, avec un granoclassement normal (*Fig. IV-8 b*) ou sans granoclassement. Des petits bancs gréseux homogènes bien cimentés sont observés (*Fig. IV-8 c*).

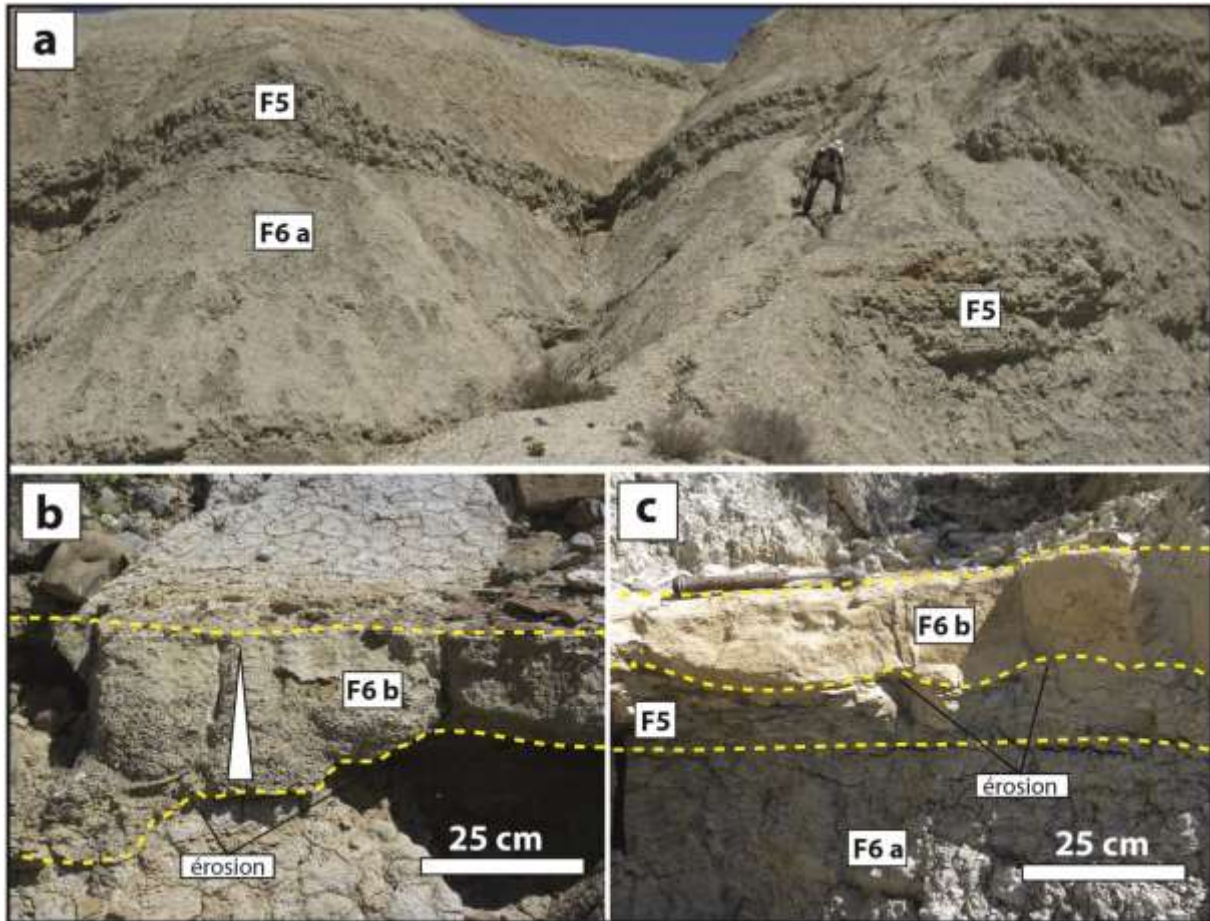


Figure IV-8 : Faciès F6. a) alternances marnes grises laminées (F6 a) et calcaires mudstones (F5). b) marnes grises (F6 a) à intercalation de bancs conglomératiques érosifs montrant un granoclassement normal (F6 b). c) alternances de marnes (F6 a), calcaires mudstones (F5) et grès homogènes érosifs (F6 b).

➤ *Processus sédimentaire et milieu de dépôt*

Ce faciès se trouve associé avec les calcaires lacustres (F5). L'assemblage de fossiles, l'absence de faune et flore purement marine ainsi que la dominance et l'importante épaisseur des marnes permettent d'interpréter ce faciès comme caractéristique d'un milieu lacustre.

L'abondance du support matriciel, le mauvais classement et la texture mal trié des bancs conglomératiques ainsi que leurs géométries lenticulaires et leurs bases érosives indiquent des dépôts épisodiques par écoulements gravitaires sous aquatiques (Nemec, 1984 ; Postma, 1984).

La présence de niveaux gréseux témoigne d'une dynamique temporaire de crues mise en place des débordements (« crevasse splay ») qui transportent les matériaux fins vers le lac. Ce faciès (F6) est donc rapporté à des dépôts fins dans un milieu lacustre à influence gravitaire épisodique.

7. Faciès F7 : conglomérats et grès grossiers à stratification oblique arquée

(« trough cross stratification »)

➤ Description

Ce faciès est bien développé dans la partie sud du bassin (**Irhachâmene, Tizza, Ouest-Tizza, Megziyat**). Il correspond à des niveaux conglomératiques d'épaisseur métrique à plurimétriques et de largeur de plusieurs mètres. Ce faciès peut être subdivisé en deux sous faciès **F7 a** et **F7 b**.

Sous-faciès F7 a : Ce sous faciès est bien exposé à **Ouest-Tizza** (Fig. IV-9 a) et **Tizza** (Fig. IV-9 b, c). Il s'organise en unités d'épaisseurs métriques (2 à 10 m) et de largeurs plurimétriques, à bases érosives qui se recoupent les unes les autres (Fig. IV-9 a, b). Leur remplissage sédimentaire est constitué par des conglomérats moyens bien arrondis et des grès grossiers. Des stratifications obliques arquées (« trough cross stratification ») (Fig. IV-9 a, b) et des granoclassements normaux sont fréquents dans ces dépôts. Ces stratifications obliques à grande échelle (mégarides de courant) indiquent un sens du paléocourant orienté vers le Nord ou le Nord-Est.

Sous-faciès F7 b : ce sous-faciès se développe au-dessus du faciès **F7 a**. Il correspond à des unités conglomératiques isolées montrant des géométries lenticulaires, d'épaisseurs métriques et de largeurs plurimétriques (2 à 10 m), en alternance avec les conglomérats et grès rouge du faciès **F8 b** (Fig. IV-9 c). Le remplissage sédimentaire consiste en des conglomérats fins, bien arrondis, contenus dans une matrice gréseuse rouge grossière. La structure interne de ces unités montre des litages obliques arqués.

➤ Processus sédimentaire et milieu de dépôt

La granulométrie de ces dépôts à dominance des particules grossiers (galets, graviers et grès grossiers), l'absence des sédiments fins (argiles), les éléments bien arrondis et triés et le granoclassement normal sont caractéristiques des dépôts fluviaux.

La géométrie de ces dépôts à caractère chenalisé, les bases érosives et les structures internes (stratifications et litages, mégarides de courants) témoignent de conditions de dépôts par des courants unidirectionnels en domaine fluvial. Ces dépôts sont interprétés comme des remplissages de chenaux fluviaux en tresses amalgamés (**F7 a**) ou individuels (**F7 b**) (Miall,

1977, 1996 ; Mrakovitch et Coogan, 1974). Les stratifications obliques arquées et les mégarides de courant indiquent un sens du paléocourant orienté du Sud-Ouest vers le Nord-Est.

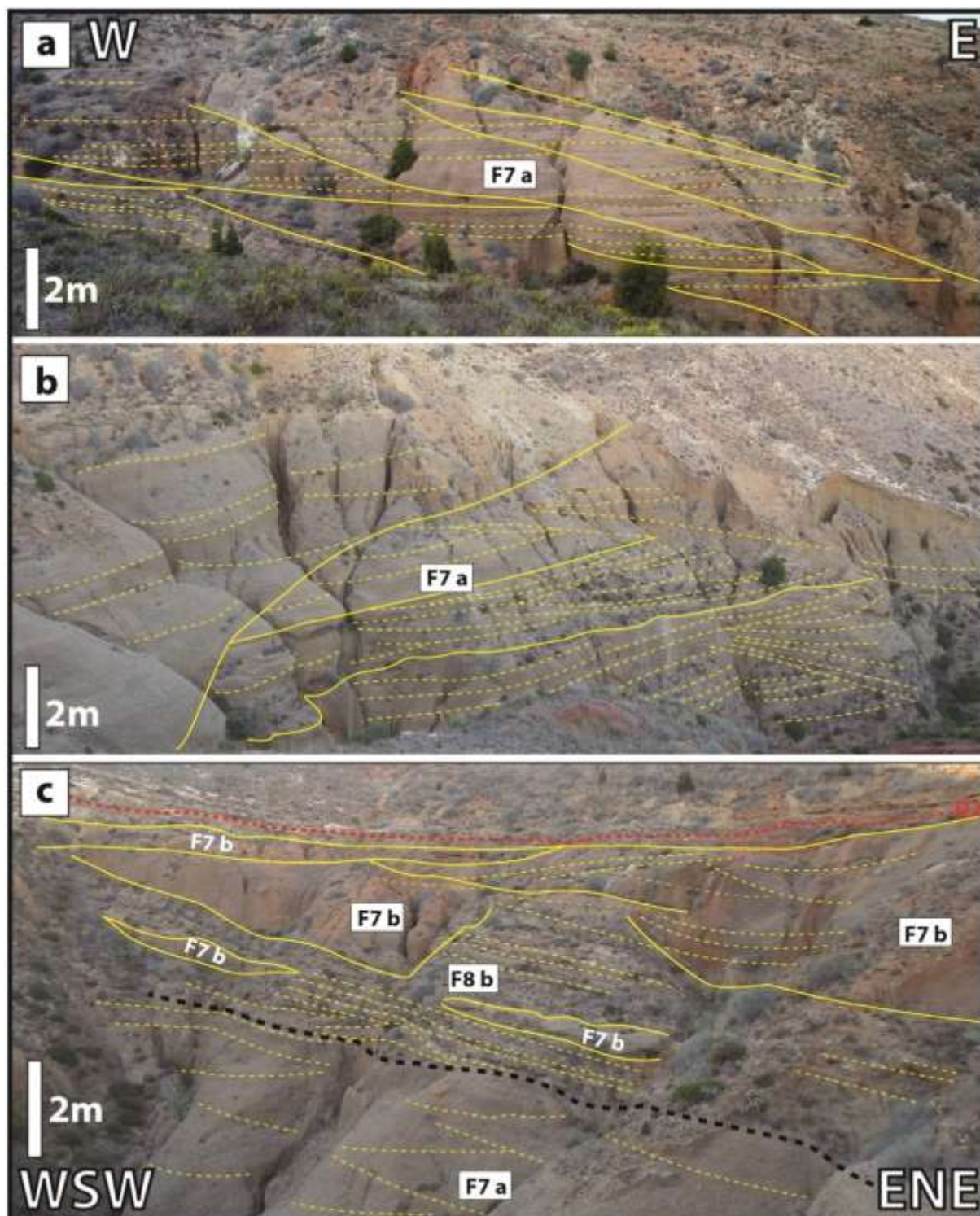


Figure IV-9 : Faciès F7 a et F7 b. a, b) vue d'ensemble des conglomérats et grès à stratifications obliques arquées (« trough cross stratification ») (F7 a). c) vue d'ensemble des lentilles conglomératiques érosives montrant des litages obliques arqués (F7 b) en alternance avec les grès et conglomérats stratifiés du faciès F8 b.

8. Faciès F8 : conglomérats cimenté (F8 a) / graviers et grès rouges stratifiés (F8 a)

➤ *Description*

Ce faciès est rencontré dans la partie Sud-Ouest du bassin (**Irhachâmene**, **Ouest-Tizza**). Dans la partie Sud (**Irhachâmene**), ce faciès est représenté par des bancs conglomératiques cimentés d'épaisseurs décimétriques (**F8 a**) passant latéralement vers le Nord (**Tizza** et **Ouest-Tizza**) à des bancs gréseux conglomératiques stratifiés (**F8 b**).

Sous-faciès F8 a : rencontré uniquement sur la coupe d'**Irhachâmene** au-dessus des faciès gravitaires (**F2**, **F3**, **F4**) et du faciès fluviatile **F7**. Il correspond à des bancs conglomératiques cimentés d'épaisseur décimétriques en alternance avec des argiles rouges. Les bases des bancs sont légèrement érosives et leurs sommets sont plans ou irréguliers (*Fig. IV-10 a*). Les éléments de conglomérats sont fins (graviers), jointifs, arrondis à subanguleux et cimentés par un ciment calcitique (*Fig. IV-10 b*). Ils ne présentent pas de granoclassement, mais montrent dans certains cas des litages plans et des litages obliques plans.

Sous-faciès F8 b : rencontré sur les coupes de **Tizza** et **Ouest-Tizza**, consiste en des bancs grésos-conglomératiques rouges stratifiés, d'épaisseur décimétriques, contenant des inter-lits argileux (*Fig. IV-10 c, d*). Les éléments sont fins, dominés par des graviers et grès grossiers montrant parfois des galets isolés. Les galets et graviers sont bien arrondis, triés, montrant des granoclassements normaux, des imbrications et des alignements suivant les plans de litages. Des stratifications planes sont fréquentes et des litages obliques plans (« planar cross-beds ») sont également observés. Ce faciès est différent du faciès (**F7**) par la granulométrie fine des conglomérats (graviers), la faible épaisseur des bancs, l'abondance du terme gréseux, les stratifications et les litages plans. Les structures sédimentaires observées dans ces dépôts indiquent un sens du paléocourant orienté vers le Nord ou le Nord-Est.

➤ *Processus sédimentaire et milieu de dépôt*

La granulométrie de ces dépôts à dominance des graviers, le ciment calcitique et/ou gréseux, les éléments oxydés, bien arrondis, triés et le granoclassement normal sont caractéristiques des dépôts fluviatiles.

L'architecture des dépôts du sous-faciès **F8 a** et leurs caractéristiques rappellent celles des dépôts de chenaux fluviatiles en forme de feuilles (« sheet-like channel ») en domaine de cône

alluvial (Friend et al., 1979 ; Blakey et Gubitosa, 1984 ; Miall, 1985). Ils sont généralement non-chenalisés, faiblement érosifs avec un rapport largeur/épaisseur très élevé.

Les stratifications planes et les litages obliques plans observés dans le sous-faciès **F8 b**, le caractère fin des sédiments, l'imbrication et l'alignement des galets témoignent d'un régime hydrodynamique faible. Ces dépôts sont attribués à des remplissages de chenaux fluviatiles droits, plus distaux que ceux des chenaux du faciès (**F8 a**), ou à des dépôts de débordement entre les chenaux du faciès **F7 b**.

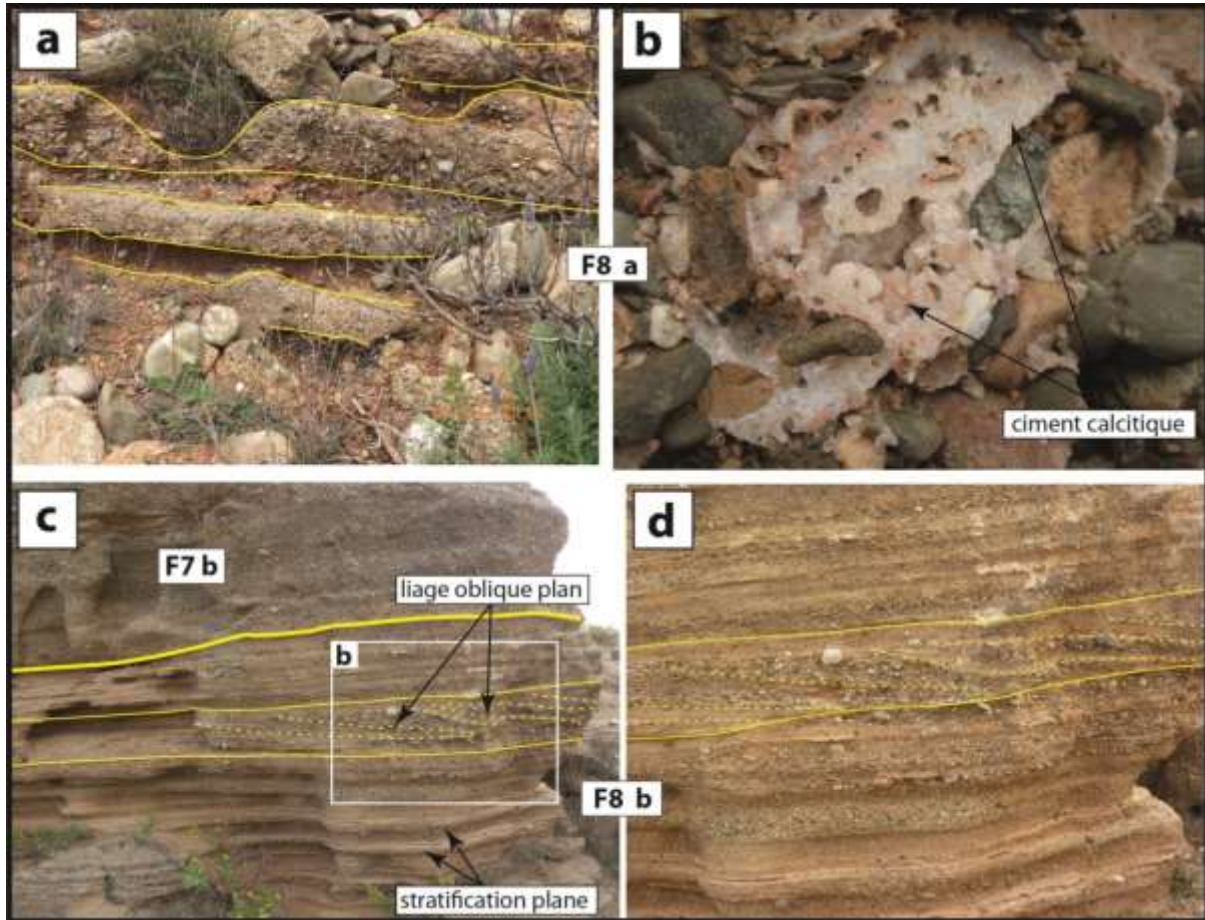


Figure IV-10 : Faciès F8. a) alternance de bancs conglomératiques décimétriques cimentés et d'argiles rouges. b) vue de détail du faciès **F8 a** montrant des éléments de conglomérats à ciment calcitique. c) conglomérats et grès à stratification plane et litage oblique plan (**F8 b**). d) vue de détail du banc montrant des galets alignés suivant les plans de litage.

9. Faciès F9 : conglomérats à support matriciel ou clastique

➤ Description

Ce faciès est bien exposé dans la partie Sud-Ouest du bassin (**Saïda, Ouest-Tizza**). Il s'organise en bancs conglomératiques décimétriques à métriques, inclinés vers le Nord ou le Nord-Est avec des pendages entre 10 et 15° (*Fig. IV-11 a*).

Les conglomérats sont constitués en majeure partie par des galets fins et graviers (1 à 5 cm) avec quelques galets isolés qui dépassent 5 cm. Les éléments sont bien arrondis dans une matrice micro-conglomératique (*Fig. IV-11 d, e*) ou argilo-gréseuse blanche (*Fig. IV-11 b, c*). Vers le sommet des bancs, des grès moyens à grossier et bien triés remplissent les espaces entre des galets. Des granoclassements normaux sont fréquents dans ces dépôts et le sommet des bancs est souvent marqué par des dépôts de grès du faciès **F10**.

➤ *Processus sédimentaire et milieu de dépôt*

L'organisation de ces dépôts en bancs à granoclassement normale et le support matriciel ou clastique des conglomérats indiquent des conditions de dépôts par des écoulements gravitaires « gravity flows » sur une pente. Le remplissage matriciel des espaces intra-clastes aux sommets des bancs est rapporté à des écoulements turbulents qui se produisent vers la fin des écoulements gravitaires. Ces écoulements turbulents transportent les sables moyens et grossiers et les déposent dans les espaces intra-clastes. Le faciès **F9** est interprété comme le résultat des écoulements de débris à haute concentration « high-concentrated debris flows ».

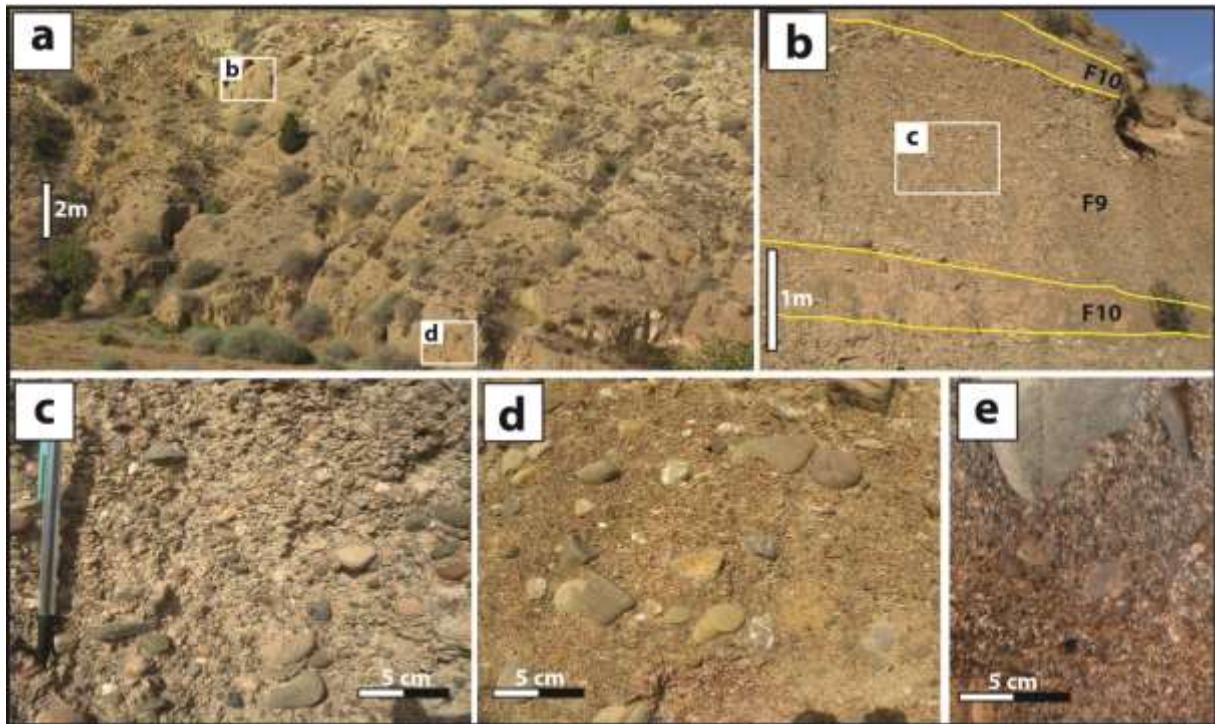


Figure IV-11 : Faciès F9. a) vue d'ensemble des alternances de faciès **F9** et **F10** montrant des bancs à pendage d'environ 15° vers le Nord ou le Nord-Est. b) alternance de conglomérats à matrice argilo-gréseuse blanche (**F9**) et grès grossier (**F10**). c) conglomérats fins à matrice argilo-gréseuse blanche (**F9**). d) conglomérats grossiers à matrice microconglomératique (**F9**). e) vue détaillée de la matrice microconglomératique du faciès (**F9**).

10. Faciès F10 : grès grossier stratifié à litage oblique plan / litage oblique arqué

➤ Description

Ce faciès se trouve associé au faciès conglomératique **F9** dans la partie Sud-Ouest du bassin (**Saïda** et **Ouest-Tizza**). Il est représenté par des bancs décimétriques de grès stratifiés dans les conglomérats du faciès **F9** (Fig. IV-12 a, b).

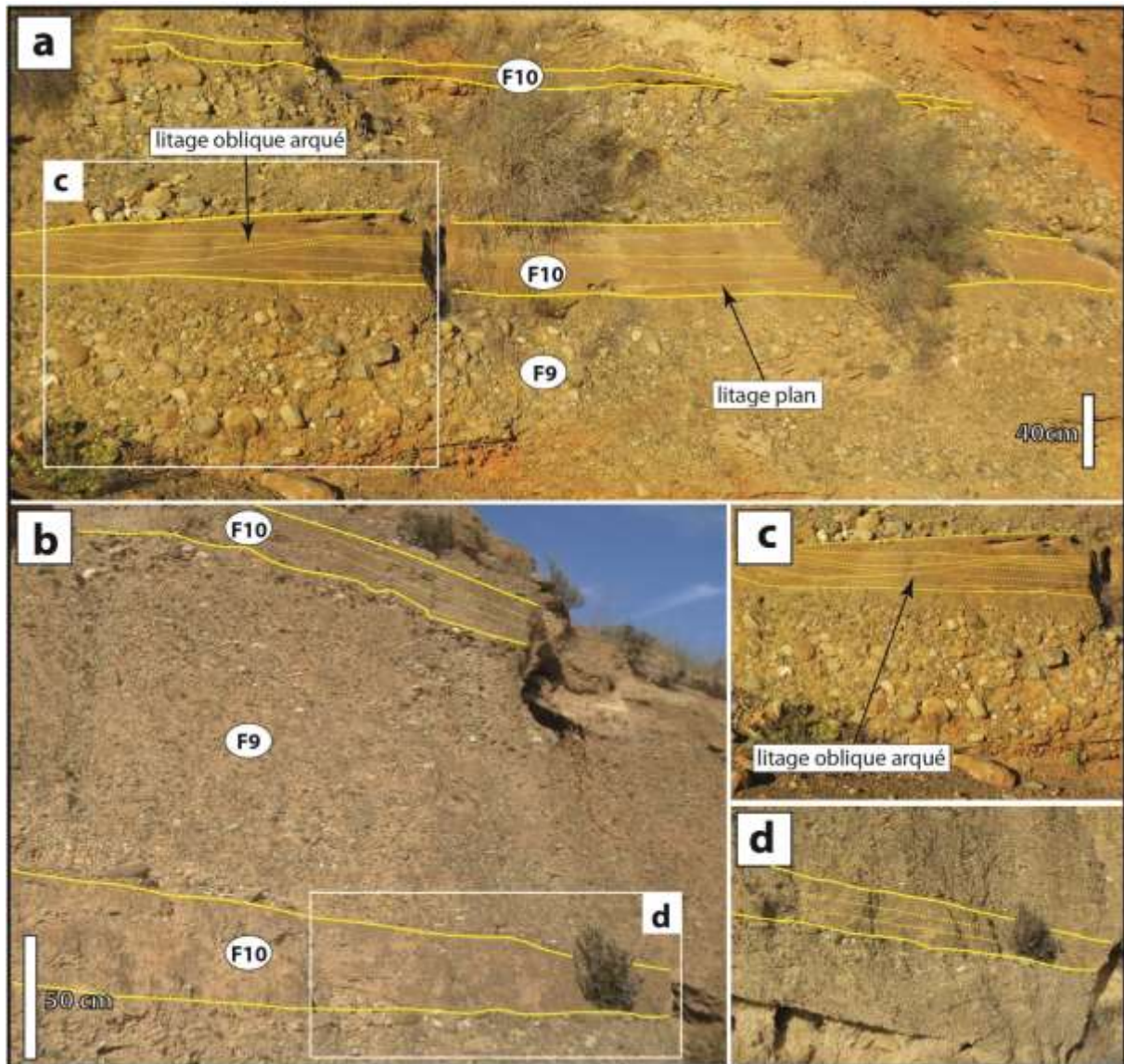


Figure IV-12 : Faciès F10. a) vue d'ensemble d'alternance de bancs gréseux lenticulaires à litage oblique arqué et litage plan (F10), en alternance avec des conglomérats à granoclassement normal (F9). b) alternance de conglomérats à matrice argilo-gréseuse blanche (F9) et grès grossier à litage plan (F10). c) vue de détail des grès à litage oblique arqué. d) vue de détail des grès à litage plan.

Les dépôts gréseux moyens à grossiers de ce faciès s'organisent en bancs à bases planes ou légèrement érosives et sommets érodés par les conglomérats du faciès **F9**. La structure interne

des bancs montre des litages obliques plans (« planar cross-bedding »), des litages obliques arqués (« trough cross-bedding ») et des litages plans parallèles.

Les structures et litages observés dans ces dépôts indiquent un sens du paléocourant vers l'Est ou le Nord-Est.

➤ *Processus sédimentaire et milieu de dépôt*

La géométrie lenticulaire, l'épaisseur des bancs, la granulométrie fine, la stratification horizontale, les litages obliques plans et arqués témoignent d'un haut régime hydrodynamique. Ces dépôts sont caractéristiques des écoulements en nappe (« sheet floods ») et des petites barres fluviales à crêtes droites ou légèrement sinueuses. Ils sont déposés par des courants d'eau qui se produisent après les événements gravitaires.

Ce type de faciès est interprété comme correspondant à des dépôts de courants fluviales en tresses éphémères (« ephemeral braided streams ») qui se produisent à la surface du fan delta (Doeglas, 1962 ; Kazanci, 1988 ; Williams et Rust, 1969 ; Rust, 1978 ; Mrakovitch et Coogan, 1974 ; Eriksson et Vos, 1979 ; Middleton et Trujillo, 1984).

11. Faciès F11 : argiles bariolées

➤ *Description*

Ce faciès rencontré sur les bordures du bassin (Aït Abdallah, Saïda) est représenté par des argiles bariolées en alternance avec les grès et conglomérats du faciès **F12** (Fig. IV-13 c, d, e).

Les argiles montrent des différences de couleur entre le rouge, le violet et le jaune. La bioturbation est rare et aucun débris de faune clairement marine n'a été trouvé (bryozoaires, échinodermes, pectinidés...). Quelques petites rides de vagues trochoïdales (« trochoidal wave ripples ») et des figures de dessiccation (« dessiccation-cracks ») sont observées (Fig. IV- 13 c).

➤ *Processus sédimentaire et milieu de dépôt*

La granulométrie très fine des sédiments (argiles) témoigne de conditions hydrodynamiques faibles. Les sédiments terrigènes oxydés avec quelques petites rides de vagues, les petits terriers et les figures de dessiccation sont interprétés comme des dépôts de milieu très peu profond à la transition entre le continent et la mer. L'absence de faune marine suggère un milieu de dépôt lagunaire et le caractère bariolé des argiles indique une influence pédogénétique. D'après ces arguments, le faciès **F12** est reporté à un milieu de dépôt lagunaire.

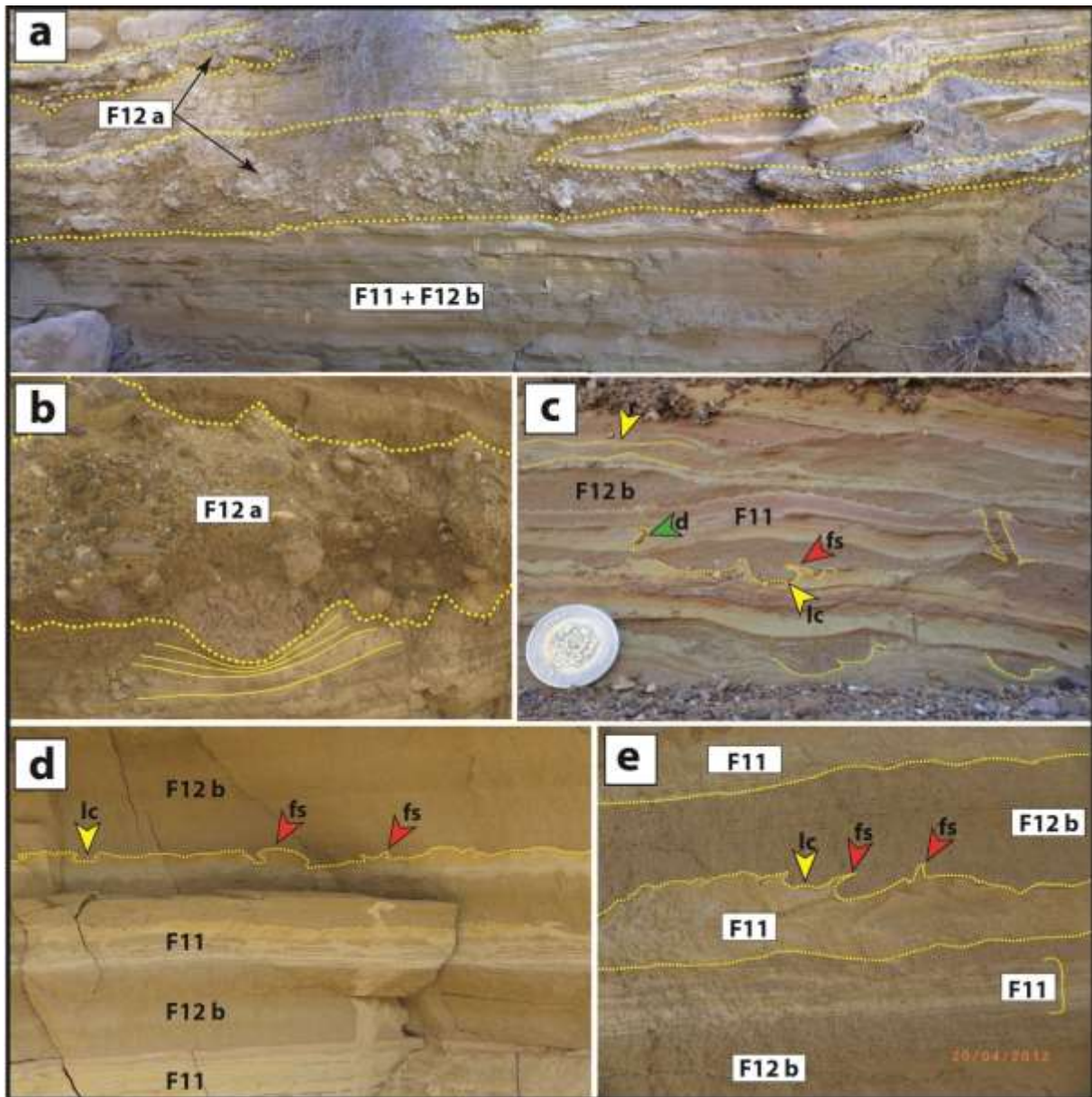


Figure IV-13 : Faciès F11 et F12. a) vue d'ensemble des alternances de conglomérats (F12 a) et des argiles bariolées et grès fins (F11, F12 b). b) vue de détail des conglomérats hétérométriques à matrice argileuse montrant des figures de charge à la base. c, d, e) vue de détail des alternances d'argiles (F11) et de grès fins (F12 b) montrant des figures de charge (« load-cast », lc), des figures d'échappement d'eau (« flame structures », fs), des rides de vagues trochoïdales (« trochoidal wave ripples », r) et des figures de dessiccation (« desiccation cracks », d).

12. Faciès F12 : grès et conglomérats érosifs

➤ Description

Ce faciès rencontré sur les bordures du bassin (Aït Abdallah, Saïda) se trouve associé avec les argiles du faciès F11 précédemment décrits (Fig. IV-13 a). Il est représenté par des bancs

conglomératiques décimétriques (**F12 a**, *Fig. IV-13 a, b*) et des strates centimétriques érosives constituées de grès fins (**F12 b**, *Fig. IV-13 c, d, e*) en alternance les argiles du faciès **F11**.

Les bancs conglomératiques (sous-faciès **F12 a**) sont constitués par des éléments hétérométriques (la majorité entre 1 et 5 cm avec parfois quelques galets isolés qui dépassent 10 cm) sans granoclassement ou parfois à granoclassement inverse. Les éléments sont contenus dans une matrice argileuse qui devient abondante vers le sommet des bancs. Des figures de charge (« load-cast ») à la base des bancs et des lentilles conglomératiques isolées sont fréquentes (*Fig. IV-13 b*).

Les niveaux gréseux (sous-faciès **F12 b**) s'organisent en petits lits à bases et sommets irréguliers, montrant des figures de charge (« load-cast ») (*Fig. IV-13 c, d, e*), des figures d'échappement d'eau, des structures en flammes (« flame structures ») (*Fig. IV-13 d, e*), des petites bioturbations verticales non identifiées (*Fig. IV-13 c*) et des petites rides de vagues (*Fig. IV-13 c*). Aucune faune ni débris de faunes marine n'a été trouvée dans ce faciès (**F12 a** et **F12 b**).

➤ *Processus sédimentaire et milieu de dépôt*

Ce faciès se trouve intercalé dans les argiles lagunaires (**F11**). L'absence de faune marine, la présence de quelques petites bioturbations et de rides de vagues indiquent des conditions de dépôts sous une faible tranche d'eau dans un milieu de transition entre le marin et le continental.

Les structures sédimentaires observées tels que les figures d'échappement d'eau, les figures de charge et les structures en flammes caractérisent des dépôts épisodiques rapides.

La lithologie et l'organisation interne des bancs conglomératiques (strates érosives, granulométrie variée, granoclassement inverse, matrice argileuse qui devient abondante vers le sommet des bancs) sont typiques des dépôts d'écoulements gravitaires sous-aquatiques (« subaqueous debris flows ») (Nemec *et al.*, 1980 ; Kelling et Holroyd 1979 ; Nemec et Steel, 1984).

Les niveaux gréseux (**F12 b**) sont interprétés comme des dépôts résultants d'écoulements hyperpycnaux (« hyperpycnal flows ») qui se produisent durant les périodes de crues des rivières (Mulder et Alexander, 2001 ; Lamb et Mohrig, 2009 ; Lamb *et al.*, 2010). Ce faciès **F12** est donc rapporté à des dépôts épisodiques qui marquent des événements de crue de rivières et d'écoulements gravitaires en milieu lagunaire.

13. Faciès F13 : conglomérats très riches en débris de faune (shell beds)

➤ Description

Ce faciès n'est rencontré que dans la partie Sud-Ouest du bassin (**Tizza**). Il est représenté par des bancs pluridécimétriques à métriques (1 à 3 m d'épaisseur), subhorizontaux, amalgamés, discontinus latéralement et à bases irrégulières érosives (*Fig. IV-14 a*).

Il présente des conglomérats contenant un mélange de faune infralittorale à circalittorale (*Amusium cristatum*, pectinidés) et des éléments littoraux (galets de socle, galets encroûtés, fragments d'huitres, galets calcaires et grosses huitres clionées, *Glycimeris*, *Cardium*, *Clypeaster* et cirripèdes) (*Fig. IV-14 b, c, d, e, f*).

Les bivalves sont fragmentés et désarticulés, très abondants par rapport aux matériaux détritiques. Ces niveaux ne montrent pas de structures sédimentaires, ni de classement. Les conglomérats passent vers le haut à des bancs purement constitués de fragments faune (« shell debris »), puis à des bancs décimétriques rougeâtres constitués par des petits fragments d'huitres et de balanes (*Fig. IV-14 g*).

➤ Processus sédimentaire et milieu de dépôt

Le contenu en fossile de ce faciès montre des origines variées, avec des faunes allant du littoral jusqu'aux milieux profonds. *Amusium cristatum* est typique des milieux profonds d'offshore, les balanes sont des organismes qui se fixent sur des substrats durs dans des milieux peu profonds de foreshore ([Stephenson et Stephenson, 1949](#)), les autres organismes tels que les huitres et les pectinidés sont abondants dans des milieux de shoreface et de foreshore ([Aguire, 1996](#)).

Les petits bancs rouges à débris de faune fins sont typiques des zones à sédimentation fine en domaine côtier (« shoreline area ») ([Reading et Collinson, 1996](#)). Dans ce type de dépôt, le degré de fragmentation élevé, le remaniement et le dépôt des débris de faune de différentes origines témoignent d'événements de haute énergie. Ce faciès est interprété comme lié à des courants de tempêtes (« storms surges ») ([Aigner, 1985](#); [Einsele et Seilacher, 1982](#)) dans des zones de mer peu profonde (foreshore/plage).

D'après [Puga-Bernabéu et al. \(2014\)](#), ce type de dépôt, est interprété comme lié à des flux non confinés résultant de courants unidirectionnels engendrés par les tempêtes. Les particules squelettiques sont remobilisées par l'action des courants de retour des tempêtes et déposées

sous forme de « shell beds » (Puga-Bernabéu et al., 2010). La présence de couches à bases irrégulières amalgamées est le résultat de multiples phases de remaniement (D'Alessandro et al., 2004).

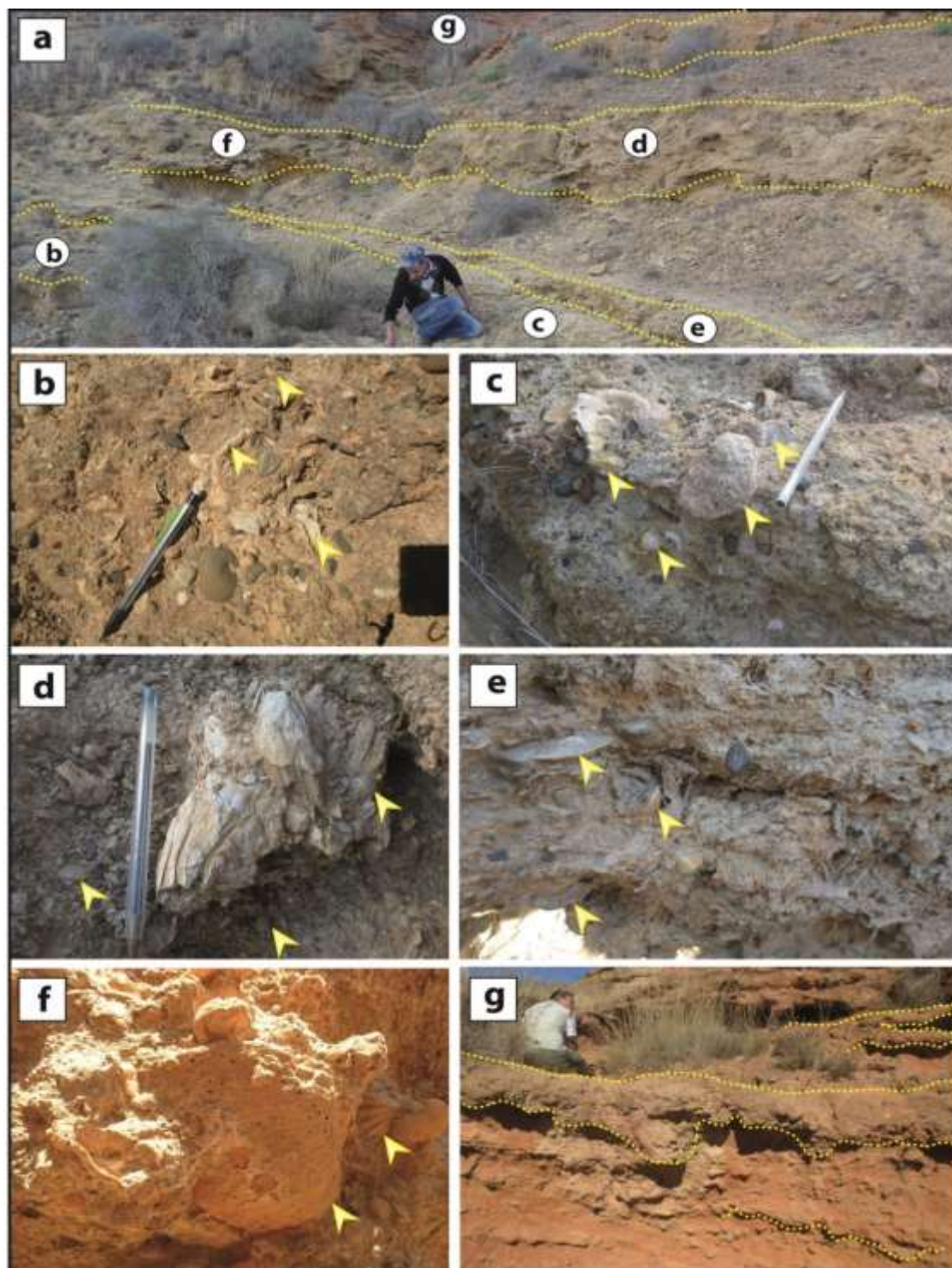


Figure IV-14 : Faciès F13. a) vue d'ensemble du faciès F13 montrant des bancs érosifs et amalgamés. **b)** vue détaillée des conglomérats grossiers de base à débris d'huitres. **c)** vue détaillée des conglomérats fins à huitres, *Chlamys radians* et fragments de faune. **d)** vue détaillée d'une balane. **e)** microconglomérats à *Amusium cristatum*, *Chlamys radians* et débris de faune. **f)** *Glycimeris*, pectinidés et huitres. **g)** vue d'ensemble des bancs sommitaux rouges à fins débris de faune.

14. Faciès F14 : alternance de sables fins/silts et bancs sableux grossiers à conglomérats

➤ Description

Ce faciès n'est rencontré que dans la partie Sud-Ouest du bassin (**Tizza**). Il peut être subdivisé en deux sous-faciès : les sables silteux rouges, fins et stratifiés à microconglomérats (sous-faciès **F14 a**) en alternance avec des bancs sableux conglomératiques décimétriques à métriques (sous-faciès **F14 b**).

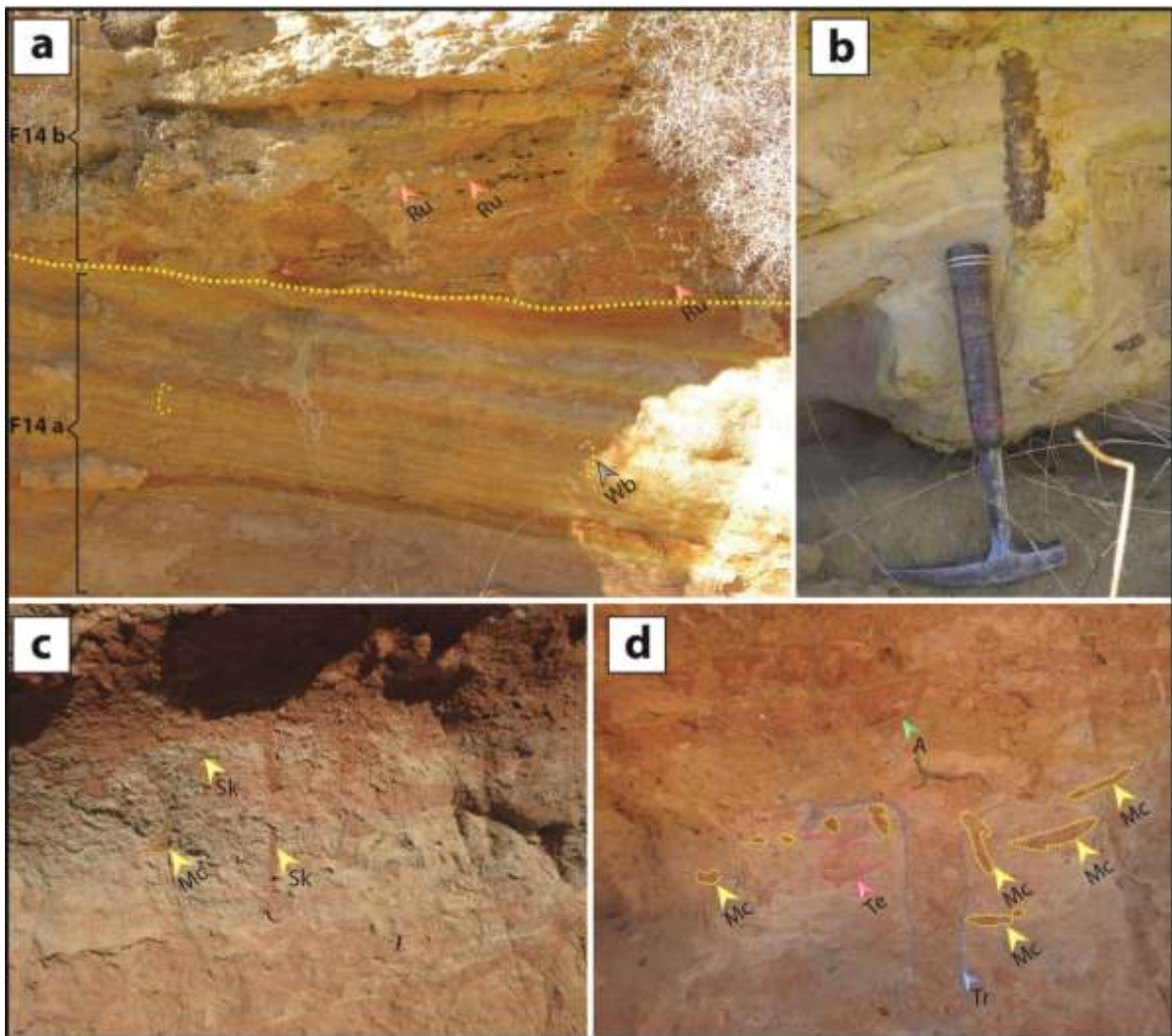


Figure IV-15 : Faciès F14 a et F14 b. a) alternance de sables fins et silts (**F14 a**) à laminations ondulées (Wb) et sables moyen (**F14 b**) à litage oblique plan et « rip up clasts » (Ru) alignés. **b)** *Ophiomorpha*. **c, d)** sables et silts à bioturbation de *Macaronichnus* (Mc), *Skolithos* (Sk), *Teichichnus* (Te), traces de racines (Tr) et *Amusium cristatum* (A).

Sous-faciès F14 a : il correspond à des sables silteux fins rouges et jaunes à laminations ondulées (« wavy bedding ») ou subplanes (*Fig. IV-15 a*). La bioturbation est représentée essentiellement par des petits tubes horizontaux ou inclinés, sans ramifications, de quelques

centimètres de longueur et des petits cercles (4 mm à 1cm de diamètre) attribués au genre « *Macaronichnus* » (Fig. IV-15 c, d). Des rares « *Teichichnus* » (Fig. IV-15 c), de larges *Ophiomorpha* (Fig. IV-15 b) et des terriers verticaux attribués à l'ichnofaciès « *Skolithos* » (Fig. IV-15 c) sont également identifiés. Quelques traces de racines et débris de faune (*Amusium cristatum*, balanes) sont observés (Fig. IV-15 d).

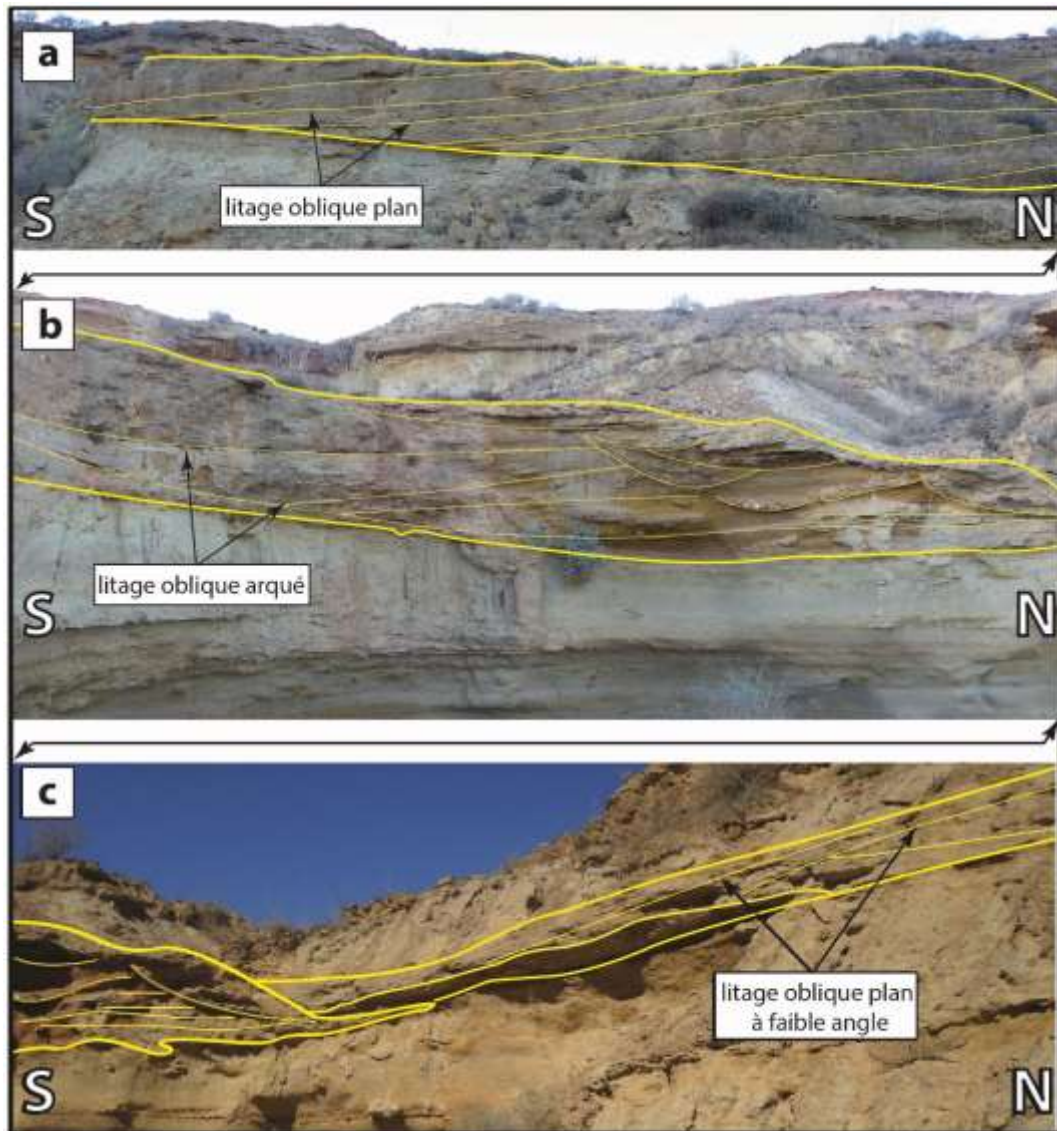


Figure IV-16 : Faciès 14 b. a) partie proximale de la mégaride asymétrique montrant un litage oblique plan à angle fort. b) partie médiane de la mégaride asymétrique montrant des litages obliques arqués et des litages obliques plans. c) partie distale de la mégaride tronquée par un banc sableux grossier à litage oblique plan à faible angle.

Sous-faciès F14 b : il est représenté par des mégarides asymétriques à bases légèrement concaves, d'épaisseur décimétrique à métrique (50cm-1m) et de plusieurs mètres de largeur (5m-10m) (Fig. IV-16). Dans leurs parties proximales (vers le Sud), Le remplissage sédimentaire de ces mégarides est dominé par des sables fins et silts, avec des éléments de

conglomérats, quelques débris de coquilles, des nodules argileux (« rip up clasts ») alignés et des lamines argileuses jaunes (Fig. IV-15 a). La structure interne des bancs montre des litages obliques plans (« planar cross-bedded ») à angle faible entre 8 et 10° (Fig. IV-16 a). Dans leurs parties médianes, les mégarides montrent des litages obliques plans ou arqués (« planar cross-beds / trough cross-beds ») (Fig. IV-16 b). Dans les parties distales, elles sont tronquées brutalement par des bancs sableux grossiers décimétriques à litage oblique plan à faible angle (entre 2 et 5°) ou à laminations planes parallèles subhorizontales (Fig. IV-16 c). Vers le sommet des bancs, des lentilles de quelques décimètres de longueur à bases concaves, remplies de sables grossiers et de conglomérats sont observées (Fig. IV-16 b).

➤ *Processus sédimentaire et milieu de dépôt*

Le caractère bariolé des sables et silts (milieu oxygéné), les laminations ondulées (« wavy bedding »), les rares faunes marines provenant de différents milieux (de l'offshore jusqu'au foreshore) et les traces de racines caractérisent des milieux de dépôt littoraux ou de mer très peu profonde.

L'abondance d'ichnogène *Macaronichnus* est caractéristique des zones de plage et du shoreface supérieur. Les terriers verticaux de *Skolithos* et *Ophiomorpha* exigent des milieux à hautes teneurs en particules organiques maintenus en suspension par des courants de vagues à haute énergie. Toutes ces caractéristiques sont typiques d'un milieu de haute énergie très peu profond (« foreshore ») (Reading et Collinson, 1996 ; Buatois et Mangano, 2011 ; Mac Eachern et al., 1999, Basan et al., 1984).

L'architecture générale et l'organisation interne des mégarides asymétriques sont typiques des dépôts de cordons littoraux (« longshore bars ») qui se développent dans des milieux très peu profonds (« foreshore »). Les nodules argileux (« rip-up clasts ») alignés parallèlement au litage oblique plan proviennent probablement de l'érosion des sédiments fins sous-jacents (F 14 a). Ces dépôts sont interprétés comme le produit de l'érosion de plage (berm/beach-face) pendant les périodes de tempêtes (Bridge et Demicco, 2008), ou durant les périodes de décroissement d'énergie des vagues après les événements de tempêtes (Hiroki et Terasaka, 2005 ; Reineck et Singh, 1973 ; Tompson, 1937 ; McKee et Sterrett, 1961).

Ce faciès F14 (F14 a et F14 b) est interprété comme déposé dans un milieu très peu profond (foreshore) largement influencé par les courants de haute énergie induits par les tempêtes (Hayes et Kana, 1976 ; Davis et al., 1972).

15. Faciès F15 : barres sablo-conglomératiques progradantes

➤ *Description*

Ce faciès est rencontré sur les coupes de **Sidi Drîs**, **Tassensach** et **Imessaouène**. Il est bien exposé à **Sidi Drîs** et consiste en des bancs sablo-conglomératiques d'épaisseur métrique (1 à 5 m) et de longueur dépassant 200 m (*Fig. IV-17 a*).

Les bancs montrent des bases planes ou légèrement érosives avec des « flutes-casts » indiquant un paléocourant orienté du NNW vers le SSE. Le sommet des bancs est irrégulier, incisé et remanié par des mégarides de vagues d'épaisseur métrique montrant des litages obliques plans, ou par des bancs décimétriques de sables à litages obliques en mamelons « hummocky cross stratification ou HCS » (*Fig. IV-17 b*).

Le remplissage sédimentaire des bancs se fait par des sables marrons grossiers mal triés et des conglomérats à galets arrondis et quelques blocs dispersés (*Fig. IV-17 c*). Des fragments de faune marine littorale et peu profonde sont observés (balanes, pectinidés, huitres).

Les conglomérats s'organisent en « foresets » progradants à angle faible (10 à 15°) vers le SSE, injectées dans les sables et montrant des bases érosives (*Fig. IV-17 b, c*). Des granoclassements inverses sont également observés (*Fig. IV-17 b*).

➤ *Processus sédimentaire et milieu de dépôt*

La granulométrie grossière des sédiments (sables grossiers mal triés et conglomérats à galets et blocs), la géométrie progradante des barres conglomératiques à granoclassement inverse ou sans granoclassement et les flutes-casts observées à leurs bases indiquent des dépôts par des écoulements gravitaires. Selon [Mutti et al. \(2000\)](#) ce type de dépôts est lié à des écoulements de débris cohésifs sous-aquatiques (« sub-aqueous cohesive debris-flows »). La géométrie progradante résulte de l'empilement latéral de plusieurs événements de crues.

La faune marine littorale et peu profonde (balanes, pectinidés, huitres), les mégarides de vagues et les HCS qui surmontent et remanient ces barres conglomératiques indiquent un milieu peu profond à haute énergie probablement du shoreface supérieur à moyen.

Ce faciès est interprété comme des dépôts de la partie proximale des barres d'embouchure (« mouth bars ») qui se forment à proximité des fans deltas, influencées et remaniées par des

courants de vagues et de tempêtes dans un milieu de shoreface supérieur à moyen (Marzo et Anadon, 1988 ; Wright, 1977 ; Mutti *et al.*, 2000).

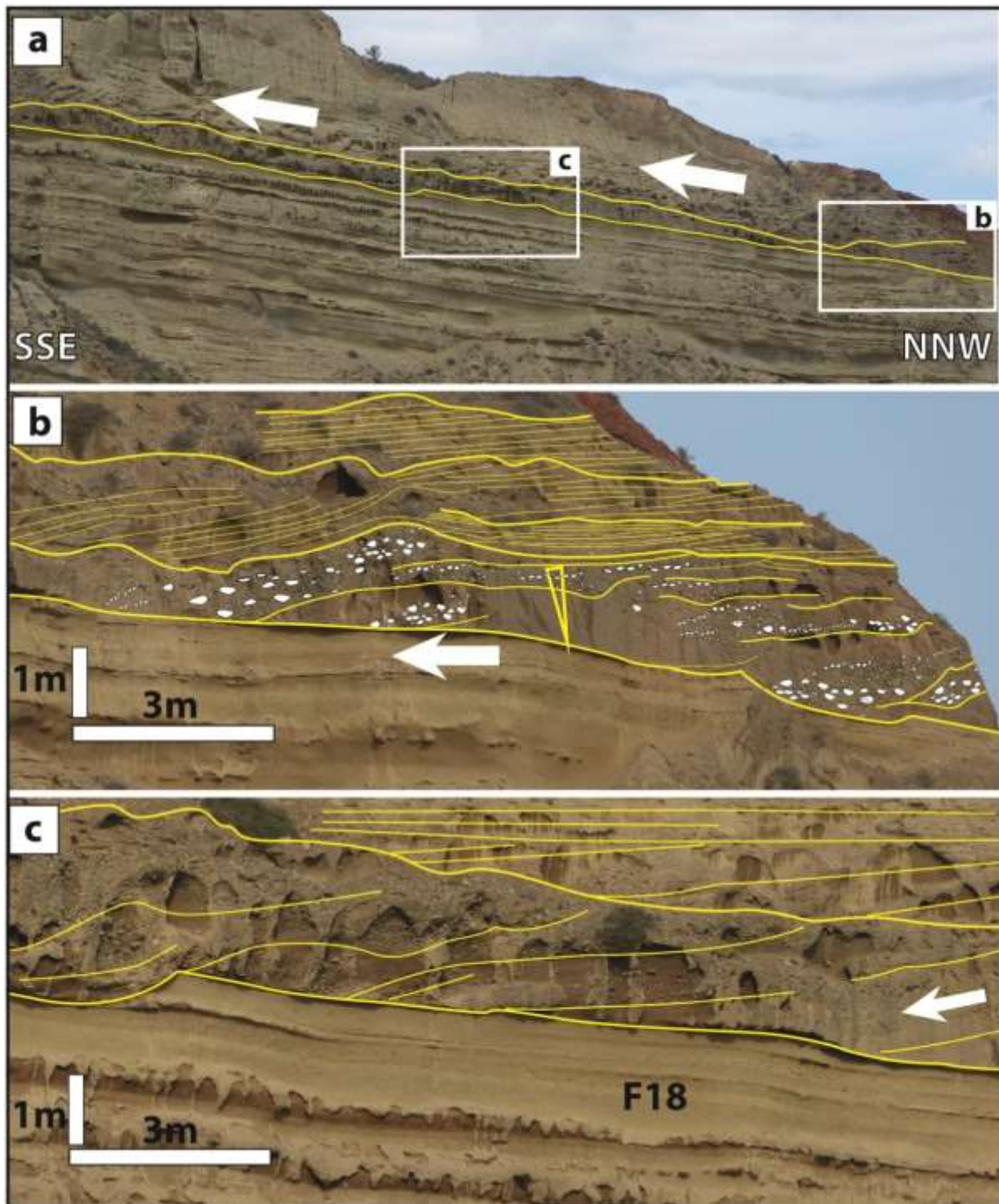


Figure IV-17 : Faciès F15. a) vue d'ensemble des barres sablo-conglomératiques montrant un sens de progradation orienté vers le SSE. **b)** vue détaillée d'une barre sableuse montrant des poches conglomératiques progradantes à bases érosives. La barre est surmontée et remaniée au sommet par des mégarides à litage obliques plans. **c)** vue détaillée de la barre conglomératique montrant une base légèrement érosive et des « foresets » progradante à angle faible vers le SSE, surmontée par des sables à litage oblique plan.

16. Faciès F16 : barres sableuses à litage oblique plan et litage oblique tabulaire (« tabular-planar cross-bedding »).

➤ Description

Ce faciès est bien exposé dans la partie Nord du bassin (**Tassensach** et **Sidi Drîs**). Il comprend des bancs de sables d'épaisseur métrique (1 à 3 m) et de longueur de plusieurs mètres (plus de 100 m) à bases planes non érosives (*Fig. IV-18 a, b*).

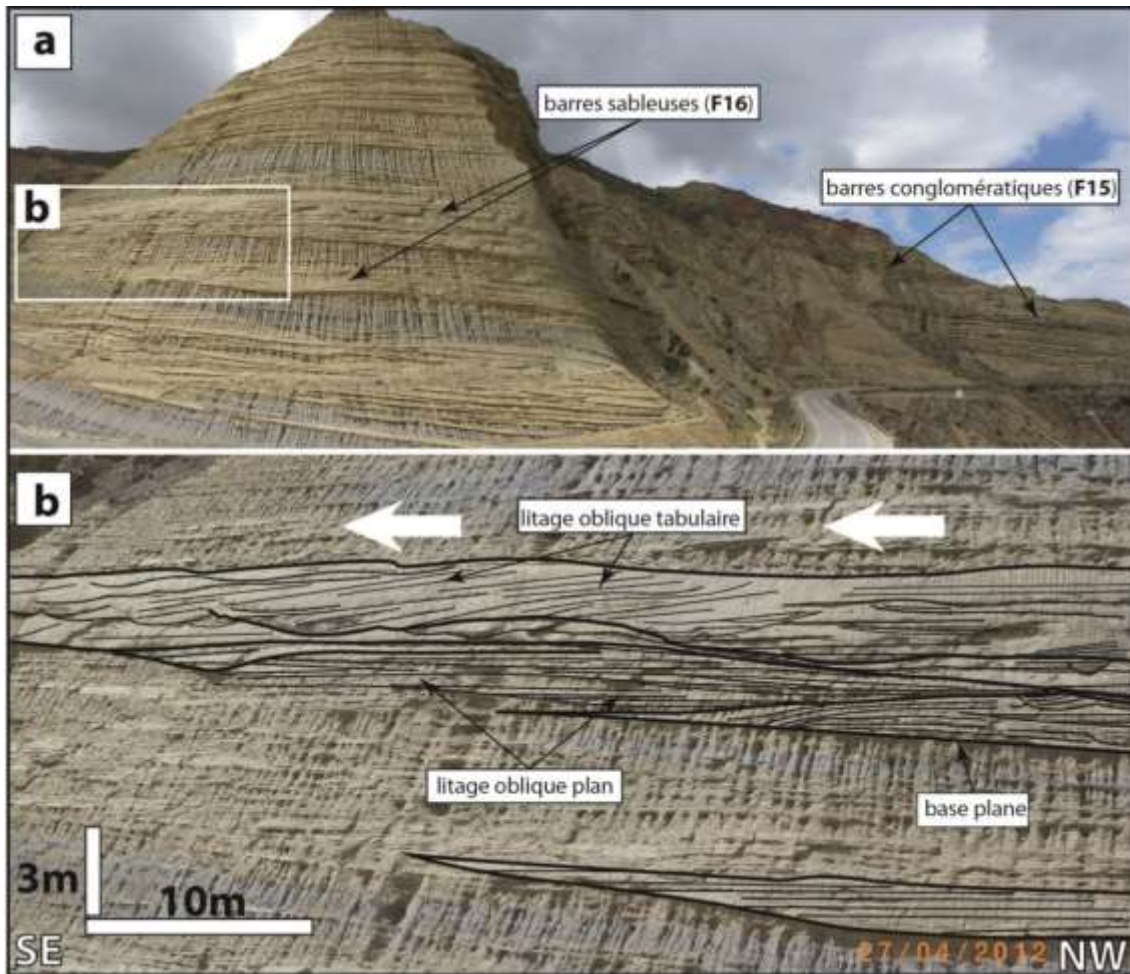


Figure IV-18 : Faciès F16. a) vue d'ensemble des barres sableuses de **Sidi Drîs**. **b)** vue de détail d'une barre sableuse montrant des litages obliques plans et litages obliques tabulaires (les flèches indiquent le sens de la progradation orienté vers le Sud-Est).

Les grains de sables sont moyens à fins de couleur jaune et marron contenant des débris fins de faune marine peu profonde. Les bancs montrent des bases planes non érosives et leur épaisseur diminue vers le Sud-Est. La structure interne des bancs montre des litages obliques plans (*Fig. IV-18 b*) (« planar cross-bedding ») à angle faible ($<5^\circ$) et des litages obliques tabulaires (« tabular cross-bedding ») indiquant une progradation vers le Sud-Est. Des superpositions de

séries à litage oblique plans qui s'incisent les unes les autres sont observées. Le sommet des bancs est faiblement irrégulier et surmonté par des HCS d'épaisseur décimétrique.

Ce faciès se trouve intercalé dans les sédiments fins du faciès (F18) et représente la continuité distale des barres conglomératiques progradantes du faciès (F15) (Fig. IV-18 a).

➤ *Processus sédimentaire et milieu de dépôt*

La granulométrie fine des sédiments de ce faciès (sables fins), les structures sédimentaires qui indiquent une progradation vers le Sud-Est (litage oblique plan et litage oblique tabulaire), son alternance avec les dépôts fins du faciès (F18) et sa position par rapport aux barres conglomératiques du faciès (F15) conduisent à interpréter ce faciès comme étant la continuité distale des barres d'embouchure (Mutti *et al.*, 2000).

17. Faciès F17 : bancs conglomératiques et sableux érosifs

➤ *Description*

Ce faciès est rencontré sur les coupes de la partie centrale du bassin (Tassensach, Imessaouène, Sidi Drîs). Il présente deux morphologies différentes. La première correspond à des bancs métriques à bases fortement érosives et asymétriques (F17 a) ; leur largeur est variable, de quelques mètres à une dizaine de mètres et leur épaisseur atteint 2 mètres (Fig. IV-19 a). La deuxième se présente sous forme de lentilles ou cuillères à bases concaves et faiblement érosives (F17 b), d'épaisseur métrique (1 à 2 m) et de largeur plurimétriques (10 à 20 m) (Fig. IV-20 a, b).

Sous-faciès F17 a : Le remplissage sédimentaire se fait par des conglomérats hétérométriques (1 à 20 cm) et des sables grossiers. Les éléments de conglomérats montrent un mélange de matériaux arrondis et sub-anguleux, bien classés pour les parties plus fines, alors que les éléments grossiers montrent localement des tailles variables (Fig. IV-19 c). Quelques bancs montrent des conglomérats à classement normal à la base qui passent vers le sommet à des sables fins à laminations planes (Fig. IV-19 a). Ils montrent dans certains cas plusieurs phases de remplissage (Fig. IV-19 b). La base des bancs présente souvent des flutes casts (Fig. IV-19 d). Des débris de faune marine littorale (balanes, huitres, pectens) sont observés (Fig. IV-19 g). La bioturbation est présente, localisée à la base des bancs, montrant un caractère « *Hypichnia* ». Elle est représentée par des tubes verticaux ou légèrement inclinés d'*Ophiomorpha* de longueur de 10 à 15 cm, et d'épaisseur de 2 à 3 cm (Fig. IV-19 e), ainsi que

par des tubes horizontaux et verticaux, d'épaisseur de 0.5 cm et de largeur dépassant les 20 cm, que l'on attribue au genre *Palaeophycus heberti* (Saporta, 1872) (Fig. IV-19 f).

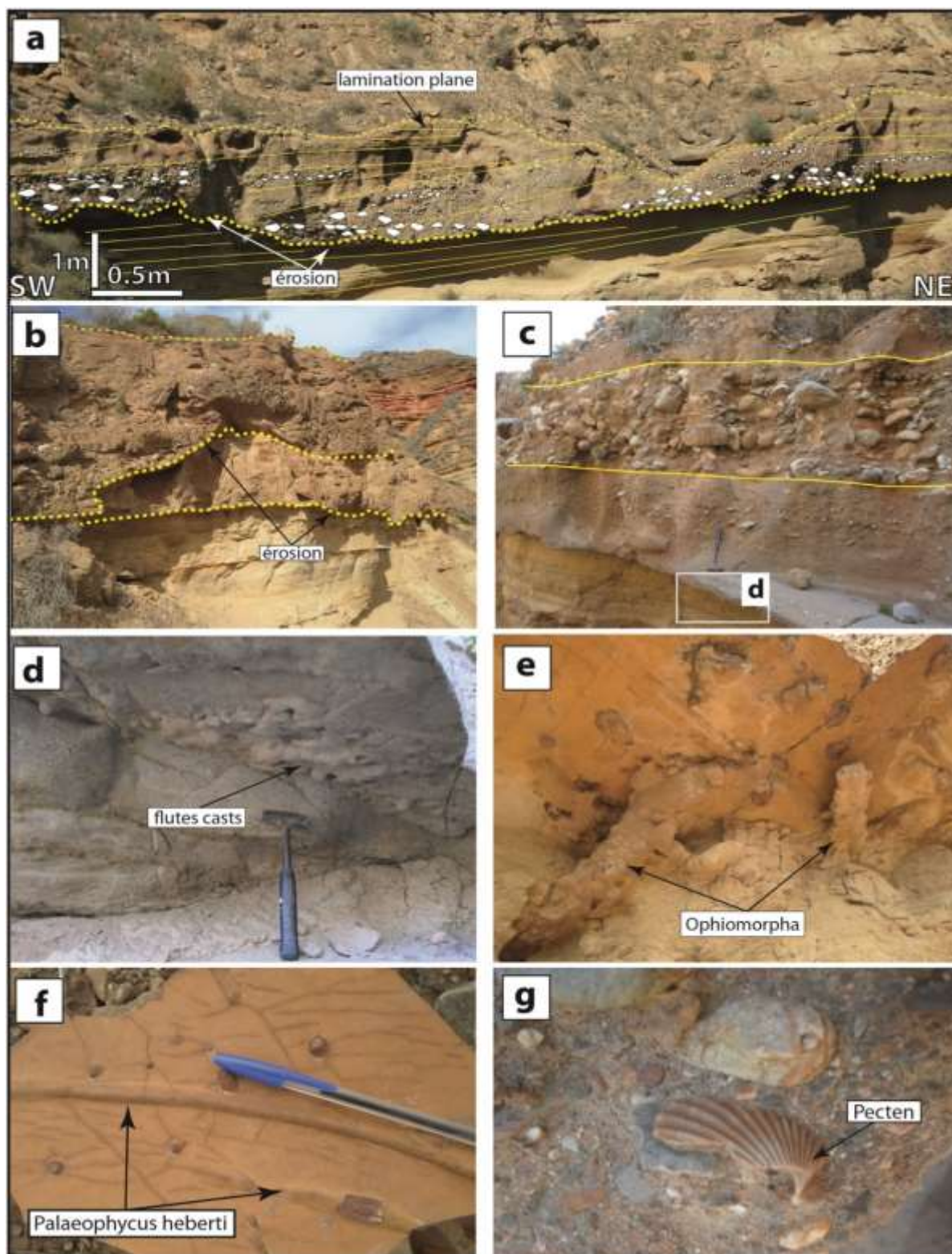


Figure IV-19 : Sous-faciès F17 a. a) vue d'ensemble d'un chenal érosif. b) chenaux amalgamés. c) chenal individuel montrant un épisode de remplissage grossier inclus dans des dépôts fins. d) vue de la base du chenal montrant « flute-casts ». e) *Ophiomorpha nodosa*. f) *Palaeophycus heberti* à la base du chenal. g) conglomérats à pectens.

Sous-faciès F17 b : Ce sous-faciès décrit à **Sidi Drîs** présente les mêmes lithologie (conglomérat et sables mal classés) et contenu fossilifère (balanes, huitres, pectens) que le sous-faciès **F17 a**. Il est différent de ce dernier par sa faible extension, sa géométrie lenticulaire et sa base faiblement ou non érosive. Par endroit, ce sous-faciès montre des empilements verticaux de lentilles faiblement érosives et amalgamées. L'orientation des axes des chenaux indiquent un sens du courant orienté de l'Ouest à l'Est ou du Nord-Ouest vers le Sud-Est (*Fig. IV-20 a, b*).

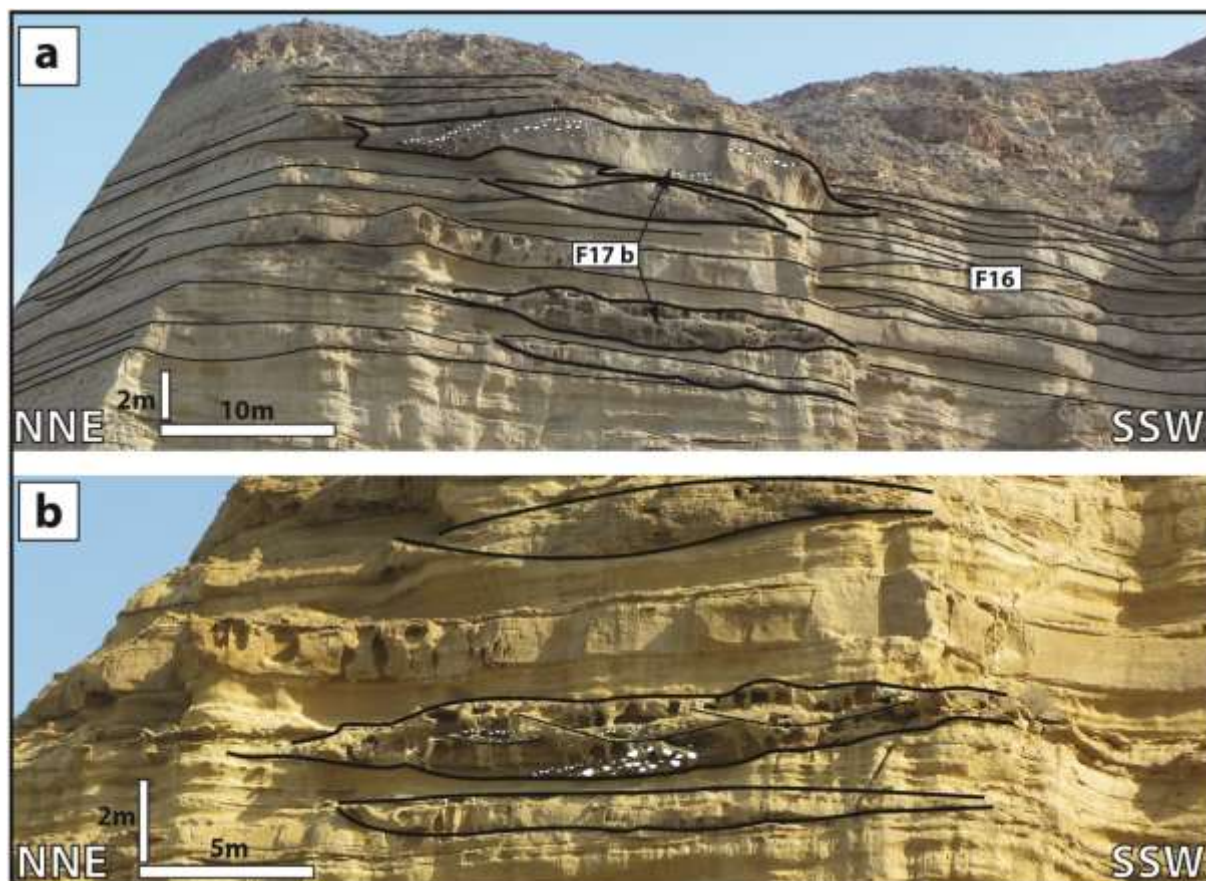


Figure IV-20 : Sous-faciès F17b : a, b) vue d'ensemble des chenaux à géométrie lenticulaire (F17b) qui recoupent les sables fins du faciès F16.

➤ *Processus sédimentaire et milieu de dépôt*

D'après la morphologie de ces niveaux, leur extension et leur contenu, ils sont interprétés comme des chenaux sous-marins. Selon [Puga-Bernabéu et al. \(2014\)](#), les chenaux sont de grandes structures excavées dans les sédiments de la pente et du fond du bassin, mais qui peuvent aussi se développer localement dans des rampes d'eau peu profondes ([Puga-Bernabéu et al., 2008](#)). La plupart des sédiments dans les chenaux provenaient de zones peu profondes, avec aussi une contribution silicoclastique locale probablement issue des aires émergées. La

présence de faune marine littorale indique que les chenaux agissaient principalement comme des conduits pour le transport des sédiments érodés depuis la rampe interne vers le bassin.

Les caractéristiques sédimentaires du remplissage des chenaux suggèrent qu'ils ont été déposés par des écoulements de débris (« debris flow »). D'après Puga-Bernabéu *et al.* (2008), les sédiments littoraux mobilisés par les courants de tempêtes sont versés dans les canyons sous-marins générant des flux de sédiments par gravité (« sediment gravity flows »). Ces flux sont ensuite canalisés le long des canyons et déplacés vers le bassin en redistribuant les sédiments dans les systèmes de chenaux (Puga-Bernabéu *et al.*, 2014). Selon Shepard et Marshall (1973), Puig *et al.* (2003), Braga *et al.* (2006) et Migeon *et al.* (2010), le transport des sédiments dans les chenaux sous-marins est contrôlé par des courants de gravité sous-marins (« subaqueous gravity flows, SGF »). La présence de plusieurs phases d'érosion et de remplissage indique que les chenaux ont été réactivés (Braga *et al.*, 2001).

La présence des terriers d'*Ophiomorpha* est compatible avec ces milieux : ces traces fossiles sont bien connues dans des milieux bien oxygénés (Savrda *et al.*, 1991) et riches en débris végétaux (Uchman, 1999). D'après Bromley, (1996) et Uchman, (1995, 1999), les *Ophiomorpha* se rencontrent dans des zones à taux de sédimentation élevés dans les chenaux et canyons sous-marins.

Les chenaux du sous-faciès **F17 a** recourent les sédiments fins du faciès **F18** et présentent à leurs bases des terriers de *Palaeophycus heberti*, ce qui indique leur mise en place dans un milieu relativement profond, du shoreface inférieur voire de l'offshore (Frey, 1990). Par contre, les chenaux du sous-faciès **F17 b** faiblement érosifs coupent les sables fins du faciès **F16** de barres d'embouchure, les dimensions et l'extension faible de ces chenaux par rapport au sous-faciès **F17 a** indiquent qu'ils ont été déposés dans un milieu moins profond, du shoreface supérieur à moyen.

18. Faciès F18 : sables fins et silts laminés à bioturbation diversifiée

➤ Description :

Ce faciès, rencontré sur la majorité des coupes étudiées, consiste en des niveaux sableux avec des lits marneux jaunes, oxydés qui occupent les espaces inter-bancs. Leur épaisseur est variable de quelques décimètres à quelques mètres (Fig. IV-21 a).

La bioturbation est fréquente et diversifiée, représentée par des tubes verticaux d'*Ophiomorpha* (Fig. IV-21 b, c), des *Thalasioïdes* (Fig. IV- 21 d), *Skolitos* et *Teichichnus* (Fig. IV-21 f).

Des terriers verticaux en forme de U, de diamètre inférieur à 2 cm et de longueur de quelques centimètres (5 à 10 cm) sont également observés : ils sont attribués à *Diplocraterions parallelum* (Fig. IV-21 e). Le contenu fossilifère est représenté par des *Amusium cristatum* (Fig. IV-21 g), des petits pectinidés, des scaphopodes et lamellibranches.

Les sables sont fins à laminations sub-planes montrant, localement, des petites rides de vagues.

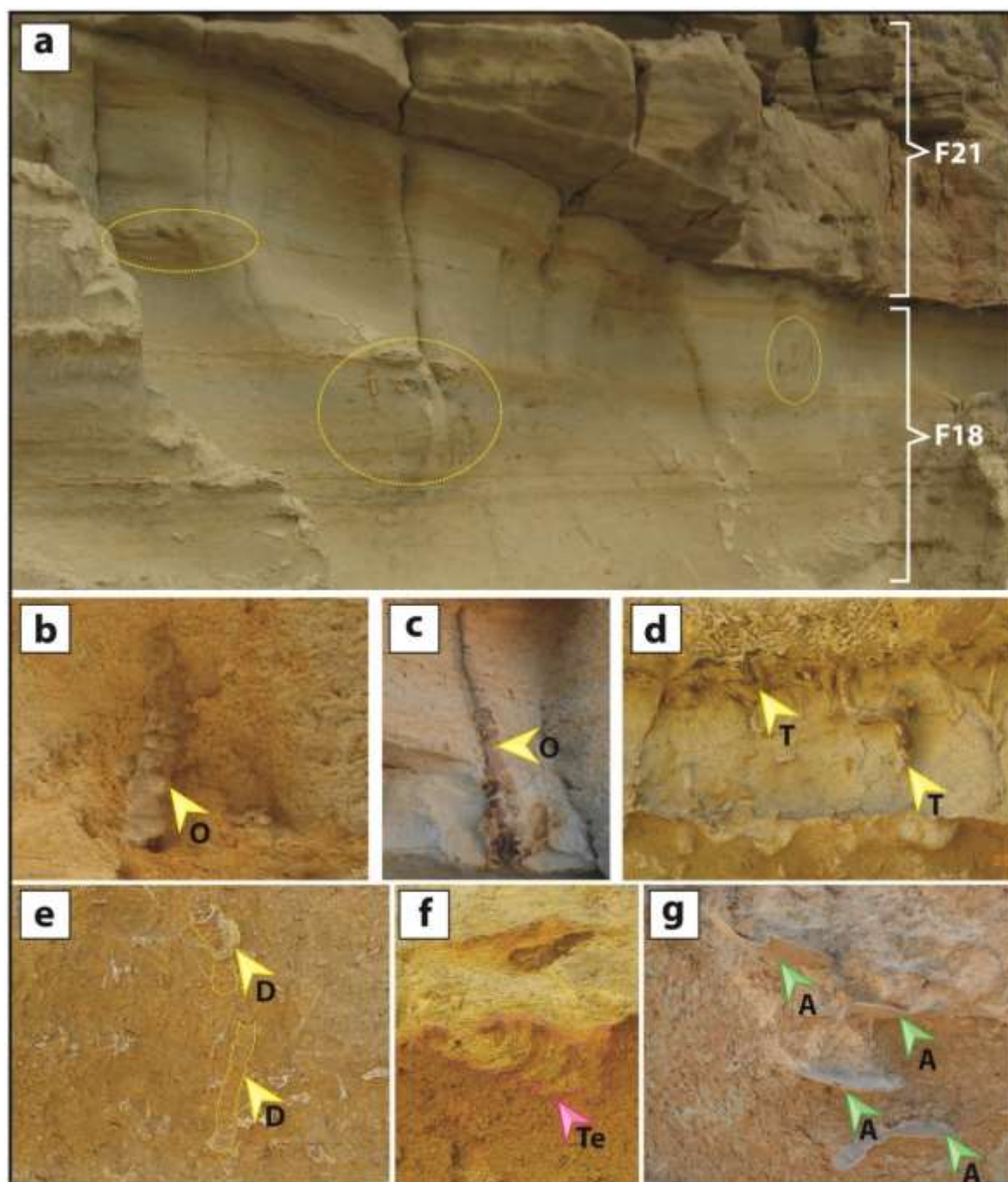


Figure IV-21 : Faciès F18. a) vue d'ensemble des sables fins et marnes jaunes stratifiés à bioturbation et laminations sub-planes (F18) en alternance avec des sables du faciès F21. b, c) Terriers verticaux d'*Ophiomorpha nodosa* (O). d) *Thalasinoides* (T). e) *Diplocraterions parallelum* (D). f) *Teichichnus* (Te). g) *Amusium cristatum* (A).

➤ *Processus sédimentaire et milieu de dépôt*

Vues la nature lithologique de ce faciès à caractère fin (sables fins et marnes), l'abondance et la diversité des traces fossiles qu'il représente et sa position par rapport aux autres faciès (inter-bancs des faciès sableux de la houle et des tempêtes), ce faciès est interprété comme déposé au cours de périodes calmes à sédimentation essentiellement fine entre des périodes de haute énergie (houle et tempêtes). Dans ce faciès, la faune marine indique des conditions de mer ouverte (*Amusium cristatum*, pectinidés, scaphopodes et lamellibranches). *Amusium cristatum* est caractéristique des milieux argileux fins d'offshore, mais ils ont aussi été décrit dans des milieux moins profonds du shoreface non affectés par les vagues (El Kadiri et al., 2010). La présence de quelques rides de vagues indique que ce faciès s'est déposé au-dessus de la limite d'action des vagues de beau temps. Ce faciès est donc rapporté à une vaste zone allant du shoreface supérieur jusqu'à l'offshore supérieur.

19. Faciès F19 : sables fins à stratifications obliques en creux « Swaley cross-stratification, SCS »

➤ *Description*

Ce faciès est bien exposé à **Sidi Drîs**, il consiste en des bancs sableux à géométrie lenticulaire d'épaisseur décimétrique à métrique (50 cm à 1 m) et de largeur de plurimétrique (10 à 20 m) qui coupent transversalement les barres sableuses du faciès (F16) (Fig. IV-22 a).

Ces géométries lenticulaires ou en creux subhorizontales montrent des bases érosives concaves vers le haut. Leur remplissage sédimentaire est constitué par des sables marron fins, bien triés avec des lamines faiblement obliques (<5°). Les lamines montrent des accrétions verticales, des épaisissements vers le centre des creux et des amincissements vers leurs bords. Elles sont généralement subparallèles et concordantes avec la base concave (Fig. IV-22 b).

➤ *Processus sédimentaire et milieu de dépôt*

La morphologie de ces dépôts s'organisant en creux à bases concaves vers le haut, leurs recoupements, la granulométrie fine du sédiment (sables fins) et la structure interne des bancs conduisent à interpréter ces dépôts comme des stratifications obliques en creux (« swaley cross-stratifications, SCS ») (Leckie et Walker, 1982 ; Allen et Underhill, 1989).

L'origine des SCS est débattue. Dott et Bourgeois (1982) et Walker et al. (1983) suggèrent que ce type de dépôts est généré par des courants purement oscillatoires. De leur côté, Allen (1985),

Greenwood et Sherman (1986) et Swift et Nummedal (1987) proposent une origine combinée entre des courants oscillatoires de vagues et des courants unidirectionnels générés par les tempêtes dominants (« unidirectional-dominated combined flow »). Finalement, d'autres auteurs suggèrent une origine combinée dominée plutôt par les courants oscillatoires (« oscillatory-dominated combined flow ») (Allen, 1993 ; Arnott et Southard, 1990 ; Cheel et Leckie, 1993 ; Duke, 1987 ; Duke *et al.*, 1991 ; Higgs, 1990 ; Leckie et Krystinik, 1989 ; Midtgaard, 1996 ; Molgat et Arnott, 2001 ; Nottvedt et Kreisa, 1987).

Il est largement admis que les SCS se forment par l'action combinée des courants oscillatoires et des courants unidirectionnels au-dessus de la limite d'action des vagues de beau temps (« fair-weather wave base »), au-dessus des dépôts à HCS et en dessous des dépôts de plage (Arnott, 1992 ; Duke, 1985 ; Plint et Walker, 1987 ; Tillman, 1986 ; Walker, 1982). D'après ces arguments, ce faciès est rapporté à des dépôts d'SCS en shoreface moyen.

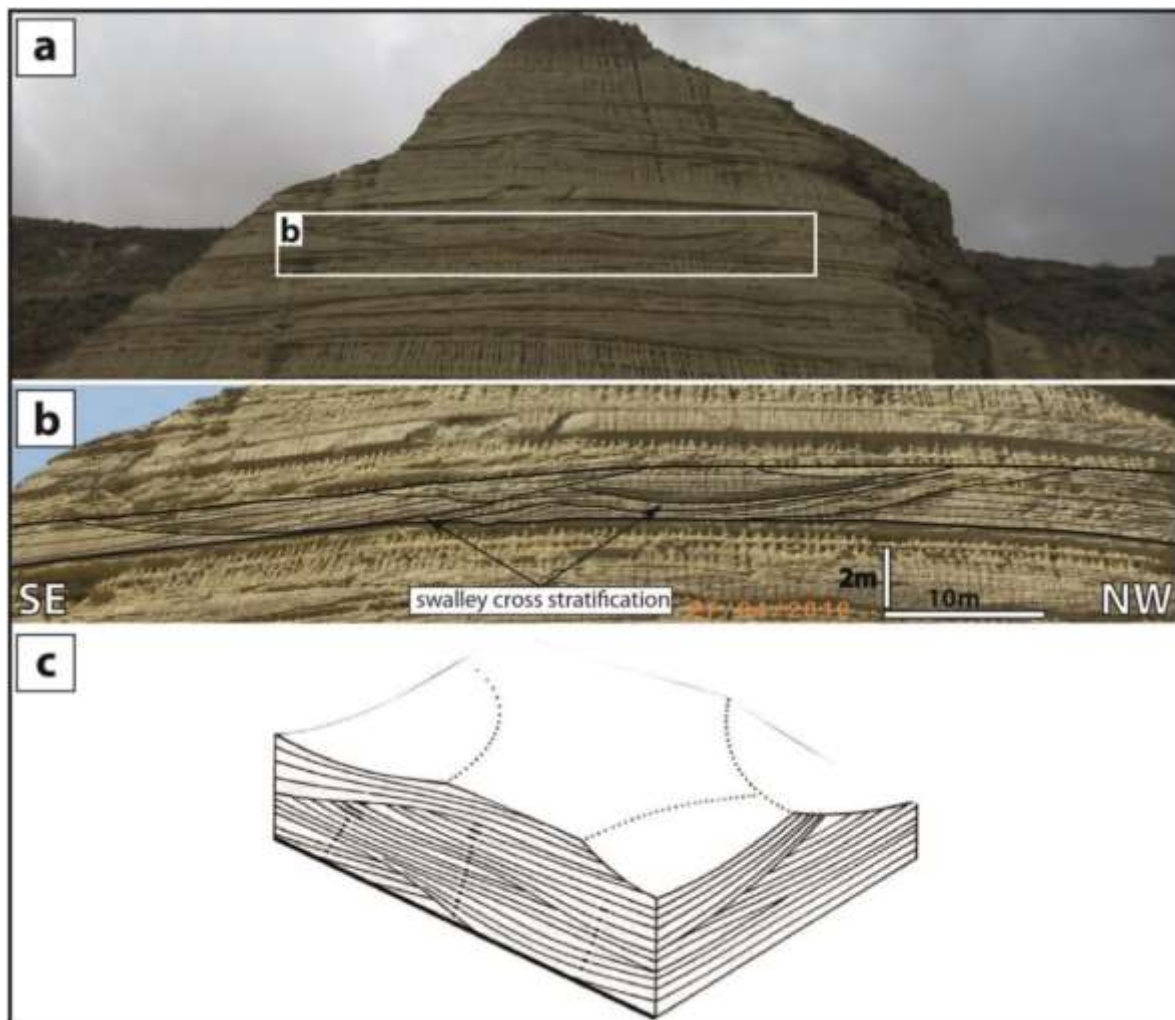


Figure IV-22 : Faciès F19. a) vue d'ensemble des sables à litage obliques en creux (SCS) qui coupent les barres sableuses progradantes du faciès (F16). b) vue de détail des sables à SCS. c) caractéristiques morphologiques des stratifications obliques en creux (SCS) décrites par Leckie et Walker (1982).

20. Faciès F20 : grès moyens à litage entrecroisé (« cross-bedding »)

➤ Description

Ce faciès est bien exposé à **Sidi Drîs**, il consiste en des bancs gréseux décimétriques à bases planes et sommets irréguliers montrant des crêtes symétriques et asymétriques, isolés dans les sables fins et marnes du faciès (F18) (Fig. IV-23 a, b).

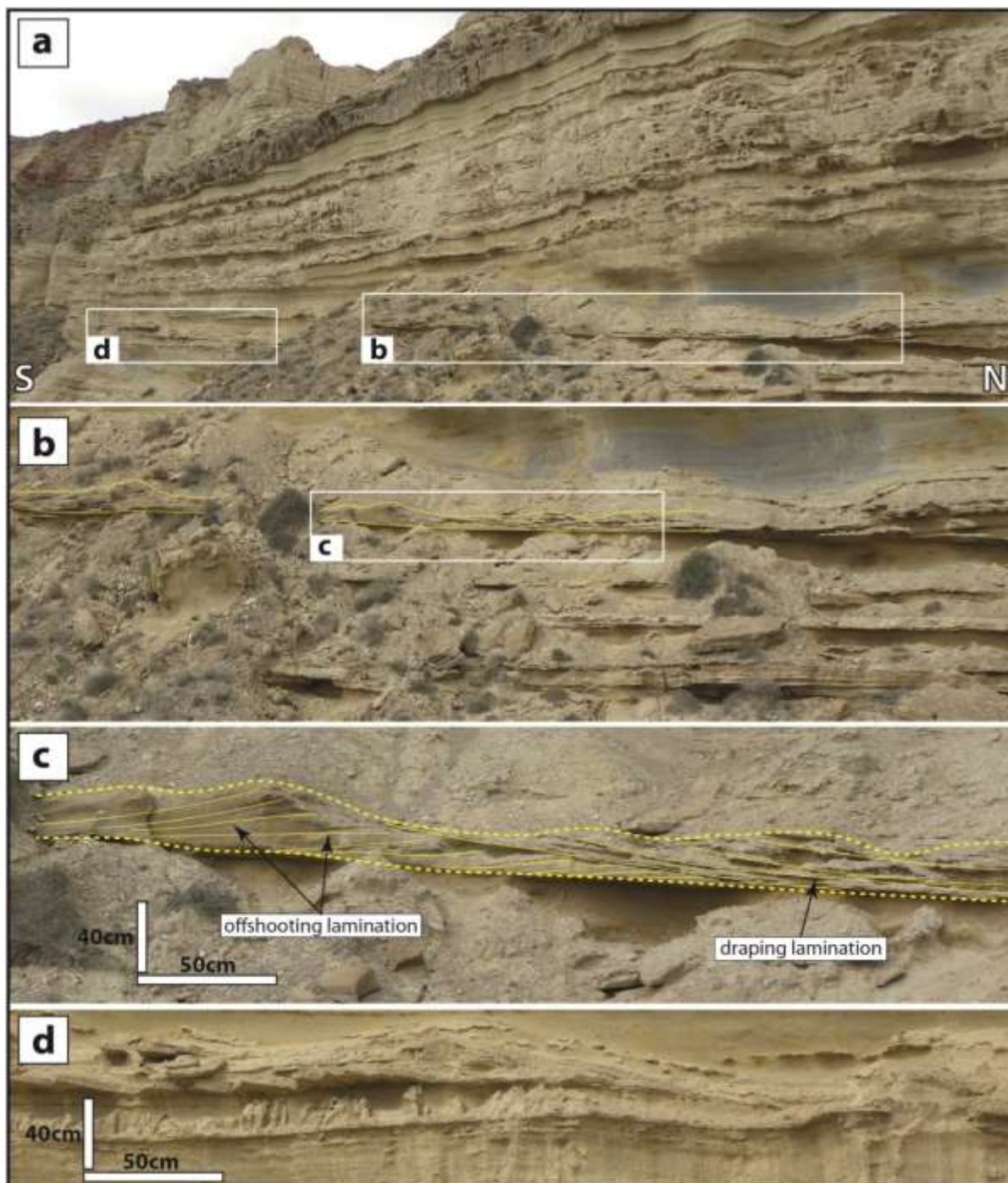


Figure IV-23 : Faciès F20. a) vue d'ensemble des mégarides à crêtes symétriques et base plane en alternance avec les marnes du faciès **F18**. **b, c)** vue de détail d'une mégaride montrant des laminations ramifiées (« offshooting lamination ») et des laminations drapantes (« draping laminations ») à sens opposé. **d)** vue de détail d'une mégaride asymétrique montrant des litages obliques inclinés vers le Sud.

Les grains de grès sont moyens et bien triés, organisés en mégarides à bases planes et crêtes symétriques à asymétriques bien préservées. Leur épaisseur varie entre 40 cm et 1 m pour une longueur de 2 à 3 m. Les formes symétriques montrent des lits à laminations obliques ramifiées (« offshooting lamination ») (De Raaf *et al.*, 1977) coupées et drapées par des lamines drapantes (« draping laminations ») (Fig. IV-23 b, c). Les formes asymétriques montrent des laminations ramifiées et des lits à litages obliques inclinés vers le Sud (Fig. IV-23 d).

➤ *Processus sédimentaire et milieu de dépôt*

Les structures sédimentaires dominées par des stratifications entrecroisées (« cross-stratification ») et les mégarides de vagues indiquent la présence des « sandwaves » sous-marines (Puga-Bernabéu *et al.*, 2010, 2014).

Les mégarides symétriques et asymétriques isolées dans les sables et marnes bioturbées du faciès (F18) correspondent à des petites « sandwaves » isolées qui se sont formés au-dessus de la base d'action des vagues de beau temps dans un milieu de shoreface inférieur.

21. Faciès F21 : sables moyens et conglomérats fins à faune marine profonde

➤ *Description*

Ce faciès est rencontré dans la partie centrale du bassin (Ijetti), il est représenté par des bancs métriques de sables moyens à conglomérats (Fig. IV-24 a).

Les bancs sableux apparaissent comme des lobes injectés dans les sables fins et marnes du faciès F18. Leurs bases sont légèrement érosives et concaves vers le haut (Fig. IV-24 a). Ils montrent à leurs bases des « flute-casts » et des « load-casts » indiquant un sens du courant orienté vers l'ENE (Fig. IV-24 b, c).

Leur remplissage sédimentaire se fait par des sables moyens et conglomérats fins montrant un granoclassement inverse et quelques galets dispersés. La faune marine est représentée essentiellement par des fragments de pectinidés (Fig. IV-24 e) et quelques *Amusium cristatum* (Fig. IV-24 e).

➤ *Processus sédimentaire et milieu de dépôt*

L'architecture et l'organisation de ces dépôts, la granulométrie fine des sédiments, les figures d'injections à la base (flute-casts et load-casts) indiquent des dépôts rapides de sables

probablement par des courants turbiditiques. La présence des *Amusium cristatum* indique un milieu marin profond.

Ce faciès est différent du faciès (F17) de chenaux sous-marins décrit précédemment par la granulométrie fine, la présence des *Amusium cristatum* et la base faiblement érosive. On l'attribue donc à des lobes sous-marins déposés dans milieu de shoreface inférieur.

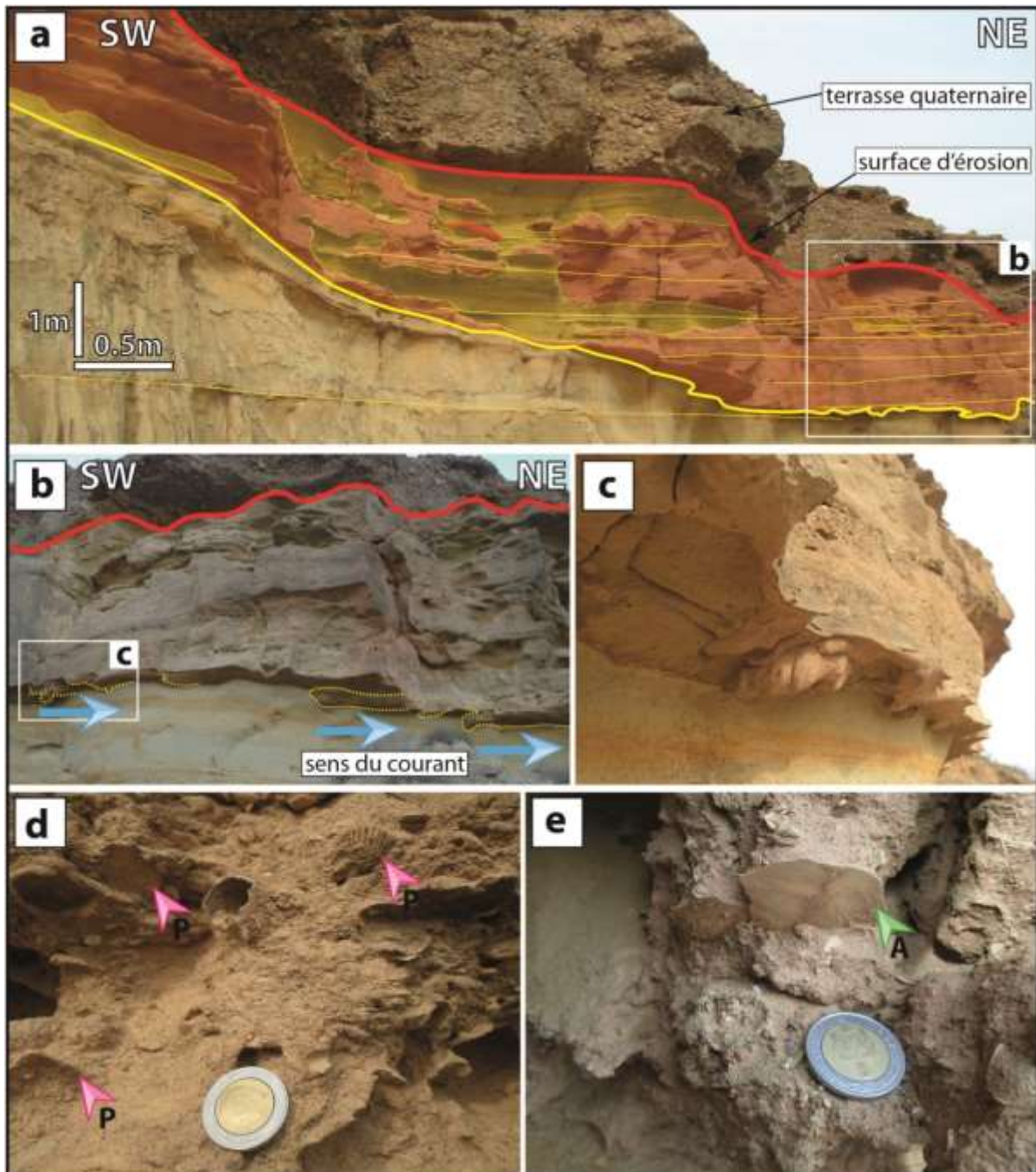


Figure IV-24 : Faciès F21. a) vue d'ensemble des bancs sableux (F19) injectés dans les sables fins et marnes jaunes du faciès (F18). b, c) vue détaillée de la base du banc montrant des flutes castes indiquant un sens de courant orienté vers l'ENE. d) sables à pectinidés. e) sables à *Amusium cristatum*.

22. Faciès F22 : bancs sableux épais à stratification oblique en mamelons (HCS)

➤ Description

Ce faciès est rencontré sur la majorité des coupes de la partie centrale du bassin (**Tassensach, Imessaoûdene, Sidi Drîs, K. El borj, Ijetti, Aït Abdallah**), il consiste en des bancs sableux d'épaisseur décimétrique à métrique et de longueur plurimétrique montrant une géométrie lenticulaire (*Fig. IV-25*).

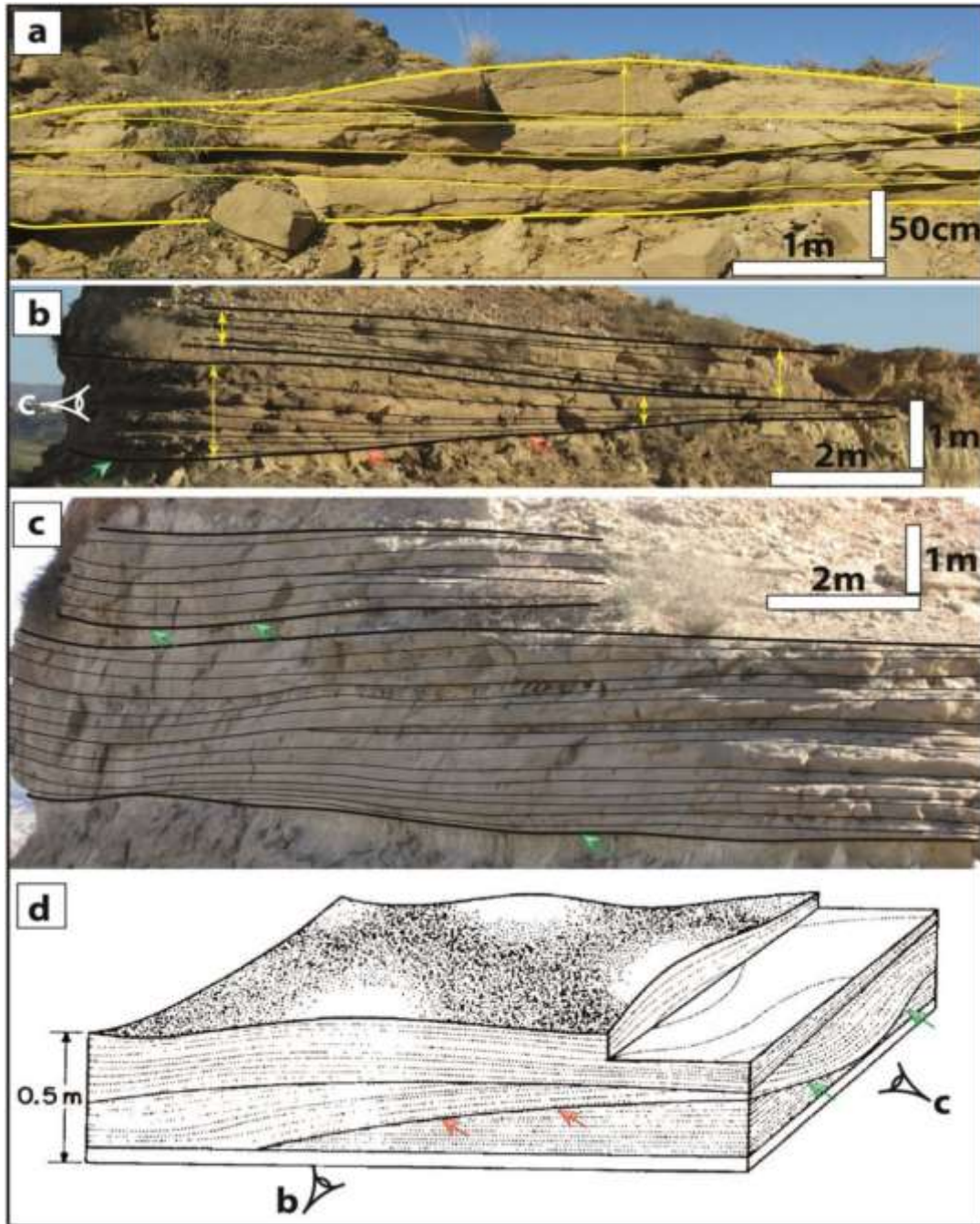


Figure IV-25 : Faciès 22. a) HCS sableux métrique montrant des épaissements de lamines sur les dômes. **b)** vue longitudinale des HCS montrant une base concave faiblement inclinée et des épaissements latéraux des bancs. **c)** vue transversale des HCS (**b**) montrant des faisceaux de lamines subparallèles aux bases concaves. **d)** caractéristiques d'HCS type décrit par [Harms et al. \(1975\)](#).

Les bancs sont constitués par des sables moyens triés, leurs bases apparaissent sous forme de creux faiblement concaves vers le haut et leurs sommets sont souvent irréguliers montrant des dômes et des creux (*Fig. IV- 25 a, b*). La structure interne des bancs montre des faisceaux de lamines subparallèles à la base du banc. Les lamines s'épaississent latéralement dans les faisceaux créant la morphologie en dômes par accréation verticale.

➤ *Processus sédimentaire et milieu de dépôt*

La morphologie de ces dépôts montrant une superposition de bancs épais à bases faiblement concaves vers le haut, la granulométrie fine du sédiment (sables moyens), et la structure interne des bancs conduisent à interpréter ces dépôts comme des stratifications obliques en mamelons (« hummocky cross-stratifications, HCS ») (*Harms et al., 1975*). Les caractéristiques morphologiques de ces HCS sont similaires aux HCS en accréation verticale « A-HCS » décrits par *Rees et al. (2014)*.

Ces types d'HCS sont généralement interprétés comme résultant de l'action combinée des courants de tempêtes et des courants oscillatoires engendrés par les vagues au-dessus de la base d'action des vagues de tempêtes en milieu de shoreface supérieur (*Dott et Bourgeois, 1982 ; Galloway et Hobday, 1996 ; Rees et al., 2014*).

23. Faciès F23 : HSC sableux fins fortement bioturbés

➤ *Description*

Ce faciès, rencontré sur la majorité des coupes dans le centre du bassin (**Tassensach, Imessaouène, Sidi Dris, K. El borj, Aït Abdallah**), consiste en des bancs sableux organisés en faisceaux d'HCS décimétriques (10 à 50 cm) amalgamés et fortement bioturbés (*Fig. IV-26 a, b*).

Les sables de ce faciès sont fins, marron s'organisant en faisceaux à bases sub-planes ou légèrement inclinées montrant des gouttières d'érosion (« gutter-casts ») et des terriers sub-verticaux remplis de sables. Les faisceaux s'amincissent latéralement jusqu'à leur disparition totale, ils présentent des lamines subparallèles et faiblement ondulées qui s'amincissent latéralement (*Fig. IV-26 e*). Le sommet des bancs est irrégulier, érodé, fortement bioturbé et perforé essentiellement par des *Ophiomorpha* et *Thalassinoides* (*Fig. IV-26 d, f*).

Des faisceaux d'HCS individuels à base sub-plane, de faible épaisseur (10 cm) et persistants latéralement sur plusieurs mètres (20 m) sont aussi observés, fortement bioturbés et perforés à leur sommet (*Fig. IV- 26 c, d*).

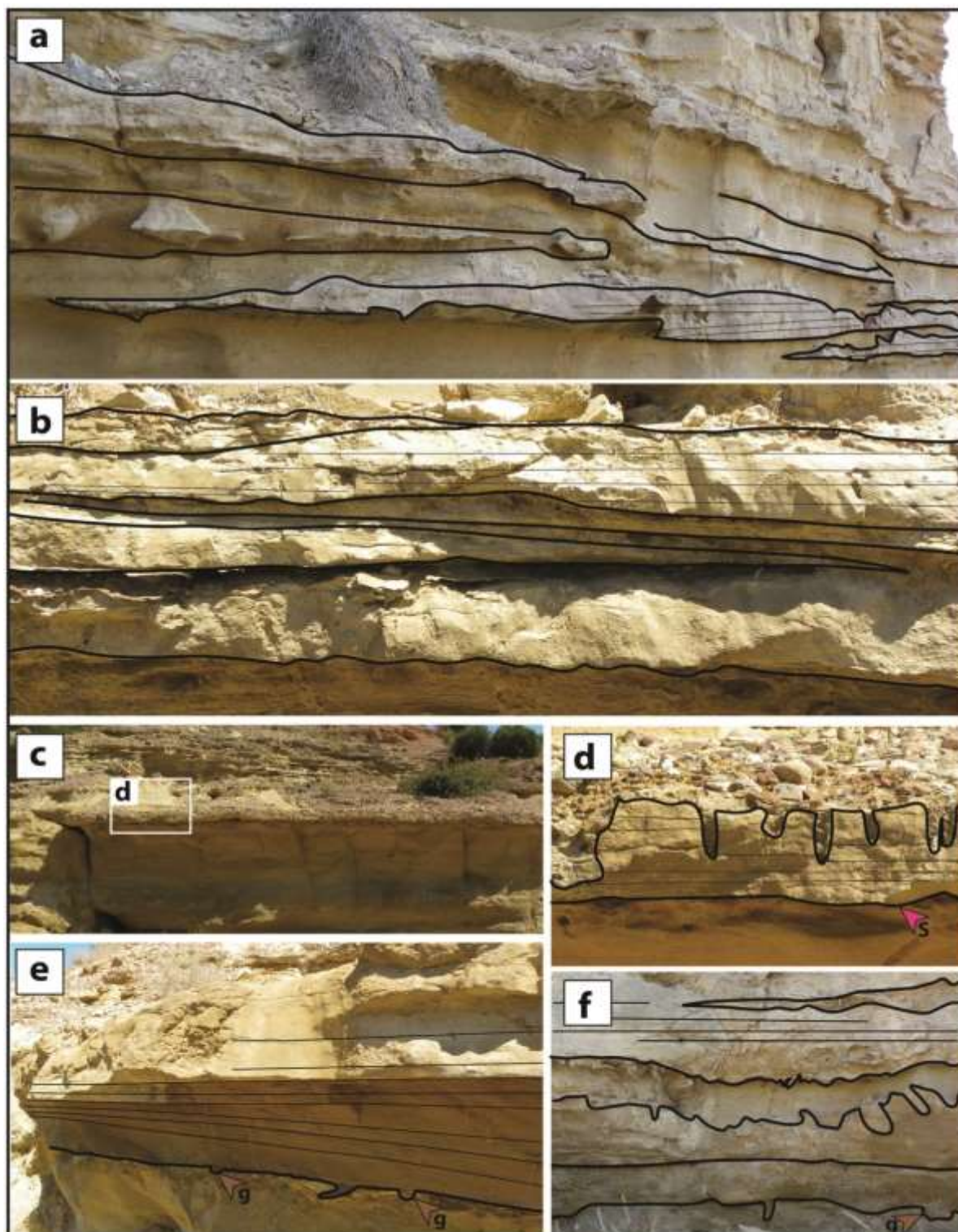


Figure IV-26 : Faciès F23. a, b) vue d'ensemble montrant des HCS amalgamés à bases érosives et sommets irréguliers et bioturbés. c, d) vue de détail d'un HCS sub-plan d'épaisseur centimétrique (10 cm) et persistant latéralement sur plusieurs mètres. Sa base montre des gouttières et sillons d'érosion et son sommet est fortement bioturbé par des terriers verticaux. e) vue de détail d'un HCS individuel montrant des laminations planes subparallèles qui s'amincissent latéralement. f) vue de détail des HCS amalgamés montrant des bases érosives et sommets fortement bioturbés.

➤ *Processus sédimentaire et milieu de dépôt*

La granulométrie fine du sédiment (sables fins), l'abondance de la bioturbation représentée essentiellement par des terriers d'*Ophiomorpha* et *Thalassinoïdes*, le caractère amalgamé des bancs et leurs morphologie et structure interne conduisent à interpréter ce faciès comme des dépôts d'HCS de tempêtes distales dans un milieu de shoreface inférieur (Dott et Bourgeois, 1982 ; Brenchley *et al.*, 1993 ; Olsen *et al.*, 1996 ; Coe, 2003 ; Buatois *et al.*, 2012).

24. Faciès F24 : sables fins et silts marrons à rides

➤ *Description*

Ce faciès est rencontré sur la majorité des coupes de la partie centrale du bassin et bien exposé sur les coupes de **Tassensach** et **K. El borj**. Il correspond à des bancs centimétriques à décimétriques de sables fins et silts marron en alternance avec les marnes bioturbées du faciès **F18** (Fig. IV-27 a, b). Les bancs sont subhorizontaux persistant latéralement sur quelques mètres avant qu'ils ne s'amincissent et disparaissent. Leurs bases faiblement concaves montrent des sillons d'érosion (« furrows ») (Dyer, 1970 ; Guillocheau, 1983) et des gouttières d'érosion (« gutter casts ») (Whittaker, 1973). La structure internes des bancs montre des lamines ondulées subparallèles (Fig. IV-27 a, c). Le sommet des bancs est fortement bioturbé et perforé par des *Ophiomorpha*. Les bases des bancs montrent des terriers de *Thalassinoïdes* remplis de sables (Fig. IV-27 b, d).

➤ *Processus sédimentaire et milieu de dépôt*

La granulométrie très fine du sédiment (sables très fins et silts), la géométrie des dépôts s'organisant en strates érosives (sillons et gouttières d'érosion), la structure interne des bancs montrant des lamines parallèles et des petites ondulations indiquent que ce faciès est déposé au-dessus de la base d'actions des vagues de tempêtes.

Les caractéristiques de ce faciès sont typiques des tempestites boueuses décrites par Aigner et Reineck (1982). Selon ces auteurs, les tempestites boueuses sont des strates d'argiles et silts non bioturbées, recoupant brutalement un ensemble sous-jacent bioturbé, leur sommet présentant quelques traces de fossiles. Ces dépôts résulteraient de courants de gradient (« storm surge ebb flows ») sous la limite d'action des vagues de beau temps. D'après ces arguments, on attribue le faciès **F24** à des tempestites déposées dans un milieu d'offshore supérieur.

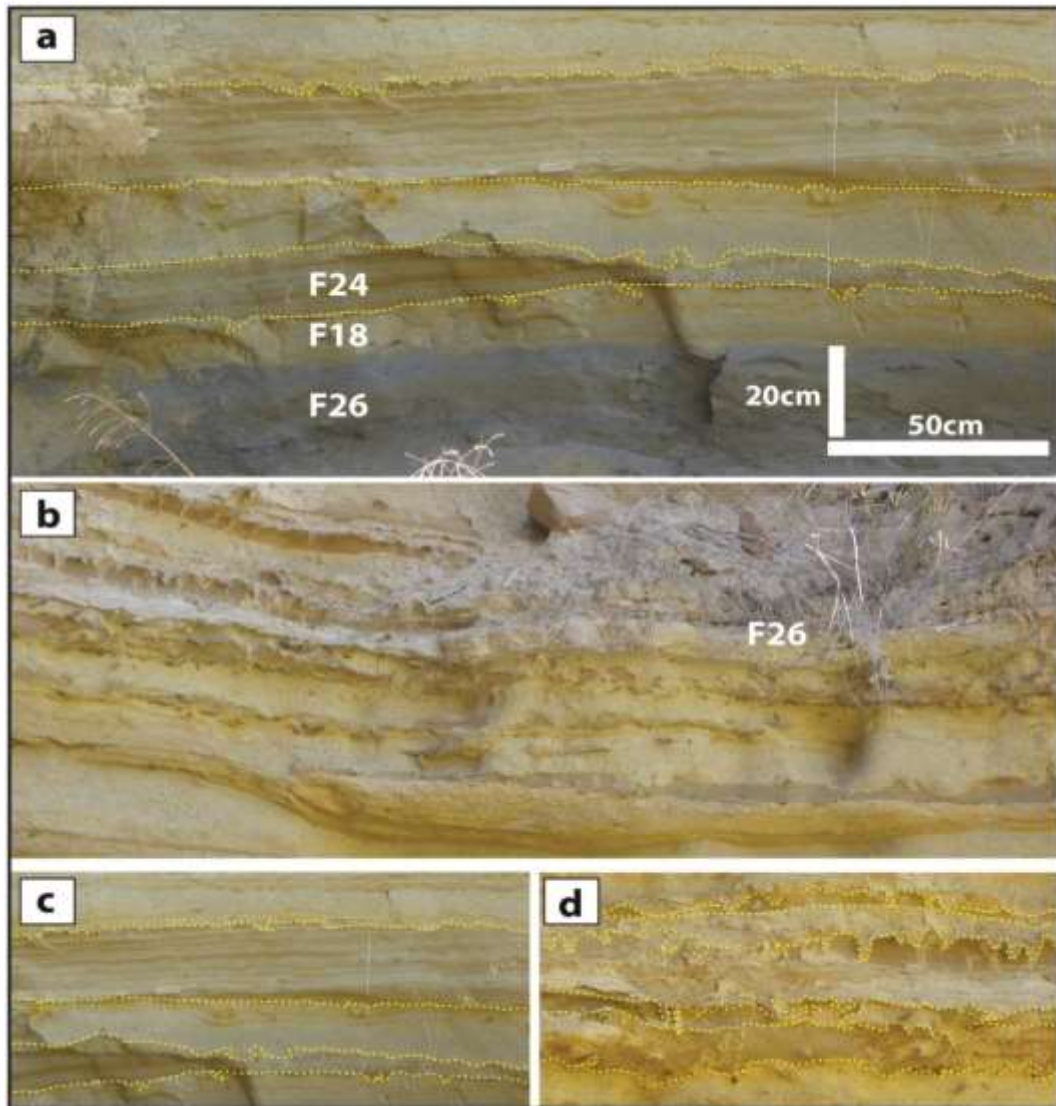


Figure IV-27 : Faciès F24. a) vue d'ensemble des sables fins et silts (F24) en alternance avec les marnes jaunes bioturbés (F18). b) alternance de lits sableux centimétriques fortement bioturbés (F24) et silts jaunes à bioturbations (F18). c) vue de détail des bancs sableux montrant des laminations ondulées, des gouttières d'érosion à la base et sommet irrégulier fortement bioturbé. d) vue de détail des lits sableux fins fortement bioturbés par des *Ophiomorpha* et *Thalassinoïdes*.

25. Faciès F25 : lits silteux marron faiblement ondulés

➤ Description

Ce faciès est bien exposé dans la partie centrale du bassin (**Tassensach**). Il consiste en des lits silteux et sableux très fins d'épaisseur centimétriques et de longueur décimétrique à métrique en alternance avec les marnes les marnes grises du faciès **F26** (Fig. IV-28 a).

Les lits silteux sont sub-plans ou faiblement ondulés, leurs bases montrent des gouttières et sillons d'érosion. La structure interne des lits montre des laminations ondulées et parallèles au

sommet des lits. Les espaces inter-bancs montrent des terriers horizontaux remplis de sables attribués à des *Planolites*.

➤ *Processus sédimentaire et milieu de dépôt*

La granulométrie très fine du sédiment (sables très fins et silts), la géométrie des dépôts s'organisant en strates légèrement érosives de faible épaisseur, la structure interne montrant des laminations ondulées indiquent que ce faciès est déposé au-dessus ou juste à la limite d'action des vagues de tempêtes.

D'après ces arguments, ce faciès (F25) est rapporté à des dépôts de micro-HCS qui se produit dans un milieu d'offshore supérieur plus distal que pour le faciès F24.

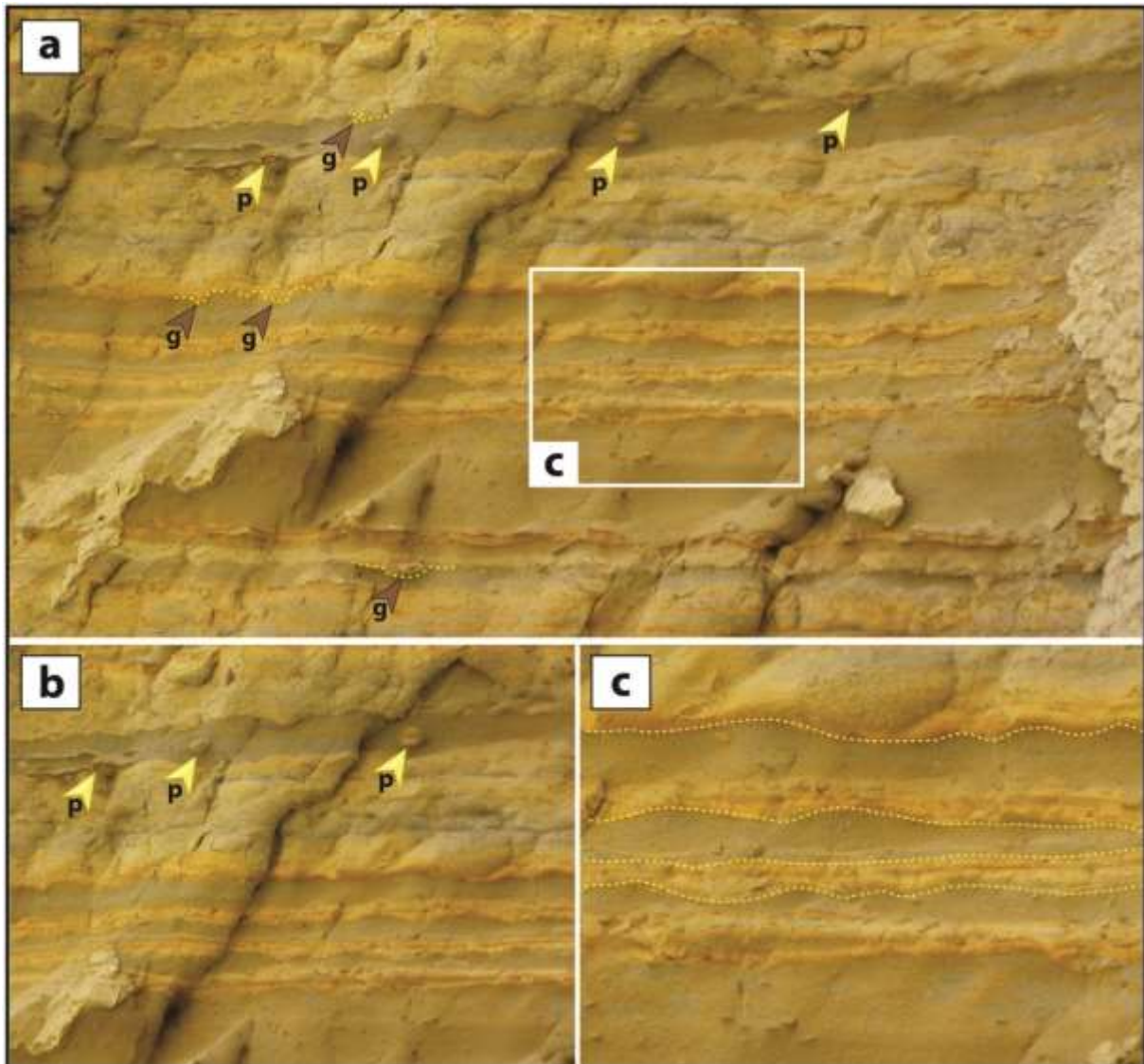


Figure IV-28 : Faciès F25. a, b) vue d'ensemble des alternances de lits silteux fins ondulés (F25) et des marnes grises à bioturbation de type « *Planolites* » (F26). La base des lits silteux montre des sillons et gouttières d'érosion. c) vue de détail des lits silteux montrant des lamines ondulées parallèles aux sommets des bancs.

26. Faciès F26 : marnes grises sombres à faune marine profonde

➤ Description

Ce faciès est rencontré sur les coupes **Tassensach**, **Sidi Dris**, **Ijetti**, **Aït Abdallah** et **K. El borj**. Il correspond à des niveaux marneux gris sombres métriques à plurimétriques massivement lités à intercalations de petits lits silteux.

Les marnes de ce faciès sont massivement litées, de couleur gris sombre (Fig. IV-29 a). Leur épaisseur dépasse la trentaine de mètres dans la partie aval du bassin (coupe **Tassensach**), alors qu'elle se réduit jusqu'à 5 m dans la partie amont du bassin (coupe **Aït Abdallah** et **K. El borj**).

La faune marine est représentée par des *Pelecypora gigas* (Fig. IV-29 b, c), *Amusium cristatum* (Fig. IV-29 d, e), et des scaphopodes du genre *Dentalium* (Fig. IV-29 f) entiers et bien préservés, parfois en position de vie. Des débris plantes avec des encroutements de pyrite oxydée autour sont fréquents (Fig. IV-29 a, g). La bioturbation est représentée par des terriers horizontaux attribués au genre *Planolites* et des rares terriers verticaux d'*Ophiomorpha*.

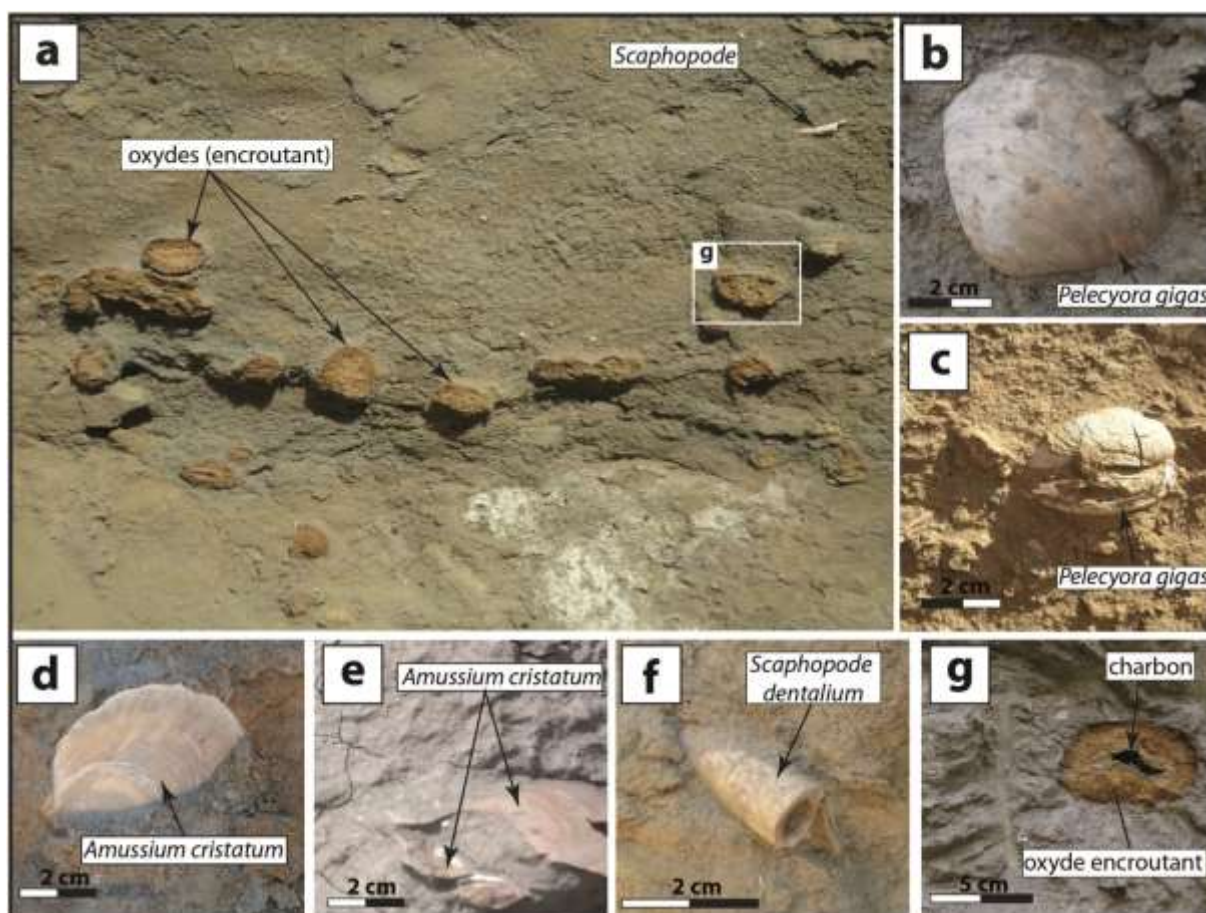


Figure IV-29 : Faciès F26. a) vue d'ensemble des marnes grises à débris de plantes encroustées. B, c) *Pelecypora gigas*. d, e) *Amusium cristatum*. f) scaphopodes *Dentalium*. g) charbon entouré d'une frange pyriteuse oxydée.

➤ *Processus sédimentaire et milieu de dépôt*

La plupart des bivalves montrent un bon état de préservation parfois en position de vie. Les *Amusium* sont typiques des vasières des milieux calmes circalitoraux à bathyaux, entre 50 et 100m (Lacour et al., 2002), des milieux argileux profonds de la transition shoreface inférieur-offshore supérieur et des milieux profonds d'offshore (Aguirre et al., 1996) (Fig. IV-30). Les substrats fins en milieu d'offshore sont les habitats préférés des *Amusium* actuels (Kauffman, 1969 ; Gould, 1971 ; Stanley, 1972 ; Hayami, 1991). D'autre part, la pyrite observée sous forme de croûte oxydée autour des débris de charbon, pourrait traduire la présence de matière organique dégradée par des bactéries anaérobies (Jorgensen, 1983).

La granulométrie fine des sédiments (argiles et silts), la présence de faune marine profonde et l'absence de structures sédimentaires liées aux courants de vagues et tempêtes témoignent des conditions de dépôt dans un milieu calme non affecté par les vagues. Ce faciès est donc rapporté à l'offshore inférieur.

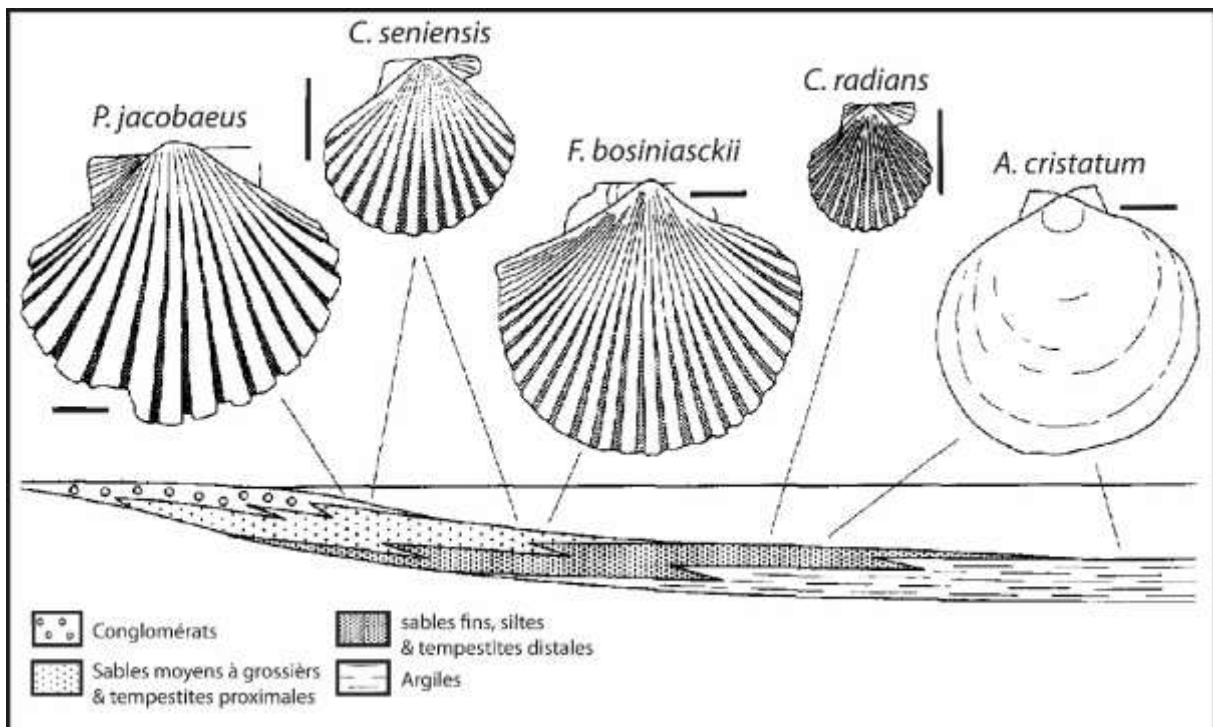


Figure IV-30 : Espèces dominantes et morphologie des coquilles de pectinidés dans les différents lithofaciès dans les dépôts silicoclastiques du Pliocène inférieur du bassin Almeria-Nijar. Barre d'échelle = 2 cm. D'après (Aguirre et al., 1996).

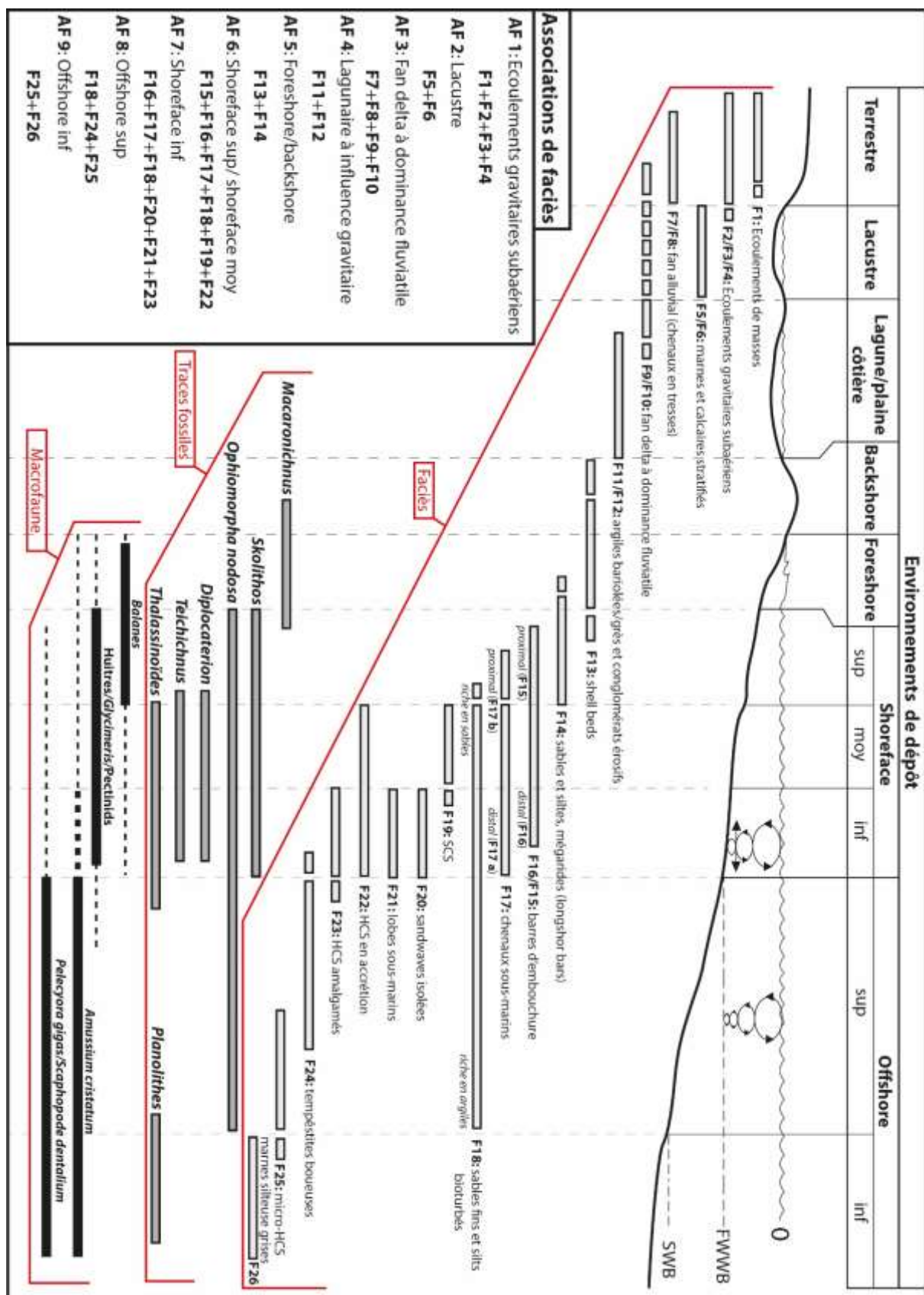


Figure IV-31 : Diagramme de substitution de faciès et distribution du macrofaune et des traces fossiles.

III. ASSOCIATIONS DE FACIES/ENVIRONNEMENT DE DEPOT

Il s'agit dans cette partie du travail de regrouper les faciès en associations de faciès caractéristiques des différents milieux de sédimentation (notion de substitution latérale de faciès). Une association correspond ainsi à la succession verticale ou latérale de plusieurs faciès qui se trouvent à différents niveaux de la série. Pour ce faire, des logs sédimentaires et des illustrations par des photos panoramiques et des coupes synthétiques seront présentées pour chaque association de faciès.

Neuf associations correspondant à neuf environnements sédimentaires ont été définies sur un diagramme de substitution de faciès (Homewood et al., 1992) (Fig. IV-31). Le diagramme de substitution de faciès est une représentation graphique des relations longitudinales et latérales entre les faciès observés sur le terrain, entre deux pôles extrêmes (marin/continental) le long d'un profil de dépôt. Il montre les différentes possibilités de passages latéraux de faciès et leur position relative le long du profil de dépôt. Il n'implique pas la coexistence à un instant donné, de l'ensemble des faciès et associations de faciès identifiées.

1. Association de faciès AF1 (F1, F2, F3, F4) : Ecoulements gravitaires subaériens

Cette association de faciès est décrite sur les bordures Sud-Ouest et Sud-Est du bassin (coupe **Irhachâmene, Aït Abdallah** et **Megziyat**). Elle regroupe les faciès chaotiques composés de blocs de gypses et argiles (**F1**), les conglomérats à matrice argileuse sans granoclassement (**F2**), les lentilles conglomératiques cimentées à support clastique micro-conglomératique (**F3**) et les grès stratifiés à galets imbriqués (**F4**).

Ces dépôts se développent directement au-dessus des marnes vertes messiniennes et remplissent les paléogéographies et dépressions métriques à plurimétriques créées par la surface d'érosion messinienne « Messinian Erosional Surface, MES » (Fig. IV-32 a, b).

Dans l'ensemble de ces faciès, la texture, la variation importante du lithofaciès (conglomérats à matrice argileuse, conglomérats à support clastique, grès) et la dynamique impliquée dans ces dépôts (écoulements de masses subaériens, alternance des écoulements de débris cohésifs et non-cohésifs), indiquent la proximité de la source d'apport.

Cette association de faciès est rapportée à des écoulements gravitaires subaériens qui se produisent dans les paléo-dépressions créées par la surface d'érosion messinienne.

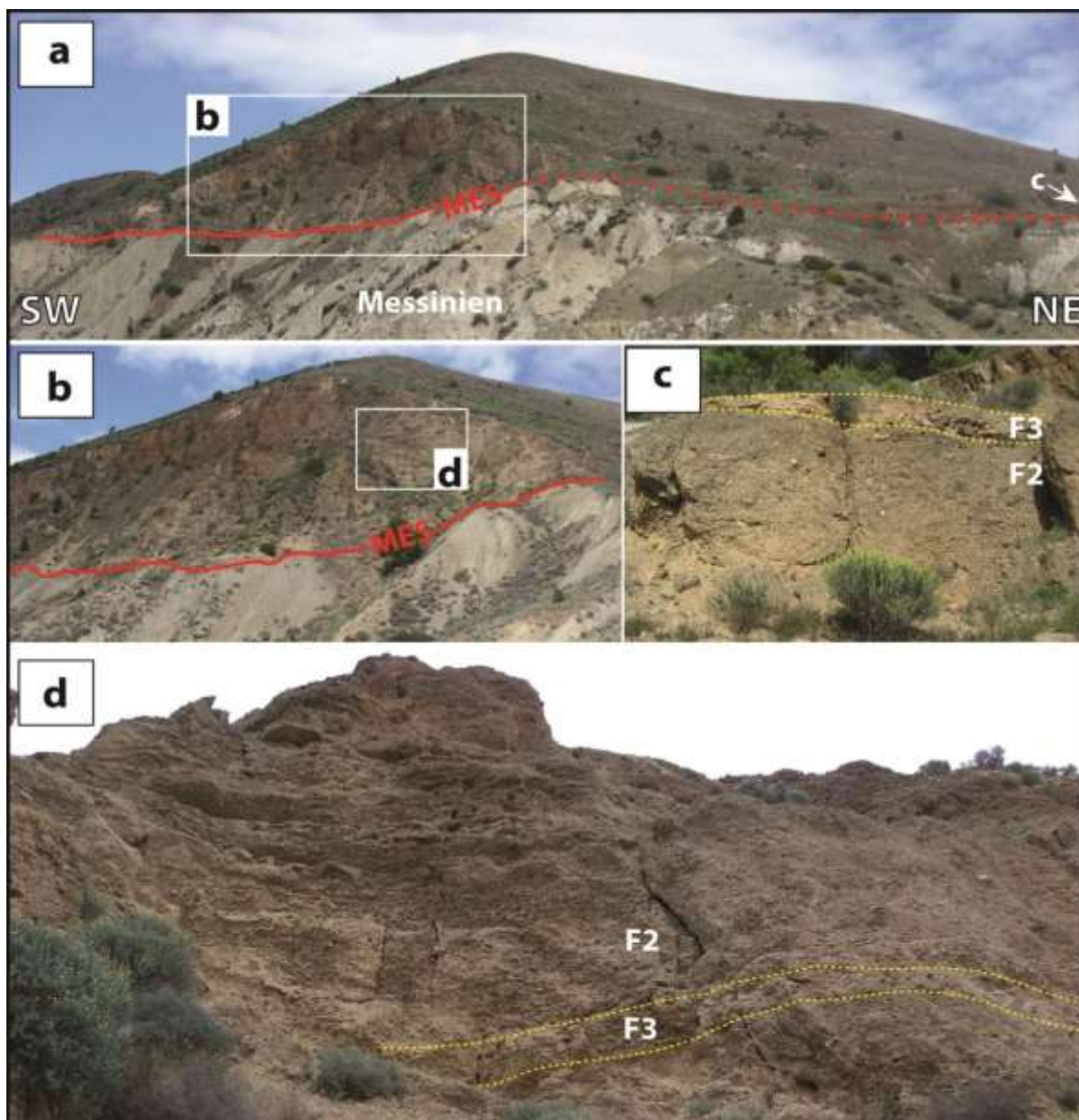


Figure IV-32 : Association de faciès AF 1. **a, b**) succession de dépôts typiques d'un milieu de cône alluvial proximal: panorama **Irhachâmene** (coupe A, *Fig. IV-1*). **c, d**) alternance des conglomérats à matrice argileuse (**F2**) et conglomérats à support clastique micro-conglomératique (**F3**).

2. Association de faciès AF 2 (F5, F6) : Milieu lacustre à influence gravitaire

Cette association de faciès n'est observée que dans la partie Nord-Est du bassin (**Oued Amekrâne 1, Oued Amekrâne 2**), elle consiste en des alternances de calcaires mudstones compacts (**F5**) avec des marnes grises à intercalations de petits bancs gréseux et conglomératiques (**F6**) (*Fig. IV-33 a, b*).

Ces dépôts fins de marnes et calcaires à caractère laminé, sans faune purement marine, avec quelques petits gastéropodes, ostracodes et des oogones de charophytes, indiquent un milieu de dépôt lacustre. Ce milieu lacustre est soumis à des influences gravitaires épisodiques marquées par des dépôts de lentilles de conglomérats et grès à caractère érosifs, mises en place par des avalanches et des écoulements gravitaires sous-aquatiques.

Ces dépôts lacustres sont développés directement au-dessus des marnes vertes messiniennes et remplissent les paléogéographies et dépressions créées par la surface d'érosion messinienne « MES ». Leurs épaisseurs dépassent une dizaine de mètres (10 à 20 m) pour une longueur d'une centaine de mètres.

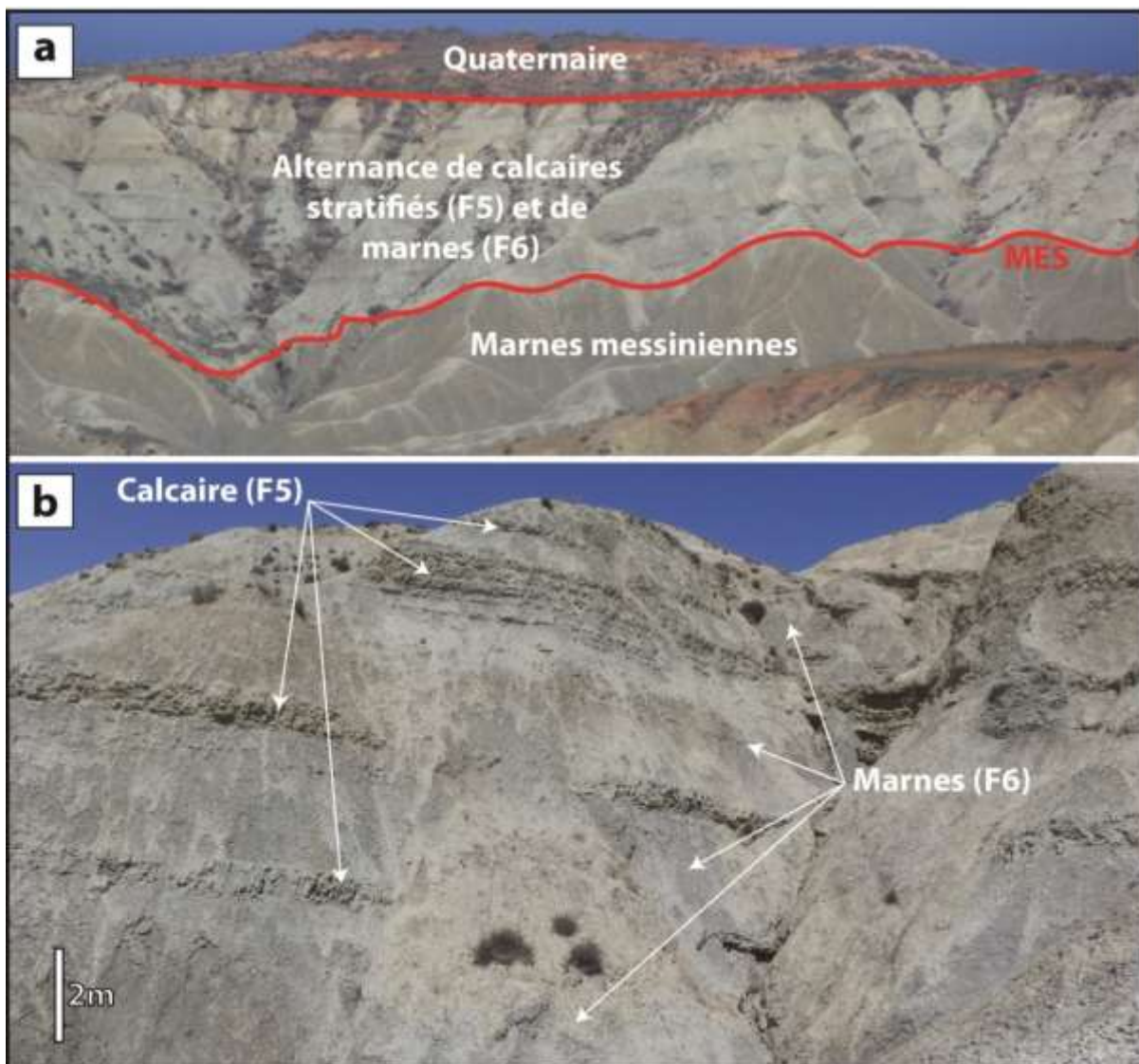


Figure IV-33 : Association de faciès AF 2. a) vue d'ensemble des séries lacustres de l'Oued Amekrâne montrant des alternances de marnes grises (F6) et calcaires stratifiés (F5) mises en place sur les marnes vertes du Messinien. MES : surface d'érosion messinienne.

3. Association de faciès AF 3 (F2, F3, F7, F8, F9, F10) : Fan delta à dominance fluviale

Cette association de faciès est bien exposée sur la bordure Sud-Ouest du bassin (**Tizza, Ouest-Tizza, Saïda et Irhachâmene**), dans la partie Sud-Est (**Megziyat**) et moins développée à **Aït Abdallah**. Elle est constituée par les conglomérats gravitaires (**F2, F3**), les dépôts de chenaux fluviaux en tresses (**F7 a, F7 b**), les chenaux fluviaux en forme de feuilles « sheet-like channel » (**F8 a**), les dépôts de remplissage d'inter-chenaux (**F8 b**), les conglomérats grossiers à matrice clastique (**F9**) attribués à des écoulements de débris concentrés (« high-concentrated debris flows ») et finalement les grès moyens du faciès **F10** interprétés comme des dépôts d'écoulements en nappes (« sheet floods »).

Les faciès gravitaires (**F2, F3**) et les faciès fluviaux (**F7, F8**) forment une épaisse séquence (plus de 30 m) grano-strato-décroissante à **Irhachâmene** et **Tizza** et partiellement à **Ouest-Tizza** qui se met directement sur la surface d'érosion messinienne (**D1, Fig. IV-34 a, c**). Les dépôts de chenaux fluviaux montrent un paléocourant orienté vers le Nord ou le Nord-Est. Ces faciès sont rapportés à des dépôts de cône alluvial « alluvial fan » (*Fig. IV-34 c*).

Les deux faciès (**F7** et **F8**) passent latéralement dans la direction du Nord (**Ouest-Tizza**) à des unités d'épaisseur métrique, progradantes à angle faible (entre 10 et 15°) vers le Nord-Est (*Fig. IV-34 d, e*). Ces unités composées des faciès **F9** et **F10** constituent une séquence grano-strato-décroissante d'environ 15 mètres d'épaisseur interprétée comme des dépôts de front du delta (*Fig. IV-34 c*).

Vers les extrémités distales du système (**Aït Abdallah, Saïda**) ces faciès conglomératiques s'injectent dans des dépôts fins de lagune (association de faciès **AF4**) (*Fig. IV-34 f*). Ces dépôts sont attribués à la partie subaquatique du fan delta (« Pro delta ») (*Fig. IV-34 c*).

En général, les faciès de cette association s'organisent en alternances de dépôts conglomératiques gravitaires et fluviaux épais qui se déposent directement sur la surface d'érosion messinienne (MES) et qui passent latéralement (du Sud vers le Nord) à des unités conglomératiques progradantes, composées essentiellement par des écoulements de débris, surmontés par des dépôts gréseux d'écoulements en nappes (« sheet floods ») et de petites barres fluviales. Cet agencement vertical et latéral de faciès est très commun dans les cônes alluviaux (Rust, 1978, 1979) et les fans deltas (Kazanci, 1988 ; Mc. Pherson *et al.*, 1988, Nemec *et Steel*, 1988).

Cette association de faciès caractérisent un milieu de dépôt de fan delta à dominance fluviatile qui prograde du Sud-Ouest vers le Nord-Est, avec une direction moyenne N10° et des pendages qui varient entre 13° et 16°. Les dépôts gravitaires plus grossiers sont limités dans les parties proximales (**Irachâmene** et **Megziyat**) passent latéralement à des dépôts essentiellement fluviatiles (**Tizza**, **Ouest-Tizza**, **Saïda**) et disparaissant dans des dépôts lagunaires (**Aït Abdallah**, **Saïda**).

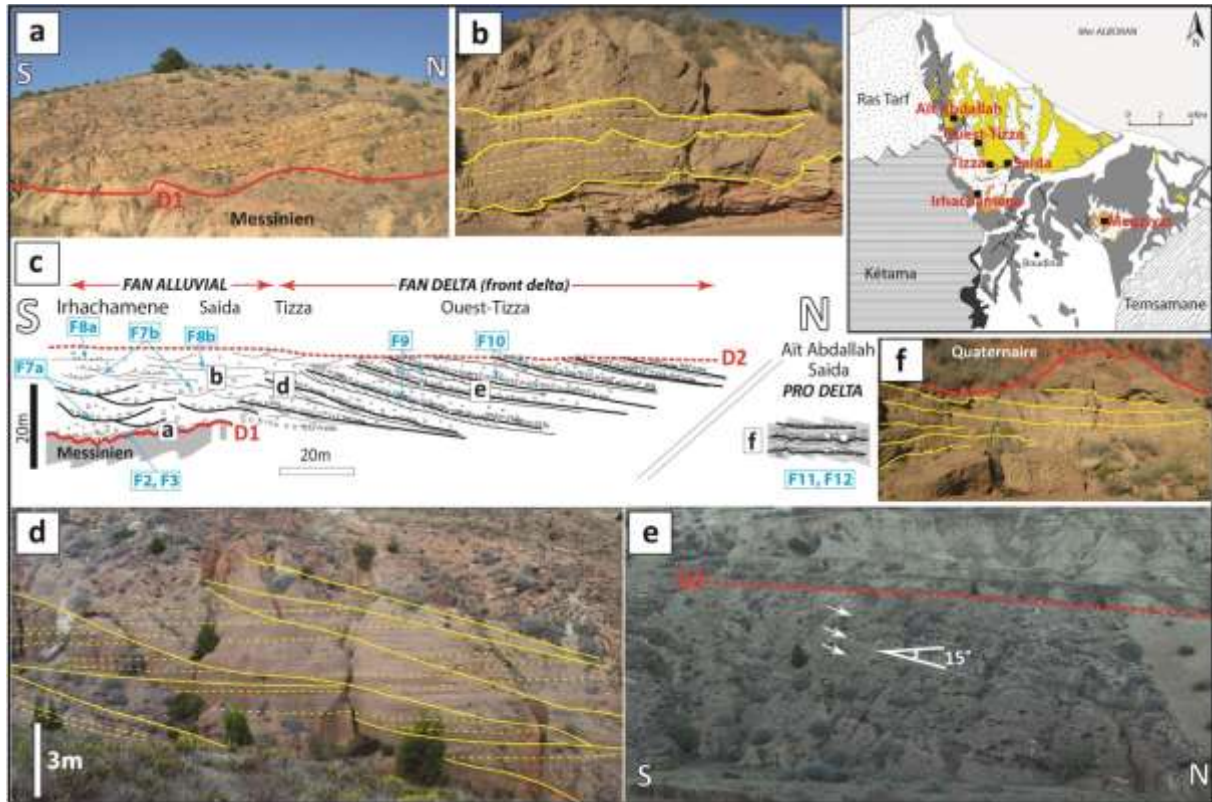


Figure IV-34 : Association de faciès AF 3. **a, b**) chenaux fluviatiles de la partie proximale subaérienne du fan delta « alluvial fan ». **c**) modèle de dépôts du fan delta. **d, e**) partie médiane subaérienne du fan delta (« Delta front »). **f**) partie distale subaquatique du fan delta (« Pro delta »).

4. Association de faciès AF 4 (F11, F12) : Milieu lagunaire à influence gravitaire

Cette association de faciès est décrite dans la partie Sud-Ouest du bassin (**Aït Abdallah**, **Saïda**). Elle consiste en des alternances d'argiles bariolées (**F11**) et de conglomérats et strates gréseuses fines érosives (**F12a**, **F12b**).

A la base de la coupe d'**Aït Abdallah** (*Fig. IV-35 a*), une succession d'une épaisseur d'environ 15 m, commence par des alternances de strates silteuses et d'argiles bariolées sans faune et sans bioturbation (**F11**, *Fig. IV-35 c*). Elles sont surmontées par des alternances d'argiles, de

conglomérats gravitaires et de grès du faciès (F12a, F12b, Fig. IV-35 b). Ces dépôts se mettent sur les conglomérats gravitaires (F1 et F2) de l'association de faciès AF1.

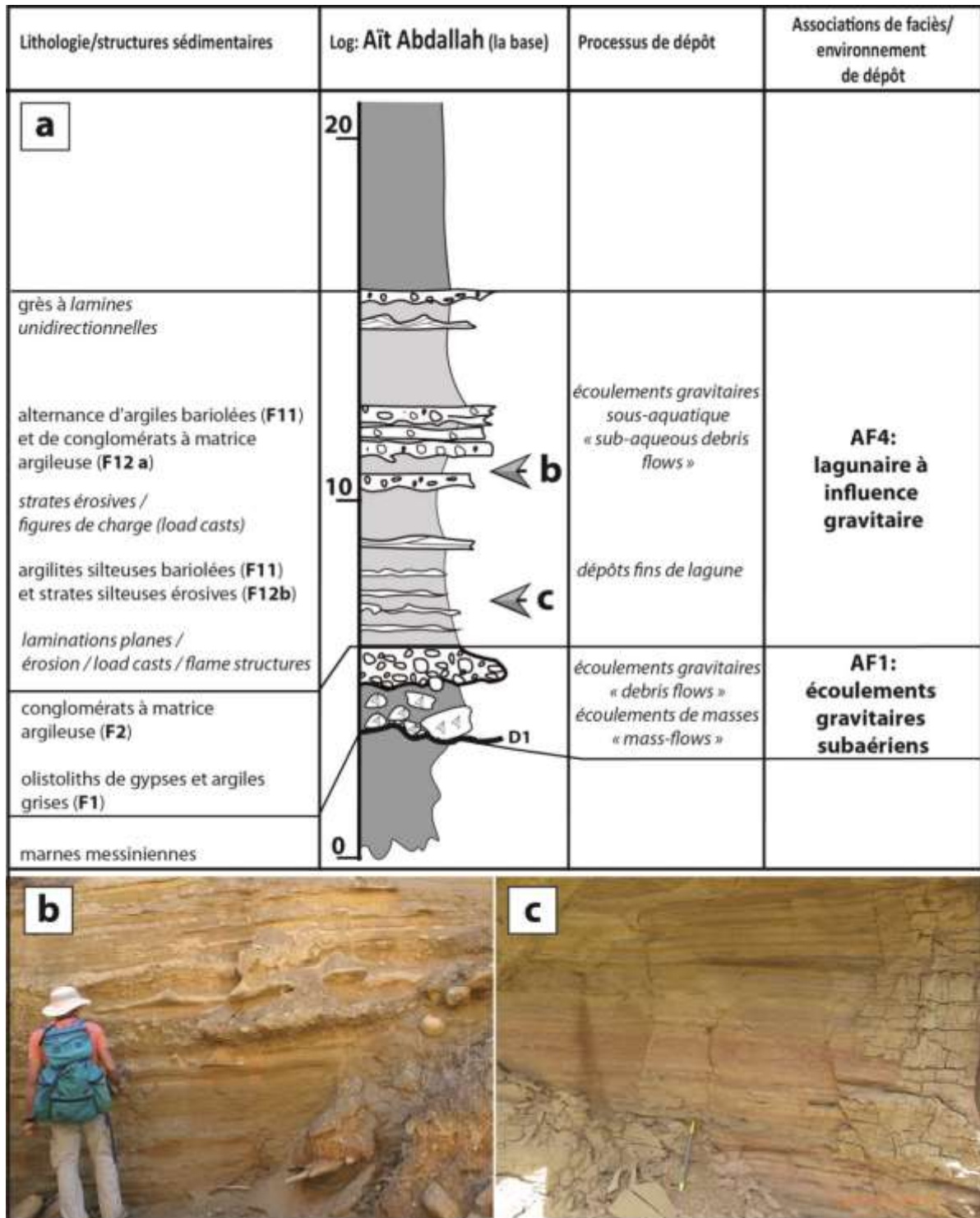


Figure IV-35 : Association de faciès AF 4. **a)** log sédimentologique représentant la succession de dépôts typique du milieu lagunaire à influences gravitaires : la base de la coupe d'Aït Abdallah (coupe F, Fig. IV-1). **b)** vue de détail des conglomérats gravitaires (F12a). **c)** vue de détail des dépôts fins de lagune (F11 et F12b).

Le premier faciès (**F11**) représente des dépôts fins oxydés d'un milieu très peu profond de lagune. Ce milieu lagunaire est soumis à des arrivées épisodiques et rapides de matériaux grossiers pendant les périodes de crues. Ces périodes de crues sont marquées par des dépôts de conglomérats et grès (**F12a**, **F12b**) montrant plusieurs figures sédimentaires (figures d'érosion, de charges et d'échappement d'eau). D'après ces arguments, cette association de faciès est interprétée comme représentatif d'un milieu lagunaire influencé par les crues de rivières et par les écoulements gravitaires provenant de la partie distale du fan delta.

5. Association de faciès AF 5 (**F13**, **F14**) : Backshore/Foreshore

Cette association de faciès est décrite exclusivement dans la partie sud-ouest du bassin (coupe **Tizza**, *Fig. IV-36*). Elle consiste en des bancs de conglomérats très riches en faune marine de différentes origines (**F13**) sur lesquelles reposent des alternances de sables fins et silts intensément bioturbés (**F14a**) et de bancs de sables et conglomérats (**F14b**) (*Fig. IV-36*).

| Lithologie/structures sédimentaires | Log: Tizza | Processus de dépôt | Associations de faciès/ environnement de dépôt |
|---|------------|---|--|
| sables marrons et rouges/ conglomérats (F14b) | | | AF5: foreshore/ backshore |
| <i>litages obliques plans/ litages obliques arqués</i> | | <i>courants de vagues et de tempêtes</i> | |
| sables fins et silts rouges et jaunes (F14a) bioturbation de type <i>Macaronichnus</i> , <i>Techichnus</i> , <i>Ophiomorpha</i> et <i>Skolithos</i> | | <i>dépôts fins de mer très peu profonde</i> | |
| <i>laminations ondulées « wavy bedding »</i> | | <i>courants de tempêtes « storms surges »</i> | AF3: partie proximal du fan delta (cône alluvial) |
| conglomérats et grès (F13) mélange de faune marine littorale et profonde | | | |
| <i>bases érosives/ amalgamations/ amincissement latéral</i> | | | |
| conglomérats et grès grossiers (F7+ F8 b) | | <i>courants fluviaux unidirectionnels</i> | |
| <i>érosion/ stratifications obliques arquées</i> | | | |

Figure IV-36 : Association de faciès **AF 5**. Log sédimentologique représentant la succession de dépôts typique du milieu marin très peu profond (« Foreshore ») : la coupe de **Tizza** (coupe C, *Fig. IV-1*).

Sur la coupe de **Tizza**, une succession marine de plus de 25 mètres d'épaisseur repose directement sur les conglomérats continentaux du faciès **F7**, par l'intermédiaire d'une surface

d'érosion cimentée (**D2**, *Fig. IV-36, VI-37*). Au-dessus de cette surface, la série marine commence par environ 10 mètres de conglomérats remaniant des débris de faune marine provenant de différents milieux (littoral et profond) qui passent vers le haut à des bancs composés uniquement de débris de faune interprétés comme des « shell-beds » (**F13**). Ce premier ensemble est surmonté par environ 15 mètres de sables fins stratifiés à microconglomérats de couleur rouge et jaune (oxydés) (**F14a**) typiques d'un milieu marin très peu profond. Dans ces faciès fins, s'intercalent des barres sablo-conglomératiques du faciès **F14b** attribuées à des cordons littoraux « longshore bars » (*Fig. IV-37 b*).

Les faciès de cette association et les processus sédimentaires qui leurs sont associés caractérisent un milieu marin très peu profond, de très haute énergie et très influencé par les tempêtes ; ces conditions indiquent un milieu de foreshore (Hayes et Kana, 1976 ; Davis *et al.*, 1972).

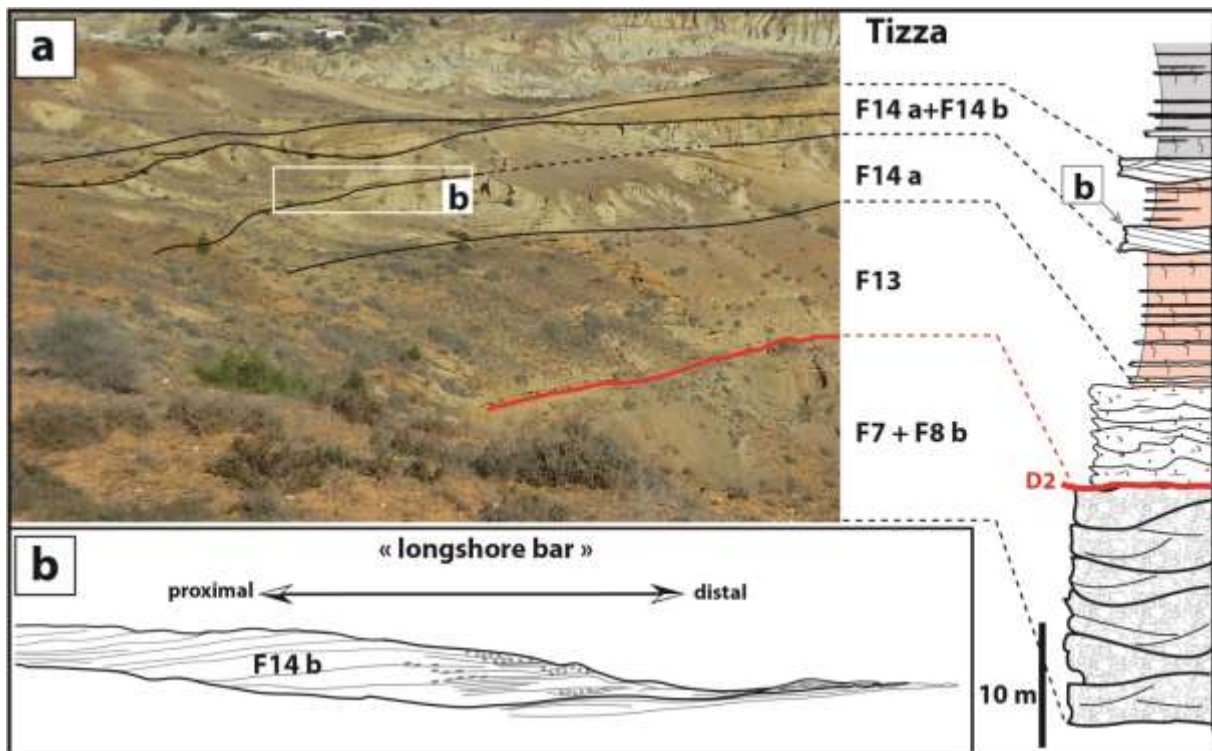


Figure IV-37 : Association de faciès AF 5. a) Succession de dépôts typique d'un milieu de foreshore : panorama Tizza (coupe C, *Fig. IV-1*). b) représentation schématique des barres de cordon littoral (« longshore bars »).

6. Association de faciès AF 6a (F15, F16, F17, F18, F19, F22) : Shoreface supérieur/ Shoreface moyen

Cette association de faciès est décrite sur la majorité des coupes étudiées à l'exception des coupes de **Tizza**, **Irhachâmene**, **Megziyat**, **Oued-Amekrâne** et **Saïda**. Elle regroupe les faciès

conglomératiques (**F15**) et sableux (**F16**) progradants interprétés comme des dépôts de barres d'embouchures dans un milieu de shoreface supérieur (**F15** partie proximale et **F16** partie distale de la barre), les lentilles conglomératiques et sableuses érosives attribuées à des chenaux sous-marins proximaux (**F17b**), les sables fins et silts jaunes oxydés à bioturbation abondante (**F18**), les lentilles de sables fins interprétés comme des SCS (**F19**, Swalley cross-stratifications) et les HCS sableux métriques en accréation verticale typiques du milieu de shoreface supérieur (**F22**).

L'une des meilleures coupes qui regroupe ces faciès est la coupe de **Sidi Drîs** (coupe M, *Fig. IV-1* ; panorama, *Fig. IV-38 a*). Pour illustrer l'agencement vertical et latéral de ces faciès, des photos panoramiques (*Fig. IV-38 a, b, e, f*) et une coupe synthétique (*Fig. IV-38 c*) dans la région de **Sidi Drîs** sont représentés.

A cet endroit et dans la partie proximale du système, les barres d'embouchures (**F15** et **F16**) coupent les faciès fins (**F18**) et les HCS sableux (**F22**) et elles sont surmontée et remaniées au sommet par des HCS et mégarides métriques (**F22**). Ces barres montrent des progradations vers le Sud ou le Sud-Est (*Fig. IV-38 c, f*).

Dans la partie médiane du système, les chenaux sous-marins coupent les faciès fins (**F18**) et les barres d'embouchures distales (**F16**). L'orientation des axes des chenaux indique un palécourant orienté de l'Ouest vers l'Est ou du Nord-Ouest vers le Sud-Est (*Fig. IV-38 e*).

Vers l'extrémité distale du système, les barres sableuses du faciès **F16** sont coupées par des lentilles de sables fins à stratification oblique en creux (SCS, **F19**) (*Fig. IV-38 b*).

Dans l'ensemble des faciès de cette association, la lithologie variante du sables fins jusqu'aux conglomérats grossiers, la faune marine peu profonde (balanes, pectinidés, huitres), l'abondance de la bioturbation (essentiellement *Ophiomorpha*, *Skolithos*), l'organisation des dépôts et les structures sédimentaires dominées par les structures de courants unidirectionnels et de processus gravitaires (écoulements gravitaires sous-aquatiques, courants de tempêtes), indiquent un environnement de dépôts marin à haute énergie compatible avec le shoreface supérieur à moyen.

Cette association de faciès correspond donc à un milieu de shoreface supérieur à moyen influencé par les courants de tempêtes et les évènements de crues venants du complexe deltaïque (continent).

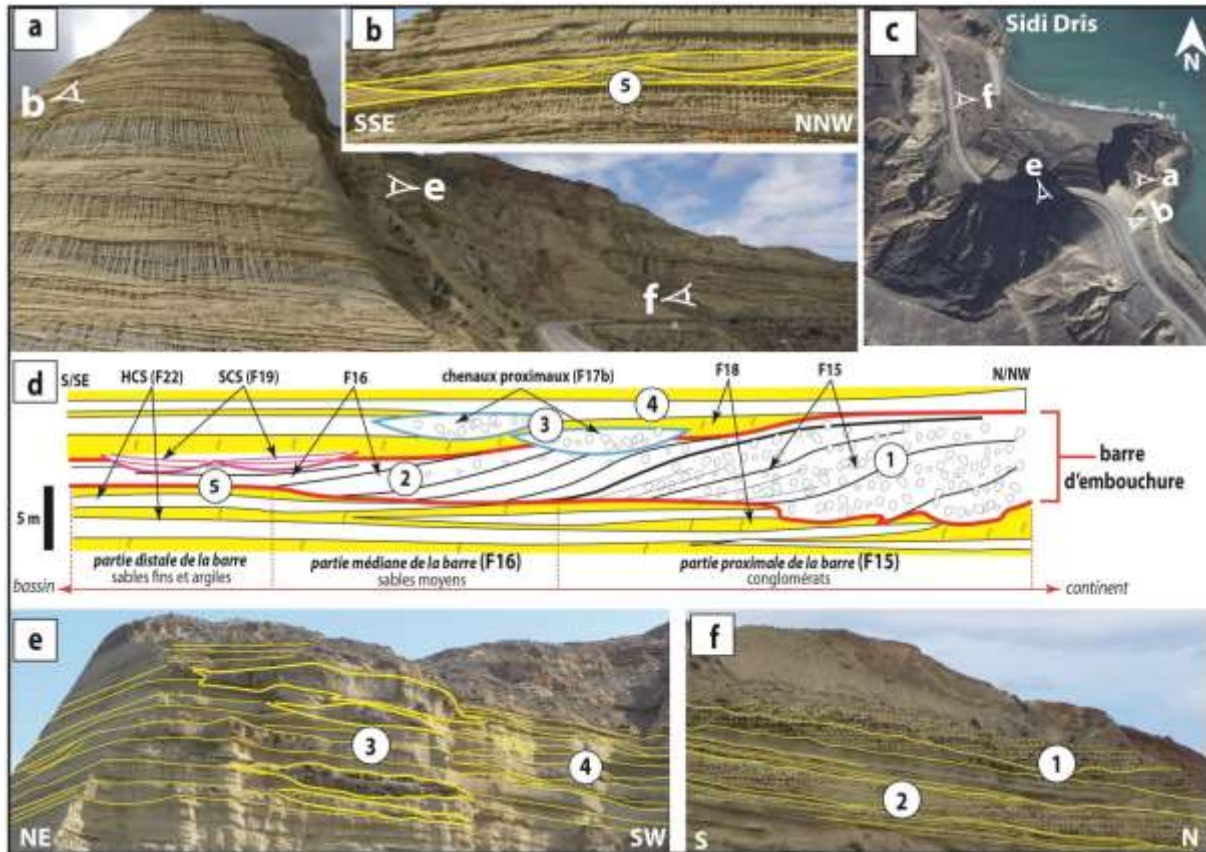


Figure IV-38 : Association de faciès AF 6a. a) vue panoramique de la coupe de **Sidi Dris**. b) vue détaillée des stratifications obliques en creux (SCS). c) position de prise de photos de chaque panorama. d) coupe synthétique de la région de **Sidi Dris** montrant l'agencement vertical et latéral des différents faciès. e) vue de détail de chenaux proximaux (**F17b**) qui coupent les parties distales des barres (**F16**). f) vue de détail de la partie proximale et médiane des barres d'embouchure.

7. Association de faciès AF 6b (F16, F17, F18, F20, F21, F23) : Shoreface inférieur

Cette association de faciès est décrite sur la majorité des coupes étudiées à l'exception des coupes de la bordure Sud du bassin (**Irhachâmene**, **Megziyat** et **Saïda**) et des coupes de l'**Oued-Amekrâne**. Elle regroupe les faciès sableux fins de la partie distale des barres d'embouchure (**F16**), les chenaux sablo-conglomératiques sous-marins érosifs (**F17 a**), les sables fins et silts jaunes oxydés à bioturbation abondante (**F18**), les mégarides sableuses (« sandwaves ») (**F20**), les sables fins attribués à des lobes sous-marins (**F21**) et les HCS amalgamés fortement bioturbés (**F23**).

L'une des coupes représentatives de cette association est la partie médiane de la coupe de **Tassensach** qui représente une succession de faciès de chenaux sous-marins érosifs (**F17 a**), de faciès fins oxydés à bioturbation et *Amusium cristatum* (**F18**) et d'HCS amalgamés (**F23**) sur

une épaisseur d'environ 40 m (Fig. IV-39). Cette série se met en place sur les faciès des associations d'offshore AF 7a et AF 7b.

Dans cette association, le faciès F18 est épais et montre une bioturbation abondante et diversifiée (*Ophioporpha*, *Thalassinoides*, *Teichichnus*, *Diplocraterion*, *Skolithos*), des faunes marines profondes (*Amusium cristatum*, petits pectinidés) et quelques petites rides de vagues. Dans certains endroits comme à Ijetti, des lobes sous-marins (F21) constitués essentiellement de sables remaniant des fragments de pectinidés et d'*Amusium cristatum*, sont injectés dans ce faciès (F18) et indiquent une direction du paléocourant orientée vers l'ENE (Fig. IV-24). Dans d'autres endroits comme à Sidi Drîs, des mégarides sableuses attribuées à des « sandwaves » isolés (F20) et des HCS amalgamés fortement bioturbés (F23) alternent avec ce faciès (F18) (Fig. IV-23, Fig. IV-26).

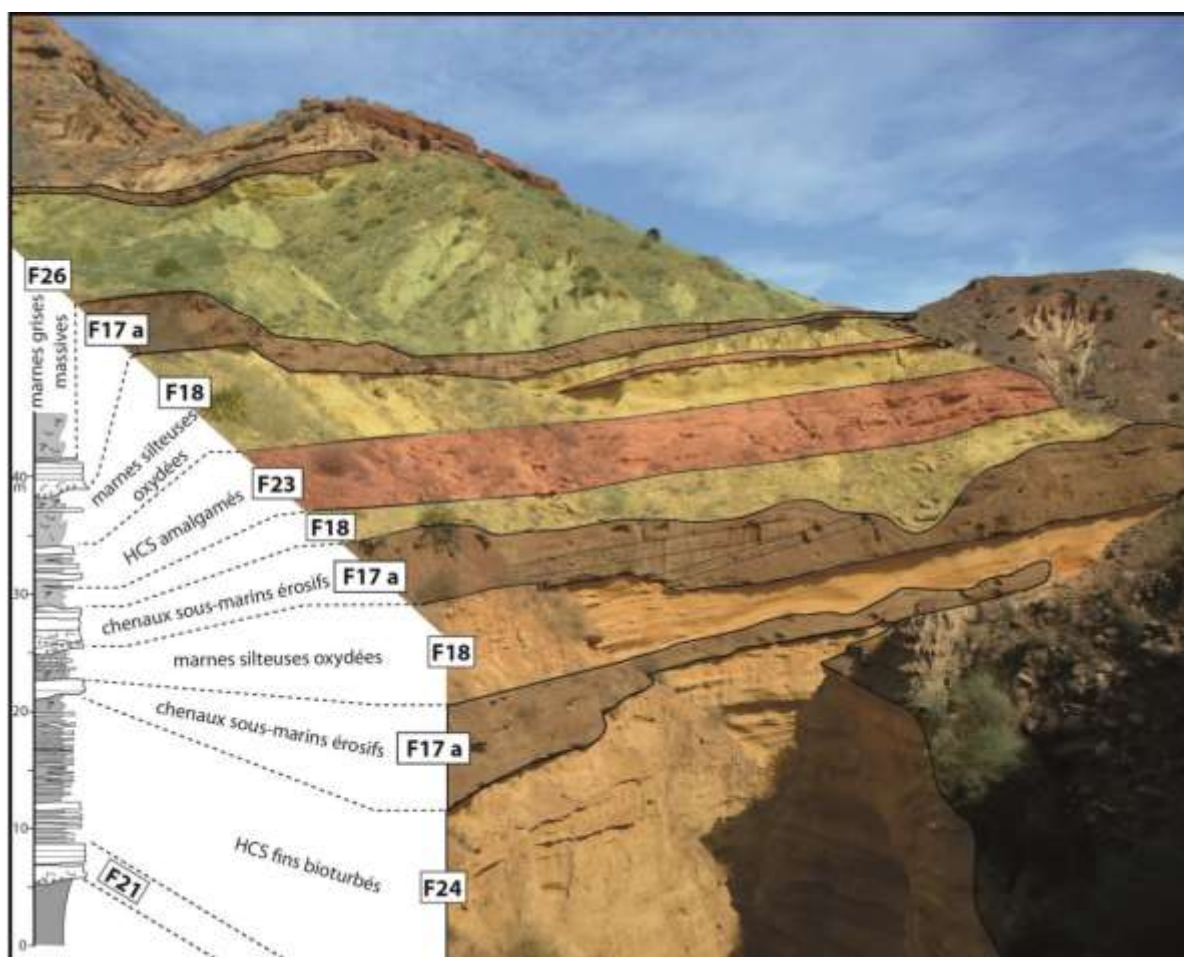


Figure IV-39 : Association de faciès AF 6b. Vue panoramique de la partie médiane de la coupe de Tassensach (coupe J, Fig. IV-1) et log sédimentologique correspondant.

Dans l'ensemble des faciès de cette association, la faune marine indique des conditions de dépôt en mer ouverte (pectinidés, *Amusium cristatum*, huitres). Les petites rides de vagues et les

mégarides oscillatoires observées dans les faciès **F18** et **F20** sont formées au-dessus de la base d'action des vagues de beau temps en milieu de shoreface. La lithologie dominée par les sables et sables fins riches en argiles et la bioturbation abondante et diversifiée permettent d'interpréter cette association de faciès comme typique d'un milieu de shoreface inférieur (Galloway et Hobday, 1996 ; Coe, 2003 ; Bullimore et al., 2008).

8. Association de faciès AF 7a (F18, F24, F25) : Offshore supérieur

Cette association de faciès est décrite sur la majorité des coupes étudiées à l'exception des coupes de la bordure sud du bassin (**Irhachâmene, Saïda, Oued-Amekrane** et **Megziyat**). Les faciès de cette association sont bien exposés sur la coupe de **Tassensach** et **K. El borj**. Ils consistent en des alternances de sables fins et silts jaunes à bioturbation abondante (**F18**), d'HCS décimétriques fortement bioturbés (**F24**) et de micro-HCS centimétriques érosifs (**F25**) (Fig. IV-40 a, b).

Dans cette association de faciès, la lithologie fine riche en argiles, la bioturbation abondante (essentiellement *Ophiomorpha* et *Thalassinoïdes*) et la faune marine profonde bien préservée (*Amusium cristatum*) indiquent des conditions de dépôts dans un milieu d'offshore. Les tempestites boueuses et les micro-HCS (**F24, F25**) sont typiques des milieux profonds affectés par les tempêtes situés juste au-dessus de la base d'action des vagues de tempêtes. D'après ces arguments, ces faciès sont interprétés comme formés en milieu d'offshore supérieur.

9. Association de faciès AF 7b (F25, F26) : Offshore inférieur

Cette association de faciès est décrite sur les coupes de **Tassensach, Sidi Drîs, K. El borj** et **Aït Abdallah**. Elle consiste en des marnes grises sombres, massives et homogènes (**F26**) dans lesquelles s'intercalent des petits lits silteux du faciès (**F25**). L'épaisseur des marnes est très importante au centre du bassin (**Tassensach, Ijetti, Sidi Drîs**) où elle dépasse plusieurs dizaines de mètres, alors qu'elle est réduite sur les bordures du bassin comme à **Aït Abdallah** où elle est de l'ordre de 5 mètres.

L'association des deux faciès est bien visible sur la base de la coupe de **Tassensach** (Fig. IV-40 a). À cet endroit, des niveaux marneux gris d'épaisseur métrique à plurimétriques (**F26**) contenant des faunes marines profondes (*Amusium cristatum, Pelecyora gigas* et *Dentalium*), des débris de plantes et des bioturbations de type *Planolites*, sont en alternance avec des lits centimétriques de sables fins et silts du faciès (**F25**) (Fig. IV-40 c).

Dans cette association, Les caractéristiques lithologiques (marnes et silts) et la faune marine profonde bien préservée indiquent un milieu marin ouvert profond relativement calme. D'après ces arguments, on attribue cette association de faciès à un milieu d'offshore inférieur.

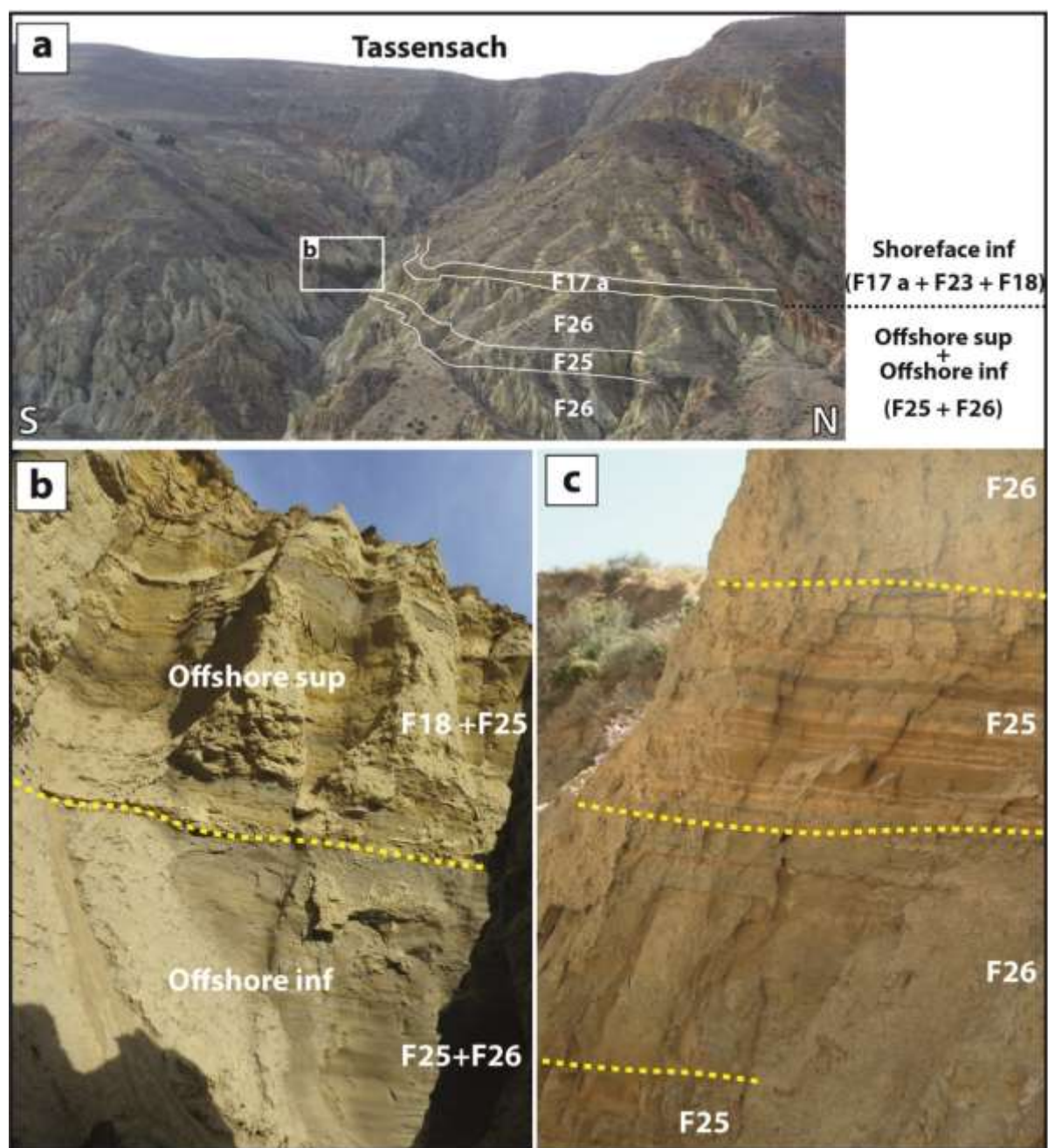


Figure IV-40 : Association de faciès AF 7a et AF 7b. a) vue panoramique de la coupe de **Tassensach**. La base de la coupe montre des marnes grises massives (F26) à passées de sables fins et silts (F25) sur lesquelles arrivent les faciès de chenaux et tempêtes de l'association AF 6b. b, c, d) alternances de faciès marneux d'offshore inférieur (F26) et de sables fins et silts de l'offshore supérieur (F25).

IV. ETUDE DE LA PETROGRAPHIE DES FORMATIONS CONGLOMERATIQUES ET DES PALEOCOURANTS

1. Introduction

Une étude détaillée portant sur la pétrographie des conglomérats a été effectuée dans le but de la détermination des sources d'apports des matériaux détritiques. Pour ceci, différents niveaux conglomératiques sont choisis en fonction de leurs positions stratigraphiques afin d'établir une évolution verticale des sources d'apports. Des mesures de pourcentage des éléments sont effectuées sur des carrés d'une surface d'1 m². Entre 56 (minimum) et 350 (maximum) de galets par carré sont analysés et les résultats de comptage de chaque niveau sont représentés sous forme de graphes. L'interprétation de la source d'apport tient compte de la nature pétrographique des galets, du processus sédimentaire impliqué dans leur dépôt et des directions des paléocourants enregistrés.

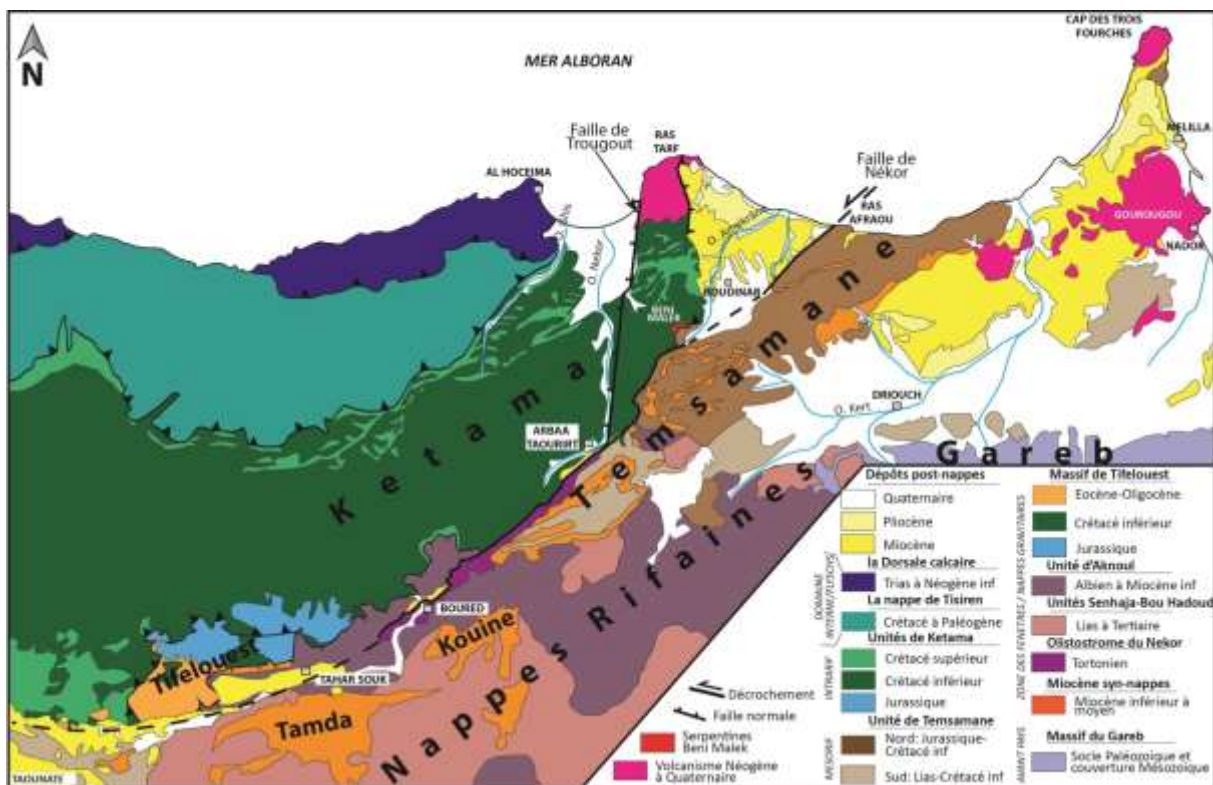


Figure IV-41 : Carte géologique du Rif oriental compilée d'après les cartes de Suter (1980), Frizon de Lamotte (1985), Negro *et al.* (2007) et Michard *et al.* (2007).

Pour une détermination des sources d'apports avec plus de crédibilité, une synthèse stratigraphique des formations géologiques aux alentours du bassin est faite. La carte géologique (Fig. IV-41) représente les différentes unités géologiques du Rif oriental et leurs âges, ces unités sont :

- Le domaine interne (la dorsale calcaire) et le domaine des flyschs au Nord-Ouest.
- Les unités de Kétama qui affleurent sur la bordure Ouest du bassin.
- Les unités de Tamsamane Sud et les nappes rifaines au Sud.
- L'unité de Tamsamane Nord qui affleure sur la bordure Nord-Est du bassin.

2. Stratigraphie des unités géologiques du pourtour du bassin de Boudinar

2.1. Le domaine interne (la dorsale calcaire, Fig. IV-42)

Située à l'extrême Nord-Ouest du bassin (région d'Alhuceima), cette unité peut être subdivisée en deux sous-unités (Chalouan *et al.*, 2008) :

- La dorsale interne (ID, logs D3 et D4 ; Fig. IV-42) : La série stratigraphique de cette sous-unité est constituée par des alternances d'argiles rouges, de gypses et de dolomie du Trias supérieur ; des brèches dolomitiques grises d'âge Trias supérieur-Jurassique inférieur ; des calcaires blancs et calcaires nodulaires (*Ammonitico rosso*) du Jurassique inférieur ; des radiolarites et des calcaires micritiques (*Saccocoma* limestones) du Jurassique supérieur ; des calcaires (*Calpionella* limestones) du Jurassique supérieur-Crétacé inférieur et des marnes (*Globotruncana* marls) du Crétacé supérieur.
- La dorsale externe (ED, log D2 ; Fig. IV-42) : La série stratigraphique de cette sous-unité est constituée par des dolomies stromatolitiques suivis par des alternances de calcaires et de dolomies du Trias, puis des alternances de calcaires blancs et des dolomies sombres du Jurassique inférieur.

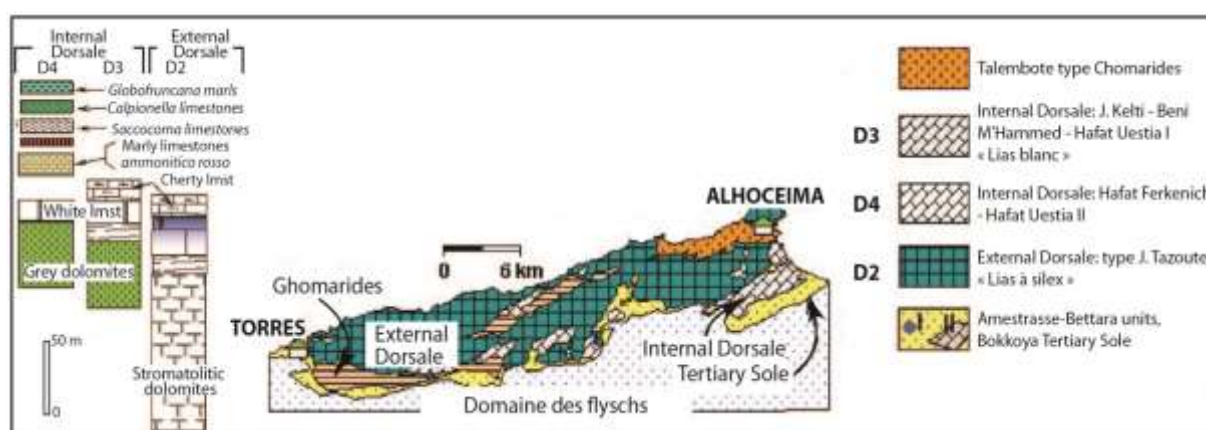


Figure IV-42 : Carte structurale de la Dorsale calcaire (unité de Bokkoya) et logs stratigraphiques synthétiques (modifié d'après Chalouan *et al.* 2008).

2.2. Le domaine des flyschs (la nappe de Tisiren, Fig. IV-43 a)

La série stratigraphique de la nappe de Tisiren d'âge crétacé inférieur commence par des calcaires marneux (preflysch I, Berriasian-Valanginian), suivis par une séquence turbiditique composée par des alternances de grès et d'argiles (sandstones episode I, Hauterivian-Barremian), puis une deuxième séquence à dominance pélitique (preflysch I, Barremian-early Aptian) et finalement une deuxième séquence turbiditique (sandstones episode I, Aptian-Albian).

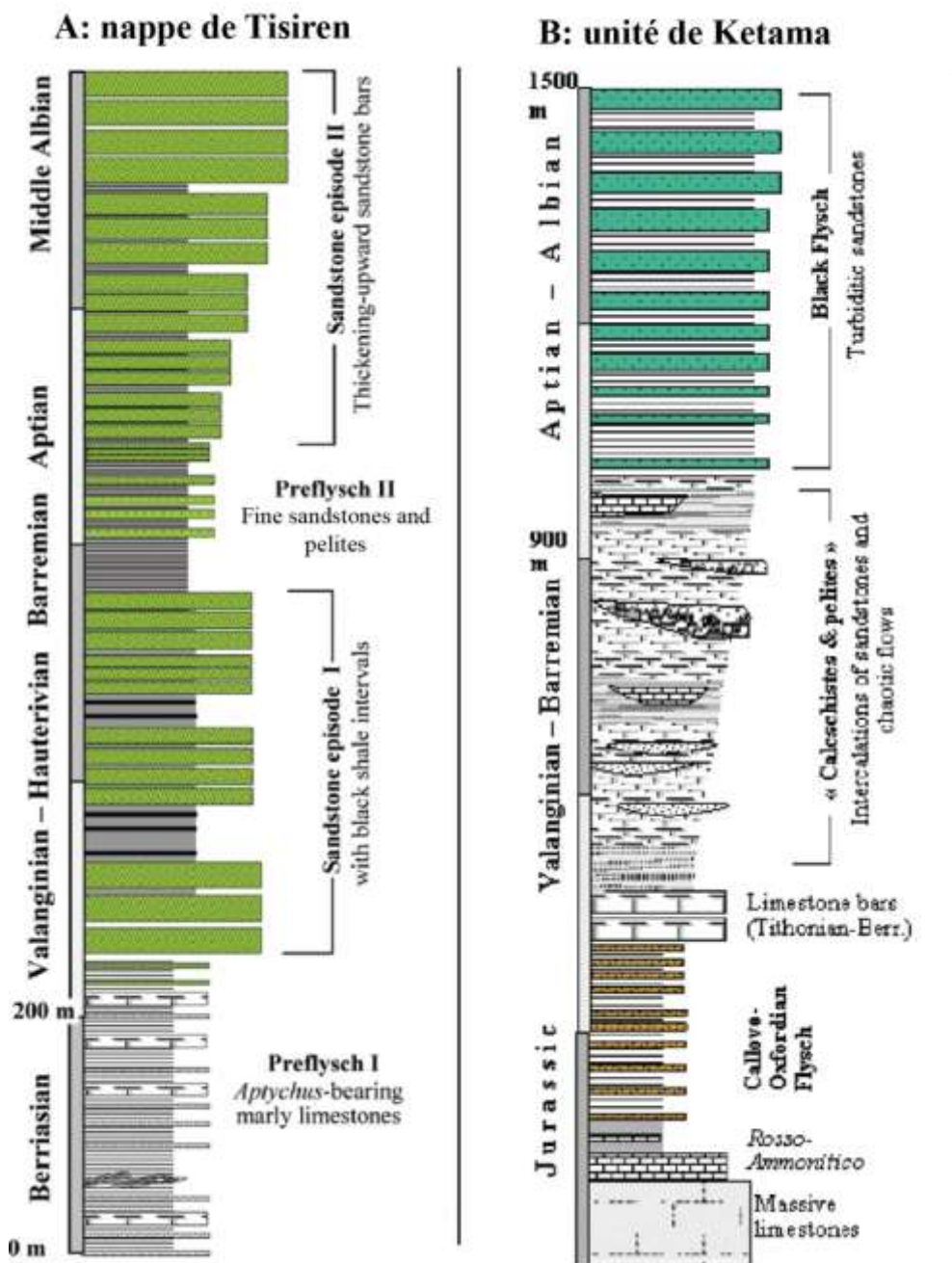


Figure IV-43 : Stratigraphie de l'unité des flyschs (nappe de Tisiren) et de l'unité de Kétama (D'après Chalouan et al., 2008).

2.3. Le domaine externe (L'unité de Kétama, Fig. IV- 43 b)

L'unité de Kétama est constituée essentiellement par des séries turbiditiques d'âge crétacé inférieur, affectées un métamorphisme anchizonal (Leikine *et al.*, 1991 ; Azdimousa *et al.*, 1998). La série stratigraphique de l'unité de Kétama est constituée par des calcaires massifs suivis par des calcaires à *Ammonitico rosso*, puis par des marnes silteuses d'âge liasique ; des calcaires à filaments et marnes du Jurassique moyen ; des flyschs du Jurassique supérieur ; des calcaires d'âge Jurassique supérieur-Crétacé inférieur ; des calcschistes et pélites d'âge Néocomien-Barrémien ; des flyschs d'âge Aptien-Albien caractérisés par des turbidites quartzeuses épaisses ; des calcschistes et calcaires d'âge Crétacé supérieur qui affleurent au Nord de cette unité.

2.4. Le Rif occidental et central (Zones des Fenêtres)

Le Rif central ou « la zone des fenêtres » est caractérisé par des antiformes à cœur de turbidites (Tamda, J. Kouine) et d'olistostromes (olistostrome du Nekor) d'âge Miocène inférieur à moyen, émergés sous des unités mésozoïques allochtones d'origine infra-Kétama (groupe de Tifelouest, nappes de Senhaja et de Bou Haddoud) ou supra-Kétama (nappe d'Aknoul).

La nappe de Senhaja (Lias à Néocomien) et la nappe de Bou-Haddoud (Malm à Tertiaire) comprennent des cipolins, des schistes, des quartzites légèrement métamorphiques, du Trias gypso-salin et des calcaires dolomitiques du Lias.

La nappe d'Aknoul est constituée par : des schistes et grès d'âge Aptien-Albien, des marnes vraconiennes, des pélites noirs du Sénonien et Paléocène, des calcaires de l'Eocène, des marnes noires à boules de calcaires de l'Eo-Oligocène et des grès numidiens d'âge Aquitanien (Frizon De Lamotte, 1987).

L'olistostrome du Nekor est constitué par des blocs de gypses, de cipolins, d'ophites et de roches métamorphiques emballés dans une matrice marneuse d'âge Miocène moyen (Frizon De Lamotte, 1981).

2.5. Le domaine externe (unité de Tamsamane, Fig. IV- 44)

Les séries stratigraphiques de l'unité de Tamsamane vont du Paléozoïque au Crétacé inférieur dans l'unité nord et du Jurassique à l'Albien-Aptien dans les unités intermédiaires et sud (Fig. IV-44). Ces séries sont affectées un métamorphisme épizonal (8 Kbar ; 350-400 °C) qui diminue du nord vers le sud (Negro, 2005 et Negro *et al.*, 2007).

La série stratigraphique de l'unité de Tamsamane est constituée par des schistes gris à quartzite d'âge Paléozoïque ; des dolérites du Trias ; des marbres calcitiques et dolomitiques du Jurassique ; des calcshistes, métapélites et métapsammites du Néocomien ; des schistes marrons et quartzites d'âge Aptien-Albien (Azdimoussa *et al.*, 2007).

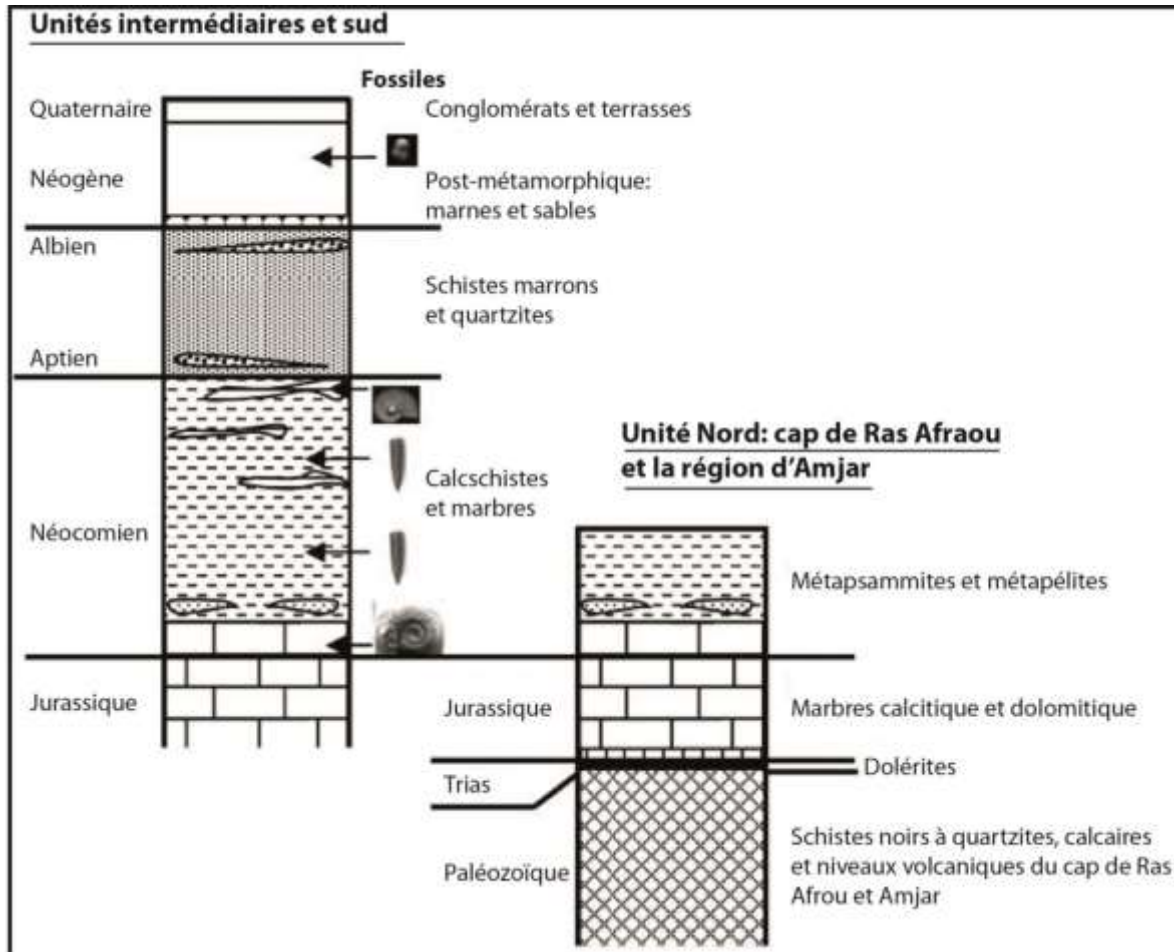


Figure IV-44 : Stratigraphie de l'unité de Tamsamane (modifié d'après Azdimoussa *et al.*, 2007).

3. Pétrographie des galets des formations conglomératiques

3.1. Les conglomérats du Messinien terminal

Ces conglomérats constituent les premiers dépôts au-dessus de la surface d'érosion messinienne. Ils correspondent aux associations de faciès **AF1** et **AF3** (faciès **F2**, **F3**, **F7**, **F8** et **F9**) qui affleurent exclusivement sur les marges Sud-Ouest et Sud-Est du bassin (coupe d'Irhachâmene, Megziyat). Ces deux associations de faciès correspondent à des dépôts d'écoulements de masses subaériens et des dépôts de fan delta. Trois niveaux ont été analysés dans ces dépôts.

3.1.1. Conglomérats du faciès F2 du sommet de la coupe d'Irhachâmene

Ce niveau situé au sommet de la coupe d'Irhachâmene, représente les premiers dépôts au-dessus de la surface d'érosion messinienne. Les galets sont de taille centimétrique (3 à 8 cm) avec quelques blocs épars qui dépassent les 15 cm, arrondis à sub-anguleux et contenu dans une matrice argileuse peu abondante par apport aux éléments. Ces dépôts sont attribués à des écoulements gravitaires subaériens « subaerial debris flows ».

La nature pétrographique des galets est résumée dans la figure (IV-45). D'après ces résultats, on remarque la dominance des galets de grès quartzitiques albiens (58%), suivis par les grès jaunes tertiaires (18%) et les calcaires noirs du crétacé supérieur (13%). Les grès quartzitiques et les calcaires sont d'origine de l'unité de Kétama située sur la bordure Sud-Ouest du bassin, alors que les grès jaunes peuvent être d'origines diverses. Ces derniers peuvent être issus des dépôts du Miocène inférieur syn-nappes qui affleurent actuellement dans le Rif central (unité Temsamane sud, Tamda et j. Kouine), ou du massif de Tifelouest où des dépôts calcaro-gréseux d'âge Eocène à Oligocène ont été décrits (Leikine *et al.*, 1991).

Etant donné les processus sédimentaires (essentiellement des écoulements gravitaires) impliqués dans ces dépôts et qui indiquent la proximité de la source d'apport de ces conglomérats, nous proposons que probablement ces faciès gréseux du Tertiaire étaient présents à proximité du bassin (au-dessus des séries crétacées inférieures de l'unité de Kétama) et qu'ils ont été totalement érodés depuis.

D'après ces arguments, la source de ces conglomérats est considérée comme locale, issue des reliefs situés sur la bordure Sud-Ouest du bassin où affleure actuellement l'unité de Kétama.

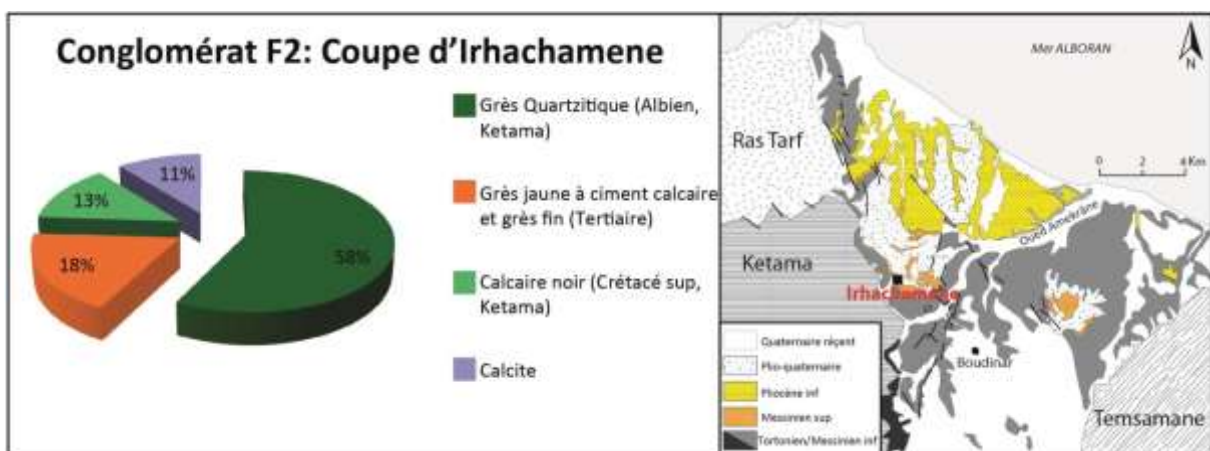


Figure IV-45 : nature pétrographique et origine des galets constituant les conglomérats du faciès F2 de la coupe d'Irhachâmene.

3.1.2. Conglomérats du faciès F3 du sommet de la coupe d'Irhachâmene

Les conglomérats de ce faciès s'organisent en lentilles pluridécimétriques à bases érosives. Les éléments sont grossiers (5-15 cm), arrondis à subanguleux, mal classés et isolés dans une matrice micro-conglomératique consolidée très abondante par rapport aux éléments. Ces dépôts sont interprétés comme des lobes d'écoulements de débris qui se produisent pendant les périodes les plus humides.

La figure (IV-46) résume la nature pétrographique et la source des galets constituant ces conglomérats. On remarque toujours la dominance des galets de grès quartzitiques albiens (52%), suivi par les grès jaunes à ciment calcaire et grès fins du Tertiaire (44%) et les calcaires noirs du crétacé supérieur (4%).

Comme pour les conglomérats du faciès F2, la géométrie des dépôts des conglomérats du faciès F3 et les processus sédimentaires impliqués dans leur mise en place (écoulements de débris) indiquent la proximité de la source d'apport. D'après ces observations, l'origine de ces conglomérats ne peut être que le massif de l'unité de Kétama situé sur la bordure Sud-Ouest du bassin.

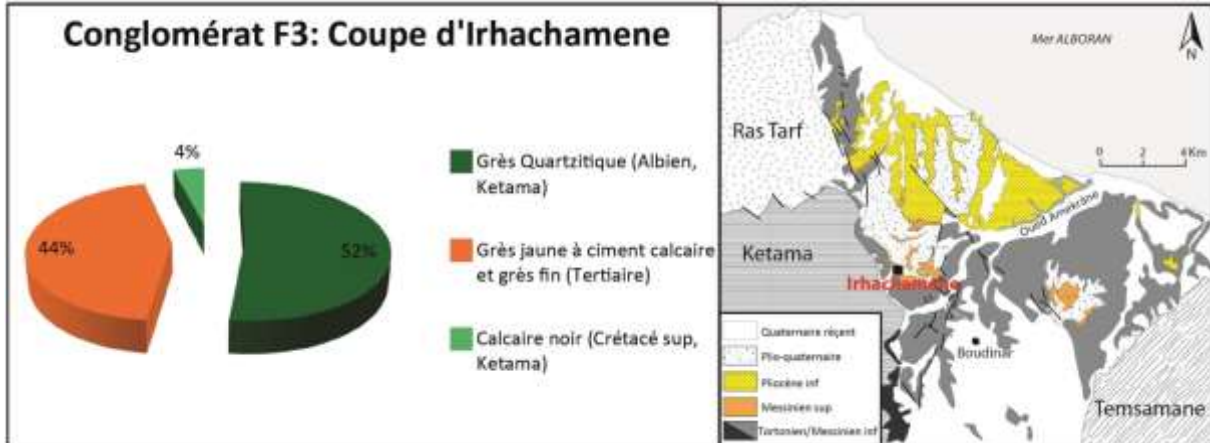


Figure IV-46 : nature pétrographique et origine des galets constituant des conglomérats du faciès F3 de la coupe d'Irhachâmene.

3.1.3. Conglomérats du faciès F2 de la coupe de Megziyat

Situés dans la partie Sud-Est du bassin près du massif de Tamsamane (**Megziyat**), ces conglomérats viennent directement au-dessus de la surface d'érosion messinienne, ils ont un caractère et aspect identique aux conglomérats du sommet de la coupe d'Irhachâmene. Les

galets sont hétérométriques (la majorité entre 1 et 5 cm avec quelques blocs épars qui dépassent les 10 cm), arrondis à sub-anguleux, contenus dans une matrice argileuse blanche (faciès **F2**).

La nature pétrographique et la source des galets constituant ces conglomérats sont représentées sur la figure (IV-47). On remarque toujours des pourcentages élevés de galets de quartzite albiennaise (81%) qui peuvent être d'origine des massifs bordiers de Kétama ou de Tamsamane, des schistes verts d'âge Aptien-Albien (8%) et de marbres jurassiques (2%) d'origine de l'unité de Tamsamane et des grès Tertiaires (9%).

Les processus sédimentaires impliqués dans ces dépôts (des écoulements gravitaires) indiquent la proximité de la source d'apport de ces conglomérats. D'après ces résultats, la source d'apport des conglomérats de la région de **Megziyat** est considérée comme locale, issue essentiellement du massif bordier de Tamsamane.

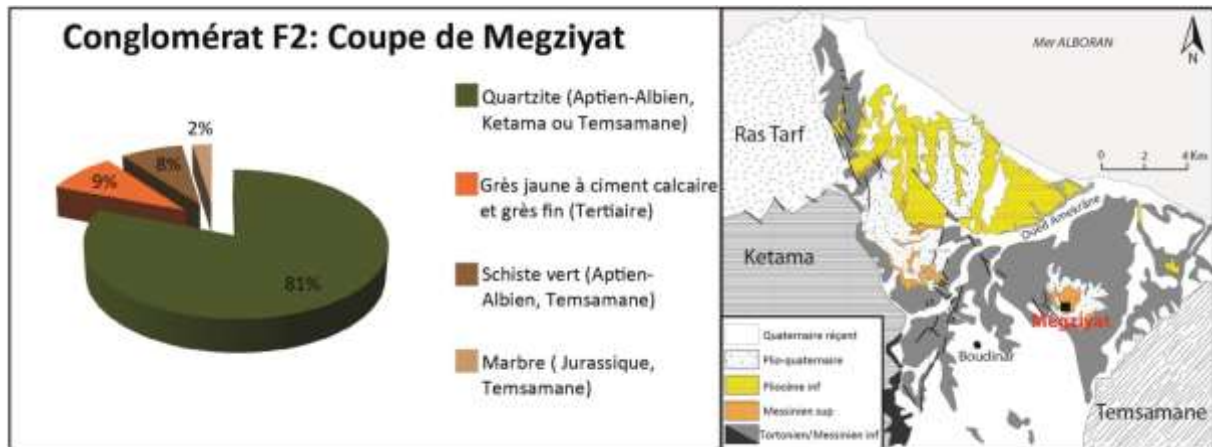


Figure IV-47 : nature pétrographique et origine des galets constituant des conglomérats du faciès **F2** de la coupe de **Megziyat**.

3.2. Les conglomérats de la base du Pliocène inférieur

Ces conglomérats affleurent dans la partie Nord-Ouest du bassin (coupe **Tassensach**, **Sidi Driss**). Ce sont des conglomérats marins qui appartiennent à l'association de faciès **AF 6a** et **AF 6b** (faciès de barres d'embouchures **F15**, faciès de chenaux sous-marins **F17**).

3.2.1. Conglomérats du faciès F17 b de la base de la coupe de Tassensach

Ce niveau conglomératique situé à la base de la coupe de **Tassensach** est constitué par des galets hétérométriques (1 à 20 cm), arrondis à sub-anguleux contenus dans une matrice sableuse abondante. Ces conglomérats sont interprétés comme des dépôts de chenaux sous-marins.

La nature pétrographique des galets constituant ces conglomérats est représentée sur la figure (IV-48). Les galets sont constitués en majeure partie par des grès quartzitiques albiens (48%), des grès jaunes à ciment calcaire du Tertiaire (21%) et des calcaires lithographiques d'âge Crétacé supérieur (18%). D'autres éléments sont également présents en faibles pourcentages, notamment des calcschistes néocomiens (8%), des brèches sédimentaires et siltites jaunes tertiaires ou post-nappes (3%) et des grès violets du Trias (2%).

On remarque toujours la dominance des galets de grès quartzitiques albiens suivi par les grès tertiaires et les calcaires du Crétacé supérieur. Par contre et à la différence des conglomérats du Messinien terminal, ces conglomérats du Pliocène inférieur contiennent des éléments qui viennent de loin (Sud-Ouest du bassin). Parmi ces éléments on trouve les calcschistes néocomiens décrits dans l'unité de Kétama (Andrieux, 1971 ; Leikine *et al.*, 1991), les grès violets du Trias qu'on trouve soit à la base des nappes de Kétama, soit en olistolithes dans le Crétacé supérieur ou encore dans l'olistostrome du Nékor (Fig. IV-41).

Ces résultats permettent de conclure que l'alimentation du bassin en matériaux détritiques au Pliocène inférieur se fait essentiellement par le Sud-Ouest. L'analyse détaillée de la nature pétrographique des galets et leurs pourcentages permet de suggérer deux sources des matériaux, une source locale issue du massif de Kétama de la bordure Sud-Ouest du bassin et une autre située beaucoup plus loin dans le Sud-Ouest du bassin (le long de la faille de Nékor, Fig. IV-41).

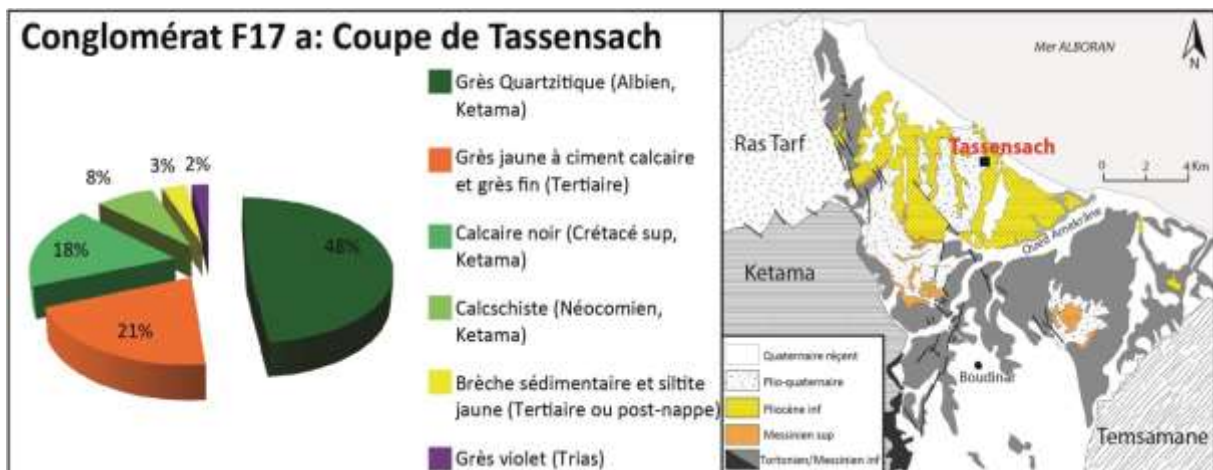


Figure IV-48 : nature pétrographique et origine des galets constituant des conglomérats du faciès F17 a de la base de la coupe de Tassensach.

3.2.2. Conglomérats du faciès F15 de la coupe de Sidi Drîs

Ce niveau situé au sommet de la coupe de **Sidi Drîs** est constitué par des conglomérats à galets hétérométriques (1 à 8 cm), arrondis à sub-anguleux contenus dans une matrice sableuse abondante interprétés comme des dépôts de barres d'embouchure.

La nature pétrographique des galets constituant ces conglomérats est représentée sur la figure (IV-49). Les galets sont dominés par des grès quartzitiques albiens (71%), suivis par les grès jaunes tertiaires (13%), des calcaires Crétacé supérieur (9%) et quelques galets de quartz (7%). Tous ces éléments viennent de l'unité de Kétama et aucun élément d'origine de l'unité de Temsamane n'a été mis en évidence.

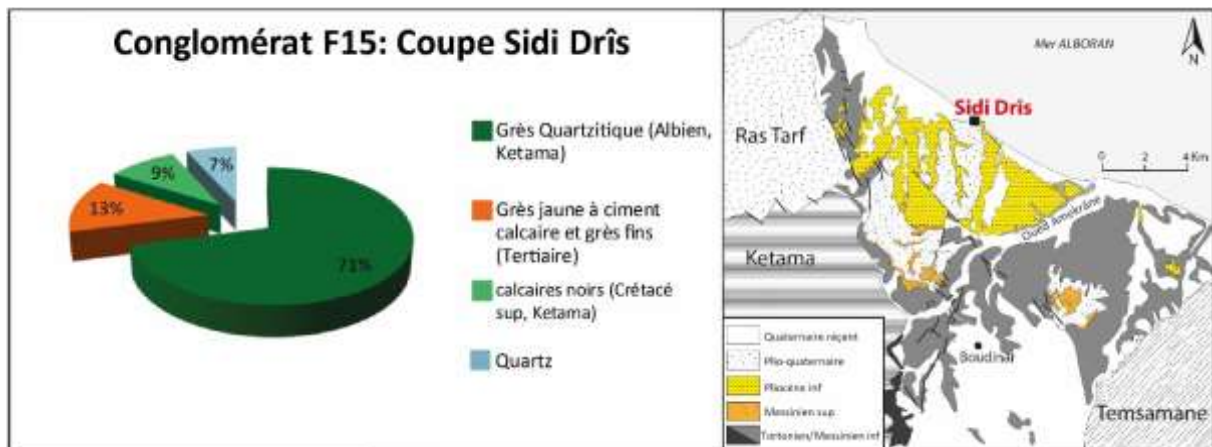


Figure IV-49 : nature pétrographique et origine des galets constituant des conglomérats du faciès F15 du sommet de la coupe de **Sidi Drîs**.

4. Directions des paléocourants

Il s'agit dans cette partie de travail de déterminer les directions des paléocourants enregistrés dans les corps sédimentaires toujours dans le but de définir les sources d'alimentation du bassin en matériel détritique. Les directions des paléocourants sont extraites à partir des géométries et des directions de progradation des grandes structures (les systèmes de fan delta et des barres d'embouchure par exemple), des structures sédimentaires (les rides et les mégarides de courant et de vagues, les figures de base des bancs) et de l'orientation des axes de chenaux.

4.1. Au Messinien terminal

Dans ces formations, les directions des paléocourants sont déduites à partir de l'orientation des axes de chenaux fluviaux (faciès **F7**, **F8**), des mégarides de courants et des directions de

progradation des foresets (faciès **F9**, **F10**). Ainsi, les paléocourants sont orientés vers le Nord, le NNE ou le NNW dans la partie Sud-Ouest du bassin (**Irachâmene**, **Tizza**, **Ouest-Tizza** et **Saïda**), et vers le Nord ou le Nord-Ouest dans la partie Sud-Est (**Megziyat**) (*Fig. IV-50*).

Ces résultats indiquent que l'alimentation des deux systèmes de fan delta décrits dans le Sud du bassin (le premier à **Irachâmene** et le deuxième à **Megziyat**) se fait à partir du Sud-Ouest (massif de Kétama) pour le premier et à partir du Sud-Est pour le deuxième (massif de Tamsamane). Ces résultats sont en accord avec les résultats des analyses pétrographiques des conglomérats.

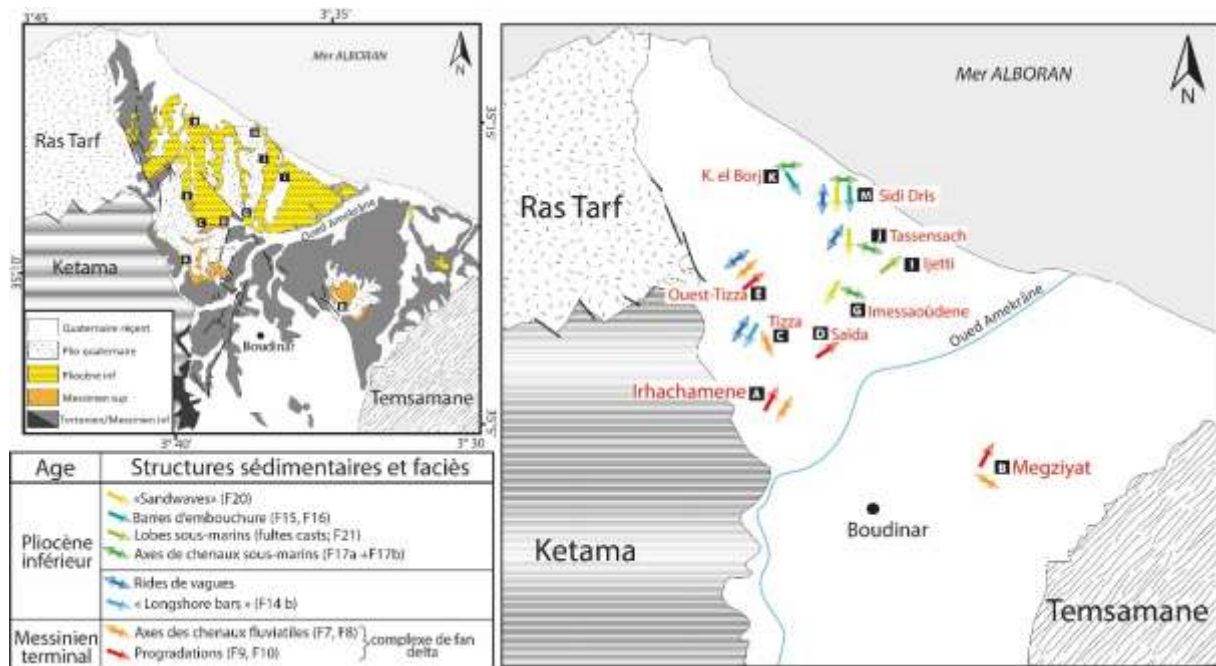


Figure IV-50 : représentation des directions des paléocourants mesurés à partir des grandes structures (progradations des fans deltas, les chenaux sous-marins et les barres d'embouchure ...) et partir des petites structures sédimentaires (rides de vagues et de courants, figures de base de bancs ...), regroupés en fonction de leurs positions stratigraphiques.

4.2. A la base du Pliocène inférieur

À ce stade de l'évolution du bassin, les directions des paléocourants mesurées à partir des rides de vagues et barres littorales « longshore bars » de **Tizza**, et partir des figures de base des bancs des faciès de tempêtes (gouttières d'érosion, sillons d'érosion et flutes casts ...) dans les différentes coupes du bassin (**Tassensach**, **K. el. Borj**, **Sidi Drîs**) montrent des sens de courants marins orientés vers le Sud (*Fig. IV-50*).

4.3. Au sommet du Pliocène inférieur

A ce stade de l'évolution du bassin, les paléocourants sont estimés à partir des orientations des axes de chenaux sous-marins, des lobes sous-marins et des progradations de barres d'embouchure (faciès **F17**, **F21** et **F15/F16** respectivement ; coupes **Tassensach**, **K. El borj Imessaouène** et **Ijetti**). Les sens des paléocourants estimés à partir des axes de chenaux et des progradations de barres d'embouchure indiquent un transport du sédiment du Nord/Nord-Ouest vers le Sud/Sud-Est (*Fig. IV-50*).

5. Conclusion

L'étude de la nature pétrographique et des processus sédimentaires associés aux dépôts des conglomérats du Messinien terminal-Pliocène inférieur dans bassin de Boudinar, combinée avec l'étude des paléocourants permet de déterminer, avec plus de précision, les sources des matériaux détritiques. Ainsi on peut conclure que :

➤ *Au Messinien terminal :*

La source d'apport est locale et l'essentielle du matériel détritique vient des massifs métamorphiques avoisinants (unité de Kétama dans la partie sud-Ouest du bassin et l'unité de Tamsamane dans la partie Sud-Est).

Les paléocourants mesurés montrent deux directions majeures de progradation des deux complexes de fan delta décrits dans le Sud du bassin. Ainsi le premier complexe situé à l'Ouest (**Irhachâmene**, **Tizza**, **Ouest-Tizza**, **Saïda**) prograde vers le Nord ou le Nord Est, par contre le deuxième complexe situé à l'Est (**Megziyat**) prograde vers le Nord ou le Nord-Ouest.

➤ *Au Pliocène inférieur :*

L'alimentation du bassin se fait par des sources locales (massif bordier de Kétama) et des sources lointaines situées dans le Sud-Ouest du bassin (le long de l'accident du Nékor).

Les paléocourants mesurés montrent que la majorité des écoulements se font vers le Sud/Sud-Est (progradations des barres d'embouchure de **K. El borj** et **Sidi Drîs**) ou vers l'Est (chenaux proximaux **F17b** de **Sidi Drîs**) avec quelques paléocourants orientés vers le Nord-Est observés dans les lobes sous-marins profonds (**Ijetti**). Ces orientations indiquent que la source d'apport est située principalement dans le Nord-Ouest du bassin et que le bassin est alimenté par l'Ouest.

D'autre part, les matériaux volcaniques issus du Ras Tarf n'ont été trouvés qu'à la base de la coupe d'Aït Abdallah située au Nord-Ouest du bassin (voir *Fig. IV-1* pour localisation), ceci indique probablement que le massif volcanique de Ras Tarf était partiellement submergé pendant le Pliocène inférieur ou qu'il était recouvert par des dépôts messiniens. On remarque également l'absence dans tous les dépôts du Messinien terminal-Pliocène inférieur de galets de serpentines. Ces derniers affleurent actuellement au Sud du bassin (massif de serpentine de Beni Malek, *Fig. IV-41*) et on les trouve abondants dans le lit actuel de l'oued Amekrâne. Ceci qui indique que ces serpentines n'arrivent à la surface que tardivement pendant le Quaternaire.

V. STRATIGRAPHIE SEQUENTIELLE/MODELES DE DEPOT

1. Introduction

La répartition et l'accumulation des sédiments dans les milieux marins ou continentaux sont principalement contrôlées par l'interaction entre l'espace d'accommodation et les apports sédimentaires, i.e. la notion du niveau de base (« base-level » ; Wheeler, 1964 ; Cross *et al.*, 1993). Les changements du niveau de base sont enregistrés dans la sédimentation par la succession des phases transgressives et régressives organisées en cortèges sédimentaires (« system tracts » ; Brown et Fisher, 1977 ; Catuneanu, 2006 ; Zecchin et Catuneanu, 2013) et par des différents types de surfaces stratigraphiques.

Dans ce travail, l'analyse de facies et la zonation établie ci-dessus (*Fig. IV-31*) nous a permis de définir l'évolution des environnements de dépôts au cours du temps, avec des tendances d'approfondissement ou de désapprofondissement associées à des phases transgressives ou régressives et d'identifier des surfaces stratigraphiques allocycliques clés (*Fig. IV-51*).

Sur les douze coupes étudiées, les corrélations à l'échelle du bassin de ces phases transgressives et régressives délimitées par des surfaces stratigraphiques, nous a permis de définir deux ordres de cycles et de séquences de dépôts, associées aux fluctuations du niveau de base. Ces corrélations sont basées sur des marqueurs biostratigraphiques et un niveau repère à traces de feuilles (*Fig. IV-52, IV-53*). Un cycle Transgressif-Régressif (T-R) à long terme, partiellement préservé (érodé au sommet) a été défini et les cycles à court terme sont marqués par des unités stratigraphiques à petite échelle (*Fig. IV-52*).

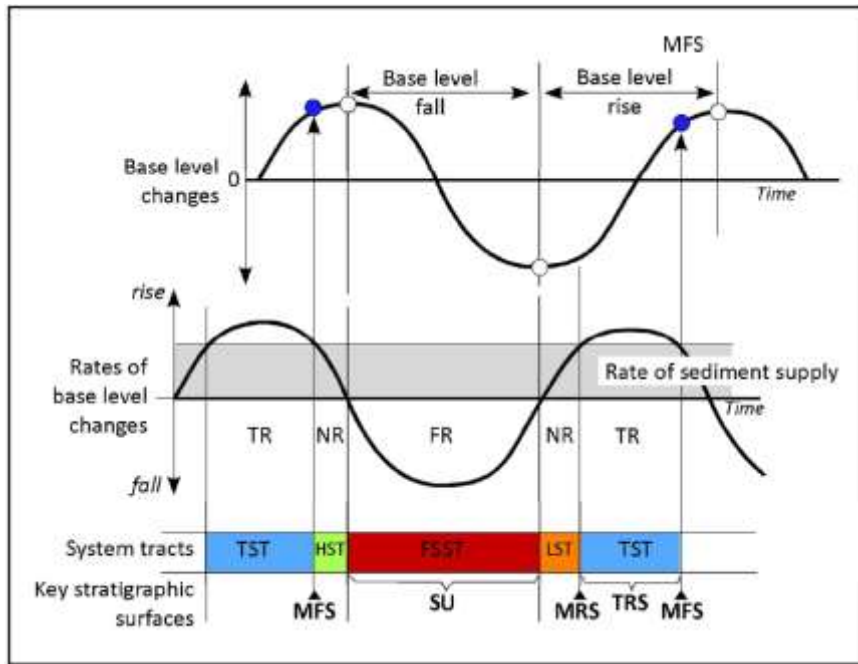


Figure IV-51 : Transgression-régression, cortèges sédimentaires (« system tracts ») et surfaces clés (« key surfaces ») formés par interaction entre les changements de niveau de base et la sédimentation. La courbe au-dessus représente la magnitude des changements du niveau de base et la courbe sous-jacente représente le taux des changements de niveau de base comparé au taux de sédimentation. NR= régression normale (« Normal Regression ») ; FR= régression forcée (« Forced Regression »). TST= cortège transgressif (« Transgressive System Tract ») ; HST= prisme de haut niveau (« Highstand System Tracts ») ; LST= prisme de bas niveau (« Lowstand System Tracts ») ; FSST= (« Falling Stage System Tract »), SU= discontinuité subaérienne (« Subaerial unconformity ») ; MRS= surface de régression maximale (« Maximum Regressive Surface ») ou surface transgressive (« Transgressive surface ») ; TRS= Surface transgressive ravinante (« Transgressive Ravinement Surface ») ; MFS= surface d'inondation maximale (« Maximum Flooding Surface »). Modifié d'après [Catuneanu et al. \(2002, 2006\)](#).

2. Les cycles à court terme

Au-dessus de la « MES », sept unités stratigraphiques à petite échelle (20 à 30 m d'épaisseur) partiellement préservées (érodées au sommet des séries par des discordances angulaires) ont été identifiées et corrélées à l'échelle du bassin (*Fig. IV-53*).

La durée des cycles à court terme est difficile à établir. Les marqueurs biostratigraphiques indiquent que l'ensemble des séries stratigraphiques étudiées date entre 5.32-5.27 Ma et 4.37 Ma au plus jeune. La durée totale des séries préservées entre les grandes discordances (SB1 et SB2/3 ; *Fig. IV-53, IV-54 B*) est de l'ordre d'un million d'années et la durée individuelle des unités à petite échelle est probablement d'environ quelques centaines de milliers d'années (séquences du quatrième ordre). Ces petites unités sont délimitées par des surfaces bioturbées très bien exprimées ou par des surfaces durcies (« hard-grounds ») qui marquent l'inversion de l'évolution de faciès d'une tendance d'approfondissement à une tendance de désapprofondissement (*Fig. IV-52*).

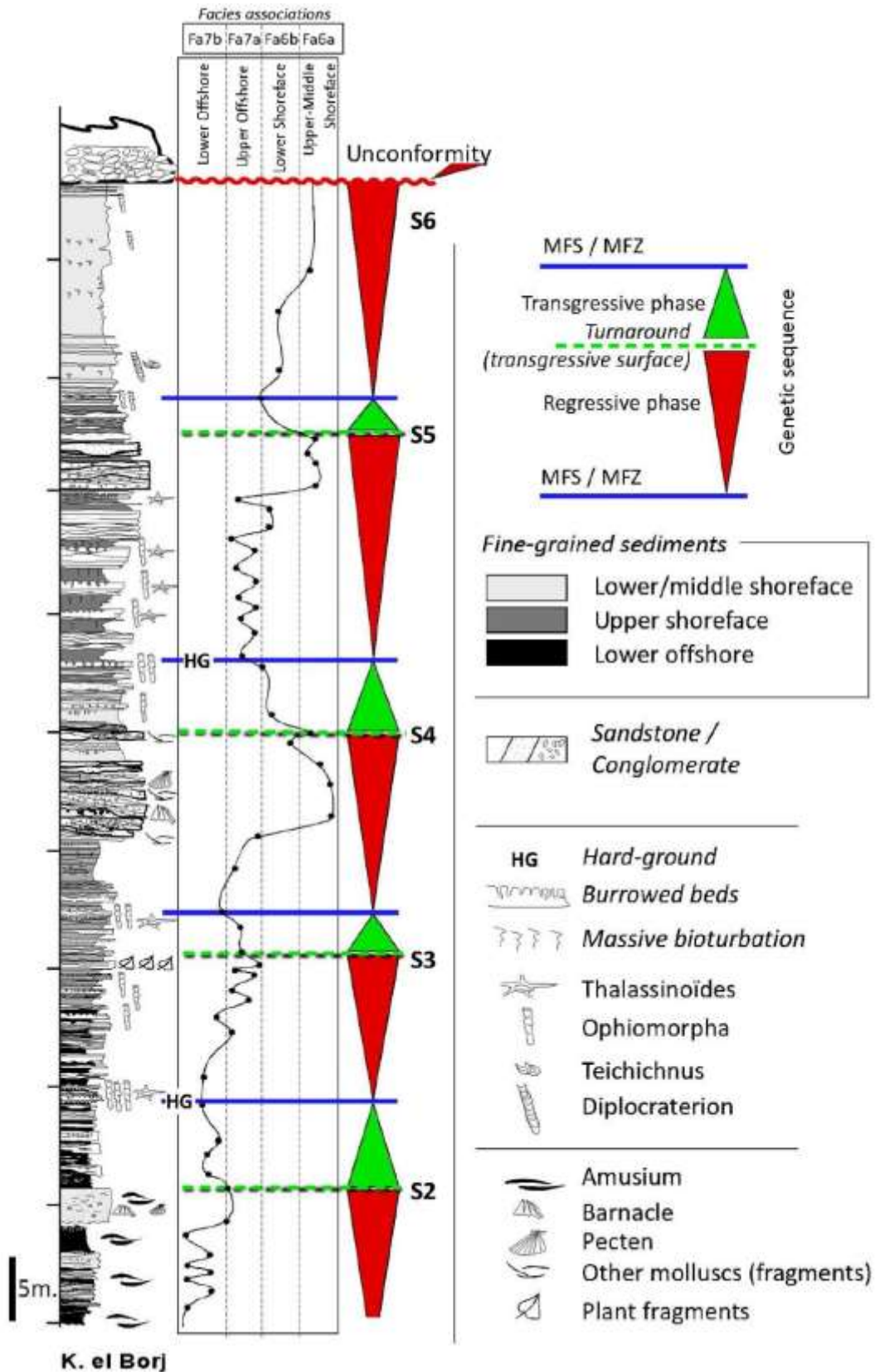


Figure IV-52 : Associations de faciès et empilement de séquences génétiques sur la coupe de **K. el Borj**. MFS= surface d'inondation maximale (« maximum flooding surface ») ; MFZ= zone d'inondation maximale (« maximum flooding zone ») ; S2-S6= séquences génétiques numérotées après corrélations dans tous le bassin (voire *Fig. IV-53*) ; HG= hard-ground.

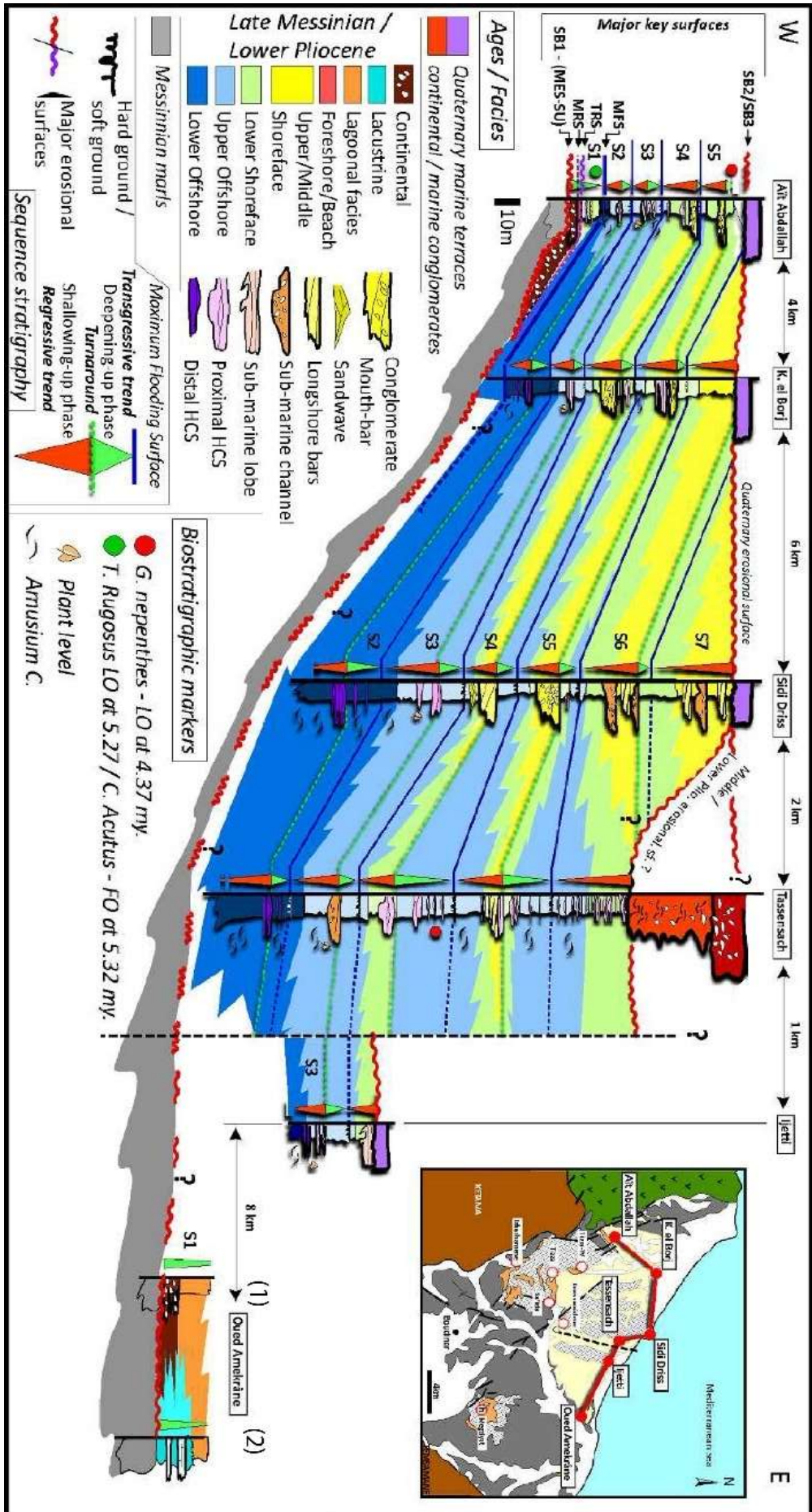


Figure IV-53 : Corrélation des séquences génétiques à travers le bassin Boudinar illustrant la distribution et de l'architecture des associations de faciès. Le rejet vertical de la faille (ligne pointillée) entre Tassersach et Jetti est inconnu. MES = surface d'érosion messinienne (« Messinian erosional surface »).

Ces surfaces limites, de grandes extensions (à l'échelle du bassin), sont interprétées comme des surfaces d'inondation maximales (« MFS »). Entre deux limites (i.e. « MFS »), chaque unité enregistre une tendance d'approfondissement suivie d'une tendance de désapprofondissement qui caractérisent un cycle transgressif-régressif. Aucune évidence d'exposition à l'air libre (discordances ou surfaces d'érosion subaériennes) n'est trouvée à la fin des phases régressives (i.e. fin des séquences du 4^{ème} ordre), ce qui suggère que le taux d'accommodation n'éteint jamais 0. Ceci peut se produire quand le taux de subsidence dans le bassin est toujours plus grand que le taux de chute du niveau marin. En raison de leurs surfaces limites (i.e. « MFS »), leur durée (moins d'un million d'année) et leur épaisseur, de telles unités ont été attribuées à des séquences génétiques (« genetic stratigraphic sequences ») dans le sens de [Galloway, \(1989\)](#).

La première séquence génétique est partiellement observée à **Irhachâmene** et **Saïda** et bien exposée dans les régions de **Tizza** et d'**Aït Abdallah** (Coupes a, i, j et k ; [Fig. IV-54 B](#)). Cette séquence formée immédiatement au-dessus de la « MES », est limitée au sommet par une surface durcie (« hard-ground »), bioturbée et oxydée ou par une zone bioturbée associée aux faciès distaux (**F18**). Sur les coupes de **Tizza** et **Saïda**, au-dessus de la « MES », les faciès de chenaux fluviaux (**F7a**) sont brutalement surmontés par les chenaux fluviaux isolés (**F7b/F8b**). Ces dépôts sont tronqués par une surface d'érosion marine coiffée par des dépôts de « shell beds » (**F13**). Au-dessus, la succession de faciès enregistre une évolution de milieu de dépôt du foreshore/plage à un milieu de shoreface ([Fig. IV-55 B](#)). Dans la région de **Ouest-Tizza**, les affleurements bien exposés nous permet d'étudier cette séquence en 2D/3D. A cet endroit, les chenaux isolés sont absents et les chenaux (**F7a**) passent latéralement aux faciès progradants (**F9/F10**). Ces dépôts sont tronqués par une surface d'érosion marine puis surmontés en « onlap » par les faciès marneux d'offshore supérieur (faciès **F18** distaux ; [Fig. IV-55 C](#)). Cette évolution verticale de faciès est clairement transgressive. Elle est interprétée comme une séquence génétique asymétrique qui enregistre la première phase transgressive, caractéristique de l'ennoyage du bassin de Boudinar après la « MSC » et l'émersion majeure associée (« MES »). Les différentes surfaces de discontinuité (« MES », surfaces d'érosion marines ...) seront décrites par la suite du fait de leurs significations à l'échelle des cycles à long terme.

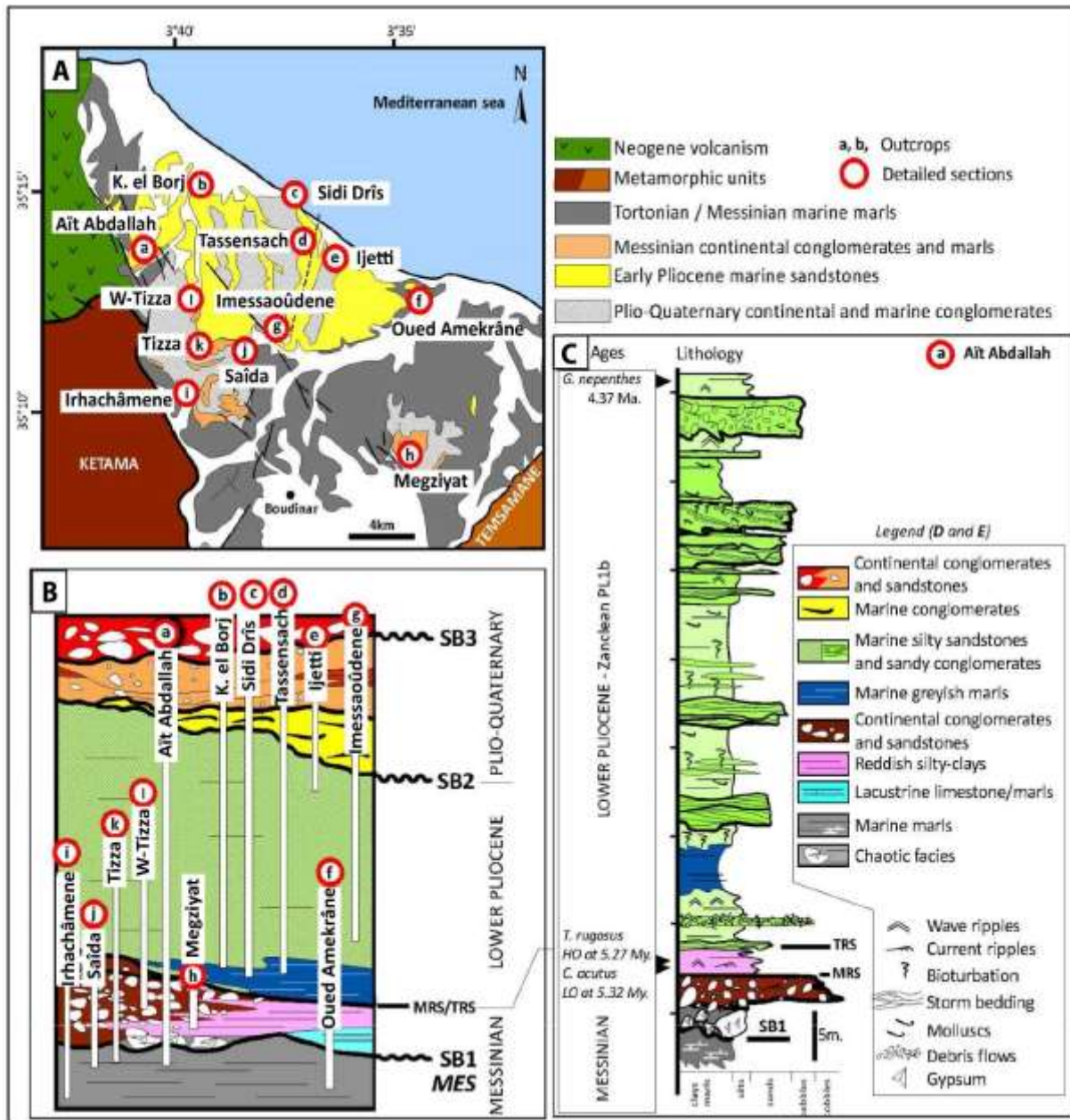


Figure IV-54 : Carte géologique simplifiée et stratigraphie du bassin de Boudinar. **A**) Carte géologique simplifiée avec la localisation des coupes étudiées. **B**) Localisation stratigraphique des coupes étudiées, SB1-SB3= discontinuités majeures. **C**) Lithologie, sédimentologie et âge de la coupe de référence d'Aït Abdallah.

Les deux séquences génétiques suivantes (S2 et S3 ; *Fig. IV-52, IV-53*) ont été reconnues sur sept coupes étudiées (coupes a, b, c, d, g, k et l, *Fig. IV-54*) et corrélées le long le long d'une coupe transversale E-W (*Fig. IV-53*). Leur épaisseur augmente de 15 m à l'Ouest (vers la marge) à plus de 30 m vers l'Est (vers le bassin). Ces deux séquences sont composées principalement de faciès fins formés dans des conditions d'offshore (*Fig. IV-52*) et leurs limites correspondent à des niveaux bioturbés associés aux faciès boueux distaux (F18, F26). Dans les

affleurements distaux (vers le bassin, i.e. à l'Est) ces niveaux montrent des accumulations d'*Amusium cristatum*, scaphopodes *Dentalium* et des grands terriers de *Planolites*. Vers la marge (Ouest), ces niveaux correspondent à des bancs très bioturbés ou à des hard-grounds décimétriques, minéralisés et perforés par des *Ophiomorpha* (exemple du sommet de la séquence S2 ; *Fig. IV-52, IV-55 E*). Ces limites sont interprétées comme des surfaces d'inondation maximales et représentent les limites des séquences génétiques. Dans les deux séquences S2 et S3, deux tendances évolutives des associations de faciès sont observées de la base vers le sommet :

- Les faciès marneux jaune/gris fossilifères (**F18**) passent vers le haut à des alternations de marnes (**F18**) et d'HCS sableux à grains fins (**F25**) suivis par des HCS à grains fins à moyens et bases érosives (**F24**). Cette augmentation de granulométrie vers le haut et l'évolution des faciès de tempêtes (**F24/F25** qui augmentent leur épaisseur et qui deviennent plus érosifs vers le haut) sont interprétées comme une tendance de désapprofondissement vers le haut représentant la partie régressive de la séquence.
- L'évolution de faciès est caractérisée par une diminution de granulométrie vers le haut et les faciès boueux distaux (**F26** ou **F18**) deviennent dominants vers le haut. Cette évolution de faciès suggère une tendance d'approfondissement vers le haut et représente la phase transgressive. Il faut noter que l'inversion des tendances du désapprofondissement à l'approfondissement est progressive et aucune surface de discontinuité n'est observée (*Fig. IV-52*).

Au-dessus de la séquence S3, quatre autres séquences génétiques (S4 à S7 ; *Fig. IV-52, IV-53*) se sont développés dans les grès fins à grossiers sous des conditions d'offshore supérieur à shoreface supérieur. Les Séquences S5 à S7 sont incomplètes suite aux érosions ultérieures (*Fig. IV-53*) et les deux coupes plus complètes ont été étudiées à **Tassensach** et **Sidi Drîs** (coupe c et d ; *Fig. IV-54 A*). L'épaisseur de ces séquences est d'environ 20 m à l'Ouest du bassin et jusqu'à 40 m d'épaisseur à l'Est. Les limites des séquences sont marquées par des hard-grounds (parfois avec des minéralisations de sulfure de fer ou des oxydes de manganèse) fortement bioturbés par des *Ophiomorpha* (*Fig. IV-55 E*) ou par des bancs fortement bioturbés (*Ophiomorpha* et *Thalassinoides*). L'évolution de faciès enregistre des phases régressives et transgressives sans surfaces physiques marquant l'inversion des tendances :

- La partie régressive subi une évolution de faciès d'un milieu d'offshore supérieur (faciès de tempêtes **F24**, faciès boueux fins **F18**) vers des milieux de shoreface moyen à supérieur (faciès **F15**, **F16** et **F18** ; *Fig. IV-52*). De plus, sur le transect E-W à travers le

bassin, l'évolution latérale de faciès reflète une progradation de l'Ouest vers l'Est (*Fig. IV-53*).

- Les parties transgressives des séquences débutent par des faciès grossiers de barres d'embouchure progradantes ou de chenaux sous-marins (**F15/F16** et **F17**) dans les zones proximales (vers l'Ouest), ou par des faciès de tempêtes épais et amalgamés (F20, F23) dans les zones les plus distales (vers l'Est). Les premiers faciès sont déposés dans des conditions de shoreface moyen et passent vers le haut à des faciès de shoreface inférieur à offshore supérieur (*Fig. IV-52*). Cette évolution de faciès indique une tendance d'approfondissement caractérisant la phase transgressive.

3. Les cycles à long terme

Les séquences génétiques décrites ci-dessus sont empilées pour former différents cortèges sédimentaires, définis par la progression de ces unités stratigraphiques à petite échelle vers la terre ou vers le bassin. La succession verticale de ces cortèges sédimentaires constitue un cycle à long terme, partiellement préservé, avec une durée totale d'environ 1 Ma correspondant à un cycle stratigraphique du troisième ordre (Mitchum et Van-Wagoner, 1991). De bas en haut, on peut distinguer :

- *Discontinuité subaérienne* (« *Subaerial Unconformity ; SU* ») :

La première surface de discontinuité majeure observée à la base des dépôts étudiés est la « MES » (surface d'érosion messinienne, SB1) qui sépare les marnes marines profondes du Messinien des dépôts continentaux sus-jacents. Elle correspond à une surface d'érosion subaérienne, irrégulière qui incise doucement les marnes messiniennes et avec des irrégularités de petites échelles (moins de 20 m de hauteur). Cette surface est recouverte par de différentes associations de faciès selon sa position dans le bassin. Dans la partie sud du bassin, où la surface plonge doucement vers le Nord, elle est recouverte par des dépôts d'écoulements gravitaires subaériens (**Irhachâmene**) ou par des faciès fluviaux de chenaux en tresses vers le Nord (**Tizza**). Dans la partie Nord du bassin (**Aït Abdallah** et **Oued Amekrâne**), cette surface plonge vers le Nord à angle faible et des petites dépressions sont remplies par des dépôts lacustres et d'écoulements gravitaires (*Fig. IV-55 A*). Cette surface est interprétée comme une discontinuité subaérienne majeure d'extension régionale (*Fig. IV-55 A, IV-56 A*), formée durant la baisse du niveau marin au Messinien lorsque l'espace d'accommodation diminue jusqu'à 0 (« MES » ; *Fig. IV-51*). Dans le bassin de Boudinar, on n'a pas observé d'incision fluviale majeure mais seulement des processus gravitaires et éoliens (grains éolisés dans les faciès **F2** à **F4**).

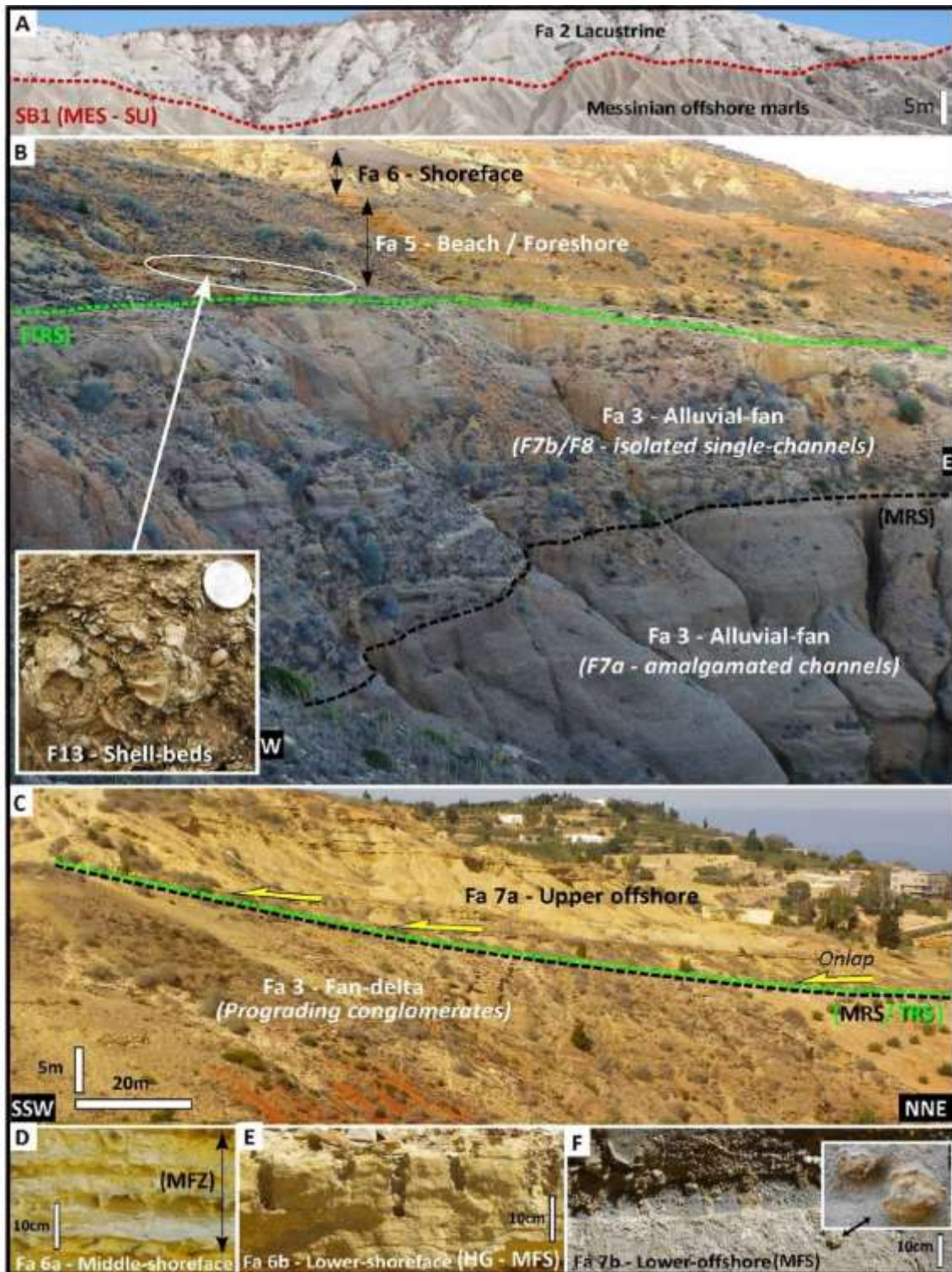


Figure IV-55 : Surfaces stratigraphiques clés. A) Discontinuité subaérienne majeure (« SU= MES ») ; coupe : **Oued Amekrâne**. B) Surface de régression maximale (« MRS ») et surface de transgression ravinante (« TRS ») ; coupe : **Tizza**. C) Surface de régression maximale (« MRS ») remaniée par surface de transgression ravinante (« TRS »), les flèches jaunes indiquent les « onlap » des dépôts marins sur la « TRS » ; coupe : **Ouest-Tizza**. D) succession de bancs intensément bioturbés représentant la zone d'inondation maximale (« MFZ ») en shoreface moyen ; coupe : **Ijetti**. E) surface d'inondation maximale (« MFS ») en shoreface inférieur représentée par un hard-ground minéralisé et bioturbé (*Ophiomorpha nodosa*) ; coupe : **K. el Borj**. F) surface d'inondation maximale en offshore inférieur montrant des faunes (*Amusium cristatum*) et bioturbations (*Ophiomorpha*) profondes ; coupe : **Tassensach**.

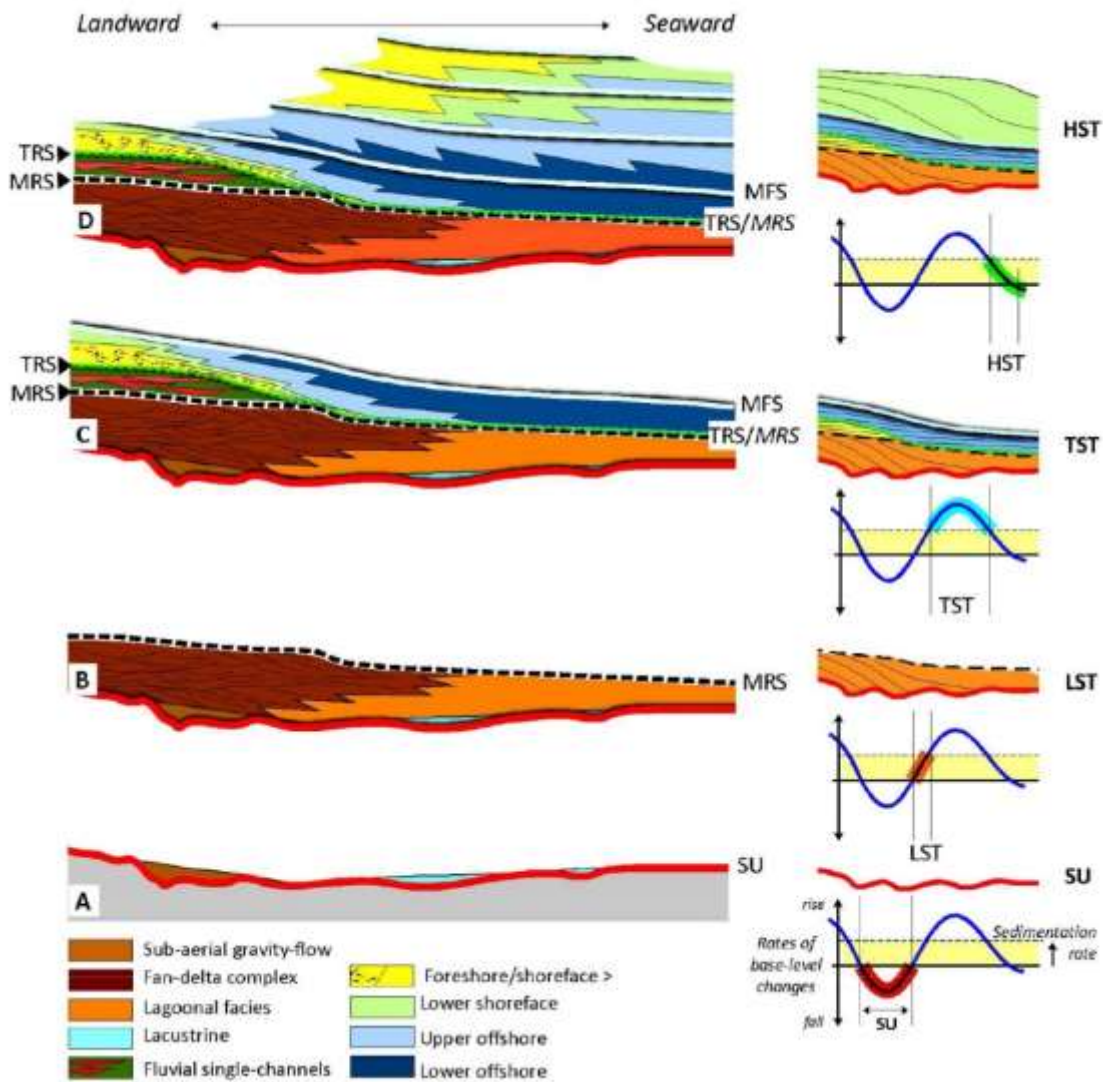


Figure IV-56 : évolution de l'architecture régionale des systèmes de dépôts au cours du temps, liée aux fluctuations du niveau de base à long terme. **A**) chute du niveau de base et érosion subaérienne (dépôts d'écoulements gravitaires et lacustres). **B**) début de la remontée du niveau de base (dépôts de systèmes de fan deltas du prisme de bas niveau, progradants dans des dépôts lagunaires). **C**) remontée rapide du niveau de base et transgression. Dans les conditions continentales, le début de la transgression est marqué par un changement dans l'architecture fluviale avec des chenaux amalgamés qui passent à des chenaux aggradants isolés par l'intermédiaire de la surface de régression maximale (« MRS »). Au-dessus, une surface de transgression ravinante (« TRS ») s'est formée marquant l'ennoyage marin. Dans les conditions marines, une seule surface qui sépare les dépôts continentaux régressifs des dépôts marins transgressifs (« MRS/TRS ») est observée. Ce cortège est limité au sommet par la surface d'inondation maximale (« MFS »). **D**) la fin de la remontée du niveau de base et la formation du prisme de haut niveau. Il correspond à des unités progradantes à grande échelle formées par empilement de séquences génétiques.

- *Prisme de bas niveau (« LST ») et surface de régression maximale (« MRS »)* :

Le prisme de bas niveau s'est développé au-dessus de la discontinuité subaérienne (« SU »), il est caractérisé par des faciès grossiers de cône alluviale ou de fan deltas progradants dans des

faciès lagunaires (**F7** à **F12**) et correspond à la partie inférieure de la séquence S1 (*Fig. IV-51*). Cette évolution de faciès marque une régression normale qui s'est produite durant le premier stade du remontée du niveau de base, lorsque le taux d'accommodation est inférieur au taux de sédimentation (*Fig. IV-51, IV-56 B*). Ce cortège est limité au-dessus par une surface discrète et concordante qui sépare les strates progradantes sous-jacentes (**F9** et **F10**) des strates fluviales aggradantes sus-jacentes (**F7, F8** ; *IV-55 B*). Cette dernière surface marquant le changement de la régression vers la transgression est interprétée comme une surface de régression maximale (MRS, [Catuneanu, 1996](#) ; [Helland-Hansen et Martinsen, 1996](#) ; [Zecchin et Catuneanu, 2013](#)). Finalement, il faut noter que les faciès fluviaux (**F7/F8**) peuvent être directement en contact avec la discontinuité subaérienne (*Fig. IV-34*) comme il est observé à **Saïda**. Dans ce dernier cas, la discontinuité subaérienne (« SU ») et la surface de régression maximale (« MRS ») sont amalgamées.

- Cortège transgressif (« TST »), surface de régression maximale (« MRS »), surface de ravinement transgressive (« TRS ») et la zone d'inondation maximale (« MFZ ») :

Le cortège transgressif, réduit en épaisseur, est caractérisé par une séquence génétique asymétrique montrant une évolution de faciès des conditions continentales à marines (partie supérieure de la séquence 1). Le cortège transgressif enregistre la remontée du niveau de base lorsque le taux d'accommodation est supérieur au taux de sédimentation (*Fig. IV-51*). Il peut commencer par une surface de base nette surmontant les unités épaisses, formées de chenaux en tresses amalgamés (**F7a, Tizza et Saïda** ; *Fig. IV-55 B*). Au-dessus de cette surface, dans la séquence S1, on observe un changement rapide dans l'architecture fluviale passant des chenaux amalgamés (**F7a**) à des chenaux isolés aggradants (**F7b, F8b**). Ce changement reflète une diminution brutale de l'énergie fluviale ou des apports sédimentaires et un taux élevé de création d'espace d'accommodation ([Posamentier et Vail, 1988](#) ; [Aitken et Flint, 1995](#) ; [Catuneanu, 2006](#)). Ceci est interprété comme marquant le changement de la régression vers la transgression et la surface basale peut correspondre à une surface de régression maximale (« MRS » ; [Catuneanu, 1996](#) ; [Helland-Hansen et Martinsen, 1996](#) ; [Zecchin et Catuneanu, 2013](#)).

Les dépôts fluviaux transgressifs sont surmontés par une surface d'érosion subhorizontale et nette recouverte par des dépôts de shell-beds (**F13**). Ce faciès montrant des remaniements de coquilles de mollusques de différentes origines (shoreface à offshore) est probablement formé par les vagues et les tempêtes et la surface est attribuée à une surface de ravinement transgressive majeure (« TRS » ; *Fig. IV-55 B, IV-56 C*). Il faut noter que cette surface peut être

observée directement au-dessus des dépôts du prisme de bas niveau (« LST ») à **Ouest-Tizza** (*Fig. IV-55 C*). Dans ce dernier cas, cette surface peut remodeler la surface de régression maximale (« MRS » ; [Catuneanu, 2006](#)) et érode les dépôts sous-jacents de faciès continentaux (chenaux fluviaux isolés ; **F7b**) dans le bassin Boudinar. Au-dessus des shell-beds (**F13**), une tendance d'approfondissement est observée dans les faciès d'offshore supérieur-shoreface inférieur, associée à des strates organisées en « onlap » d'angle très faible qui reflètent une rétrogradation (*Fig. IV-55 C*). Ce cortège est délimité par des niveaux gréseux très bioturbés (facies de tempêtes **F20/F23**) ou par des hard-grounds discrets dans les zones marginales (**Aït Abdallah et K. el Borj**) et par des faciès boueux profonds et bioturbés (**F25/F26**) vers le bassin (**Tassensach** ; *Fig. IV-55 D, E, F*). Ces niveaux correspondent au faciès les plus profonds associés à la condensation (bioturbation, hard-grounds) observés dans toutes les coupes étudiées et sont interprétés comme des surfaces d'inondation maximales (« MFS ») ou des zones d'inondation maximales (« MFZ », [Di Celma et Cantalamessa, 2007](#) ; [Emery et Myers, 2009](#) ; *Fig. IV-55 D*) dans les cas où ils sont difficiles à identifier.

- *Le prisme de haut niveau (« HST ») :*

Le prisme de haut niveau (« HST ») est formé par l'empilement de séquences génétiques durant le stade final de la remontée du niveau de base, lorsque le taux d'espace d'accommodation crée devient inférieur par rapport au taux de sédimentation (*Fig. IV-51*). Dans le bassin de Boudinar, la majorité des sédiments préservés (séquences S2 à S7) se sont formés durant cet intervalle. Les deux premières séquences subissent un empilement en aggradation et l'évolution verticale et latérale de faciès reste dans des conditions d'offshore (*Fig. IV-52, IV-53*). Cet empilement de séquences génétiques caractérise le début de la régression et correspond à la phase aggradante du prisme de haut niveau (« early-HST »). Verticalement, dans les séquences S4 à S7, les faciès proximaux du shoreface moyen à supérieur augmentent progressivement leurs épaisseurs vers le haut. Latéralement, les faciès distaux (offshore supérieur) augmentent d'épaisseurs vers le centre du bassin (Est/Nord) et diminuent leurs épaisseurs en direction de la terre (Ouest/Sud) (*Fig. IV-53*). Même si la géométrie à grande échelle n'est pas clairement visible dans les affleurements, ces corrélations reflètent à l'échelle du bassin une tendance de désapprofondissement et une progradation (*Fig. IV-53, IV-56 D*). Cette évolution est interprétée comme la phase progradante du prisme de haut niveau (« late-HST »).

- Les surfaces d'érosion supérieures (SB2 et SB3) et les dépôts sus-jacents

Au sommet des coupes étudiées, une surface d'érosion majeure de grande extension (à l'échelle du bassin) a été identifiée. Elle est bien exposée dans les régions de **Tassensach** et d'**Imessaouène** et correspond à une surface d'érosion sous-marine majeure (Fig. IV-54, IV-57). Cette surface à la séquence S7 à Tassensach et les séquences S6-S7 à Imessaouène. Sur la coupe de Tassensach, cette surface est recouverte par des dépôts de conglomérats et grès marins littoraux (« foreshore »), alors que dans la région d'Imessaouène elle est recouverte par des dépôts de grès et conglomérats fossilifères d'un milieu de shoreface supérieur à moyen. Dans les deux coupes, ces dépôts passent vers le haut à des conglomérats fluviaux continentaux. L'âge de ces dépôts reste inconnu, nous suggérons que ces dépôts correspondent à un cycle sédimentaire déposé pendant le Pliocène supérieur-Quaternaire puisqu'ils recouvrent une surface d'érosion majeure de grande extension (SB2). Une analyse détaillée de la sédimentologie de ces faciès et de leurs milieux de dépôt sera présentée dans le chapitre suivant (Chapitre V).

Tous les dépôts décrits précédemment sont érodés (SB3) et recouverts en discordance par les conglomérats rouges continentaux ou par des terrasses marines attribuées au Pléistocène supérieur (Guillemin et Houzay, 1982).

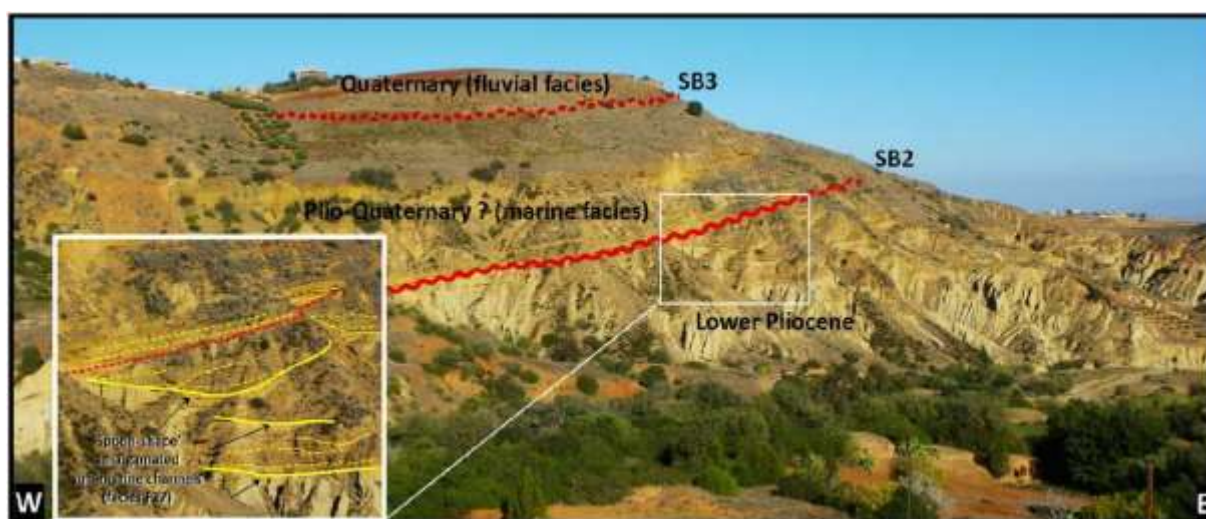


Figure IV-57 : les discordances angulaires du sommet des séries pliocènes (région d'Imessaouène, coupe g ; Fig. IV-54 A).

4. Evolution des systèmes de dépôts au cours du temps

Après l'étude détaillée de la sédimentologie de faciès, des séquences stratigraphiques, des sources d'apports des sédiments et des paléocourants enregistrés dans les dépôts du Messinien

supérieur-Pliocène inférieur du bassin de Boudinar, nous discutons ci-après certains aspects de l'histoire du remplissage du bassin au cours de cette période de temps. Nos résultats nous permettent de préciser les sources des sédiments et leur évolution au cours du temps et de reconstruire les systèmes de dépôts et leur évolution en relation avec les fluctuations du niveau de base à long terme :

- Durant la chute du niveau de base (Messinien terminal), des faciès lacustres et des écoulements gravitaires subaériens se développent localement en relation avec la topographie de la « MES » (*Fig. IV-58 A*). L'accumulation des dépôts d'écoulements gravitaires est très locale et résulte de l'érosion des reliefs proximaux durant l'emersion du bassin. Les dépôts lacustres peuvent être liés au développement des petits lacs.
- Durant le début de la remontée du niveau de base (« LST » ; Messinien terminal), l'environnement sédimentaire est toujours dominé par les processus continentaux. L'étude des directions des paléocourants et de la pétrographie des conglomérats indiquent des sources locales et multiples de sédiments (*Fig. IV-46, IV-47, IV-50*). Deux systèmes de fan delta sont décrits dans le Sud du bassin, le premier situé à **Irhachâmene, Tizza, Ouest-Tizza** et **Saïda** est alimenté exclusivement à partir du Sud-Ouest (massif de Kétama) et le deuxième situé à **Megziyat** est essentiellement alimenté à partir à partir du massif de Tamsamane au Sud-Est. Ces deux systèmes de fan delta s'injectent distalement (**Saïda**) dans des dépôts lagunaires (*Fig. IV-58 B*).
- Durant la remontée du niveau de base (« TST » ; la base du Pliocène inférieur), Les paléocourants mesurées à **Tizza, Tassensach, K. el. Borj** et **Sidi Driss** indiquent que le vent et les courants marins se dirigent vers le Sud (flèches bleues ; *Fig. IV-50*). Les faciès caractérisent principalement la sédimentation sur la partie distale d'une rampe silicoclastique dominée par les tempêtes (*Fig. IV-58 C*). Le rivage était étroit et affleure seulement à Tizza (structures de rides de vagues à petite échelle et barres littorales dans un environnement de foreshore/plage). Cette répartition des faciès et sa diversité relativement faible sont interprétées comme le résultat d'une remontée rapide du niveau de base et l'augmentation brutale de l'espace d'accommodation, ce qui entraîne la formation des faciès de tempêtes profonds (offshore) dans la majeure partie du bassin.
- Durant la fin de la remontée du niveau de base (« HST » ; sommet du Pliocène inférieur), les paléocourants issues à partir des axes de chenaux sous-marins et des progradations des barres d'embouchure indiquent un transport des sédiments vers le Sud ou vers l'Est (*Fig. IV-50*).

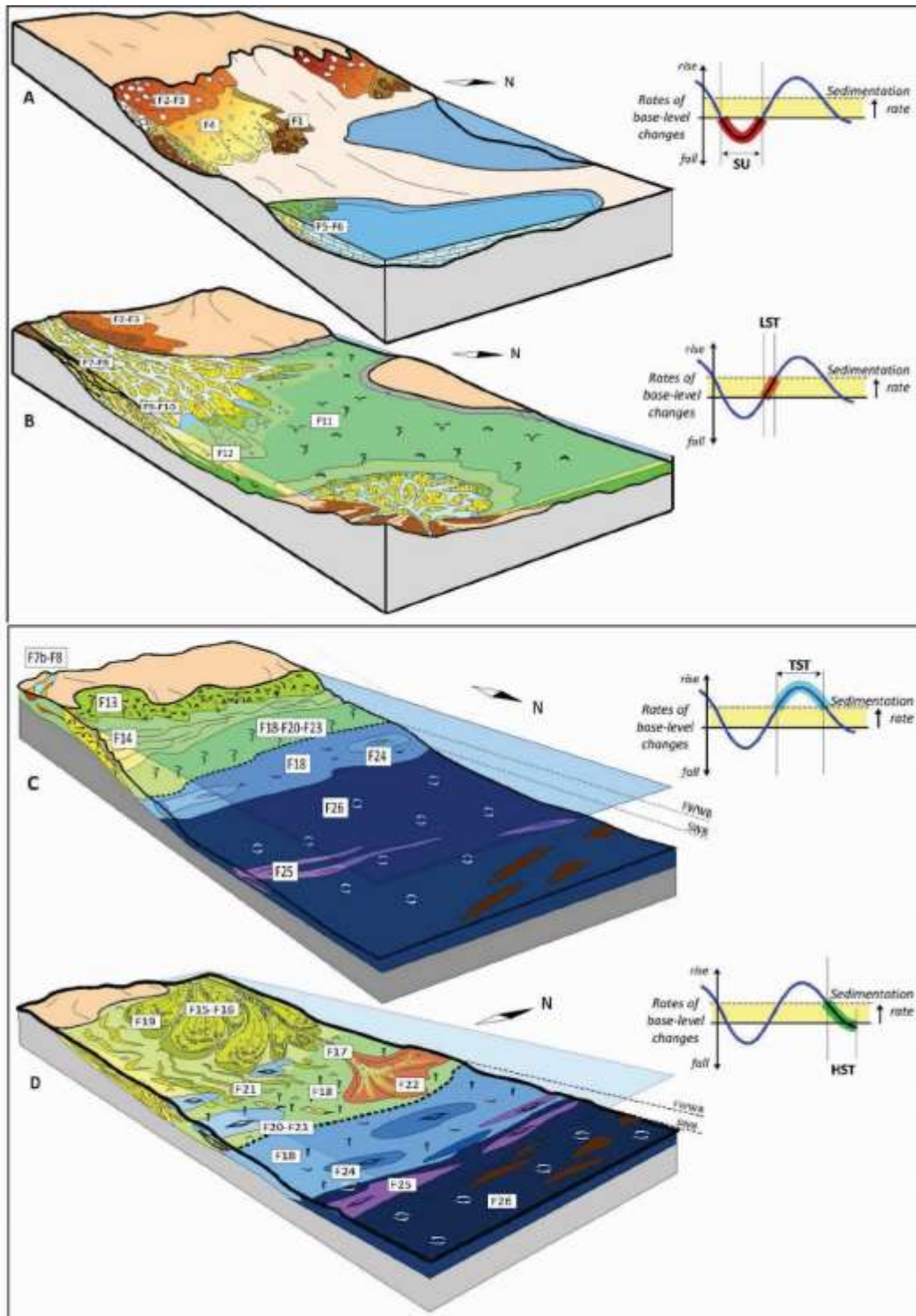


Figure IV-58 : Blocs diagrammes 3D illustrant l'interprétation de la distribution et préservations des systèmes de dépôts, liées aux changements du niveau de base à long terme. **A)** Phase de chute du niveau de base, représentée par une discordance subaérienne (« SU »). Seules les faciès gravitaires subaériens et lacustres qui sont préservés (érosion des reliefs formés au cours de l'immersion). **B)** stade précoce de remontée du niveau de base (régression normale et « LST »). Les systèmes de dépôts sont composés de plusieurs complexes de fan deltas progradant de la marge du bassin vers des milieux lagunaires. **C)** remontée rapide du niveau de base et distribution des faciès le long d'une rompe dominée par les vagues et tempêtes durant la transgression. **D)** phase finale de remontée du niveau de base et régression normale. Des associations de faciès variées sont distribuées dans un système de « shelf-type fan-delta » (« delta-front/prodelta »), dans lequel les sédiments sont déposés essentiellement par des écoulements hyperpycnaux, remaniés par les tempêtes et redistribués par vers le sud par la dérive littorale.

En absence de reliefs connus en Méditerranée durant le Pliocène inférieur et en se basant sur les orientations des chenaux sous-marins, on suggère que le bassin était alimenté par le Nord-Ouest. Les directions des progradations des barres d'embouchures (F15/F16) vers le Sud seraient le résultat de la redistribution des sédiments par la dérive littorale et les tempêtes (Fig. IV-59). Durant le haut niveau marin (« HST »), le système de dépôts correspond à des zones de front-delta et pro-delta d'un « shelf-type fan delta » (*sensu* Wescott et Ethridge, 1980) contrôlé par des écoulements hyperpycnaux, des tempêtes et par la dérive littorale (« longshore-drift ») (Fig. IV-58 D). Actuellement, le système fluvial majeur le plus proche du bassin de Boudinar vers l'Ouest est l'oued Nékor. Durant le haut niveau marin, les sédiments seraient probablement issus du paléo-Nékor, ce qui suggère que le massif volcanique de Ras Tarf était partiellement submergé (Fig. IV-59). Ceci est confirmé par la rareté des galets volcaniques de Ras Tarf dans les dépôts du Pliocène inférieur.

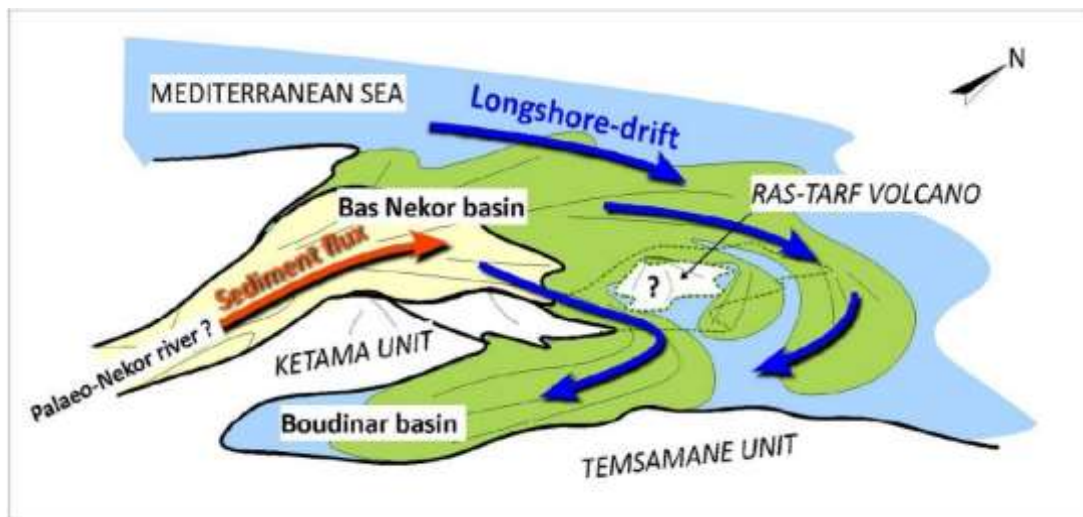


Figure IV-59 : Modèle diagramme illustrant une explication potentielle des paléocourants observés dans le bassin de Boudinar. Les sédiments sont issus de la marge Nord-Ouest du bassin est redistribués vers l'intérieur du bassin par la dérive littorale. Dans cette hypothèse le Massif volcanique de Ras Tarf peut être complètement ou partiellement submergé au Pliocène inférieur.

VI. DISCUSSIONS

1. Le prisme de bas niveau messinien

Sur la marge Nord de la Méditerranée, les premiers dépôts au-dessus de la surface d'érosion messinienne (« MES ») ont été attribués à des dépôts de Gilbert deltas zancléens (Ford *et al.*, 2007 ; Breda *et al.*, 2007 ; Clauzon et Rubino, 1992 ; Boni *et al.*, 1985, Clauzon, 1978, 1982 ; Clauzon *et al.*, 1995, 2015 ; Do Couto *et al.*, 2014). Les « Gilbert deltas » ont été décrit pour la

première fois par Gilbert (1885, 1890) et ils sont caractérisés par une géométrie particulière (Fig. IV-60).

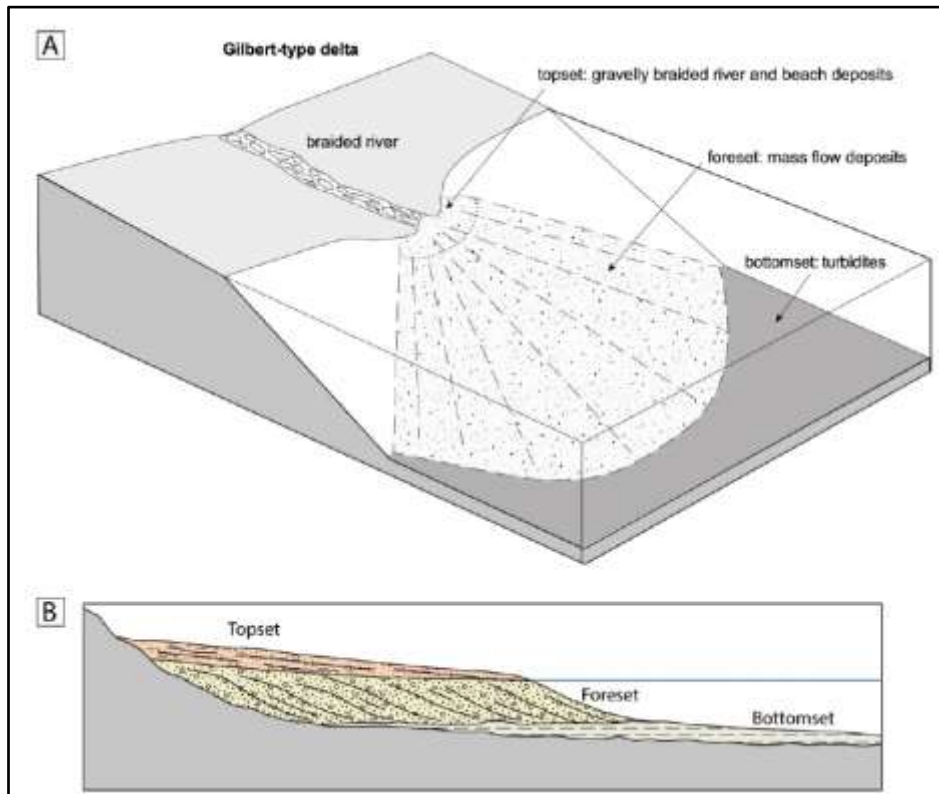


Figure IV-60 : Morphologie (A) et coupe synthétique (B) d'un Gilbert delta. D'après Du Cuoto (2014), modifié d'après Gilbert (1885, 1890).

Fisher *et al.*, (1969) définissent ce type de deltas comme un système très constructif à dominance de la progradation « highly constructive dominantly progradational System ». Actuellement, il est considéré comme un delta constitué de dépôts grossiers et épais organisés en trois grands ensembles sédimentaires typiques (topsets, foresets et bottomsets) progradants dans des environnements lacustres ou marins peu profonds à profonds. Les « topsets » de faibles épaisseurs sont essentiellement constitués par des dépôts fluviaux (Clauzon *et al.*, 1995 ; Colella, 1988). Les « foresets » représentant le front du delta progradant avec des angles forts, se composent de différents types d'écoulements gravitaires sous-aquatiques (Nemec, 1990) incluant des « slump », des écoulements de débris, des courants de turbidités et des « debris falls ». Les « bottomsets » se localisent à la base et dans le prolongement des « foresets », elles se composent de sédiments à granulométrie fine et à faible angle de progradation (Gilbert, 1890 ; Colella, 1988 ; Nemec, 1990 ; Rohais *et al.*, 2008). Les Gilbert deltas sur la marge nord de la Méditerranée montrent la transition des dépôts continentaux dans les « topsets » à des dépôts de conglomérats marins et marnes dans les « foresets » et « bottomsets », respectivement. Ils sont interprétés comme le résultat d'un ennoyage brutale de la Méditerranée durant le Messinien

terminal-Zancléen et correspondant à un prisme de haut niveau globale (« global highstand system tracts »).

A Boudinar, nous avons identifié deux cônes conglomératiques épais à dominance fluviatile directement au-dessus de la « MES » qui correspondent à l'association de faciès **Fa3**. Ces cônes sont composés de deux parties : (1) une partie proximale aggradante dominée par les processus fluviatiles et gravitaires (**F2/F3/F7/F8**) et une partie distale composée de dépôts progradants à faible angle, structurés par des processus gravitaires subaériens et fluviatiles (**F9/F10**). Ces structures sont communes dans les cônes alluviaux (Rust, 1978, 1979) et les fan deltas (Kazanci, 1988 ; Mc. Pherson *et al.*, 1988, Nemeč et Steel, 1988). Par conséquent, les deux cônes conglomératiques continentaux trouvés directement au-dessus de la « MES » dans le bassin de Boudinar, sont considérés comme des complexes de fan deltas à dominance fluviatile. Nous n'avons observé aucun Gilbert delta dans ce secteur. Cette situation est différente de celle décrite sur la marge nord de la Méditerranée. De plus et comme nous l'avons déjà signalé dans le chapitre précédent (Chapitre III), ces dépôts de cônes continentaux ont un âge Messinien supérieur et non Zancléen. Finalement, nous avons montré que les cônes alluviaux dans le bassin de Boudinar correspondent principalement au prisme de bas niveau marin messinien et non pas au prisme transgressif ou de haut niveau marin. Une telle situation est aussi décrite dans les rias zancléenne du Rif interne à l'Ouest de Boudinar (Cornée *et al.*, 2014). Alors, les cônes alluviaux du bassin de Boudinar et de la marge sud de la mer d'Alboran ne peuvent pas être comparés à des Gilbert deltas de la marge nord de la Méditerranée. Cette différence peut être liée principalement aux conditions climatiques et hydrologiques différentes entre les deux côtés de la Méditerranée, avec une augmentation de l'aridité et des réseaux fluviatiles éphémères (des Oueds plutôt que des rivières) sur la marge sud.

2. Le réennoisement post-« MSC »

Comme nous l'avons déjà marqué dans le chapitre précédent (Chapitre III), le réennoisement post « MSC » est généralement considéré très rapide et de haute amplitude, attesté par le dépôt des marnes marines profondes ou par le développement des Gilbert deltas dans les canyons messiniens (e. g., Gautier *et al.*, 1994 ; Butler *et al.*, 1995 ; Clauzon *et al.*, 1982, 1995, 1996, 2005, 2015 ; Riding *et al.*, 1998 ; Krijgsman *et al.*, 1999 ; Rouchy *et al.*, 2001 ; Blanc, 2002 ; Gorini *et al.*, 2015). Cependant, ce scénario a été établi principalement par des études menées dans la marge nord de la Méditerranée. Dans le bassin du Roussillon (Sud-Ouest de la France), Clauzon *et al.* (2015) proposent qu'immédiatement après un retour soudain des eaux marines, quelques écoulements de débris ont été mis en place avant les systèmes de Gilbert deltas

zancléens. Dans le canyon de Ventimiglia, [Breda et al. \(2007, 2009\)](#) ont montré une organisation sédimentaire différente dans la première séquence sédimentaire déposée dans la paléo-ria. De la base vers le sommet : (1) des brèches locales interprétées comme un prisme de bas niveau (« LST ») ; (2) 15 m d'épaisseur de grès bioclastiques du shoreface interprétés comme le début du prisme transgressif (« early-TST ») ; (3) 150 m d'épaisseur de marnes marines profondes en « onlap » datant du Zancléen (MPI1 et MPI2) et attribués au prisme transgressif (« TST ») ; (4) un Gilbert delta déposé durant le prisme de haut niveau (« HST »). Ces auteurs considèrent que le prisme transgressif (« TST ») du Zancléen inférieur est lié à un réennoisement rapide malgré le manque de datations dans la partie la plus inférieure du prisme transgressif (« TST »). La plupart des auteurs sont en accord sur la datation du réennoisement en Méditerranée à 5.33 Ma (la base du Zancléen), par contre d'autres auteurs suggèrent qu'il se soit produit plus tôt ([Cavazza et DeCelles, 1998](#) ; [Carnevale et al., 2006](#)) à 5.52 Ma ([Pérez-Asenzio et al., 2013](#)) ou 5.46 Ma ([Bache et al., 2012](#)).

Dans le bassin de Boudinar, la remontée du niveau de base et la transgression marine post « MSC » ont commencé durant la première séquence S1 et se sont terminées à la fin de cette séquence. La transgression marine a commencé avec une surface de ravinement transgressive (« TRS ») au-dessus des dépôts de fans alluviaux et correspond à une surface créée par les vagues (« wave cut surface »). Au-dessus viennent des dépôts de lag de coquilles (« shell beds ») surmontés par 20 à 30 m d'épaisseur de dépôts silicoclastiques allant du foreshore jusqu'à l'offshore et indiquent une tendance d'approfondissement vers le haut. Les dépôts marins les plus inférieurs sont datés du début du Zancléen (« earliest Zanclean »), entre 5.32 et 5.27 Ma. Ces dépôts marins font partie du prisme transgressif (« TST ») et du bas niveau du cycle à long terme ([Fig. VI-56](#)) et la « MFS » est située à leurs sommets (entre S1 et S2 ; [Fig. IV-53](#)). Par conséquent, le réennoisement à Boudinar a duré un demi-cycle du quatrième ordre correspondant à quelques centaines de milliers d'années. Ceci ne correspond pas au scénario d'un réennoisement catastrophique, rapide et soudain, ce qui est en accord avec les résultats obtenus les bassins néogènes voisins du bassin de Boudinar, situés le long de la marge sud d'Alboran. Dans le bassin de Melilla-Nador situé à l'Est de Boudinar, [Cornée et al. \(2006\)](#) ont montré que le réennoisement a commencé au Messinien terminal ?-début Zancléen (« latest Messinian? - earliest Zanclean »). Dans cette région, les premiers dépôts au-dessus de la « MES » montrent également une tendance d'approfondissement passant des environnements littoraux à des milieux d'offshore et la surface d'inondation maximale à long terme a été identifiée à 15 m au-dessus de la « MES ». Dans les rias pliocènes des zones internes situées à l'Ouest de Boudinar, deux cycles sédimentaires conglomératiques ont été mis en place au-

dessus de la « MES » et avant l'inondation maximale du Zancéen (Cornée *et al.*, 2014). Par conséquent, le long de toute la partie terrestre de marge sud de la mer d'Alboran, la remontée du niveau de base et l'ennoyage marin post-MSB étaient progressifs et ont duré quelques centaines de milliers d'années. De plus, nos résultats ressemblent à l'organisation sédimentaires décrite dans la première séquence de remplissage du bassin de Bajo Segura (Caracuel *et al.*, 2004, 2011) et du canyon de Ventimiglia (Breda *et al.* 2007, 2009), qui ont également mis en question l'hypothèse du réennoisement catastrophique de la Méditerranée occidentale.

3. Discordance intra-Pliocène inférieur

Le sommet du cycle sédimentaire à long terme correspond à la discordance SB2. Son âge peut être déduit par corrélation onshore-offshore. Dans le bassin Sud Alboran, Comas *et al.* (1999) et Martínez-García *et al.* (2013) ont également mis en évidence une discordance intra-Pliocène. De plus, Martínez-García *et al.* (2013) ont identifié 4 unités sismiques (de la base au sommet, elles sont nommées P4 à P1) au-dessus de la « MES » (réflecteur M) et datant du Zancéen-Gélasien. Ces auteurs ont également identifié 3 discordances séparant les unités P3 à P1 et une autre (nommée pl-q) qui sépare les dépôts gélasien des dépôts post-Gélasien. Sur la marge sud d'Alboran, l'unité sismique P4 a été interprétée comme la partie distale d'un delta progradant issu de la marge marocaine (Les marges des bassins de Boudinar, Kert et Melilla), surmontée par une surface d'érosion locale d'âge estimé à 4.57 Ma (discordance p3). Cette discordance présente dans la partie offshore de Boudinar et peut correspondre à un hiatus important entre 4.13 et 5.07 Ma. Puisque notre séquence du 4^{ème} ordre S5 est d'âge 4.37 au plus jeune, nous proposons de corréler la séquence sédimentaire zancéenne à long terme du bassin de Boudinar avec l'unité sismique P4 en offshore et notre discordance SB2 avec la discordance p3 en offshore. Cette discordance SB2/p3 peut être d'origine tectonique, puisqu'une tectonique extensive locale a été mise en évidence en offshore du bassin Sud Alboran entre 5.33 et 4.57 Ma, dans un contexte global de convergence entre l'Afrique et l'Europe (Martínez-García *et al.*, 2013).

VII. CONCLUSION GENERALE

L'étude détaillée des séries sédimentaires du Messinien supérieur-Pliocène inférieur dans le bassin de Boudinar nous a permis de tirer les conclusions suivantes :

- Durant le Messinien supérieur-Pliocène inférieur, le remplissage sédimentaire du bassin de Boudinar est caractérisé par une grande variété de faciès (26 faciès et 9 associations

de faciès) allant des conditions de dépôts continentales jusqu'à des conditions de mer ouverte (offshore inférieur). Ce bassin moins étudié en détail dans le passé, apparaît comme un cas exceptionnel pour étudier les relations entre les fluctuations du niveau de base et la préservation des environnements sédimentaires. Durant l'intervalle Messinien supérieur-Zancléen, 4 modèles de dépôts successifs ont été documentés. Ils enregistrent des changements majeurs de paléocourants et de paléogéographies, liés aux fluctuations de niveau de base.

- Le bassin de Boudinar est différent est originel par rapport aux autres bassins zancléens de la marge méditerranéenne où des Gilbert deltas sont fréquents. De plus, la majeure partie du remplissage sédimentaire du bassin (durant le haut niveau marin, « HST ») n'est pas reçue des reliefs de la bordure sud du bassin, mais du côté Nord-Ouest au bord de la Méditerranée. Les sédiments sont alors remaniés par les tempêtes et transportés vers le sud par la dérive littorale.
- Deux ordres de cycles stratigraphiques (cycles de 3^{ème} et 4^{ème} ordre) ont été documentés et corrélés à l'échelle du bassin, durant l'intervalle Messinien supérieur-Pliocène inférieur. Les cycles à court terme sont limités par des surface d'inondations maximales et se sont considérés comme des séquences génétiques. Ces séquences sont empilées pour former un cycle à long terme de deux phases transgressive et régressive organisés en cortèges sédimentaires (« LST », « TST » et « HST ») qui enregistrent les fluctuations du niveau de base à long terme.
- Les deux événements majeurs qui caractérisent la Crise de salinité messinienne et le réennoiment de la mer méditerranéenne sont bien enregistrés dans les séries sédimentaires du bassin de Boudinar. La « MES » est une surface d'érosion subaérienne majeure à faible relief qui marque la phase de chute du niveau de base. Au-dessus de cette surface, le début de la remontée du niveau de base (« LST ») est marqué par une régression normale et par le développement des complexes de fan-deltas sur les marges du bassin. L'augmentation subséquente de l'espace d'accommodation continental est d'abord marquée par l'aggradation de chenaux fluviaux isolés et déconnectés. Le réennoiment marin du bassin apparaît plus tard avec une surface de transgression ravinante (« TRS ») et par d'épais dépôts transgressifs, délimités par des hard-grounds ou par des zones fortement bioturbées (« MFS-MFZ ») et reflétant une durée de quelques centaines de milliers d'années.
- Le sommet des dépôts zancléens est tronqué par une discordance tectono-érosive, corrélée avec la discordance zancléenne p3 définie en offshore de Boudinar.

CHAPITRE V :
ETUDE SEDIMENTOLOGIQUE DES DEPOTS
DU PLIOCENE SUPERIUR/QUATERNAIRE DU
BASSIN DE BOUDINAR

I. INTRODUCTION

L'objectif de ce chapitre est de décrire les faciès sédimentaires rencontrés au-dessus de la surface d'érosion sub-marine **SB2** (Fig. IV-54, IV-57). Comme dans le précédent chapitre, l'analyse des faciès se fonde essentiellement sur des observations macroscopiques. Ces faciès sont ensuite interprétés en termes de processus sédimentaires et regroupés en associations de faciès caractéristiques de chaque milieu de dépôt (Fig. V-1).

Deux coupes de références ont été choisies (**Tassensach** et **Imessaoudene**, localisation en Fig. IV-1). Onze faciès ont été définis sur l'ensemble de ces deux coupes. Ces faciès sont regroupés quatre associations de faciès correspondant à quatre environnements de dépôts. Il faut noter que la reconstitution du modèle de fonctionnement du bassin pendant le Pliocène supérieur-quaternaire reste irréalisable du fait de la rareté des affleurements.

Comme dans le chapitre précédent, un complément d'étude qui porte sur la pétrographie des conglomérats constituant de ces dépôts a été effectué dans le but de la détermination des sources d'apports des matériaux détritiques.

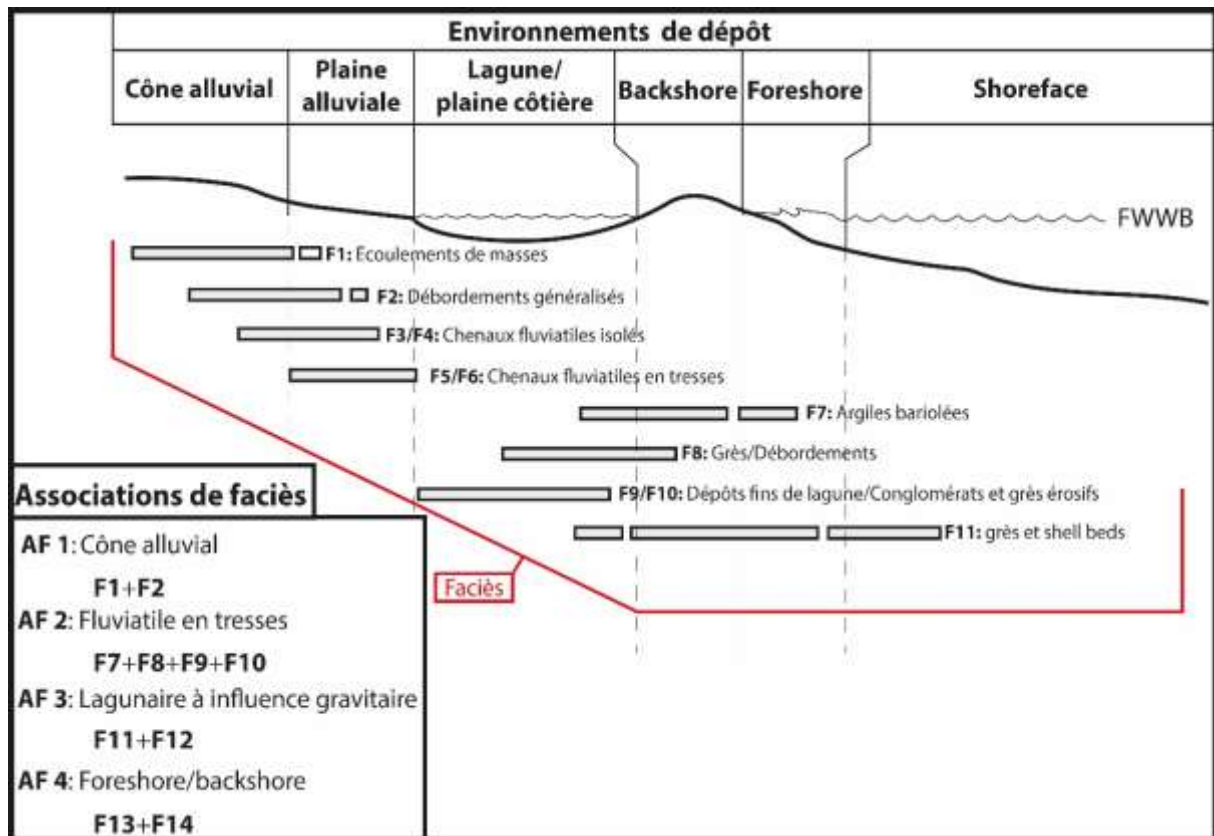


Figure V-1 : Diagramme de zonation de faciès.

II. SEDIMENTOLOGIE DE FACIES

1. Faciès (F1) : Conglomérats hétérométriques à matrice argileuse rouge

➤ Description

Ce faciès s'organise sous forme de niveaux conglomératiques métriques à plurimétriques en alternance avec les argiles du faciès F2 (Fig. V-2 a, b).

Les éléments constituant de ces conglomérats sont hétérométriques, leurs tailles sont variables entre 1 et 40 cm, anguleux à sub-arrondis, contenus dans une matrice argileuse rouge très abondante (Fig. V-2 c). Aucune structure sédimentaire ni granoclassement ne sont observés dans ce faciès.

➤ Processus sédimentaire et milieu de dépôt

La taille des éléments, l'absence de structures sédimentaires de granoclassement, d'orientation des galets et l'abondance de la matrice argileuse indiquent une dynamique gravitaire. Ce faciès est donc lié à des écoulements de masses subaériens (Nemec et Steel, 1984), interprété comme des dépôts gravitaires en domaine de cône alluvial.

2. Faciès (F2) : Argilites silteuses rouges et jaunes azoïques

➤ Description

Ce faciès constitue des interbanques d'épaisseur variable (métriques à plurimétriques) et se trouve associé avec les conglomérats du faciès F1, F3 et F4 (Fig. V-2 a, b).

Il est constitué d'argiles silteuses voire sableuses massives, de couleur jaune et rouge. Aucune trace de faune marine n'est retrouvée dans les résidus de lavage. Des traces de racines et des blocs de conglomérats dispersés sont fréquents dans ces dépôts.

➤ Processus sédimentaire et milieu de dépôt

La granulométrie fine de ces dépôts (argilites silteuses) témoigne de très faibles conditions hydrodynamiques. L'absence de faune marine et l'abondance des traces de racines indiquent que ces dépôts sont mis en place en domaine continental. Ce type de dépôts, caractérise les

zones inter-distributaires d'un milieu de dépôts de plaine alluviale à chenaux en tresse (Merzeraud *et al.*, 1999).

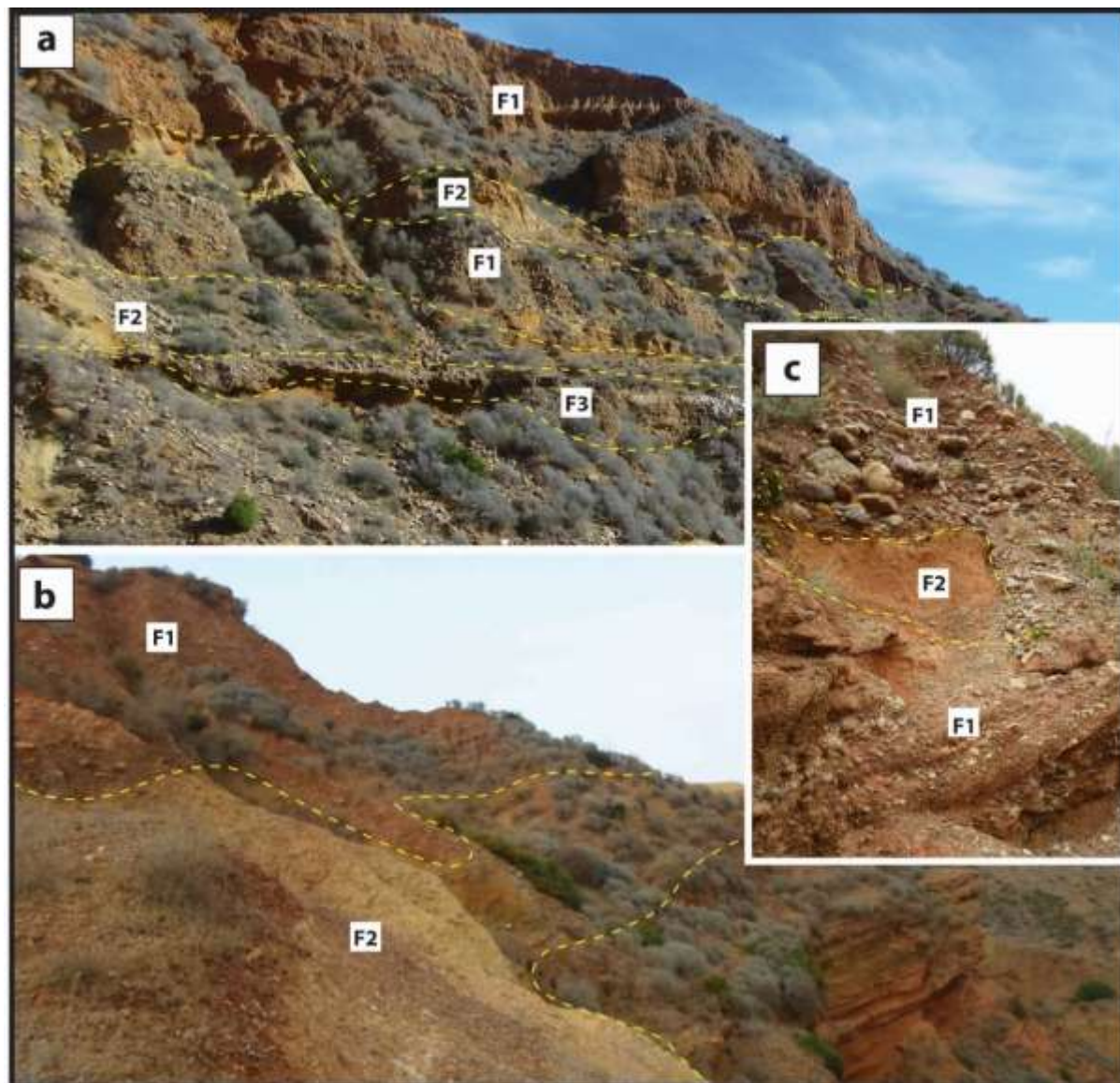


Figure V-2 : Faciès F1 et F2). a, b) vue d'ensemble des alternances de conglomérats grossier à matrice argileuse rouge (F1) et d'argiles silteuses jaunes (F2). c) vue de détail des alternances des faciès F1 et F2.

3. Faciès F3 : Conglomérats cimentés à bases érosives

➤ Description

Ce faciès se présente sous forme de bancs d'épaisseur pluridécimétrique à métrique qui décroissent latéralement vers les extrémités dessinant des morphologies chenalisées. Ils sont persistants latéralement sur une dizaine de mètres. Ces niveaux sont bien consolidés dessinant un relief, leurs bases sont fortement érosives et leurs sommets sont irréguliers (Fig. V-3 a).

La majorité des éléments constitutifs de ces conglomérats sont de taille centimétrique (1 à 10 cm) avec quelques blocs dispersés de grandes tailles. Ils sont anguleux à sub-arrondis, faiblement granoclassés et cimentés par un ciment calcitique ou par une matrice clastique (*Fig. V-3 b*). Des galets alignés et légèrement imbriqués ainsi que des stratifications entrecroisées sont observées dans ces dépôts (*Fig. V-3 c*).

➤ Processus sédimentaire et milieu de dépôt

La granulométrie grossière, la géométrie chenalisée, les stratifications entrecroisées, les bases érosives et la cimentation de ces conglomérats par un ciment calcitique ou clastique permettent d'interpréter ce faciès comme des remplissages de chenaux fluviaux.

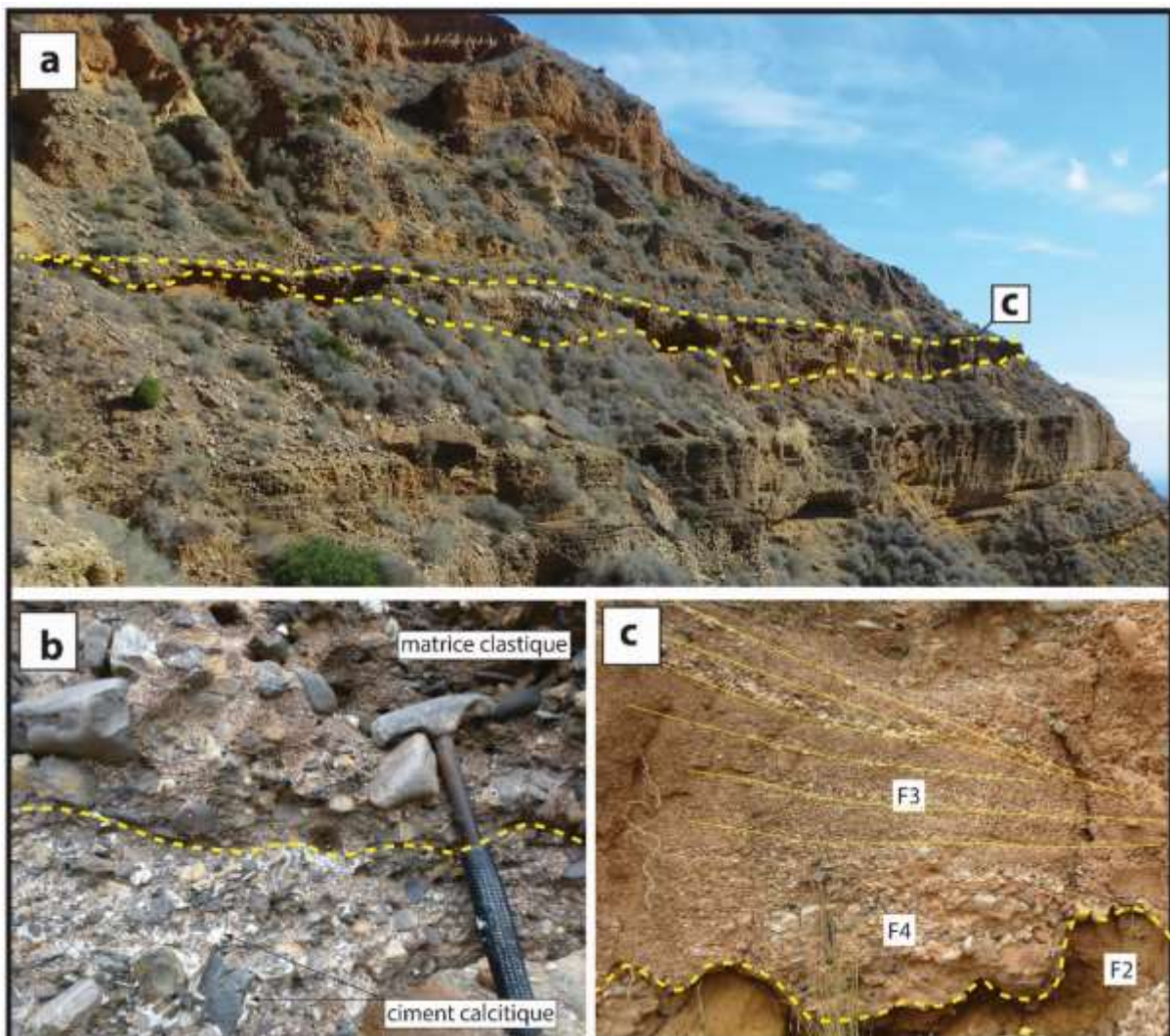


Figure V-3 : Faciès (F3). a) vue d'ensemble des chenaux fluviaux (F3) en alternance avec les dépôts fins de plaine alluviale (F2). b) vue de détail des conglomérats cimentés par un ciment calcitique ou par matrice clastique. c) vue de détail du remplissage de chenal montrant des stratifications entrecroisées.

4. Faciès (F4) : Conglomérats grossiers à matrice argileuse jaune

➤ Description

Ce faciès est rencontré soit à la base des chenaux fluviaux décrits précédemment (F3) (Fig. V-4 a) ou sous forme de niveaux décimétriques à géométries lenticulaires en alternance avec le faciès F5 (Fig. V-4 b). Les éléments sont de taille variable pouvant atteindre 30 cm, arrondis à sub-anguleux, mal classés et sans orientation. Ils sont contenus dans une matrice argileuse jaune abondante (Fig. V-4 a, b).

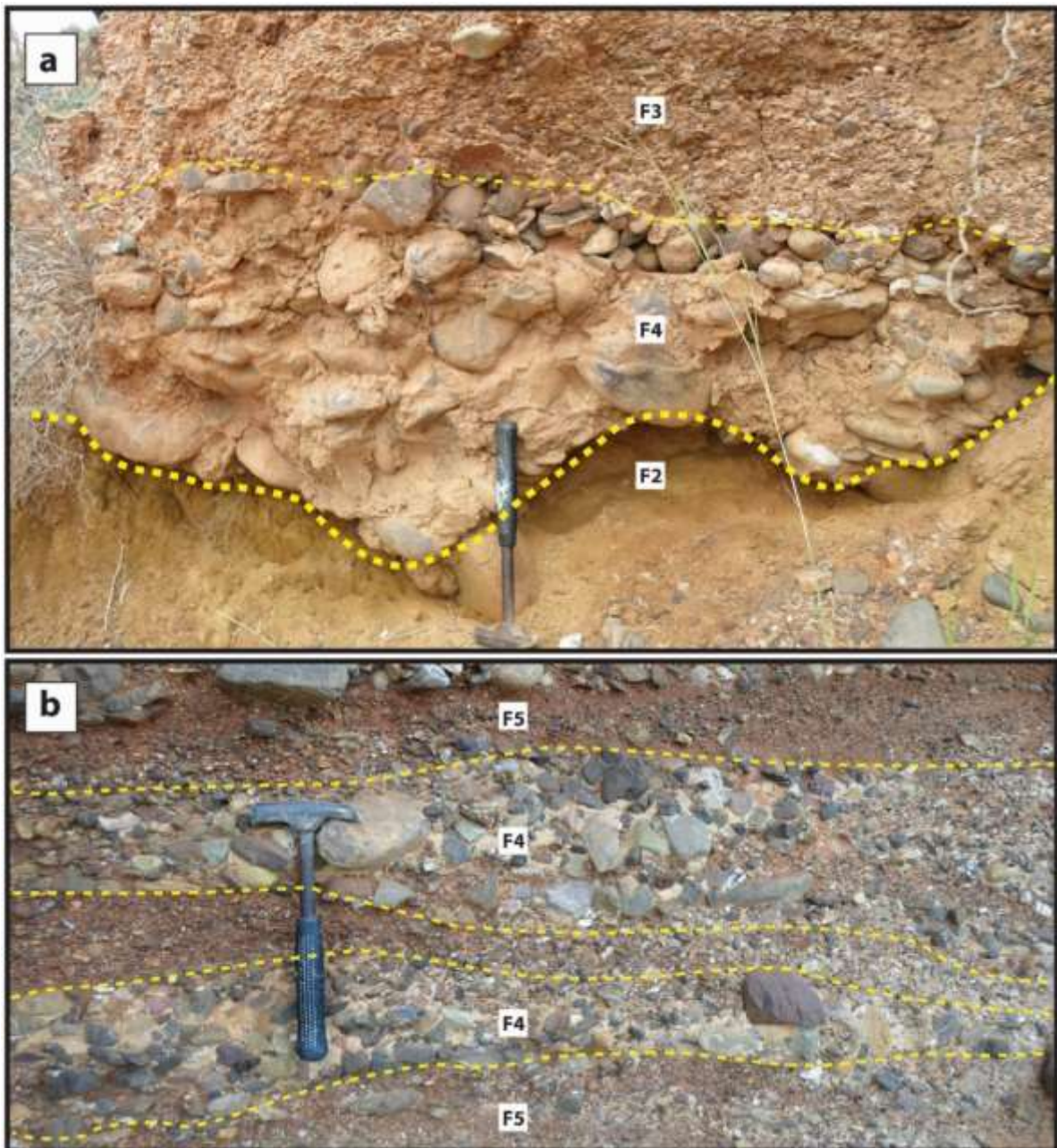


Figure V-4 : Faciès (F4). a) vue de détail du remplissage du fond de chenal par des conglomérats grossiers à matrice argileuse jaune (F3). b) vue de détail des alternances de lentilles conglomératiques à matrice argileuse et de conglomérats à matrice gréseuse (F5).

➤ **Processus sédimentaire et milieu de dépôt**

La taille variable des éléments, le support matriciel abondant et l'absence du granoclassement et d'orientation indiquent des dépôts par des écoulements de débris (« debris flows »). L'architecture générale de ce faciès indique que ces dépôts sont formés principalement par des écoulements de débris. Ce faciès est interprété comme des dépôts gravitaires épisodiques.

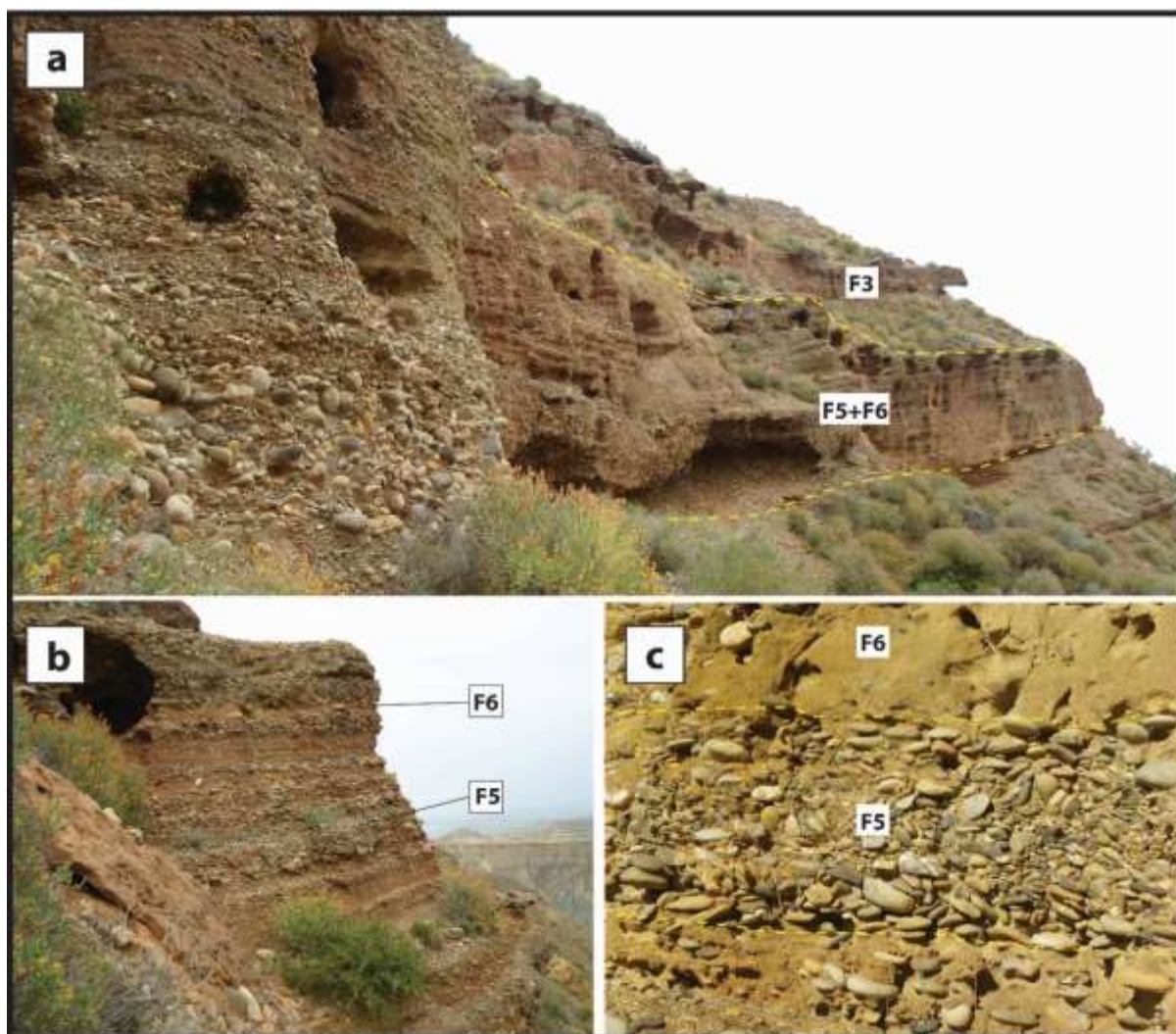


Figure V-5 : Faciès (F5). a, b) vue d'ensemble des alternances de conglomérats stratifiés (F5) et de grès grossier (F6). c) vue de détail des conglomérats montrant des alignements et imbrications des galets (F5).

5. Faciès (F5) : Conglomérats grossiers à matrice gréseuse grossière

➤ **Description**

Ce faciès s'organise sous forme de bancs décimétriques à métriques en alternance avec les strates gréseuses du faciès F6. Ces niveaux conglomératiques sont subhorizontaux, stratifiés et

persistants latéralement sur plusieurs mètres (*Fig. V-5 a, b*). La majorité des galets dans ces conglomérats sont de taille centimétrique (1 à 8 cm), bien arrondis et contenus dans matrice gréseuse moyenne à grossière. Ils sont souvent alignés et imbriqués (*Fig. V-5 c*). Des stratifications planes et obliques planes sont fréquentes dans ces dépôts.

➤ Processus sédimentaire et milieu de dépôt

La granulométrie de ces dépôts à dominance des particules grossiers (galets, graviers et grès grossiers), l'absence des sédiments fins (argiles), les éléments bien arrondis et triés sont caractéristique d'un milieu de dépôt fluvatile.

La géométrie de ces dépôts, les structures internes (stratifications planes et obliques planes) témoignent de conditions de dépôts par des courants unidirectionnels de grande vitesse en domaine fluvatile. Ces dépôts sont interprétés comme des remplissages de chenaux fluvatiles en tresses (*Miall, 1977, 1996*).

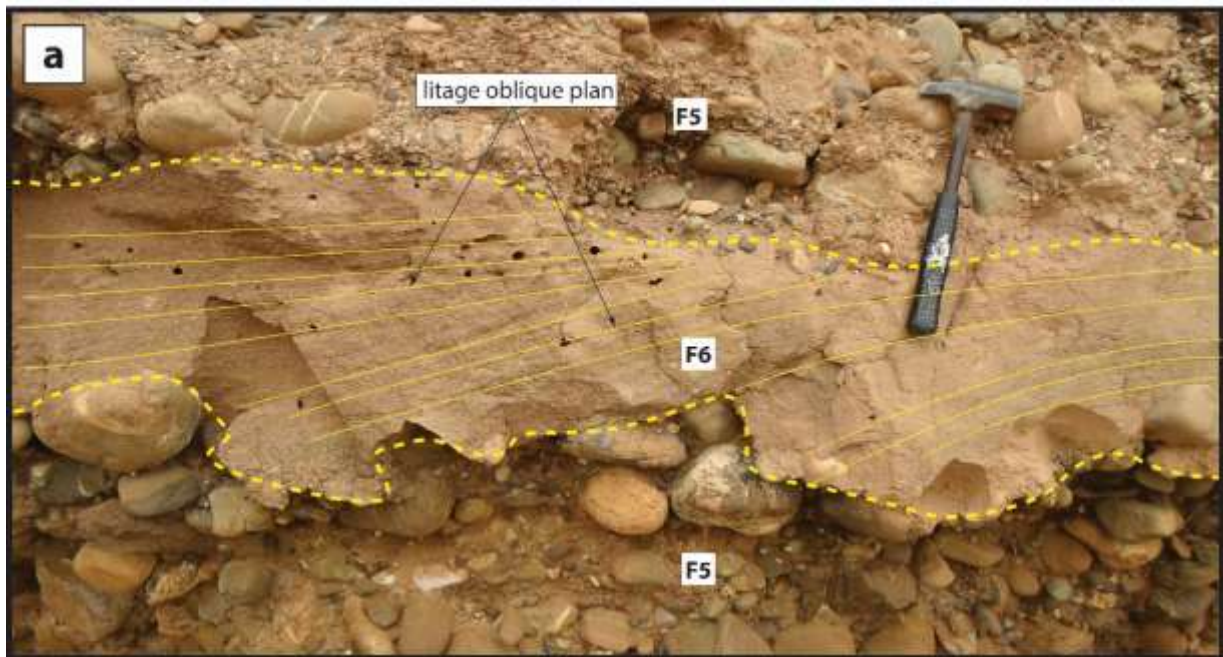


Figure V-6 : Faciès (F6). Vue de détail de lentille gréseuse (F6) inter-stratifiée dans les conglomérats du faciès (F5). La base de la lentille est érosive et sa structure interne montre des litages obliques plans.

6. Faciès (F6) : Grès grossier à litage oblique plan

➤ Description

Ce faciès se trouve associé au faciès conglomératique **F5** (*Fig. V-5*). Il se présente sous forme de lentilles ou de niveaux d'épaisseur décimétrique et de largeur métrique, stratifiées dans les conglomérats du faciès **F1** (*Fig. V-5 b*). Ces dépôts gréseux grossiers remplissent les espaces

intra-clastes des conglomérats sous-jacents et sont érodés par les conglomérats sus-jacents. La structure interne des lentilles gréseuses montre des litages obliques plans (« planar cross-bedding », *Fig. V-6*) et par endroits, des graviers et microconglomérats alignés et légèrement imbriqués.

➤ **Processus sédimentaire et milieu de dépôt**

Le caractère stratifié des grès, leurs géométries et position au sommet des faciès F5, les litages observés et galets imbriqués indiquent des dépôts par des courants unidirectionnels. Ils correspondent probablement au toit de barres sableuses du chenal en tresses.

7. Faciès (F7) : Marnes silteuses bariolées

➤ **Description**

Ce faciès consiste à des niveaux marneux silteux d'épaisseur décimétrique à métrique, stratifiés, en alternance avec les bancs gréseux décimétriques du faciès **F8** (*Fig. V-7 a, b*).

Les marnes de ce faciès montrent la superposition de lamines et strates de couleur variable entre le rouge et le jaune. Des laminations ondulées (« wavy bedding », *Fig. V-7 a*) ou sub-planes sont fréquentes dans ces dépôts. La bioturbation est représentée par des *Ophiomorpha*, des *Macaronichnus* et des terriers verticaux attribués à l'ichnofaciès « *Skolithos* ». Quelques traces de racines et débris de faune marine remaniés (huîtres, balanes) sont également observés (*Fig. V-7 b*).

➤ **Processus sédimentaire et milieu de dépôt**

L'aspect bariolé de ce faciès (milieu oxygéné), les laminations ondulées (« wavy bedding »), les faunes marines peu profondes et remaniées ainsi que les traces de racines caractérisent des milieux de dépôt côtiers ou de mer très peu profonde. Les terriers verticaux de *Skolithos* et *Ophiomorpha* exigent des milieux à haute énergie riches en particules organiques maintenus en suspension. Le genre *Macaronichnus* caractérise les zones de plage. Ces caractéristiques sont typiques d'un milieu côtier de haute énergie très peu profond (« foreshore ») ([Reading et Collinson, 1996](#)).

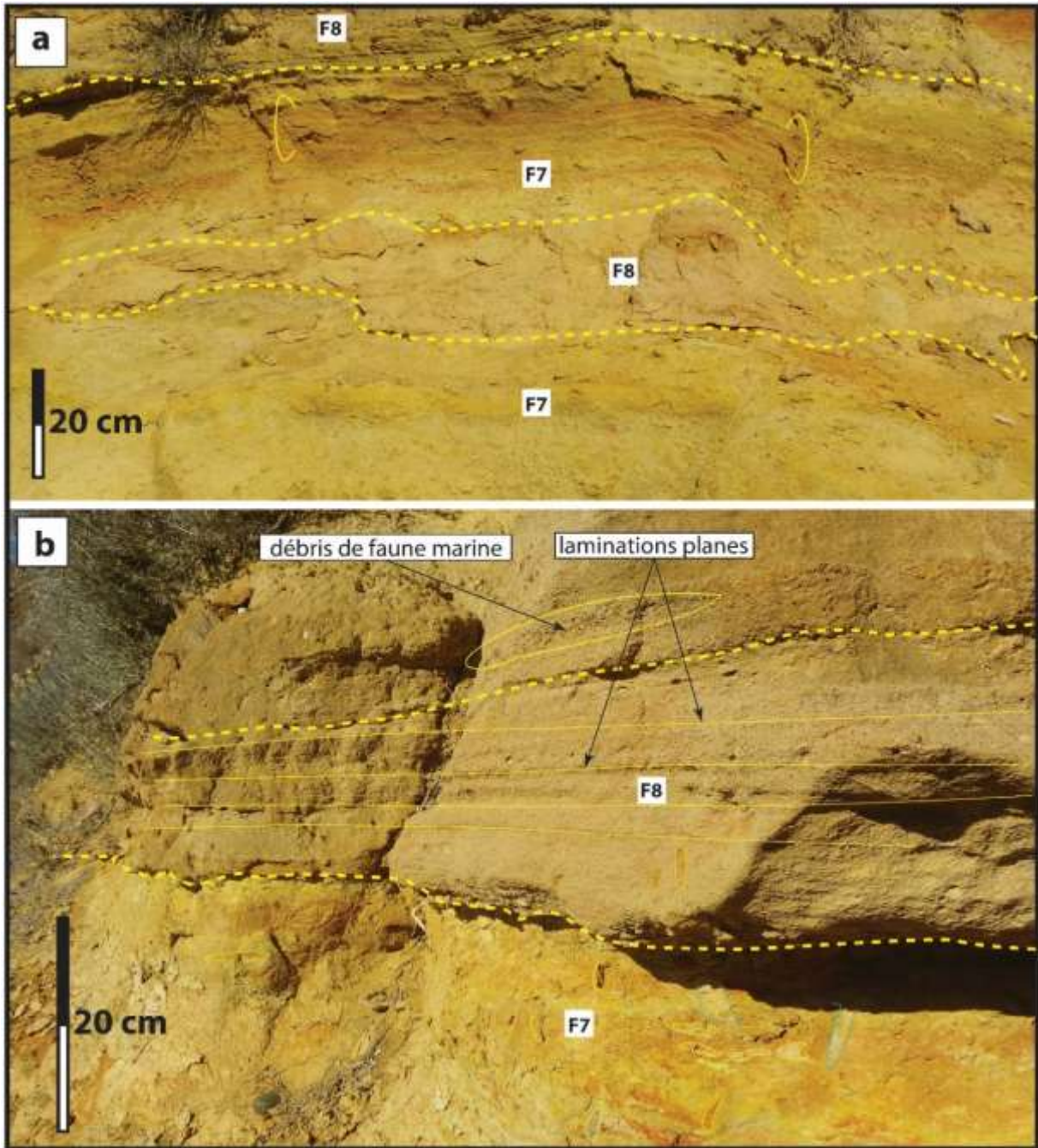


Figure V-7 : Faciès F7 et F8. a) vue d'ensemble d'alternance de marnes silteuses (F7) et de grès (F8). Les marnes silteuses montrent des laminations ondulées (« wavy bedding »). **b)** vue de détail des marnes bioturbées (F7) en alternance avec les grès grossiers à litage plan et débris de faune marine (F8). (En bleu : traces de racines, en jaune : bioturbation).

8. Faciès (F8) : grès rouges à litage plan et débris de faunes marines

➤ Description

Ce faciès se présente sous forme de bancs gréseux décimétriques à bases érosives en alternance avec les marnes silteuses du faciès **F7** (Fig. V-7 a, b).

Les grès de ce faciès sont moyens à grossiers de couleur rouge. La structure interne des bancs montre des litages plans parallèles (Fig. V-7 b). Des débris de faunes marines littorales remaniés et quelques bioturbations verticales sont fréquents dans ces dépôts (Fig. V-7 b).

➤ **Processus sédimentaire et milieu de dépôt**

La granulométrie de ce faciès (grès grossier), le caractère érosif des bancs, les litages plans témoignent d'une dynamique temporaire de crues. L'association de ce faciès avec les marnes silteuses du milieu littoral (F7) et la présence de débris de faunes marines remaniées conduit à interpréter ce faciès comme des dépôts de débordements (« crevasse splay » ; Miall, 1996) en milieu côtier (« foreshore »).

9. Faciès F9 : sables fins, silts et argiles laminés

➤ **Description**

Ce faciès rencontré au sommet de la coupe d'**Imessaouène** est représenté par des alternances de sables fins, de silts et d'argiles en alternance avec les conglomérats du faciès **F10** (Fig. V-8 a). Ce faciès montre des alternances de niveaux laminés à teintes variables. La bioturbation est absente et aucun débris de faune clairement marine n'a été trouvé. Quelques rides de vagues sont observées par endroits (Fig. V-8 b).

➤ **Processus sédimentaire et milieu de dépôt**

La granulométrie fine des sédiments (silts et argiles) indique des conditions hydrodynamiques faibles. L'aspect bariolé du sédiment indique que ces sédiments sont oxydés en milieu peu profond à la transition entre le continent et la mer. L'absence de bioturbation et de faune marine et la présence de petites rides de vagues suggère un milieu de dépôt lagunaire. D'après ces arguments, le faciès **F9** est rapporté à un milieu de dépôt lagunaire.

10. Faciès (F10) : Conglomérats grossiers érosifs à matrice argilo-sableuse

➤ **Description**

Ce faciès se trouve associé avec les dépôts fins du faciès **F9** précédemment décrits (Fig. V-8 a, b). Il consiste à des bancs conglomératiques décimétriques à bases érosives en alternance les argiles et silts du faciès **F9**.

Les éléments constitutifs de ces conglomérats sont hétérométriques, la taille de la majorité des galets varie entre 5 et 10 cm avec parfois quelques galets isolés qui dépassent 20 cm. Ils sont arrondis à sub-anguleux, sans granoclassement ou à granoclassement inverse. La matrice est argilo-sableuse rouge. Des figures de charge (« load-cast ») à la base des bancs sont fréquentes dans ces dépôts (*Fig. V-8 a*).

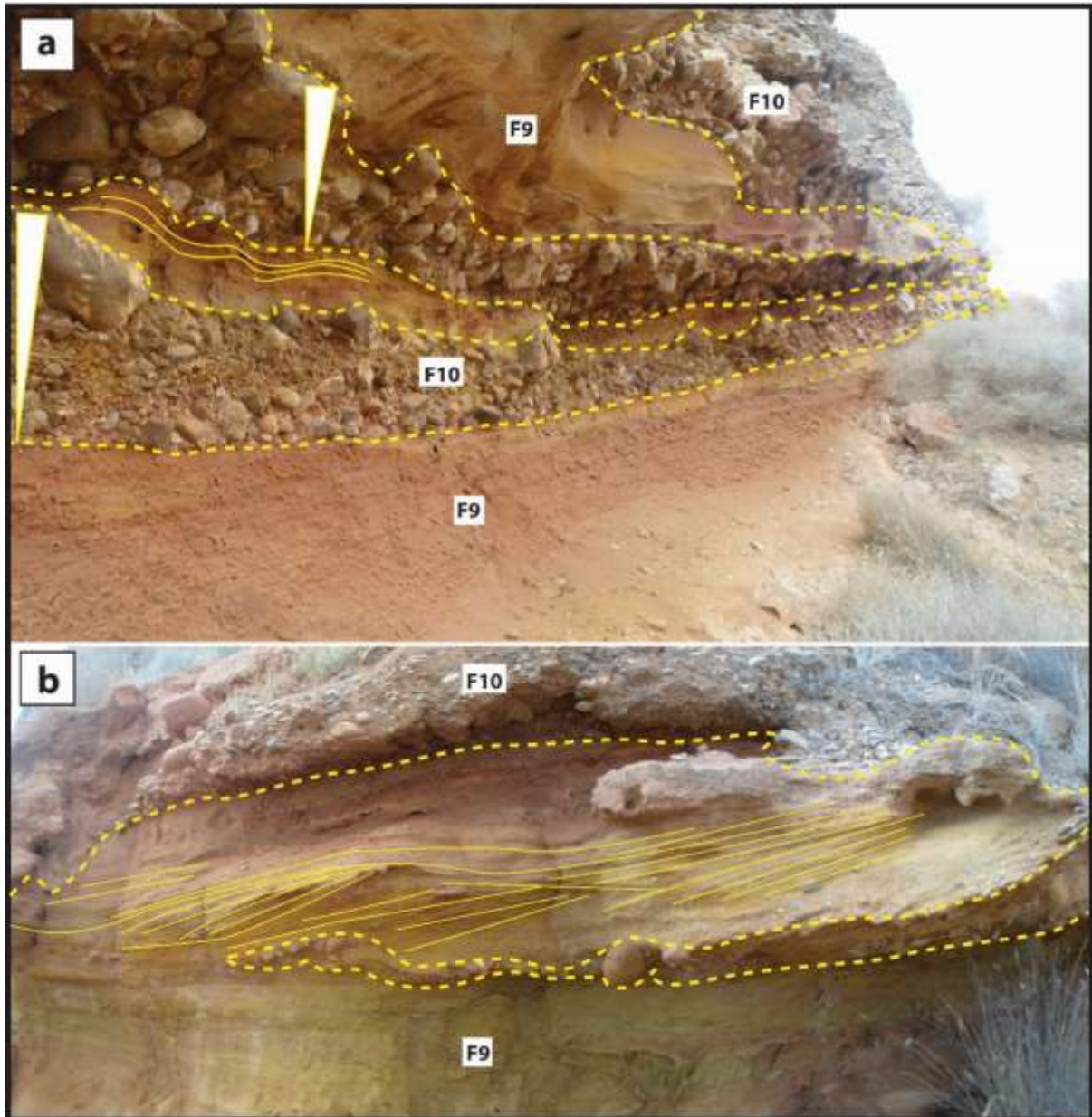


Figure V-8 : Faciès F9 et F10. a) vue d'ensemble des alternances de marnes silteuses bariolées (F9) et de conglomérats grossiers à matrice argileuse (F10). Les lentilles conglomératiques sont érosives et montrent des granoclassements inverses. **b)** vue de détail des marnes silteuses à rides de vagues.

➤ **Processus sédimentaire et milieu de dépôt**

La granulométrie variée, la matrice argileuse, le granoclassement inverse et le caractère érosif de ces conglomérats indiquent qu'ils sont déposés par des écoulements gravitaires. Les structures sédimentaires observées tels que les figures de charge à la base des bancs caractérisent des dépôts épisodiques rapides. Ce faciès coupe et érode les argiles lagunaires du faciès (F9), il est donc interprété comme des dépôts gravitaires sous-aquatiques et épisodiques en milieu lagunaire (« sub-aqueous debris flows », [Nemec et al, 1980](#) ; [Kelling et Holroyd 1978](#) ; [Nemec et Steel, 1984](#)).

11. Faciès (F11) : Grès jaunes à microconglomérats riches en faunes marines

➤ **Description**

Ce faciès bien est développé sur la coupe d'**Imessaouène** correspond à des bancs gréseux d'épaisseur décimétrique à métrique et de largeur de plusieurs mètres en alternance avec les marnes sableuses du faciès **F7** et **F9**.

Les bancs gréseux de ce faciès dessinent des géométries lenticulaires à grande échelle, leurs bases sont très érosives et concaves vers le haut (*Fig. V-9 a*). Le remplissage sédimentaire est constitué par des grès jaunes moyens à microconglomérats. Ces dépôts sont riches en fragments de faunes marines diverses (balanes, huitres, pectinidés ..., *Fig. V-9 c, d*) qui présentent des différentes étapes de désintégration allant d'un bon état de conservation jusqu'à des coquilles très fragmentées.

➤ **Processus sédimentaire et milieu de dépôt**

La géométrie lenticulaire, le caractère érosif et chenalisé des bancs, la fragmentation, le transport et l'accumulation de faune marine variée indiquent des événements d'énergie relativement élevés. Les conditions responsables de transport et de déposition de ces sédiments de haute énergie peuvent être attribués à de forts courants de marée ([Longhitano et al., 2014](#)). L'association de ce faciès avec les dépôts littoraux du faciès **F5** permet l'interpréter comme des dépôts de chenaux de marée en domaine littorale (« foreshore »).

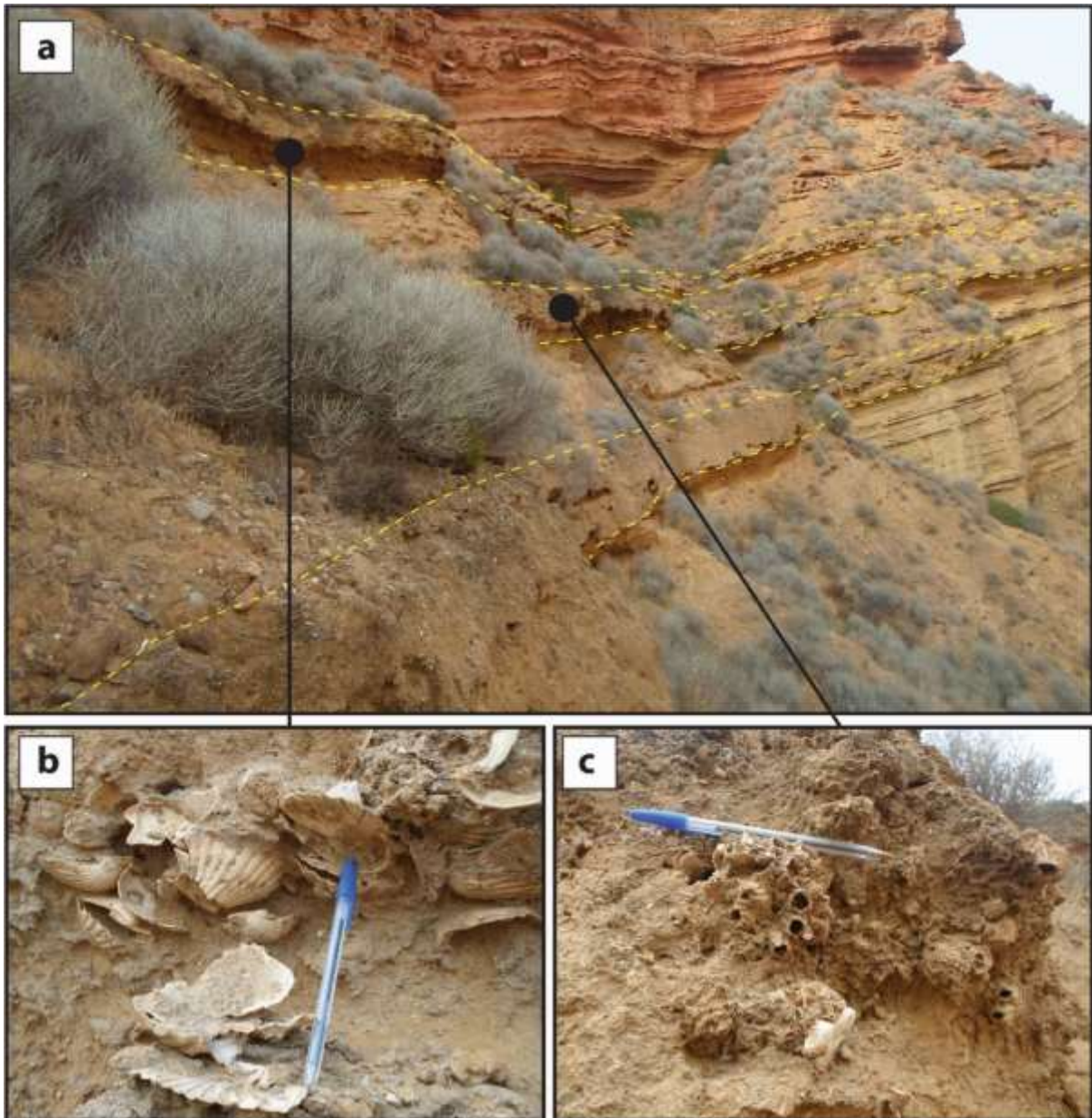


Figure V-9 : Faciès (F11). a) vue d'ensemble des chenaux érosifs riches en faunes marines (F11) en alternance avec les dépôts fins du faciès F7. b, c) vue de détail des accumulations de faunes marines variées (balanes, huitres, pectinidés), entières et fragmentés.

III. ASSOCIATIONS DE FACIES/ENVIRONNEMENT DE DEPOT

1. Association de faciès AF1 (F1, F2) : Cône alluvial

Cette association de faciès est décrite sur les deux coupes étudiées (coupe **Tassensach** et **Imessaouène**, *Fig. V-10, V-12*). Elle regroupe les faciès gravitaires composés de conglomérats à blocs et matrice argileuse rouge abondante (F1), les argilites silteuses rouges et jaunes azoïques (F2).

Les deux faciès de cette association forment une succession de plusieurs mètres d'épaisseur (plus de 20 m). Dans l'ensemble de ces faciès, la lithologie (conglomérats grossiers à matrice argileuse, argiles), la texture (émoussé des galets anguleux à sub-anguleux) et la dynamique impliquée dans ces dépôts (écoulements gravitaires subaériens), indiquent la proximité par rapport à la source d'apport et l'existence d'une pente relativement importante. Ces caractéristiques conduisent à interpréter les faciès de cette association comme formés dans la partie proximale du milieu de cône alluvial.

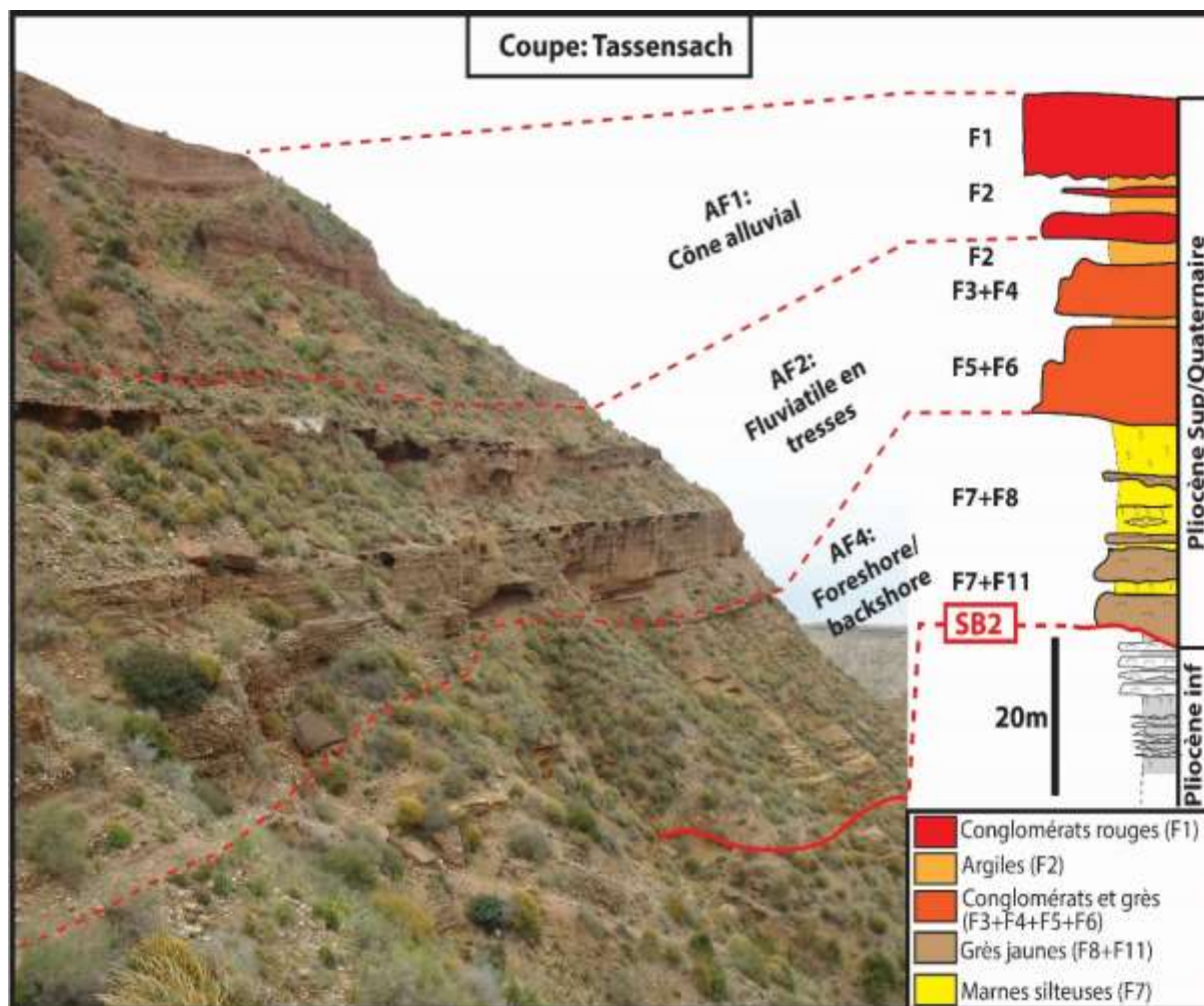


Figure V-10 : Panorama et log synthétique de la partie supérieure de la coupe de **Tassensach**, représentant la succession verticale des trois associations de faciès : **AF1** du milieu de cône alluvial, **AF2** du milieu fluviatile en tresses et **AF4** du milieu marin littoral.

2. Association de faciès **AF2** (F2, F3, F4, F5, F6) : Plaine alluviale à chenaux en tresses

Cette association de faciès est décrite sur les deux coupes étudiées (**Tassensach** et **Imessaouédene**). Elle regroupe les argilites silteuses rouges et jaunes azoïques (**F2**), les chenaux conglomératiques cimentés à bases érosives (**F3**), les faciès gravitaires composés de

conglomérats à matrice argileuse jaune (F4), les conglomérats stratifiés à matrice gréseuse (F5) et les grès grossiers stratifiés (F6).

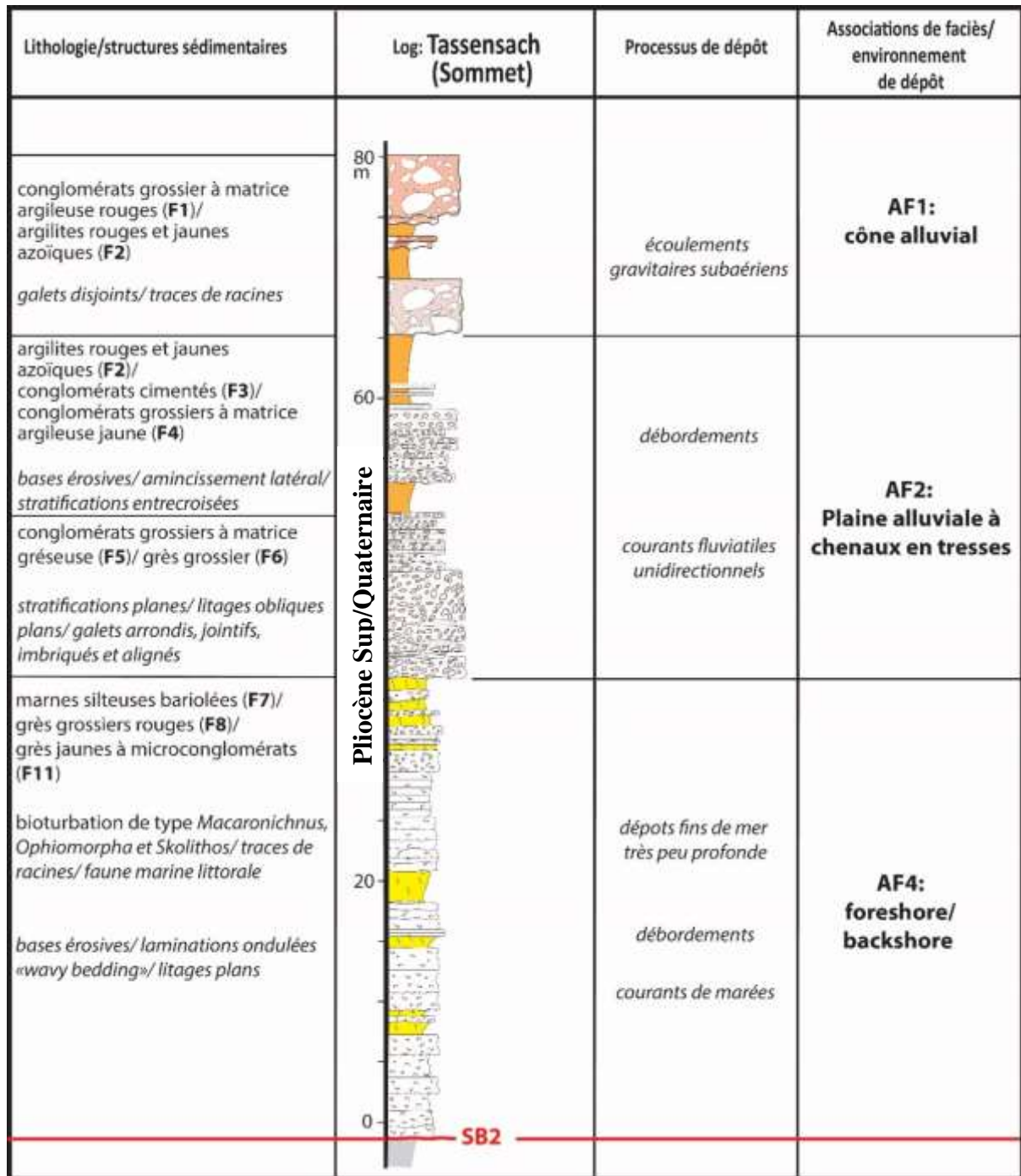


Figure V-11 : log sédimentologique de la partie supérieure de la coupe de Tassensach (au-dessus de la SB2).

Les faciès de cette association forment une succession de plusieurs mètres d'épaisseur (plus de 30 m à Tassensach). Sur la coupe de Tassensach (Fig. V-10, V-11), une succession d'environ 15 m d'épaisseur est constituée par des alternances de niveaux conglomératiques et de grès stratifiés (F5 et F6). Sur ce premier ensemble, repose une succession de 15 m de niveaux

argileux silteux (F2) recoupés par des chenaux érosifs dont le remplissage sédimentaire commence par des conglomérats gravitaires (F4), suivis par des conglomérats cimentés (F3). Les structures sédimentaires observées dans ces dépôts traduisent une dynamique fluviale unidirectionnelle (stratifications entrecroisées, litages plans et obliques plans, granoclassement et imbrication des galets).

Cette association de faciès traduit l'alternance entre des dépôts nécessitant une très faible hydrodynamique (mise en place des argiles) et des dépôts impliquant une hydrodynamique plus forte (grès à litage plan ou obliques, conglomérats stratifiés à galets triés et imbriqués).

L'ensemble des faciès de cette association caractérise des dépôts de remplissage de chenaux et des zones d'inter-chenaux dans un milieu de plaine alluviale à chenaux en tresses.

3. Association de faciès AF3 (F9, F10) : Milieu lagunaire à influence gravitaire

Cette association de faciès décrite sur la coupe d'**Imessaouène**, consiste en des alternances de sédiments fins de lagune (sables fins, silts et argiles bariolées (F9) et de conglomérats grossiers et grès érosifs (F10).

Sur la coupe d'**Imessaouène** (Fig. V-12, V-13), une succession d'une épaisseur d'environ 15 m constituée par des dépôts fins oxydés d'un milieu très peu profond de lagune (F9) dans lesquels sont injectées des lentilles de conglomérats gravitaires et de grès érosifs (F10). Ces derniers traduisent des arrivées épisodiques et rapides de matériaux grossiers pendant les périodes de crues dans la lagune. Les dépôts de cette association se placent entre les faciès marins littoraux de l'association **AF4** et les dépôts de plaine alluviale à chenaux en tresses de l'association **AF2**.

D'après ces arguments, cette association de faciès est interprétée comme représentatif d'un milieu lagunaire influencé par des écoulements gravitaires épisodiques traduisant des périodes de crues.

4. Association de faciès AF4 (F9, F10) : Milieu marin littoral (« Foreshore/Backshore »)

Cette association de faciès est décrite sur les deux coupes étudiées (**Tassensach** et **Imessaouène**). Elle regroupe les marnes silteuses bariolées à bioturbations (F7), les grès

grossiers laminés (**F8**) et les faciès gréseux microconglomératiques très riches en faunes et débris de faunes marines peu profondes (**F11**).

Les faciès de cette association forment une succession marine de plus de 30 mètres d'épaisseur qui repose en discordance sur les dépôts marins du pliocène inférieur, par l'intermédiaire d'une surface d'érosion marine (**SB2**, Fig. V-10, V-12). Cette succession consiste en des dépôts fins oxydés à bioturbations typiques d'un milieu marin côtier (**F7**) dans lesquels s'intercalent des chenaux érosifs très riches en faunes marine littorales attribués à des dépôts de chenaux de marées (**F11**) et des dépôts gréseux laminés de débordements, à débris de faunes marines (**F8**).

La richesse en faune marine (pectinidés, balanes, huitres), la présence et le type de bioturbation (*Ophiomorpha*, *Macaronichnus* et *Skolithos*) et les structures et processus sédimentaires impliqués dans l'ensemble des faciès de cette association (fortes érosions, laminations ondulées, laminations planes, remaniement de faune marine) caractérisent un milieu de dépôts marin littoral, de haute énergie et très influencé par les courants de marées ; ces conditions indiquent un milieu de foreshore/backshore.

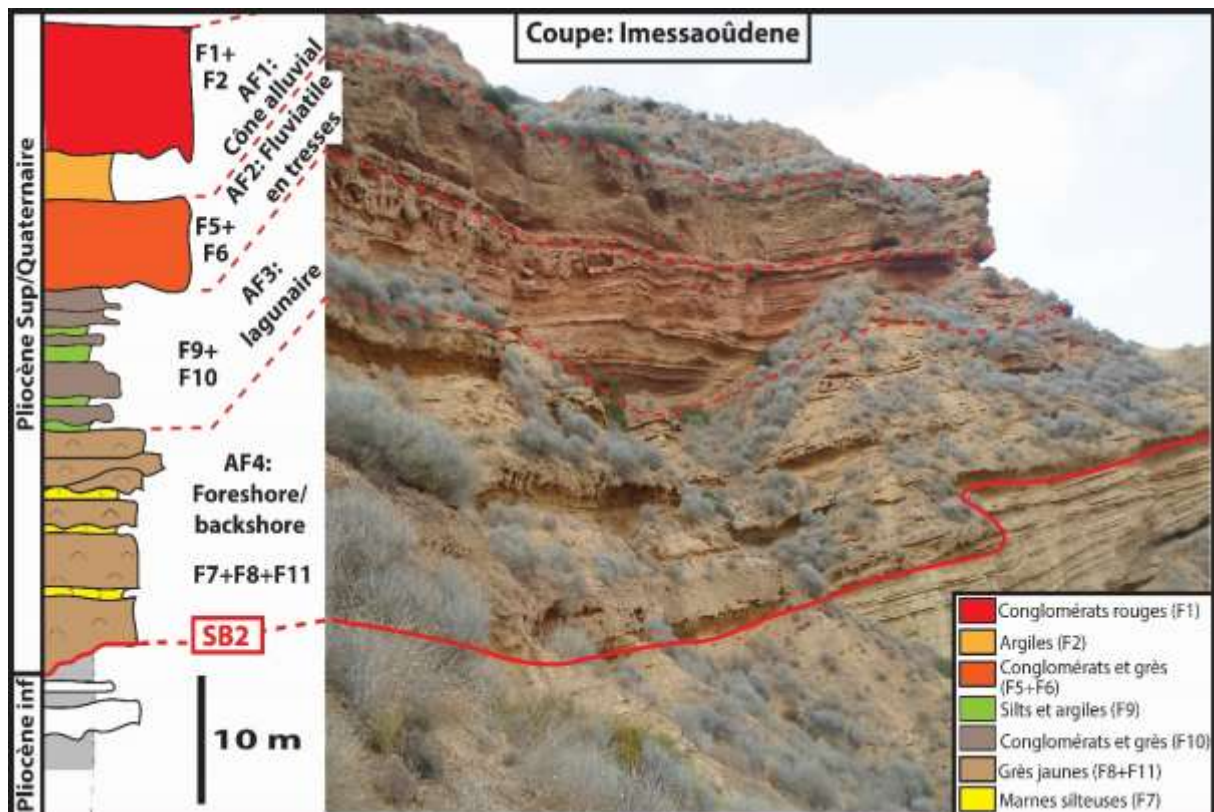


Figure V-12 : Panorama et log synthétique de la partie supérieure de la coupe d'Imessaouédene, représentant la succession verticale des quatre associations de faciès définies : **AF1** du milieu de cône alluvial, **AF2** du milieu fluviatile en tresses, **AF3** du milieu lagunaire et **AF4** du milieu marin littoral.

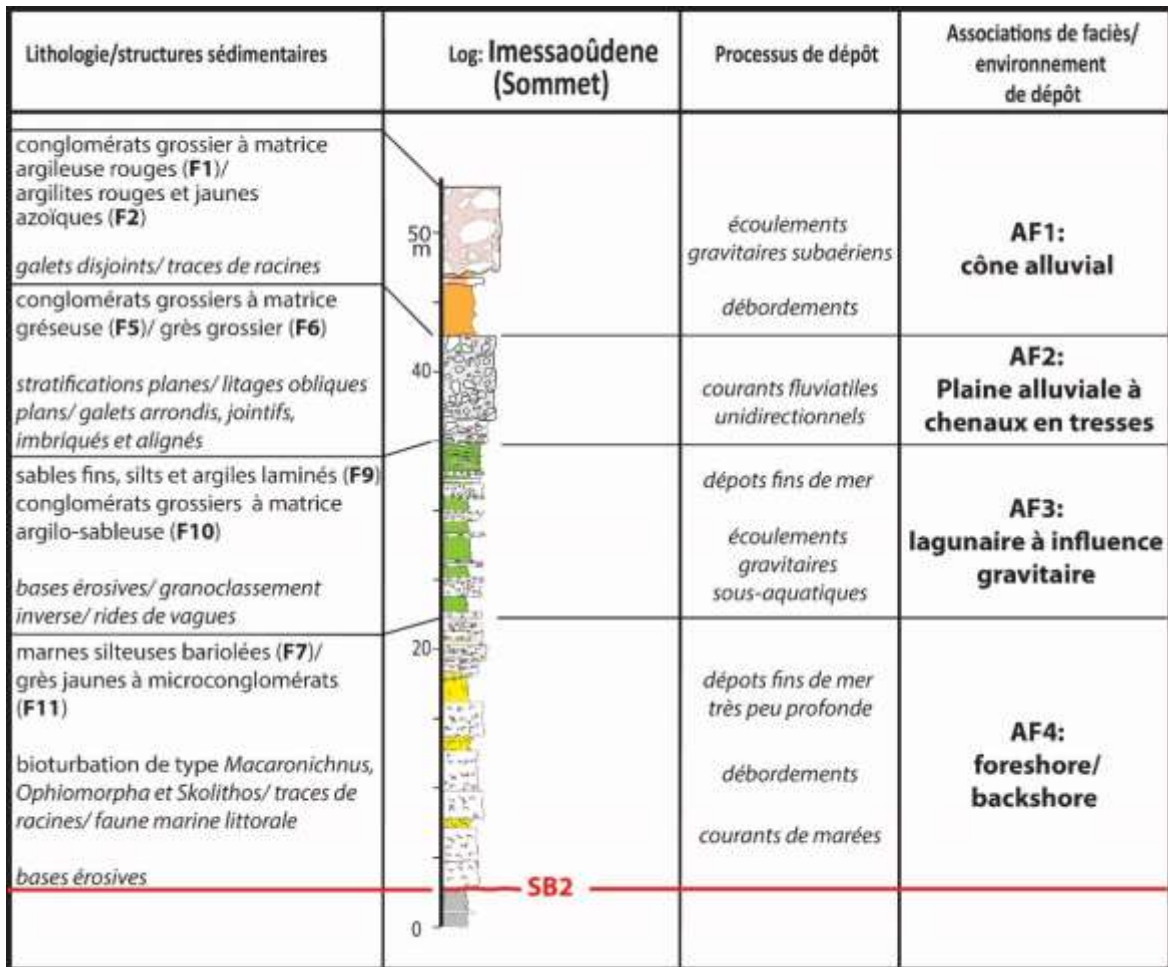


Figure V-13 : log sédimentologique de la partie supérieure de la coupe d'Imessaouđene (au-dessus de la SB2).

IV. ETUDE DE LA PETROGRAPHIE DES FORMATIONS CONGLOMERATIQUES

1. Conglomérats fluviatiles de la coupe de Tassensach (Faciès F5)

Ces conglomérats constituent les premiers dépôts continentaux au-dessus de la surface d'érosion SB2 (Fig. V-10, V-11). Ils correspondent aux dépôts de remplissages de chenaux fluviatiles en tresses (faciès F5, association de faciès AF2).

La nature pétrographique des galets est résumée dans la figure V-14. D'après ces résultats, on remarque la dominance des galets de grès quartzitiques albiens (51%), suivis par les grès jaunes tertiaires (29%) et les calcaires noirs du crétacé supérieur (12%). Des galets de calcschistes néocomiens, de marbres blancs du jurassique et des éléments volcaniques sont présents en faibles quantités (2%).

Les grès quartzitiques, les calcaires noirs, les calcschistes et les marbres blancs sont d'origine de l'unité de Kétama, alors que les grès jaunes peuvent être issues de l'unité de Kétama ou des dépôts du Miocène inférieur syn-nappes qui affleurent actuellement dans le Rif

central (unité Tamsamane sud, Tamda et J. Kouine). Les galets de roches volcaniques viennent vraisemblablement du massif volcanique de Ras Tarf.

La nature pétrographique des galets constituant de ces conglomérats, les processus sédimentaires impliqués dans leurs dépôts (courants fluviaux) indiquent que la source d'apport du matériel détritique est située au Sud et Sud-Ouest du bassin (essentiellement l'unité de Kétama).

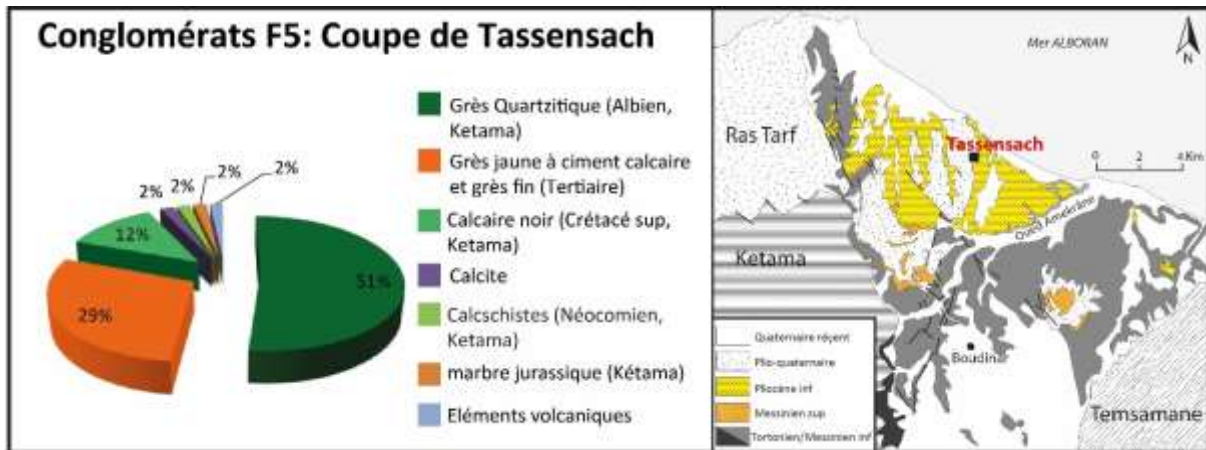


Figure V-14 : nature pétrographique et origine des galets constituant des conglomérats du faciès F5 de la coupe de Tassensach.

2. Conglomérats fluviaux de la coupe de Tassensach (Faciès F3)

Ces conglomérats correspondent aux dépôts de remplissages de chenaux fluviaux en tresses du faciès F3 (association de faciès AF2) situés plus haut dans la série, au-dessus des conglomérats du faciès F5 (Fig. V-10, V-11).

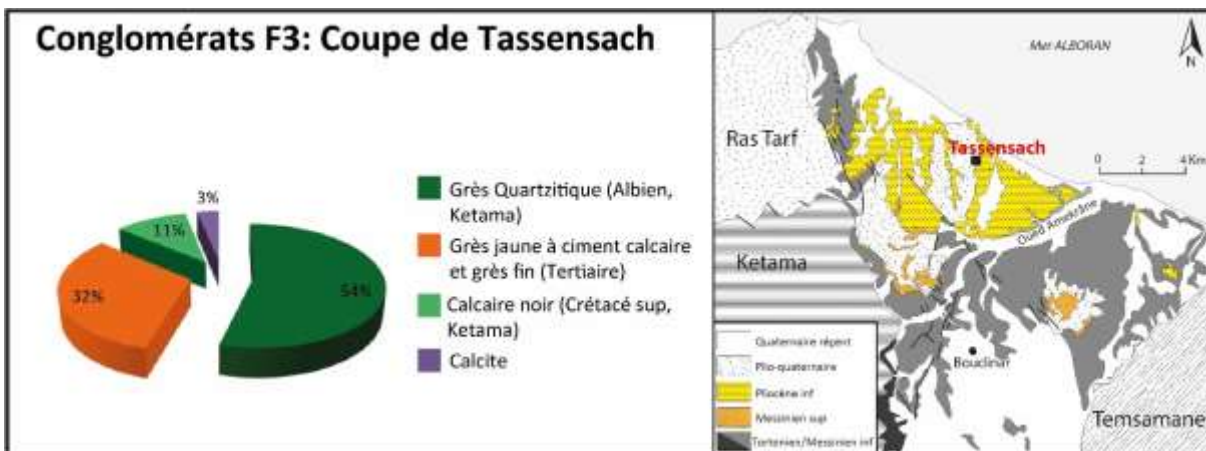


Figure V-15 : nature pétrographique et origine des galets constituant des conglomérats du faciès F3 de la coupe de Tassensach.

La figure V-15 représente la nature pétrographique des galets constituant ces conglomérats. Les résultats obtenus montrent toujours la dominance des galets de grès quartzitiques albiens (54%), suivis par les grès jaunes tertiaires (32%) et les calcaires noirs du crétacé supérieur (11%). On remarque toujours la présence des mêmes faciès identifiés dans le précédent niveau, ce qui indique que la source d'apport ne change pas et qu'elle est toujours située au Sud et Sud-Ouest du bassin (l'unité de Kétama).

3. Conglomérats de cône alluvial du sommet la coupe de Tassensach (Faciès F1)

Ces conglomérats constituent les derniers dépôts dans la série (Fig. V-10, V-11). Ils correspondent aux dépôts gravitaires en milieu de cône alluvial (faciès F1, association de faciès AF2).

La nature pétrographique des galets constituant de ces niveaux est représentée sur la figure V-16. Les résultats montrent la dominance des galets de grès quartzitiques albiens (49%), suivis par les grès jaunes tertiaires (20%) et les calcaires noirs du crétacé supérieur (23%). Des galets de calcschistes néocomiens et des éléments volcaniques sont présents en faibles quantités (2 à 3 %).

On remarque que la composition pétrographique des galets ne change pas par rapport aux niveaux sous-jacents décrits précédemment, ce qui indique que la source d'apport se situe toujours au sud-Ouest et au Sud du bassin.

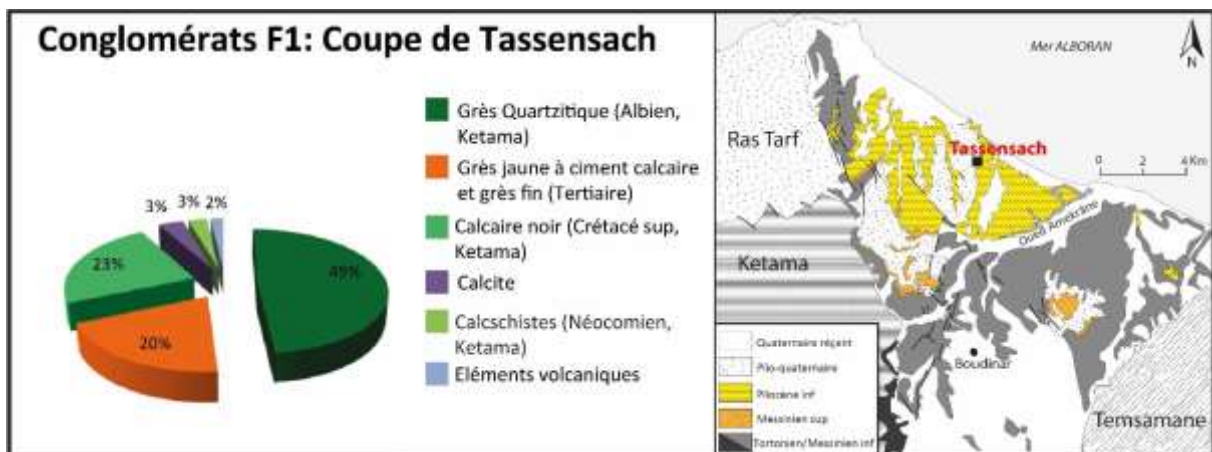


Figure V-16 : nature pétrographique et origine des galets constituant des conglomérats du faciès F1 de la coupe de Tassensach.

4. Conglomérats fluviatiles de la coupe d'Imessaouène (Faciès F3)

Ces conglomérats correspondent aux dépôts de remplissages de chenaux fluviatiles en tresses du faciès **F3** (association de faciès **AF2**) du sommet de la coupe d'Imessaouène (Fig. V-12, V-13).

Les résultats d'analyse pétrographique des galets constituant ces conglomérats sont résumés sur la figure V-17. Les résultats obtenus montrent la dominance des galets de grès quartzitiques albiens (62%), suivis par les calcschistes néocomiens (14%), les grès jaunes tertiaires (13%) et les calcaires noirs du crétacé supérieur (6%). Quelques galets de brèche sédimentaire et siltites jaunes tertiaires ou post-nappes sont également en faibles pourcentages (2%).

Ces résultats sont similaires à ceux obtenus sur la coupe de **Tassensach**, ceci indique que la source d'apports est toujours située au Sud et au Sud-Ouest du bassin.

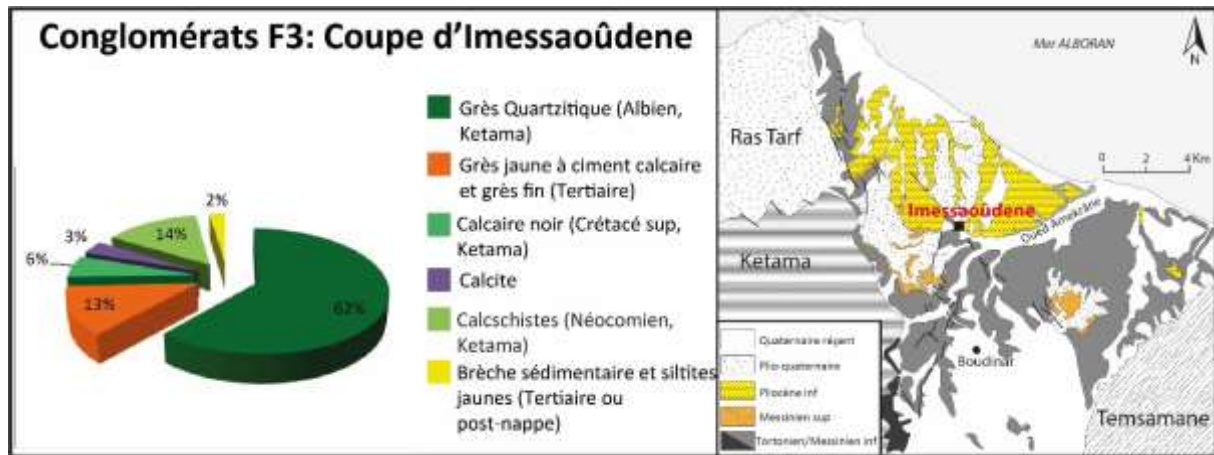


Figure V-17 : nature pétrographique et origine des galets constituant les conglomérats du faciès **F3** de la coupe d'Imessaouène.

V. CONCLUSION

L'analyse sédimentologique des dépôts du Pliocène supérieur et Quaternaire a permis de définir onze faciès, regroupés en quatre associations de faciès caractéristiques de quatre environnements sédimentaires. La succession verticale de ces faciès caractérise un demi-cycle régressif qui commence par des dépôts marins littoraux peu profonds, suivis par des dépôts de milieu lagunaire, puis par des dépôts continentaux de chenaux fluviatiles en tresses et se termine par des dépôts de cône alluvial.

L'étude détaillée de la nature pétrographique et des processus sédimentaires associés aux dépôts des conglomérats du Pliocène supérieur- Quaternaire du bassin de Boudinar nous a permis de déterminer, avec plus de certitude les sources des matériaux détritiques. Ainsi on peut conclure que :

- L'essentiel des matériaux détritiques provient des affleurements du massif métamorphique de Kétama sur les bordures Sud et Sud-Ouest du bassin et des zones lointaines situées dans le Sud-Ouest du bassin, le long de l'accident du Nékor.
- Les éléments volcaniques provenant du massif volcanique de Ras Tarf sont fréquents dans ces dépôts contrairement aux résultats obtenus dans les dépôts du Pliocène inférieur, où les matériaux volcaniques du Ras Tarf sont rares et présents uniquement à la base de la coupe d'**Aït Abdellah**. Ceci indique probablement que le massif volcanique de Ras Tarf affleurerait largement pendant le Pliocène supérieur-Quaternaire.
- On remarque également l'absence dans ces dépôts des galets de serpentines provenant du massif de Beni Malek (*Fig. VI-41*). Ces derniers sont abondants dans les terrasses et dans le lit actuel de l'oued Amekrane, indiquant que ce massif n'est arrivé à l'affleurement que tardivement, pendant le Quaternaire récent.

CONCLUSION GÉNÉRALE ET PERSPECTIVES

Les bassins de Boudinar et d'Arbaa Taourirt situés sur la marge sud de la mer d'Alboran ont fourni de précieuses informations sur l'évolution néogène du domaine d'Alboran, notamment, sur la Crise de salinité messinienne. Des éclaircissements sont apportés sur l'évolution du Couloir Nord Rifain, la géométrie de la surface d'érosion sur la marge sud de la mer d'Alboran, les modalités du réennoisement post-« MSC » et l'organisation et la dynamique des dépôts plio-péistocènes. Ce travail nous a permis de tirer les conclusions suivantes :

(1) Le cadre chronostratigraphique précis défini pour les dépôts miocènes du bassin de Boudinar et de l'Arbaa Taourirt nous a permis de caractériser l'évolution du Couloir Nord Rifain au Miocène supérieur. Ce couloir marin s'est ouvert au Tortonien supérieur, puis il a subi une restriction progressive pendant le Messinien avant sa fermeture totale aux environs de 6.1 Ma. Ce résultat pose la question sur la connectivité entre l'océan Atlantique et la mer Méditerranéenne au cours de la « MSC ».

(2) L'étude détaillée des séries sédimentaires du Messinien supérieur-Pliocène inférieur dans le bassin de Boudinar a fourni de nouvelles informations concernant la Crise de salinité messinienne et le réennoisement post-« MSC » en mer d'Alboran. Nous tirons les conclusions suivantes :

- Le gypse (PLG ?) a été déposé sur la marge méridionale de la mer d'Alboran pendant le Messinien supérieur, mais il a été érodé pendant la « MSC ».
- La « MES » est une surface d'érosion subaérienne majeure à faible relief et 200 m de dépôts miocènes ont été érodé. Elle est considérée comme une surface polygénique, sa géométrie originale n'est préservée que localement et elle a été intensément remaniée pendant la phase de l'énnoisement post-« MSC ».
- Le remplissage sédimentaire du bassin de Boudinar est caractérisé par une grande variété de faciès allant des conditions de dépôts continentales jusqu'à des conditions de mer ouverte. Deux ordres de cycles stratigraphiques (cycles de 3^{ème} et 4^{ème} ordre) ont

été identifiés et corrélés à l'échelle du bassin. 4 modèles de dépôts successifs ont été documentés durant cet interval de temps.

- Le bassin de Boudinar est différent et original par rapport aux autres bassins zancléens de la marge méditerranéenne où des Gilbert deltas sont fréquents. Ici, la remontée du niveau de base est marquée par une régression normale et par le développement des lacs et des complexes de fan-deltas sur les marges du bassin pendant le Messinien supérieur, avant l'inondation marine.
- Le réennoiment marin du bassin apparait plus tard (à 5.3 Ma) avec une surface de transgression ravinante et d'épais dépôts transgressifs reflétant une durée de quelques centaines de milliers d'années. Ces dépôts transgressifs sont en onlap sur tous les dépôts précédents et une surface d'inondation maximale a été trouvée à plusieurs dizaines de mètres au-dessus de la « MES ». Ceci est compatible avec un ennoiment zancléen progressif et non catastrophique, après la chute du niveau de base méditerranéen.

(3) Le sommet des dépôts zancléens dans le bassin de Boudinar est tronqué par une surface d'émersion d'origine tectonique, corrélée avec la discordance zancléenne p3 définie en offshore de Boudinar. Au dessus de cette surface, la succession verticale de ces faciès caractérise un demi-cycle régressif qui commence par des dépôts marins peu profonds, suivis par des dépôts lagunaires, puis par des dépôts continentaux.

Ce travail soulève de nombreuses questions notamment sur la connectivité entre l'Océan Atlantique et la mer Méditerranée au cours de la « MSC ». En effet, les conditions marines pourraient avoir persisté dans le « SAB » pendant la « MSC » et des connections marines épisodiques entre la Méditerranée occidentale et l'Atlantique ont peut-être existé. Ces connections ont pu avoir existé probablement par le Couloir Sud Rifain, le Couloir Bétique ou le détroit de Gibraltar. Ainsi, l'hypothèse que le « SAB » pourrait coorespondre à un bassin intermédiaire pendant la « MSC » requiert des études supplémentaires, basées sur des corrélations onshore-offshore.

D'autre part, la validation du modèle sédimentaire du bassin de Boudinar au Néogène sur la marge sud-Alboran requiert des études détaillées sur les bassins sédimentaires voisins (particulièrement le bassin de Kert et les bassins intramontagneux).

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES**-A-**

- Aguirre, J., Braga, J.C., Jimenez, A.P. and Rivas, P., 1996.** Substrate-related changes in pectinid fossil assemblages. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 126, 291-308.
- Aguirre, J., Sanchez-Almazo, I.M., 2004.** The Messinian post-evaporitic deposits of the Gafares area (Almeria-Nijar basin, SE Spain). A new view of the "Lago-Mare" facies. *Sedimentary Geology* 168, 71–95.
- Aigner, T., 1985.** Storm Depositional Systems: Dynamic Stratigraphy in Modern and Ancient Shallow-Marine Sequences. *Lecture Note in Earth Sciences*. 3, 174 pp. Springer Berlin Heidelberg.
- Aigner, T. and Reineck, H.-E., 1982.** Proximality trends in modern storm sands from the Helgoland Bight (North Sea) and their implications for basin analysis. *Senckenbergiana Marit.*, 14, 183-215.
- Aitken, J.F. & Flint, S.S., 1995.** The application of high-resolution sequence stratigraphy to fluvial systems: a case study from the Upper Carboniferous Breathitt Group eastern Kentucky, USA. *Sedimentology*, 42, 3-30.
- Aït Brahim, L., 1985.** Migration des aires de subsidence maximum et réorientation de la direction du champ de contraintes dans les bassins néogènes du Maroc septentrional. *Bulletin de l'Institut Scientifique, Rabat* 9, 89–96.
- Aït Brahim, L., 1991.** Tectoniques et états de contrainte récents du Maroc Nord. Résultats de la cinématique des plaques Afrique-Europe et du bloc d'Alboran. *Thesis, Université Mohammed V, Fac. Sci. Rabat*, 252.
- Aït Brahim, L., Chotin, P., Hinaj, S., Abdelouafi, A., El Adraoui, A., Nakcha, C., Dhont, D., Charroud, M., Sossey Aloui, F., Amrhar, M., Bouaza, A., Tabyaoui, H. & Chaouni, A., 2002.** Paleostress evolution in the Moroccan African margin from Triassic to Present. *Tectonophysics* 357 : 187-205.
- Aït Brahim, L. & Chotin, P., 1984.** Mise en évidence d'un changement de direction de compression dans l'avant-pays rifain (Maroc) au cours du Tertiaire et du Quaternaire. *Bulletin de la Société Géologique de France* 7, 26, 681-691.
- Aït Brahim, L. & Chotin, P., 1989.** Genèse et déformation des bassins néogènes du Rif central (Maroc) au cours du rapprochement Europe-Afrique. *Geodinamica Acta* 3, 295-304.
- Allen, P.A., 1985.** Hummocky cross-stratification is not produced purely under progressive gravity waves: *Nature*, 313, 562–564.
- Allen, J.R.L., 1993.** Sedimentary structures: Sorby and the last decade: *Journal of the Geological Society of London*, 150, 417–425.
- Allen, P.A. and Underhill, J.R., 1989.** Swalley cross-stratification produced by unidirectional flows, Bencliff Grit (Upper Jurassic), Dorset, UK. *Journal of the Geological Society*, 146, 241- 252.
- Allerton, S., Lonergan, L., Platt, J.P., Platzman, E.S., McClelland, E., 1993.** Palaeomagnetic rotations in the eastern Betic Cordillera, southern Spain. *Earth Planet. Sci. Lett.* 119, 225–241.
- Andrieux J., 1971.** La structure du Rif central, *Notes Serv. Géol. Maroc*, 235, 1–155.
- Andrieux, J., Fontbote, J.M., and Mattaeur, M., 1971.** Sur un modèle explicatif de l'arc de Gibraltar. *Earth and Planetary Science Letters*, 12, 191-198.
- Arnott, R.W.C., 1992.** Ripple cross-stratification in swaley cross-stratified sandstones of the Chungo Member, Mount Yamnuska, Alberta : *Canadian Journal of Earth Sciences*, 29, 1802–1805.
- Arnott, R.W.C., and Southard, J.B., 1990.** Exploratory flow-duct experiments on combined-flow bed configurations, and some implications for interpreting storm-event stratification : *Journal of Sedimentary Petrology*, 60, 211–219.
- Auzende, J.M., Rehault, J.P., Pastouret, L., Szep, B., and Olivet, J.L., 1975.** Les bassins sédimentaires de la mer d'Alboran. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 17, 571-580.
- Azdimoussa, A., Bourgois, J., 1993.** Les communications entre l'Atlantique et la Méditerranée par le couloir sud-rifain du Tortonien à l'Actuel : stratigraphie séquentielle des bassins néogènes de la région du cap des Trois Fourches (Rif Oriental, Maroc). *J. Afr. Earth. Sci.* 17, 975-980.
- Azdimoussa, A., Bourgois, J., Poupeau, G., and Montigny, R., 1998.** Histoire thermique du massif de Kétama (Maroc) : sa place en Afrique du Nord et dans les Cordillères bétiques. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science*, 326, 847-853.
- Azdimoussa, A., Poupeau, G., Rezqi, H., Asebry, L., Bourgois, J. and Ait Brahim, L., 2006.** Géodynamique des bordures méridionales de la mer d'Alboran ; application de la stratigraphie séquentielle dans le bassin néogène de Boudinar (Rif oriental, Maroc). *Bulletin de l'Institut Scientifique, Rabat* 28, 9–18.
- Azdimoussa, A., Jabaloy, A., Asebriy, L., Booth-Rea, G., Gonzalez-Lodeiro, F., Bourgois, J., 2007.** Lithostratigraphy and Structure of the Tamsamani Unit (Eastern External Rif, Morocco). *Rev. la Soc. Geológica España* 20, 187–200.
- Azdimoussa, A., Jabaloy, A., Asebriy, L., Booth-Rea, G., Bourgois, J., Rezqui, H., Aït Brahim, L., 2011.** Rif oriental, in : Michard A., Saddiqi O., Chalouan A., Rjimati E., Mouttaqi A. (Eds), *Nouveaux Guides*

géologiques et miniers du Maroc / New Geological and Mining Guidebooks of Morocco. Notes et Mémoires du Service géologique du Maroc, 2011, n°s 556-564, pp. 91–118.

-B-

- Bache, F., 2008.** Evolution Oligo Miocène des marges du micro océan Liguro-Provençal. PhD Thesis, Université de Bretagne Occidentale, Brest, 328 pp.
- Bache, F., Popescu, S.M., Rabineau, M., Gorini, C., Suc, J.P., Clauzon, G., Olivet, J.L., Rubino, J.L., Melinte-Dobrinescu, M.C., Estrada, F., Londeix, L., Armijo, R., Meyer, B., Jolivet, L., Jouannic, G., Leroux, E., Aslanian, D., Dos Reis, A.T., Mocochain, L., Dumurdžanov, N., Zagorchev, I., Lesić, V., Tomić, D., Namik Çağatay, N., Brun, J.-P., Sokoutis, D., Csato, I., Uçarkus, G., and Çakir, Z., 2012.** A two-step process for the reflooding of the Mediterranean after the Messinian Salinity Crisis. *Basin Research*, 24, 125-153.
- Balanyá, J.C., García-Dueñas, V., Azañón, J.M., 1997.** Alternating contractional and extensional events in the Alpujarride nappes of the Alboran Domain (Betics, Gibraltar Arc). *Tectonics* 16, 226–238.
- Banda, E., Ansonge, J., Boloix, M., Córdoba, D., 1980.** Structure of the crust and upper mantle beneath the Balearic Islands (Western Mediterranean). *Earth Planet. Sci. Lett.* 49, 219–230.
- Barber, P.M., 1981.** Messinian subaerial erosion of the Proto-Nile delta. *Marine Geology*, 44, 253-272.
- Barbieri, R. & Ori, G.G., 2000.** Neogene palaeoenvironmental evolution in the Atlantic side of the Rifian Corridor (Morocco). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 163, 1-31.
- Barhoun, N., Wernli, R., 1999.** Biostratigraphie du Mio-Pliocène du bassin de Boudinar par les foraminifères planctoniques (Rif nord-oriental, Maroc). *Revue de Paléobiologie* 18, 491–508.
- Basan, P.B., 1978.** Trace fossil Concepts, *Society of Economic Palaeontologists and Mineralogists*, Short Course 5, 181 pp.
- Beaudouin, C., Suc, J.-P., Cambon, G., Touzani, A., Giresse, P., Pont, D., Aloïsi, J.-C., Marsset, T., Cochonat, P., Duzer, D., Ferrier, J., 2005.** Present-day rhythmic deposition in the Grand Rhone Prodelta (NW Mediterranean) according to high-resolution pollen analyses. *Journal of Coastal Research* 21, 292-306.
- Beaudouin, C., Suc, J.-P., Escarguel, G., Arnaud, M., Charmasson, S., 2007.** The significance of pollen signal in present-day marine terrigenous sediments: The example of the Gulf of Lions (western Mediterranean Sea). *Geobios* 40, 159-172.
- Ben Moussa A., 1991.** Les Bivalves néogènes des secteurs occidental et oriental du Maroc septentrional. Biostratigraphie, paléobiogéographie et paléocéologie. Thèse Doct. Etat., Univ. Lyon 1, 295.
- Ben Moussa, A., 1994.** Les Bivalves néogènes des secteurs occidental et oriental du Maroc septentrional (Façade Atlantique et méditerranéenne). Biostratigraphie, paléobiogéographie et paléocéologie. Documents des Laboratoires de Géologie de Lyon 132 (281 pp.).
- Benson, R.H., Rakic-El Bied, K., Bonaduce, G., 1991.** An important current reversal (influx) in the Rifian corridor (Morocco) at the Tortonian–Messinian Boundary: the end of Tethys Ocean. *Paleoceanography* 6 (1), 165–192.
- Ben Yaïch, A., Duée, G., Souquet, P., & Fondécave-Wallez, M.-J., 1989.** Les Grès de Zoumi : dépôts turbiditiques d'une avant-fosse miocène (Burdigalien- Serravallien) dans le Rif occidental (Maroc). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences (Paris)* 2, 309, 1819-1825.
- Ben Yaïch A., 1991.** Evolution tectono-sédimentaire du Rif externe centre-occidental (régions de M'Sila et Ouezzane, Maroc) : la marge africaine du Jurassique au Crétacé ; les bassins néogènes d'avant-fosse Thèse Doct. Etat, Univ. Pau et Pays de l'Adour, 308p.
- Berggren, W.A., Kent, D.V., Swisher, C.C.I., Aubry, M.-P., 1995.** A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. In: *Geochronology, Time Scales and Global Stratigraphic Correlation* (Eds W.A. Berggren, D.V. Kent, M.-P. Aubry and J. Hardenbol), SEPM Special Publication, 129–212.
- Bernini, M., Boccaletti, M., Gelati, R., Moratti, G., Papani, P. & El Mokhtari, J., 1999.** Tectonics and sedimentation in the Taza-Guercif Basin, northern Morocco: implications for the Neogene evolution of the Rif-Middle Atlas orogenic system. *Journal of Petroleum Geology* 22, 115-128.
- Bertoni, C., Cartwright, J., 2007.** Major erosion at the end of the Messinian Salinity Crisis: evidence from the Levant Basin, Eastern Mediterranean. *Basin Research* 19, 1–18.
- Betzler, C., Braga, J.C., Martín, J.M., Sanchez-Almazo, I.M., Lindhorst, S., 2006.** Closure of a seaway: stratigraphic record and facies (Guadix Basin, Southern Spain). *Int. J. Earth Sci.* 95 (5), 903–910.
- Bezada, M.J., Humphreys, E.D., 2012.** Contrasting rupture processes during the April 11, 2010 deep-focus earthquake beneath Granada, Spain. *Earth Planet. Sci. Lett.* 353-354, 38–46.
- Bezada, M.J., Humphreys, E.D., Toomey, D.R., Harnafi, M., Dávila, J.M., Gallart, J., 2013.** Evidence for slab rollback in westernmost Mediterranean from improved upper mantle imaging. *Earth Planet. Sci. Lett.* 368, 51–60.
- Billi, A., Faccenna, C., Bellier, O., Minelli, L., Neri, G., Piromallo, C., Presti, D., Scrocca, D., and Serpelloni, E., 2011.** Recent tectonic reorganization of the Nubia-Eurasia convergent boundary heading for the closure of the western Mediterranean. *Bulletin De La Société Géologique De France*, 182(4), 279-303.

- Bird, P., 2003.** An updated digital model of plate boundaries. *Geochemistry, Geophys. Geosystems* 4.
- Blakey, R. C., Gubitosa, R., 1984.** Controls of sandstone body geometry and architecture in the Chinle Formation (Upper Triassic), Colorado Plateau. *Sedimentary Geology*, 38(1-4), 51-86.
- Blanc, P.L., 2002.** The opening of the Pilo-Quaternary Gibraltar Strait: assessing the size of a cataclysm. *Geodinamica Acta*, 15, 303-317.
- Bokelmann, G., Maufray, E., Buontempo, L., Morales, J., Barruol, G., 2011.** Testing oceanic subduction and convective removal models for the Gibraltar arc: Seismological constraints from dispersion and anisotropy. *Tectonophysics* 502, 28–37.
- Booth-Rea, G., Ranero, C.R., Martínez-Martínez, J.M., and Grevenmeyer, I., 2007.** Crustal types and tertiary tectonic evolution of the Alboran sea, western Mediterranean *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 8, doi :10.1029/2007GC001639.
- Boni, A., Boni, P., Peloso, G.F., Gervasoni, S., 1985.** Nuove osservazioni e considerazioni sullembi pliocenici dal confine distato a Capo Sant'Ampelio (Alpi Marittime). *Atti dell'Istituto geologico dell'Università di Pavia*, 30, 246–309.
- Bonnin, M., Nolet, G., Villasenor, A., Gallart, J., Thomas, C., 2014.** Multiple-frequency tomography of the upper mantle beneath the African/Iberian collision zone. *Geophys. J. Int.* 198, 1458–1473.
- Bourgeois, J., 1977.** D'une étape géodynamique majeure dans la genèse de l'arc de Gibraltar. *Bull. la Société Géologique Fr.* 19, 1115–1119.
- Bourillot, R., Vennin, E., Rouchy, J.M., Durllet, C., Rommevaux, V., Kolodka, C., Knap, F., 2010.** Structure and evolution of a Messinian mixed carbonate-siliciclastic platform: the role of evaporites (Sorbas Basin, South-east Spain). *Sedimentology* 57, 477–512.
- Braga, J.C., Martín, J.M., Wood, J.L., 2001.** Submarine lobes and feeder channels of redeposited, temperate carbonate and mixed siliciclastic-carbonate platform deposits (Vera Basin, Almería, southern Spain). *Sedimentology* 48, 99–116.
- Braga, J.C., Martín, J.M., Riding, R., Aguirre, J., Sanchez-Almazo, I.M., Dinares-Turell, J., 2006a.** Testing models for the Messinian salinity crisis: The Messinian record in Almería, SE Spain. *Sedimentary Geology* 188–189, 131–154.
- Braga, J.C., Martín, J.M., Betzler, C., Aguirre, J., 2006b.** Models of temperate carbonate deposition in Neogene basins in SE Spain : a synthesis. In : Pedley, H.M., Carannante, G. (Eds.), *Cool-Water Carbonates : Depositional Systems and Palaeoenvironmental Controls*. Geological Society, London, Special Publication, 255, 121–135.
- Breda, A., Mellere, D., Massari, F., 2007.** Facies and processes in a Gilbert-delta-filled incised valley (Pliocene of Ventimiglia, NW Italy). *Sedimentary Geology*, 200, 31-55.
- Breda, A., Mellere, D., Massari, F. and Asioli, A., 2009.** Vertically stacked Gilbert-type fan deltas of Ventimiglia (NW Italy): the Pliocene record of an overfilled Messinian incised valley. *Sedimentary Geology*, 219, 58–76.
- Brenchley, P.J., Pickerill, R.K. and Strombert, S.G., 1993.** The role of wave reworking on the architecture of storm sandstone facies, Bell Island Group (Lower Ordovician), eastern Newfoundland. *Sedimentology*, 40, 359–382.
- Bridge, J. and Demicco, R., 2008.** *Earth Surface Processes, Landforms and Sediment Deposits*. Cambridge University Press, Cambridge, 815 pp.
- Bromley, R.G., 1996:** *Trace Fossils. Biology, Taphonomy and applications*. Chapman & Hall, 2nd edition, London, 361 pp.
- Brown, L.F. Jr. and Fisher, W.L., 1977.** Seismic stratigraphic interpretation of depositional systems: examples from Brazilian rift and pull-apart basins. In: *Seismic Stratigraphy Applications to Hydrocarbon Exploration* (Ed. C.E. Payton) *Association of Petroleum Geologists Memoir*, 26, 213-248.
- Buatois, L.A. and Mangano, M.G., 2011.** *Ichnology: Organism-Substrate Interactions in Space and Time*. Cambridge University Press, Cambridge, 358 pp.
- Buatois, L.A., Santiago, N., Herrera, M., Plink-bjorklund, P., Steel, R., Espin, M. and Parra, K., 2012.** Sedimentological and ichnological signatures of changes in wave, river and tidal influence along a Neogene tropical deltaic shoreline. *Sedimentology*, 59, 1568-1612.
- Bufo, E., Bezzeghoud, M., Udías, A., and Pro, C., 2004.** Seismic Sources on the Iberia-African Plate Boundary and their Tectonic Implications. *Pure and Applied Geophysics*, 161(3), 623-646.
- Bufo, E., and Udías, A., 2010.** Azores-Tunisia, A Tectonically Complex Plate Boundary. In: Dmowska, R., (Ed), *Advances in Geophysics*, Elsevier, 139-182.
- Buitrago-Reina, Y.M., Flores, J.-A., Sierro, F.J., 2010.** Calcareous nannofossils Upper Miocene biostratigraphy and biochronology at western equatorial Atlantic (ODP Site 999). *Revue de Micropaléontologie* 42, 301–319.
- Bullimore, S.A, Helland-Hansen, W., Henriksen, S. and Steel, R.J., 2008.** Shoreline trajectory and its impact on coastal depositional environments; an example from Upper Cretaceous Mesaverde Group,

- northwestern Colorado, U.S.A. In: *Recent advances in models of siliciclastic shallow-marine stratigraphy* (Eds G. Hampton et al) *SEPM Spec. Publ.*, 90, 209-236.
- Butler, R.W.H., Lickorish, W.H., Grasso, M., Pedley, H.M. and Ramberti, L., 1995.** Tectonics and sequence stratigraphy in Messinian basins, Sicily: constraints on the initiation and termination of the Mediterranean salinity crisis. *Geological Society of America Bulletin*, 107, 425-439.
- C-
- Calvert, A., Sandvol, E., Seber, D., Barazangi, M., Roecker, S., Mourabit, T., Vidal, F., Alguacil, G., Jabour, N., 2000.** Geodynamic evolution of the lithosphere and upper mantle beneath the Alboran region of the western Mediterranean: Constraints from travel time tomography. *J. Geophys. Res.* 105, 10871–10878.
- Calvo, M., Alda, F., Oliverio, M., Templado, J., Machordom, A., 2015.** Surviving the Messinian Salinity Crisis? Divergence patterns in the genus *Dendropoma* (Gastropoda: Vermetidae) in the Mediterranean Sea. *Molecular Phylogenetics and Evolution* <http://dx.doi.org/10.1016/j.ympev.2015.05.004>.
- Campillo, A.C., Maldonado, A., and Mauffret, A., 1992.** Stratigraphic and tectonic evolution of the western Alboran Sea: Late Miocene to recent. *Geo-Marine Letters*, 12, 165-172.
- Caracuel, J.E., Soria, J.M., Yébenes, A., 2004.** Early Pliocene transgressive coastal lags (Bajo Segura Basin Spain): a marker of the flooding after the Messinian salinity crisis. *Sedimentary Geology* 169, 121–128.
- Caracuel, J.E., Corbi, H., Gianetti, A., Monaco, P., Soria, J.M., Tent-Manclus, J.E. and Yébenes, A., 2011.** Paleoenvironmental changes during the late Miocene (Messinian)– Pliocene transition (Bajo Segura Basin, southeastern Spain): sedimentological and ichnological evidence. *Palaios* 26, 754–766.
- Carminati, E., Wortel, M.J.R., Meijer, P., Sabadini, R., 1998a.** The two-stage opening of the western–central Mediterranean basins: a forward modeling test to a new evolutionary model. *Earth Planet. Sci. Lett.* 160, 667–679.
- Carminati, E., Wortel, M.J.R., Spakman, W., Sabadini, R., 1998b.** The role of slab detachment processes in the opening of the western – central Mediterranean basins: some geological and geophysical evidence. *Earth Planet. Sci. Lett.* 160, 651–665.
- Carnevale, G., Caput, D. and Lantini, W., 2006.** Late miocene fish otoliths from the Colombacci Formation (Northern Apennines, Italy): Implications for the Messinian 'Lagomare' event? *Geological Journal*, 41, 537-555.
- Carnevale, G., Longinelli, A., Caputo, D., Barbieri, M., Landini, W., 2008.** Did the Mediterranean marine reflooding precede the Mio-Pliocene boundary? Paleontological and geochemical evidence from upper Messinian sequences of Tuscany, Italy. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 257, 81–105.
- Catuneanu, O., 1996.** *Reciprocal architecture of Bearpaw and post-Bearpaw sequences, Late Cretaceous-Early Tertiary, Western Canada Basin*. Ph.D. Thesis, University of Toronto, 301 pp.
- Catuneanu, O., Hancox, P. J., Cairncross, B., Rubidge, B. S., 2002.** Foredeep submarine fans and forebulge deltas : orogenic off-loading in the underfilled Karoo Basin. *Journal of African Earth Sciences* 33, 489–502.
- Catuneanu, O., 2006.** *Principles of Sequence Stratigraphy*. Elsevier. 386 pp.
- Cavazza, W. and DeCelles, P. G. (1998)** Upper Messinian siliciclastic rocks in southeastern Calabria (southern Italy): palaeotectonic and eustatic implications for the evolution of the central Mediterranean region. *Tectonophysics*, 298, 223-241.
- Chalouan, A., Michard, A., 1990.** The Ghomarides nappes, Rif coastal range, Morocco: A variscan chip in the Alpine belt. *Tectonics* 9, 1565–1583.
- Chalouan, A., Saji, R., Michard, A., and Bally, A.W., 1997.** Neogene tectonic evolution of the southwestern Alboran basin as inferred from seismic data off Morocco. *AAPG Bulletin-American Association of Petroleum Geologists*, 81, 1161-1184.
- Chalouan, A., Michard, A., El Kadiri, K., Negro, F., Frizon de Lamotte, D., Soto, J.L., Saddiqi, O., 2008.** The Rif Belt. In: Michard, A. (Ed.), *Continental evolution: the geology of Morocco Stratigraphy and Tectonics of the Africa–Atlantic–Mediterranean Triple Junction*. Lectures and Notes in Earth Sciences 116. Springer, pp. 203–302.
- Cheel, R.J., and Leckie, D.A., 1993.** *Hummocky crossstratification: Sedimentology Review*: Oxford, U.K., Blackwell Scientific Publications, 103–122.
- Choubert, G., Faure-Muret, A., Hilali, E.A., Houzay, J.P., 1984.** Carte géologique du Rif au 1/50.000, feuille Boudinar. *Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc*, 299.
- Chumakov, I.S., 1973.** Pliocene and Pleistocene deposits of the Nile Valley in Nubia and Upper Egypt. In: Ryan, W.B.F., Hsü, K. et al. (Eds), *Initial Reports of Deep Sea Drilling Project*, 13, 1242-1243.
- CIESM, Anton, J., Çağatay, M.N., De Lange, G., Flecker, R., Gaullier, V., Gunde-Cimerman, N., Hubscher, C., Krijgsman, W., Lambregts, P., Lofi, J., Lugli, S., Manzi, V., McGenity, T.J., Roveri, M., Sierro, F.J., Suc, J.-P., 2008.** Executive summary. In: *the Messinian Salinity Crisis from mega-deposits to microbiology — a consensus report* (Ed F. Briand). CIESM Workshop Monographs 33, 7–28.

- Cifelli, F., Mattei, M., Porreca, M., 2008.** New paleomagnetic data from Oligocene–upper Miocene sediments in the Rif chain (northern Morocco): Insights on the Neogene tectonic evolution of the Gibraltar arc. *J. Geophys. Res.* 113.
- Clauzon, G., 1973.** The eustatic hypothesis and the Pre-Pliocene cutting of the Rhone Valley. In: Ryan, W.B.F., Hsü, K.J. (Eds.), *Initial Reports of the Deep sea Drilling Project XIII*. US Govt. Printing Office, Washington, DC, pp. 1251–1256.
- Clauzon, G., 1974.** L'hypothèse eustatique et le creusement prépliocène de la vallée du Rhône. *Annales de Géographie*, 83, 129-140.
- Clauzon, G., 1978.** The Messinian Var canyon (Provence, southern France) Paleogeographic implications. *Marine Geology*, 27, 231-246.
- Clauzon, G., 1982.** Le canyon messinien du Rhône : une preuve décisive du "dessicated deep basin model" (Hsü, Cita et Ryan, 1973). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 24, 597-610.
- Clauzon, G. & Rubino, J.L., 1992.** Les Gilbert-deltas pliocènes du Golfe du Lion et de Ligurie : des constructions sédimentaires originales consécutives à la Crise de salinité messinienne. Livret guide de l'excursion ASF, 127 pp.
- Clauzon, G., Rubino, J.L. and Savoye, B., 1995.** Marine Pliocene Gilbert-type fan deltas along the French Mediterranean coast. A Typical Infill Feature of Preexisting Subaerial Messinian Canyons In: *IAS Regional Meeting of Sedimentology*. Field trip Guide Book. Publication A.S.F., 23, 145-222.
- Clauzon, G., Suc, J.-P., Gautier, F., Berger, A. and Loutre, M.F., 1996.** Alternate interpretation of the Messinian salinity crisis: Controversy resolved? *Geology*, 24, 363-366.
- Clauzon, G., Suc, J.-P., Popescu, S.-M., Marunteanu, M., Rubino, J.-L., Mariscu, F. and Melinte-Dobrinescu, M.C., 2005.** Influence of Mediterranean Sea-level changes on the Dacic Basin (Eastern Paratethys) during the late Neogene: the Mediterranean Lago Mare facies deciphered. *Basin Research*, 17, 437-462.
- Clauzon, G., Suc, J.-P., Do Couto, D., Jouannic, G., Melinte-Dobrinescu, M.C., Jolivet, L., Quillévéré, F., Lebrét, N., Mocochain, L., Popescu, S.-M., Martinell, J., Domenech, R., Rubino, J.-L., Gumiaux, C., Warny, S., Bellas, S.M., Gorini, C., Bache, F., Rabineau, M., Estrada, F., 2015a.** New insights on the Sorbas Basin (SE Spain): the onshore reference of the Messinian Salinity Crisis. *Marine and Petroleum Geology* 66, 71–100.
- Clauzon, G., Suc, J.-P., Do Couto, D., Jouannic, G., Melinte-Dobrinescu, M.C., Jolivet, L., Quillevere, F., Lebrét, N., Mocochain, L., Popescu, S.-M., Martinell, J., Domenech, R., Rubino, J.-L., Gumiaux, C., Warny S., Bellas, S.M., Gorini, C., Bache F., Rabineau, M. and Estrada, F., 2015b.** The Roussillon Basin (S. France): A case-study to distinguish local and regional events between 6 and 3 Ma. *Marine and Petroleum Geology*, 66, 18-40.
- Coe, A.L., 2003.** *The sedimentary record of Sea-Level changes*. Cambridge University Press, New York, 288 pp.
- Colella, A., 1988.** Pleistocene-Holocene fan deltas and braid deltas in the Crati Basin. Southern Italy: a consequence of varying tectonic conditions. In: *Fan Deltas: Sedimentology and Tectonic Settings* (Eds W. Nemeč and R.J. Steel), Blackie and Son, London, 50-74.
- Comas, M.C., García-Dueñas, V., and Jurado, M.J., 1992.** Neogene Tectonic Evolution of the Alboran Sea from MCS Data. *Geo-Marine Letters*, 12, 157-164.
- Comas, M.C., Dañobeitia, J.J., Alvarez-Marrón, J., and Soto, J.I., 1997.** Crustal reflections and structure in the Alboran Basin: Preliminary of the ESCI-Alboran survey. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 8, 529-542.
- Comas, M.C., Platt, J.P., Soto, J.I. and Watts, A.B., 1999.** The origin and tectonic history of the Alboran basin: insights from leg 161 results. In: Zahn, R., Comas, M.C., and Klaus, A. (Eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, v.161, p.555-580.
- Corliss, B.H., 1985.** Microhabitats of benthic foraminifera within deep-sea sediments. *Nature* 314, 435–438.
- Corliss, B.H., Emerson, S., 1990.** Distribution of Rose Bengal stained deep-sea benthic foraminifera from the Nova Scotian continental margin and Gulf of Maine. *Deep-Sea Research* 37, 381–400.
- Corliss, B.H., 1991.** Morphology and microhabitat preferences of benthic foraminifera from the northwest Atlantic Ocean. *Marine Micropaleontology* 17, 195–236.
- Cornée, J.-J., Roger, S., Münch, P., Saint Martin, J.-P., Féraud, G., Conesa, G. & Pestrea-Saint Martin, S., 2002.** Messinian events: new constraints from sedimentological investigations and new ⁴⁰Ar/³⁹Ar ages in the Melilla- Nador Basin (Morocco). *Sedimentary Geology* 151, 127-147.
- Cornée, J.J., Saint Martín, J.P., Conesa G., Münch, P., André, J.P., Saint Martín, S., Roger, S., 2004.** Correlations and sequence stratigraphic model for Messinian carbonate platforms of the western and central Mediterranean. *Int J Earth Sci* 93, 621–633.
- Cornée, J.-J., Ferrandini, M., SaintMartin, J.-P., Munch, P.H., Moullade, M., Ribaud-Laurenti, A., Roger, S., Saint Martin, S., Ferrandini, J., 2006.** The late Messinian erosional surface and the subsequent reflooding in the Mediterranean: new insights from the Melilla–Nador basin (Morocco). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 230, 129–154.

- Cornée, J.J., Munch, P., Melinte-Drobinescu, M.C., Ben Moussa, A., Quillévéré, F., Drinia, H., Azdimousa, A., Ouazani-Touhami, A., Merzeraud, G., Fauquette, S., Corsini, M., Moissette, P., Feddi, N., 2014. The Early Pliocene reflooding in the Western Mediterranean: New insights from the rias of the Internal Rif, Morocco. *Comptes Rendus Geosci.* 1–9.
- Cornée, J.J., Münch, P., Achalhi, M., Merzeraud, G., Azdimousa, A., Quillévéré, F., Melinte-Dobrinescu, M., Chaix, C., Ben Moussa, A., Lofi, J., Séranne, M., Moissette, P., 2016. The Messinian erosional surface and the early Pliocene reflooding in the Alboran Sea: new insights from the Boudinar basin, Morocco. *Sedimentary Geology.*
- Costa, J. E. and Williams, G. P., 1984. Debris-flow dynamics: U.S. Geological Survey Open File Report 84-606, 1 VHS videotape.
- Cour, P., Duzer, D., 1978. La signification climatique, édaphique et sédimentologique des rapports entre taxons en analyse pollinique. *Annales des Mines de Belgique* 7-8, 155-164.
- Crespo-Blanc, A., Campos, J., 2001. Structure and kinematics of the South Iberian paleomargin and its relationship with the Flysch Trough units: extensional tectonics within the Gibraltar Arc fold-and-thrust belt (western Betics). *J. Struct. Geol.* 23, 1615–1630.
- Cross, T.A., Baker, M.R., Chapin, M.A., Clark, M.S., Gardner, M.H., Hanson, M.S., Sonnenfeld, M.D., Valasek, D.W., Willams, M.R. and Witter, D.N., 1993. Application of high resolution sequence stratigraphy to reservoir analysis. In: *Subsurface reservoir characterization from outcrops observations* (Eds R. Eschard and B. Doligez), Mem. IFP, 11-33.
- Cushman, J.A., Cahill, E.D., 1933. Miocene foraminifera of the coastal plain of the eastern united states. U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, 175-A: 1-50, 1–13.
- Cunningham, K.J., Farr, M.R., Rakic-El Bied, K., 1994. Magnetostratigraphic dating of an Upper Miocene shallow-marine and continental sedimentary succession in northeastern Morocco. *Earth and Planetary Science Letters* 127, 77–93.
- Cunningham, K.J., Benson, R.H., Rakic-El Bied, K., McKenna, L.W., 1997. Eustatic implications of late Miocene depositional sequences in the Melilla Basin, northeastern Morocco. *Sedimentary Geology* 107, 147-165.
- Cunningham, K.J. & Collins, L.S., 2002. Controls on facies and sequence stratigraphy of an upper Miocene carbonate ramp and platform, Melilla basin, NE Morocco. *Sedimentary Geology* 146: 285-304.
- D-**
- D'Alessandro, A., Massari, F., Davaud, E., Ghibaudo, G., 2004. Pliocene–Pleistocene sequences bounded by subaerial unconformities within foramol ramp calcarenites and mixed deposits (Salento, SE Italy). *Sedimentary Geology* 166, 89–144.
- David, A., Pouyet, S., 1985. Les Bryozoaires méditerranéens du Miocène à l'Actuel : succession stratigraphique, signification paléoécologique, essai biogéographique. *Annales Géologiques des Pays Helléniques* 31, 129–139.
- Davis, R.A. Jr., Fox, H.T., Hayes, M.O. and Boothroyd, J.C., 1972. Comparison of ridge-and-runnel systems in tidal and non-tidal environments. *J. Sediment. Petrol.* 42, 401-412.
- Dayja, D., Janin, M.C., Boutakiout, M., 2005. Biochronologie et corrélation des bassins néogènes du Couloir sud-rifain (Maroc) fondées sur les événements de foraminifères planctoniques et de nannofossiles calcaires. *Revue de micropaléontologie* 48, 141–157.
- De Capoa, P., Di Staso, A., Perrone, V., Zaghloul, M.N., 2007. The age of the foredeep sedimentation in the Betic–Rifian Mauretania Units: A major constraint for the reconstruction of the tectonic evolution of the Gibraltar Arc. *Comptes Rendus Geosci.* 339, 161–170.
- Denizot, G., 1952. Le Pliocène dans la vallée du Rhône. *Revue de Géographie, Lyon* 27, 327.
- De Raaf, J.F.M., Boersma, J.R. and Van Gelder, A., 1977. Wave-generated structures and sequences from shallow marine succession, Lower Carboniferous, County Cork, Ireland. *Sedimentology*, 24, 451-483.
- Dercourt, J., Zonenshain, L., Ricou, L., Kazmin, V., Pichon, X., Knipper, A., Grandjacquet, C., Sbertshikov, I., Geyssant, J., Lepvrier, C., Pechersky, D., Boulin, J., Sibuet, J.C., Savostin, L.A., Sorokhtin, O., Westphal, M., Bazhenov, M., Lauer, J.P., and Biju-Duval, B., 1986. Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias. *Tectonophysics*, 123(1-4), 241-315.
- Dewey, J.F., 1988. Extensional collapse of orogens. *Tectonics* 7, 1123–1139.
- Dewey, J.F., Helman, M.L., Knott, S.D., Turco, E., and Hutton, D.H.W., 1989. Kinematics of the western Mediterranean. *Geological Society, London, Special Publications*, 45(1), 265-283.
- Didon, J., Durand-Delga, M., Kornprobst, J., 1973. Homologies géologiques entre les deux rives du détroit de Gibraltar. *Bull. la Société Géologique Fr.* 7, 77–106.
- Di Celma, C. and Cantalamessa, G., 2007. Sedimentology and high-frequency sequence stratigraphy of a forearc extensional basin: The Miocene Caleta Herradura Formation, Mejillones Peninsula, northern Chile. *Sedimentary Geology*, 198, 29-52.

- Doblas, M., Oyarzun, R., 1989.** Neogene extensional collapse in the western Mediterranean (Betic-Rif Alpine orogenic belt): Implications for the genesis of the Gibraltar Arc and magmatic activity. *Geology* 17, 430–433.
- Do Couto, D. 2014.** Evolution géodynamique de la Mer d'Alboran par l'étude des bassins sédimentaires. Earth Sciences. Ph.D Thesis, Université Pierre et Marie Curie - Paris VI. France. 552 pp.
- Do Couto, D., Popescu, S.M., Suc, J.-P., Melinte-Dobrinescu, M.C., Barhoun, N., Gorini, C., Jolivet, L., Poort, J., Jouannic, G., Auxietre, J.-L., 2014.** Lago Mare and the Messinian Salinity Crisis: evidence from the Alboran Sea (S. Spain). *Marine and Petroleum Geology* 52, 57–76.
- Doeglas, D.J., 1962.** The structure of sedimentary deposits of braided streams. *Sedimentology*, 1, 167-190.
- Dos Reis, T. 2001.** La Tectonique Salifère et son influence sur l'Architecture Sédimentaire Quaternaire de la Marge du Golfe du Lion-Méditerranée Occidentale. Ph.D Thesis, Université de Paris 6, Paris, 216 pp.
- Dott, R.J., and Bourgeois, J., 1982.** Hummocky stratification: Significance of its variable bedding sequences: Geological Society of America Bulletin, 93, 663–680.
- Duchemin, G., Jorissen, F.J., Andrieux-Loyer, F., Le Loc'h, F., Hily, C., Philippon, X., 2005.** living benthic foraminifera from “la grande vasière”, french atlantic continental shelf: faunal composition and microhabitats. *Journal of Foraminiferal Research* 35, 198–218.
- Duggen, S., Hoernle, K., van den Bogaard, P., Rüpke, L. and Morgan, J.P., 2003.** Deep roots of the Messinian salinity crisis. *Nature*, 422, 602-606.
- Duggen, S., Hoernle, K., van den Bogaard, P., and Harris, C., 2004.** Magmatic evolution of the Alboran region: The role of subduction in forming the western Mediterranean and causing the Messinian Salinity Crisis. *Earth and Planetary Science Letters*, 218, 91-108.
- Duggen, S., Hoernle, K., van den Bogaard, P., and Garbe-Schönberg, D., 2005.** Post-Collisional Transition from Subduction- to Intraplate-type Magmatism in the Westernmost Mediterranean: Evidence for Continental-Edge Delamination of Subcontinental Lithosphere. *Journal of Petrology*, 46, 1155- 1201.
- Duggen, S., Hoernle, K., Klugel, A., Geldmacher, J., Thirlwall, M., Hauff, F., Lowry, D., and Oates, N., 2008.** Geochemical zonation of the Miocene Alboran Basin volcanism (westernmost Mediterranean): geodynamic implications. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 156, 577-593.
- Duke, W.L., 1985.** Hummocky cross-stratification, tropical hurricanes, and intense winter storms: *Sedimentology*, 32, 167–194.
- Duke, W.L., 1987.** Hummocky cross-stratification, tropical hurricanes, and intense winter storms— Reply: *Sedimentology*, 34, 344–359.
- Duke, W.L., Arnott, R.W.C., and Cheel, R.J., 1991.** Shelf sandstones and hummocky crossstratification: New insight on a stormy debate: *Geology*, 19, 625–628.
- Durand-Delga, M., Olivier, P., 1988.** Evolution of the Alboran block margin from Early Mesozoic to Early Miocene time, in the Atlas system of Morocco, in: Jacobshagen, V.H. (Ed.), *Lecture Notes in Earth Sciences* Vol. 15. Springer V., Berlin, 465–480.
- Dyer, K. R., 1970.** Grain size parameters for sandy-gravels. *Journal of Sedimentary Research*, 40 (2).
- E-**
- Einsele, G. and Seilacher, A., 1982.** *Cyclic and Event Stratification*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, XIV, 536 pp.
- El Azzouzi, M., Bellon, H., Coutelle, A., Rehault, J.-P., 2014.** Miocene magmatism and tectonics within the Peri-Alboran orogen (western Mediterranean). *Journal of Geodynamics* 77, 171–185.
- EL Bakkali, S., Gourgaud, A., Bourdier, J.-L., Bellon, H., Gundogdu, N., 1998.** Postcollision neogene volcanism of the Eastern Rif (Morocco): magmatic evolution through time. *Lithos*, 45, 523–543.
- El Hajjajji, K., 1992.** Les bryozoaires du Miocène supérieur du Maroc nord-oriental. *Documents des Laboratoires de Géologie de Lyon* 123, 354.
- El Kadiri, K., Chalouan, A., El Mrihi, A., Hlila, R., López-Garrido, A.C., Sanz de Galdeano, C. & Serrano, F., 2000.** Descubrimiento del Burdigaliense (formación Viñuela) en la cobertera Gomáride de Ceuta (Rif septentrional). *Geogaceta* 28, 43-46.
- El Kadiri, K., Chalouan, A., El Mrihi, A., Hlila, R., Lopez-Garrido, A., Sanz de Galdeano, C., Serrano, F., Kerzazi, K., 2001.** Les formations sédimentaires de l'Oligocène supérieur-Miocène inférieur dans l'unité ghomaride des Beni-Hozmar (secteur de Talembote, Rif septentrional, Maroc). *Eclogae Geol. Helv.* 94, 313–320.
- El Kadiri, K., Lozano, F. S., Merchán, A. G., Hlila, R., de Galdeano, C. S., 2010.** The Malalyine Pliocene succession (NE Rif, Morocco): sequence stratigraphy and regional correlation. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 23(1), 57-67.
- El Kharim, Y., 1991.** Sédimentologie et palynologie du Néogène du bassin de Boudinar : implications paléogéographiques et paléoclimatiques (Rif nord-oriental, Maroc). *Documents des Laboratoires de Géologie de Lyon* 117, 153.

- El Ouahabi, F.Z., Saint Martín, S., Saint Martín, J.P., Ben Moussa, A., Conesa, G., 2007.** Les assemblages de diatomées du bassin messinien de Boudinar (Maroc nord-oriental). *Revue de micropaléontologie* 50, 149–167.
- Emery, D. & Myers, K., 2009.** *Sequence Stratigraphy*. John Wiley & Sons, 304 pp.
- Erikson, K.A. and Vos, R.G., 1979.** A fluvial fan depositional model for Middle Proterozoic red beds from Waterberd Group, South Africa. *Precambrian Res.*, 9, 169–188.
- Esteban, M., 1979.** Significance of the Upper Miocene coral reefs of the western Mediterranean. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 29, 169–188.
- Esteban, M., Braga, J. C., Martí n, J. & de Santisteban, C. 1996.** Western Mediterranean Reef Complexes. In: **Franseen, E. K., Esteban, M., Ward, W. C. & Rouchy, J.-M. (eds)** Models for Carbonate Stratigraphy. From Miocene Reef Complexes of Mediterranean Regions. Tulsa, OK: SEPM (*Society for Sedimentary Geology*), 55–72.
- Estrada, F., Ercilla, G., Gorini, C., Alonso, B., Vazquez, J.T., Garcia-Castellanos, D., Juan, C., Maldonado, A., Ammar, A., and Elabbassi, M., 2011.** Impact of pulsed Atlantic water inflow into the Alboran Basin at the time of the Zanclean flooding. *Geo-Marine Letters*, 31, 361–376.
- F-**
- Faccenna, C., Becker, T.W., Lucente, F.P., Jolivet, L., Rossetti, F., 2001.** History of subduction and back-arc extension in the Central Mediterranean. *Geophys. J. Int.* 145, 809–821.
- Faccenna, C., Speranza, F., D’Ajello Caracciolo, F., Mattei, M., Oggiano, G., 2002.** Extensional tectonics on Sardinia (Italy): insights into the arc–back-arc transitional regime. *Tectonophysics* 356, 213–232.
- Faccenna, C., Piromallo, C., Crespo-Blanc, A., Jolivet, L., Rossetti, F., 2004.** Lateral slab deformation and the origin of the western Mediterranean arcs. *Tectonics*, 23(1).
- Faccenna, C., Becker, T.W., Auer, L., Billi, A., Boschi, L., Brun, J.P., Capitanio, F.A., Funiciello, F., Horváth, F., Jolivet, L., Piromallo, C., Royden, L., Rossetti, F., Serpelloni, E., 2014.** Mantle dynamics in the Mediterranean. *Rev. Geophys.* 52.
- Fallot, P., 1937.** Essai sur la géologie du Rif septentrional. *Notes Mémoires du Serv. Géologique du Maroc* 40, 553.
- Fauquette, S., Suc, J.-P., Bertini, A., Popescu, S.M., Warny, S., Bachiri Taoufiq, N., Perez Villa, M., Chikhi, H., Subally, D., Feddi, N., Clauzon, G., Ferrier, J., 2006.** How much did climate force the Messinian salinity crisis? Quantified climatic conditions from pollen records in the Mediterranean region. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 238, 281–301.
- Favre, P., 1995.** Analyse quantitative du rifting et de la relaxation thermique de la partie occidentale de la marge transformante nord-africaine : le Rif externe (Maroc). Comparaison avec la structure actuelle de la chaîne. *Geodin. Acta* 8, 59–81.
- Feinberg, H., Maate, A., Bouhdadi, S., Durand-Delga, M., Maate, M., Magné, J. & Olivier, P., 1990.** Signification des dépôts de l’Oligocène supérieur-Miocène inférieur du Rif interne (Maroc), dans l’évolution géodynamique de l’Arc de Gibraltar. *Comptes Rendus de l’Académie des Sciences (Paris)* 2, 310, 1487–1495.
- Fernández, M., Marzán, I., Correia, A., and Ramalho, E., 1998.** Heat flow, heat production, and lithospheric thermal regime in the Iberian Peninsula. *Tectonophysics*, v.291, p.29–53.
- Fisher, W.L., Brown, L.F., Scott, A.J. and McGowen, J.H., 1969.** Delta Systems in the exploration for Oil and Gas. *Bur. Econ. Geol., Univ. Texas*, 78 pp.
- Flecker, R., Krijgsman, W., Capella, W., de Castro Martí ns, C., Demitrieva, E., Mayser, J.P., Marzocchi A., Modestu, S., Ochoa Lozano, D., Simon, D., Tulbure, M., van den Berg, B., van der Schee, M., de Lange, G., Ellam, R., Govers, R., Gutjahr, M., Hilgen, F., Kouwenhoven, T., Lofi, J., Meijer, P., Sierro F.J., Bachiri, N., Barboun, N., Chakor Alami, A., Chacon, B., Flores, J.A., Gregory, J., Howard, J., Lunt, D., Ochoa, M., Pancost, R., Vincent, S. and Yousfi, M.Z., 2015.** Evolution of the Late Miocene Mediterranean-Atlantic gateways and their impact on regional and global environmental change. *Earth Science Reviews* 150, 365–392.
- Flinch, J.F., 1996.** Accretion and extensional collapse of the external western Rif (northern Morocco). *Mémoires du Museum Natl. d’Histoire Nat.* 170, 61–85.
- Flinch, J.F., Bally, A.W., Wu, S., 1996.** Emplacement of a passive-margin evaporitic allochthon in the Betic Cordillera of Spain. *Geology* 24, 67–70.
- Flügel, E., 2004.** *Microfacies Data: Fabrics*, Springer Berlin Heidelberg, 177–242.
- Fontanier, C., Jorissen, F.J., Licari, L., Alexandre, A., Anschutz, P., Carbonel, P., 2002.** Live benthic foraminiferal faunas from the Bay of Biscay: faunal density, composition, and microhabitats. *Deep-Sea Research I* 49, 751–785.
- Fontannes, F., 1883.** Note sur l’Extension et la Faune de la mer pliocène dans le sud-est de la France. *Bulletin de la Société Géologique de France, Serie 3*, 11, 103–142.

- Ford, M., Williams, E.A., Malartre, F. and Popescu, S.M., 2007.** Stratigraphic architecture, sedimentology and structure of the Vouraikos Gilbert-type fan delta, Gulf of Corinth, Greece. In: *Sedimentary Processes, Environments and Basins, a Tribute to Peter Friend* (Eds G. Nichols, E. Williams and C. Paola), *International Association Sedimentological Special Publications*, 38, 49-90.
- Frey, R. W., 1990.** Trace fossils and hummocky cross-stratification, Upper Cretaceous of Utah. *Palaios*, 203-218.
- Friend, P. F., Slater, M. J., & Williams, R. C., 1979.** Vertical and lateral building of river sandstone bodies, Ebro Basin, Spain. *Journal of the Geological Society*, 136(1), 39-46.
- Frizon de Lamotte, D., 1979.** Contribution à l'étude de l'évolution structural du Rif oriental (Maroc). Thèse 3^e cycle, Univ. Paris XI, Orsay.
- Frizon de Lamotte, D., 1981.** L'olistostrome tortonien du Nékor et le problème de l'origine du matériel allochtone du Rif externe. *Bull. Soc. Géol. France*, n°4, 419-427.
- Frizon de Lamotte, D., 1985.** La structure du Rif oriental (Maroc). Rôle de la tectonique longitudinale et importance des fluides. Université Pierre et Marie Curie, Paris VI, France.
- Frizon de Lamotte D., 1987.** Un exemple de collage synmétamorphe : la déformation miocène des Tamsamane (Rif externe, maroc), *Bull. Soc. Géol. Fr.* (8) 3, 337-344.

-G-

- Galloway, W.E., 1989.** Genetic stratigraphic sequences in basin analysis I: architecture and genesis of flooding-surface bounded depositional units. *AAPG Bull.*, 73, 125-142.
- Galloway, W.E and Hobday, D.K., 1996.** *Terrigenous Clastic Depositional Systems: Applications to Fossil Fuel and Groundwater Resources*. Springer Science & Business Media, 491 pp.
- García-Castellanos, D., Estrada, F., Jimenez-Munt, I., Gorini, C., Fernandez, M., Vergés, J., and Vicente, R.D., 2009.** Catastrophic flood of the Mediterranean after the Messinian salinity crisis. *Nature*, 462, 778-782.
- García-Castellanos, D., Villaseñor, A., 2011.** Messinian salinity crisis regulated by competing tectonics and erosion at the Gibraltar arc. *Nature* 480, 359-63.
- García-Dueñas, V., Balanyá, J.C., and Martínez-Martínez, J.M., 1992.** Miocene extensional detachments in the outcropping basement of the northern Alboran Basin (Betics) and their tectonic implications. *Geo-Marine Letters*, 12, 88-95.
- García-García, F., Corbí, H., Soria, J.M., Viseras, C., 2011.** Architecture analysis of a river flood-dominated delta during an overall sea-level rise. *Sedimentary Geology* 237, 102-113.
- Gaudant, J., 1978.** Signification bathymétrique, paléoclimatique et paléogéographique de l'ichthyofaune marine du Miocène terminal de la Méditerranée occidentale. Bulletin du Muséum National d'Histoire Naturelle, Paris 3, 137-148.
- Gautier, F., Clauzon, G., Suc, J. P., Cravatte, J., and Violanti, D., 1994.** Age et durée de la Crise de salinité messinienne. *Comptes-Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 318, 1103-1109.
- Gelati, R., Moratti, G. & Papani, G., 2000.** The Late Cenozoic sedimentary succession of the Taza-Guercif Basin, South Rifian Corridor, Morocco. *Marine and Petroleum Geology* 17, 373-390.
- Gibson, T.G., 1983.** Key foraminifera from upper Oligocene to lower Pleistocene strata of the Central Atlantic Coastal Plain. *Smithsonian Contributions to Paleobiology* 53, 355-453.
- Gilbert, G.K., 1885.** The topographic features of lake shores. *Ann. Rept. U.S. geol. Surv.*, 5, 69-123.
- Gilbert, G.K., 1890.** Lake Bonneville. *Mon. U.S. geol. Surv*, 1, 438 pp.
- Gomez, F., Barazangi, M. & Demnati, A., 2000.** Structure and evolution of the Neogene Guercif basin at the junction of the Middle Atlas Mountains and the Rif thrust belt. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 84, 1340-1364.
- Gorini, C., 1993.** Géodynamique d'une marge passive : le Golfe du Lion (Méditerranée Occidentale). PhD Thesis, Université Paul Sabatier, Toulouse, 256 pp.
- Gorini, C., Suc, J.-P. and Rabineau, M., 2015.** La Crise messinienne. In : *Eau et Milieu* (Eds A. Euzen, C. Jeandel and R. Mosseri), *CNRS Editions Paris*, 98-99.
- Goubert, E., Néraudeau, D., Rouchy, J.M., Lacour, D., 2001.** Foraminiferal record of environmental changes: Messinian of the Los Yesos area (Sorbas Basin, SE Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 175, 61-78.
- Gould, S.J., 1971.** Muscular mechanics and the ontogeny of swimming in scallops. *Palaeontology*, 14: 61-94.
- Greenwood, B., and Sherman, D.J., 1986.** Hummocky cross-stratification in the surf zone: Flow parameters and bedding genesis: *Sedimentology*, 33, 33-45.
- Griffin, D.L., 2002.** Aridity and humidity: two aspects of the late Miocene climate of North Africa and the Mediterranean. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 182, 65-91.
- Grimison, N.L., Chen, W.P., 1986.** The Azores-Gibraltar plate boundary: focal mechanisms, depths of earthquakes, and their tectonic implications. *J. Geophys. Res.* 91, 2029-2047.
- Guennoc, P., Gorini, C. and Mauffret, A., 2000.** Histoire géologique du Golfe du Lion et cartographie du rift oligo-aquitainien et de la surface messinienne. *Géologie de la France*, 3, 67-97.

- Guerra-Merchan, A., Serrano, F., Hlila, R., Kadiri, K.E., Galdeano, C.S., Garcès, M., 2014.** Tectono-sedimentary evolution of the peripheral basins of the Alboran Sea in the Arc of Gibraltar during the Latest Messinian-Pliocene. *Journal of Geodynamics* 77, 39–55.
- Guillemin, M. & Houzay, J.-P., 1982.** Le Néogène post-nappes et le Quaternaire du Rif nord-oriental (Maroc) : stratigraphie et tectonique des bassins de Melilla, du Kert, de Boudinar et du piedmont des Kebdana. *Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc* 314, 7-238.
- Guillocheau, F., 1983.** *Les dépôts de tempêtes : le modèle de l'Ordovicien moyen ouest-armoricain*. Université de Bretagne occidentale.
- Gutscher, M.A., Malod, J., Rehault, J.P., Contrucci, I., Klingelhofer, F., Mendes-Victor, L., and Spakman, W., 2002.** Evidence for active subduction beneath Gibraltar. *Geology*, 30(12), 1071-1074.
- Gutscher, M.A., 2004.** What Caused the Great Lisbon Earthquake? *Science*, 305(5688), 1247-1248.
- H-**
- Harms, J.C., Southard, J.B., Spearing, D.R., and Walker, R.G., 1975.** Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences: Society for Sedimentary Geology (SEPM) Short Course 2, 161 pp.
- Hayami, I., 1991.** Living and fossil scallop shells as airfoils: an experimental study. *Paleobiology*, 17, 1-18.
- Hayes, M.O. and Kana, R.W., 1976.** Terrigenous clastic depositional environments – some modern examples. *American Assoc. Petroleum Geologists*, Field Course, Coast. Res. Div. Tech. Rept. 11CRD, Univ. South Carolina. USA, 295 pp.
- Hein, F. J., & Walker, R. G., 1977.** Bar evolution and development of stratification in the gravelly, braided, Kicking Horse River, British Columbia. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 14(4), 562-570.
- Helland-Hansen, W. and Martinsen, O. J., 1996.** Shoreline trajectories and sequences: description of variable depositional-dip scenarios. *Journal of Sedimentary Research*, 66, 670- 688.
- Hernandez, J. & Bellon, H., 1985.** Chronologie K-Ar du volcanisme miocène du Rif oriental : implications tectoniques et magmatologiques. *Revue de Géologie Dynamique et de Géographie Physique* 26, 85-94.
- Heusser, L.E., 1988.** Pollen distribution in marine sediments on the continental margin off northern California. *Marine Geology* 80, 131-147.
- Heusser, L.E., Balsam, W.L., 1977.** Pollen distribution in the Northeast Pacific Ocean. *Quaternary Research* 7, 45-62.
- Higgs, R., 1990.** Is there evidence for geostrophic currents preserved in the sedimentary record of the inner to middle shelf deposits? Discussion : *Journal of Sedimentary Petrology*, 60, 630–632.
- Hilgen, F.J., Krijgsman, W., Langereis, C.G., Lourens, L.J., Santarelli, A. and Zachariasse, W.J., 1995.** Extending the astronomical (polarity) time scale into the Miocene. *Earth and Planetary Science Letters*, 136, 495-510.
- Hilgen, F.J. and Krijgsman, W., 1999.** Cyclostratigraphy and astrochronology of the Tripoli diatomite formation (pre-evaporite Messinian, Sicily, Italy). *Terra Nova*, 11, 16-22.
- Hilgen, F.J., Bissoli, L., Iaccarino, S., Krijgsman, W., Meijer, R., Negri, A., Villa, G., 2000a.** Integrated stratigraphy and astrochronology of the Messinian GSSP at Oued Akrech (Atlantic Morocco). *Earth Planet. Sci. Lett.* 182, 237–251.
- Hilgen, F.J., Kuiper, K.F., Krijgsman, W., Snel, E., and van der Laan, E., 2007.** Astronomical tuning as the basis for high resolution chronostratigraphy: the intricate history of the Messinian Salinity Crisis. *Stratigraphy*, 4, 231-238.
- Hilgen, F.J., Lourens, L.J., Van Dam, J.A., 2012.** The Neogene period. In: Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Schmitz, M.D., Ogg, G.M., (Eds.), *The Geological Time Scale 2012* 1, pp. 923–978.
- Hiroki, Y. and Terasaka, T., 2005.** Wavy lamination in a mixed sand and gravel foreshore facies of the Pleistocene Hosoya Sandstone, Aichi, Central Japan. *Sedimentology*, 52, 65–75.
- Hlila, R., Chalouan, A., El Kadiri, K., Sanz de Galdeano, C., Martín-Pérez, J.A., Serrano, F., López-Garrido, A.C., Maate, A., Guerra-Merchán, A., 2008.** New stratigraphic data of the Oligo-Miocene transgressive cover of the Ghomaride units (Northern Internal Rif, Morocco): Implications on tectonosedimentary evolution. *Rev. la Soc. Geológica España* 21, 59–71.
- Hodell, D.A., Benson, R.H., Kent, D.V., Boersma, A., and Rakic-El Bied, K., 1994.** Magnetostratigraphic, biostratigraphic, and stable isotope stratigraphy of an Upper Miocene drill core from the Salé Briqueterie (northwestern Morocco): A high-resolution chronology for the Messinian stage. *Paleoceanography*, 9(6), 835-855.
- Hodell, D.A., Curtis, J.H., Sierro, F.J., and Raymo, M.E., 2001.** Correlation of Late Miocene to Early Pliocene sequences between the Mediterranean and North Atlantic. *Paleoceanography*, 16, 164-178.
- Homewood, P., Guillocheau, F., Eschard, R. & Cross, T.A., 1992.** Corrélations haute résolution et stratigraphie génétique : une démarche intégrée. *Bulletin des Centres de Recherches Exploration- Production Elf-Aquitaine*, 16, 203 p.
- Hsü, K., Ryan, W.B.F., Cita, M.B., 1973.** Late Miocene desiccation of the Mediterranean. *Nature* 242, 240–244.

- Hsü, K.J., Cita, M.B., Ryan, W.B.F., 1973.** The origin of the Mediterranean evaporites. In: Leg 13 (Eds W.B.F. Ryan and K.J. Hsü.). Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project 13, 1203–1231.
- Hüsing, S.K., Oms, O., Agustí, J., Garcés, M., Kouwenhoven, T.J., Krijgsman, W., Zachariasse, W.J., 2010.** On the late Miocene closure of the Mediterranean–Atlantic gateway through the Guadix basin (southern Spain). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 291 (3–4), 167–179.
- Hüsing, S.K., Oms, O., Agustí, J., Garcés, M., Kouwenhoven, T.J., Krijgsman, W., Zachariasse, W.-J., 2012.** On the Late Miocene continentalization of the Guadix Basin: more evidence for a major Messinian hiatus. *Geobios* 45 (6), 617–620.

-I-

- Iaccarino, S., 1985.** Mediterranean Miocene and Pliocene planktic foraminifera. In: Bolli, H.M., Saunders, J.B., Perch-Nielsen, K. (Eds.), *Plankton stratigraphy*, pp. 283–314.
- Iribarren, L., Vergés, J., and Fernández, M., 2009.** Sediment supply from the Betic–Rif orogen to basins through Neogene. *Tectonophysics*, 475, 68–84.
- Ivanović, R., Flecker, R., Gutjahr, M., Valdes, P.J., 2013.** First Nd isotope record of Mediterranean–Atlantic water exchange through the Moroccan Rifian Corridor during the Messinian Salinity Crisis. *Earth Planet. Sci. Lett.* 368, 163–174.

-J-

- Jolivet, L., and Faccenna, C., 2000.** Mediterranean extension and the Africa–Eurasia collision. *Tectonics*, 19(6), 1095–1106.
- Jolivet, L., Faccenna, C., Goffé, B., Burov, E., Agard, P., 2003.** Subduction tectonics and exhumation of high-pressure metamorphic rocks in the Mediterranean orogens. *American Journal of Science* 303, 353–409.
- Jolivet, L., Augier, R., Robin, C., Suc, J.-P., and Rouchy, J. M., 2006.** Lithospheric-scale geodynamic context of the Messinian salinity crisis. *Sedimentary Geology*, 188–189, 9–33.
- Jolivet, L., Augier, R., Faccenna, C., Negro, F., Rimmelé, G., Agard, P., Robin, C., Rossetti, F., Crespo-Blanc, A., 2008.** Subduction, convergence and the mode of backarc extension in the Mediterranean region. *Bull. la Société Géologique Fr.* 179, 525–550.
- Jolivet, L., Faccenna, C., and Piromallo, C., 2009.** From mantle to crust: Stretching the Mediterranean. *Earth and Planetary Science Letters*, 285, 198–209.
- Jones, R.W., 1994.** *The Challenger Foraminifera*. Oxford, Oxford University Press, 149.
- Jorgensen, B.B. 1983.** The microbial sulfur cycle. In: *Microbial Geochemistry* (Ed W.C. Krumbein), Blackwell Scientific Publications, 91–124.
- Jorissen, F.J., 1987.** The distribution of benthic foraminifera in the adriatic sea. *Marine Micropaleontology*, 12, 21–48.
- Jurado, M.J., and Comas, M.C., 1992.** Well log interpretation and seismic character of the cenozoic sequence in the northern Alboran Sea. *Geo-Marine Letters*, 12, 129–136.

-K-

- Kaiho, K., 1994.** Benthic foraminiferal dissolved-oxygen index and dissolved-oxygen levels in the modern ocean. *Geology* 22, 719–722.
- Kaiho, K., 1999.** Effect of organic carbon flux and dissolved oxygen on the benthic foraminiferal oxygen index (BFOI). *Marine Micropaleontology* 37, 67–76.
- Karakitsios, V., Roveri, M., Lugli, S., Manzi, V., Gennari, R., Antonarakou, A., Triantaphyllou, M., Agiadi, K., Kontakiotis, G., 2013.** Remarks on the Messinian evaporites of Zakynthos Island (Ionian Sea, eastern Mediterranean). *Bulletin of the Geological Society of Greece* 1, 146–156.
- Kastens, A., K., 1992.** Did glacio-eustatic sea level drop trigger the Messinian Salinity Crisis? New evidence from Ocean Drilling Program Site 654 in the Tyrrhenian Sea. *Paleoceanography*, 7, 333–356.
- Kauffman, E.G., 1969.** Form, function, and evolution. In: R.C. Moore (Editor), *Treatise on Invertebrate Paleontology. Mollusca 6. Bivalvia. Part N, 1.* Geol. Soc. Am. and Univ. Kansas, 129–205.
- Kazanci, N., 1988.** Repetitive deposition of alluvial fan and fan-delta wedges at a fault controlled margin of the Pleistocene–Holocene Burdur Lake graben, southwestern Anatolia, Turkey. In: *Fan Deltas: Sedimentology and Tectonic Settings* (Eds W. Nemeč and R.J. Steel), Blackie and Son, 186–196.
- Kelling, G. and Holroyd, J., 1978.** Clast size, shape and composition in some ancient and modern fan gravels. In: *Sedimentation in Submarine Canyons, Fans, and Trenches* (Eds D.J. Stanley and G. Kelling G.). Hutchinson and Ross, Stroudsburg, Pennsylvania: Dowden, 136–159.
- Kennett, J.P., Srinivasan, M.S., 1983.** Neogene planktonic foraminifera: a phylogenetic atlas. Hutchinson Ross Publishing Company, Stroudsburg, Pennsylvania.
- Kharrim, M.R., 1987.** Pectinidés du Néogène du bassin de Boudinar (Rif oriental, Maroc). Thèse de 3e cycle de l'Université Claude Bernard Lyon 1 (inédit).

- Klitgord, K.D., Schouten, H., 1986.** Plate kinematics of the central Atlantic, in: Vogt, P.R., Tucholke, B.E. (Eds.), *The Geology of North America, Vol. M, The Western North Atlantic Region*. Geological Society of America, Boulder, Colorado, 351–378.
- Koulali, A., Ouazar, D., Tahayt, A., King, R.W., Vernant, P., Reilinger, R.E., McClusky, S., Mourabit, T., Davila, J.M., Amraoui, N., 2011.** New GPS constraints on active deformation along the Africa – Iberia plate boundary. *Earth Planet. Sci. Lett.* 308, 211–217.
- Kouwenhoven, T.J., Hilgen, F.J., van der Zwaan, G.J., 2003.** Late Tortonian–early Messinian stepwise disruption of the Mediterranean–Atlantic connections: constraints from benthic foraminiferal and geochemical data. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 198 (3–4), 303–319.
- Krijgsman, W., Langereis, C.G., Zachariasse, W.J., Boccaletti, M., Moratti, G., Gelati, R., Iaccarino, S., Papani, G. & Villa, G., 1999a.** Late Neogene evolution of the Taza-Guercif Basin (Rifian Corridor, Morocco) and implications for the Messinian salinity crisis. *Marine Geology* 153, 147–160.
- Krijgsman, W., Hilgen, F.J., Raffi, I., Sierro, F.J. and Wilson, D.S., 1999b.** Chronology, causes and progression of the Messinian salinity crisis. *Nature*, 400, 652–655.
- Krijgsman, W., Fortuin, A.R., Hilgen, F.J., Sierro, F.J., 2001.** Astrochronology for the Messinian Sorbas basin (SE Spain) and orbital (precessional) forcing for evaporite cyclicity. *Sedimentary Geology* 140, 43–60.
- Krijgsman, W., Blanc-Valleron, M.-M., Flecker, R., Hilgen, F.J., Kouwenhoven, T.J., Merle, D., Orszag-Sperber, F., Rouchy, J.-M., 2002.** The onset of the Messinian salinity crisis in the Eastern Mediterranean (Pissouri Basin, Cyprus). *Earth Planet. Sci. Lett.* 194, 299–310.
- L-**
- Lacour, D., Lauriat-Rage, A., Saint Martin, J. P., Videt, B., Néraudeau, D., Goubert, E., Bongrain, M., 2002.** Les associations de bivalves (Mollusca, Bivalvia) du Messinien du bassin de Sorbas (SE Espagne). *Geodiversitas*, 24(3), 641–657.
- Lamb, M., McElroy, B., Mohrig, D., Shaw, J., Kopriva, B., Lazo-Herencia, S. and Buttes, J., 2010.** Connecting Hyperpycnal Flow Deposits to River Flood Dynamics. Search and Discovery Article # 40637, *Adapted from an oral presentation at AAPG Annual Convention and Exhibition*, New Orleans, Louisiana, USA.
- Lamb, M.P. and Mohrig, D., 2009.** Do hyperpycnal-flow deposits record river-flood dynamics? *Geology*, 37, 1067–1070.
- Leblanc, D., 1980.** L'accident du Nekor et la structure du Rif oriental (Maroc). *Revue de Géologie Dynamique et de Géographie Physique* 22, 267–277.
- Leblanc, D., Olivier, P., 1984.** Role of strike-slip faults in the Betic-Rifian orogeny. *Tectonophysics* 101, 345–355.
- Lebret, N., 2014.** Contexte structural et métallogénique des skarns à magnétite des Beni Bou Ifrou (Rif oriental, Maroc) Apports à l'évolution géodynamique de la Méditerranée occidentale. *Tectonics*. Université d'Orléans.
- Leckie, D. A., Walker, R. G., 1982.** Storm-and tide-dominated shorelines in Cretaceous Moosebar-Lower Gates interval--outcrop equivalents of Deep Basin gas trap in western Canada. *AAPG Bulletin*, 66(2), 138–157.
- Leckie, D.A., and Krystinik, L.F., 1989.** Is there evidence for geostrophic current preserved in the sedimentary record of inner to middle-shelf deposits?: *Journal of Sedimentary Petrology*, 59, 862–870.
- Leikine M., Asebriy L., Bourgois J., 1991.** Sur l'âge du métamorphisme anchi-épizonal de l'unité de Ketama, Rif central (Maroc), *C. R. Acad. Sci. Paris*, 313, 787–793.
- Lespinasse P., 1975.** Géologie des zones externes et des flyschs entre Chaouen et Zoumi (Centre de la Chaîne rifaine, Maroc), Thèse Doct. Etat, Univ. P. & M. Curie, Paris, 247p.
- Lofi, J., 2002.** La Crise de salinité messinienne : conséquences directes et différées sur l'évolution sédimentaire de la marge du golfe du Lion. PhD Thesis, Université des Sciences et Techniques de Lille, Lille, 285 pp.
- Lofi, J., Rabineau, M., Gorini, C., Berné, S., Clauzon, G., De Clarens, P., Dos Reis, A.T., Mountain, G.S., Ryan, W.B.F., Steckler, M.S., Fouchet, C., 2003.** Plio–Quaternary prograding clinof orm wedges of the western Gulf of Lion continental margin (NW Mediterranean) after the Messinian Salinity Crisis. *Marine Geology* 198, 289–317.
- Lofi, J., Gorini, C., Berné, S., Clauzon, G., Dos Reis, A.T., Ryan, W.B.F. and Steckler, M.S., 2005.** Erosional processes and paleo-environmental changes in the Western Gulf of Lions (SW France) during the Messinian Salinity Crisis. *Marine Geology*, 217, 1–30.
- Lofi, J., Déverchère, J., Gaullier, V., Gillet, H., Gorini, C., Guennoc, P., Loncke, L., Maillard, A., Sage, F. and Thion, I., (Eds), 2010.** Atlas of the “Messinian Salinity Crisis” seismic markers in the Mediterranean and Black seas, *CCGM / Mémoires de la SGF*, 179, 72 pp.
- Lofi, J., Déverchère, J., Gaullier, V., Gillet, H., Gorini, C., Guennoc, P., Loncke, L., Maillard, A., Sage, F., Thion, I., 2011a.** Seismic atlas of the “Messinian Salinity Crisis” markers in the Mediterranean and Black seas. Commission for the Geological Map of the World and Mémoires de la Société Géologique de France 179 (72 pp.).

- Lofi, J., Sage, F., Déverchère, J., Loncke, L., Maillard, A., Gaullier, V., Thinon, I., Gillet, H., Guennoc, P., Gorini, and C., 2011b.** Refining our knowledge of the Messinian salinity crisis records in the offshore domain through multi-site seismic analysis. *Bulletin De La Societe Geologique De France*, 182, 163-180.
- Loget, N., Van den Driessche, and Davy, P., 2005.** How did the Messinian Salinity Crisis end? *Terra Nova*, 17, 414-419.
- Loget, N., Van Den Driessche, J., 2006.** On the origin of the Strait of Gibraltar. *Sediment. Geol.* 188-189, 341–356.
- Loneragan, L., White, N., 1997.** Origin of the Betic-Rif mountain belt. *Tectonics* 16, 504–522.
- Longhitano, S. G., Chiarella, D., Muto, F., 2014.** Three-dimensional to two-dimensional cross-strata transition in the lower Pleistocene Catanzaro tidal strait transgressive succession (southern Italy). *Sedimentology*, 61(7), 2136-2171.
- Lourens, L.J., Hilgen, F.J., Laskar, J., Shackleton, N.J., Wilson, D., 2004.** The Neogene period. In: Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Smith, A.G. (Eds.), *A Geological Time Scale 2004*. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 409–440.
- Lugli, S., Manzi, V., Roveri, M., Schreiber, B.C., 2010.** The Primary Lower Gypsum in the Mediterranean: a new facies interpretation for the first stage of the Messinian salinity crisis. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 297, 83–99.
- Luján, M., Crespo-Blanc, A., Balanyá, J.C., 2006.** The Flysch Trough thrust imbricate (Betic Cordillera): A key element of the Gibraltar Arc orogenic wedge. *Tectonics* 25, n/a–n/a.
- Lustrino, M., Duggen, S., and Rosenberg C.L., 2011.** The Central-Western Mediterranean: Anomalous igneous activity in an anomalous collisional tectonic setting. *Earth-Science Reviews*, 104, 1-40.
- Lutze, G.F., Coulbourn, W.T., 1984.** Recent benthic Foraminifera from the continental margin of northwest Africa: community structures and distribution. *Marine Micropaleontology* 8, 361–401.
- M-**
- MacEachern, J.A., Zaitlin, B.A. and Pemberton, S.G., 1999.** A sharp-based sandstone of the Viking Formation, Joffre Field, Alberta, Canada: criteria for recognition of transgressively incised shoreface complexes. *Journal of Sedimentary Research*, 69, 876-892.
- Maillard, A., Gorini, C., Mauffret, A., Sage, F., Lofi, J., and Gaullier, V., 2006.** Offshore evidence of polyphase erosion in the Valencia Basin (Northwestern Mediterranean) : Scenario for the Messinian Salinity Crisis. *Sedimentary Geology*, 188-189, 69-91.
- Major, J.J., 2003.** Debris flow. In: *Encyclopaedia of Sediments and Sedimentary Rocks*, (Ed., G.V. Middleton), Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Netherlands, 186–188.
- Maldonado, A., Campillo, C., A., Mauffret, A., Alonso, B., Woodside, J., and Campos, J., 1992.** Alboran Sea late cenozoic tectonic and stratigraphic evolution. *Geo-Marine Letters*, 12, 179-186.
- Maldonado, A., Somoza, L., and Pallarés, L., 1999.** The Betic orogen and the Iberian–African boundary in the Gulf of Cadiz: geological evolution (central North Atlantic). *Marine Geology*, 155, 9-43.
- Malinverno, A., Ryan, W.B.F., 1986.** Extension in the Tyrrhenian Sea and shortening in the Apennines as result of arc migration driven by sinking of the lithosphere. *Tectonics* 5, 227–245.
- Mancilla, F. de L., Stich, D., Berrocoso, M., Martín, R., Morales, J., Fernandez-Ros, A., Páez, R., and Pérez-Peña, A., 2013.** Delamination in the Betic Range: Deep structure, seismicity, and GPS motion. *Geology*, 41, 307-310.
- Manzi, V., Lugli, S., Ricci Lucchi, F., Roveri, M., 2005.** Deep-water clastic evaporates deposition in the Messinian Adriatic foredeep (northern Apennines, Italy): did the Mediterranean ever dry out? *Sedimentology* 52, 875–902.
- Manzi, V., Roveri, M., Gennari, R., Bertini, A., Biffi, U., Giunta, S., Iaccarino, S.M., Lanci, L., Lugli, S., Negri, A., Riva, A., Rossi, M.E., Taviani, M., 2007.** The deep-water counterpart of the Messinian Lower Evaporites in the Apennine foredeep : the Fanantello section (Northern Apennines, Italy). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 251, 470–499.
- Manzi, V., Lugli, S., Roveri, M., Schreiber, B.C., 2009.** A new facies model for the Upper Gypsum of Sicily (Italy): chronological and paleoenvironmental constraints for the Messinian salinity crisis in the Mediterranean. *Sedimentology* 56, 1937–1960.
- Manzi, V., Lugli, S., Roveri, M., Schreiber, B.C., Gennari, R., 2011.** The Messinian “Calcere di Base” (Sicily, Italy) revisited. *Geological Society of America Bulletin* 123, 347–370.
- Manzi, V., Gennari, R., Lugli, S., Roveri, M., Scafetta, N., Schreiber, B.C., 2012.** High frequency cyclicity in the Mediterranean Messinian evaporites : evidence for solar– lunar climate forcing. *Journal of Sedimentary Research* 82, 991–1005.
- Manzi, V., Gennari, R., Hilgen, F., Krijgsman, W., Lugli, S., Roveri, M. and Sierro, F.J., 2013.** Age refinement of the Messinian salinity crisis onset in the Mediterranean. *Terra Nova* 25, 315–322.
- Martin, J.M., Braga, J.C., 1994.** Messinian events in the Sorbas basin in Southeast Spain and their implications in the recent history of the Mediterranean. *Sedimentary Geology* 90, 257–268.

- Martín, J.M., Braga, J.C., Betzler, C., 2001.** The Messinian Guadalhorce corridor: the last northern, Atlantic–Mediterranean gateway. *Terra Nova* 13, 418–424.
- Martín, J.M., Braga, J.C., Aguirre, J., Puga-Bernabéu, Á., 2009.** History and evolution of the North-Betic Strait (Prebetic Zone, Betic Cordillera): a narrow, early Tortonian, tidalominated, Atlantic–Mediterraneanmarine passage. *Sediment. Geol.* 216 (3–4), 80–90.
- Martín, J.M., Puga-Bernabéu, Á., Aguirre, J., Braga, J.C., 2014.** Miocene Atlantic Mediterranean seaways in the Betic Cordillera (southern Spain). *27, 1. Rev. Soc. Geol. Esp.* 27 (1), 175–186.
- Martínez-García, P., Soto, J.I., and Comas, M.C., 2011.** Recent structures in the Alboran Ridge and Yusuf fault zones based on swath bathymetry and sub-bottom profiling: evidence of active tectonics. *Geo-Marine Letters*, 31, 19-36.
- Martínez-García, P., Comas, M., Soto, J.I., Lonergan, L., Watts, A.B., 2012.** Strike-slip tectonics and basin inversion in the Western Mediterranean: the Post-Messinian evolution of the Alboran Sea. *Basin Research* 25, 361–387.
- Martínez-Martínez, J.M., Booth-Rea, G., Azañón, J.M., Torcal, F., 2006.** Active transfer fault zone linking a segmented extensional system (Betics, southern Spain): Insight into heterogeneous extension driven by edge delamination. *Tectonophysics* 422, 159–173.
- Martini, E. 1971.** Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation. In: *Proceedings of the II Planktonic Conference* (Ed. A. Farinacci) 2, Tecnosoci, pp. 739–785.
- Marzo, M. and Anadon, P., 1988.** Anatomy of a conglomeratic fan delta complex: the Eocene Montserrat Conglomerate, Ebro Basin, northeastern Spain. In: *Fan deltas: Sedimentology and Tectonic Settings* (Eds W. Nemeč and R.J. Steel), pp. 318-340. Blackie, London.
- Mattei, M., Cifelli, F., Rojas, I.M., Crespo-Blanc, A., Comas, M.C., Faccenna, C., Porreca, M., 2006.** Neogene tectonic evolution of the Gibraltar Arc: New paleomagnetic constrains from the Betic chain. *Earth Planet. Sci. Lett.* 250, 522–540.
- Mattei, M., Cifelli, F., Funiciello, F., Rossetti, F., Faccenna, C., 2007.** Neogene tectonic evolution of the Betic Chain: insights from paleomagnetic, structural analyses, and laboratory models. *Rev. la Soc. Geológica España* 20, 273–286.
- Massari, F., Mellere, D. and Doglioni, C., 1993.** Cyclicity in non-marine foreland-basin sedimentary fill: the Messinian conglomerate-bearing succession of the Venetian Alps (Italy). In: M. Marzo and C. Puigdefabregas, (Editors), *Alluvial Sedimentation. Int. Assoc. Sedimentol., Spec. Publ.*, 17, 501-520.
- Mauffret, A., Montadert, L., Lavergne, M., and Wilm, C., 1978.** Geological and geophysical setting of DSDP Site 372 (Western Mediterranean). In: Montadert, L., Hsü, K.J. (Eds.), *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, 42, 889-896.
- Mauffret, A., Ammar, A., Gorini, C., and Jabour, N., 2007.** The Alboran Sea (Western Mediterranean) revisited with a view from the Moroccan Margin. *Terra Nova*, 19, 195-203.
- Maurer, G., 1968.** Les montagnes du Rif central. Etude géomorphologique. *Travaux de l'Institut Scientifique Chérifien, Rabat. Géologie et Géographie Physique* 4 (499 pp.).
- Maury, R.C., Fourcade, S., Coulon, C., Azzouzi, M.E., Bellon, H., Coutelle, A., Ouabadi, A., Semroud, B., Megartsi, M., Cotten, J., Belanteur, Q., Louni-Hacini, A., Pique, A., Capdevila, R., Hernandez, J., and Rehault, J.P. 2000.** Post-collisional Neogene magmatism of the Mediterranean Maghreb margin: a consequence of slab breakoff. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, Ser II-A*, 331, 159-173
- McKee, E.D. and Sterrett, T.S., 1961.** Laboratory Experiments on Form and Structure of Longshore Bars and Beaches. *Geometry of Sandstone Bodies, American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, Oklahoma*, 13-28.
- McPherson, J.G., Shanmugam, G. and Moiola, R.J., 1988.** Fan deltas and braid deltas: conceptual problems. In: *Fan deltas: Sedimentology and Tectonic Settings* (Eds W. Nemeč and R.J. Steel), pp. 14-22. Blackie, London.
- Meijer, P.Th., Krijgsman, W.A., 2005.** Quantitative analysis of the desiccation and refilling of the Mediterranean during the Messinian Salinity Crisis. *Earth and Planetary Science Letters* 240, 510–520.
- Mendes, I., Gonzalez, R., Dias, J.M.A., Lobo, F., Martins, V., 2004.** Factors influencing recent benthic foraminifera distribution on the Guadiana shelf (Southwestern Iberia). *Marine Micropaleontology* 51, 171–192.
- Merzeraud, G., Hoffert, M., Verdier, F., Rauscher, R., 1999.** Architecture et preservation des reservoirs silicoclastiques du Lias inferieur du sud-ouest du bassin de Paris; exemple de la structure de stockage Gaz de France de Chemery en Sologne. *Bulletin de la Societe Geologique de France*, 170(5), 741-757.
- Miall, A.D., 1977.** A review of the braided river depositional environment. *Earth Sci. Rev.*, 13, 1-62.
- Miall, A.D., 1985.** Architectural-Element Analysis: A New Method of Facies Analysis Applied to Fluvial Deposits. *Earth-Science Reviews* 22, 261–308

- Miall, A.D., 1996.** *The Geology of Fluvial Deposits. Sedimentary Facies, Basin Analysis, and Petroleum Geology.* Springer-Verlag. 582 pp.
- Michard, A., Goffé, B., Bouybaouène, M., Saddiqi, O., 1997.** Late Hercynian-Mesozoic thinning in the Alboran domain: metamorphic data from the northern Rif, Morocco. *Terra Nov.* 9, 171–174.
- Michard, A., Chalouan, A., Feinberg, H., Goffé, B., Montigny, R., 2002.** How does the Alpine belt end between Spain and Morocco? *Bull. la Société Géologique Fr.* 173, 3–15.
- Michard, A., Negro, F., Saddiqi, O., Bouybaouène, M., Chalouan, A., Montigny, R., Goffé, B., 2006.** Pressure– temperature–time constraints on the Maghrebide mountain building: evidence from the Rif–Betic transect (Morocco, Spain), Algerian correlations, and geodynamic implications. *Comptes Rendus Geosci.* 338, 92–114.
- Michard A., Frizon de Lamotte D., Negro F., Saddiqi O., 2007.** Serpentinite slivers and metamorphism in the External Maghrebides: arguments for an intracontinental suture in the African paleomargin (Morocco, Algeria). *Rev. Soc. Geol. España* 20 173–185.
- Michard, A., Hœpffner, C., Soulaïmani, A., & Baïdier, L., 2008.** The variscan belt. In *Continental evolution: The geology of Morocco.* Springer Berlin Heidelberg, 65-132.
- Middleton, L.T. and Trujilo, A.P., 1984.** Sedimentology and depositional setting of the Upper Proterozoic Scanlan Conglomerate, central Arizona. In: *Sedimentology of Gravels and Conglomerates* (Eds E.H. Koster and R.J. Steel). *Mem. Can. SOC. Petrol. Geol.*, 10, 181-202.
- Midtgaard, H.H., 1996.** Inner-shelf to lowershelf hummocky sandstone bodies with evidence for geostrophic influenced combined flow, Lower Cretaceous, West Greenland: *Journal Sedimentary Research*, 66, 343–353.
- Migeon, S., Ducassou, E., Le Gonidec, Y., Rouillard, P., Mascle, J., Revel-Rolland, M., 2010.** Lobe construction and sand/mud segregation by turbidity currents and debris flows on the western Nile deep-sea fan (Eastern Mediterranean). *Sedimentary Geology*, 229(3), 124-143.
- Milker, Y., Schmiedl, G., Betzler, C., Römer, M., Jaramillo-Vogel, D., Siccha, M., 2009.** Distribution of recent benthic foraminifera in shelf carbonates environments of the Western Mediterranean Sea. *Marine Micropaleontology* 73, 207–225.
- Miller, D.C., Geider, R.J., MacIntyre, H. L., 1996.** Microphytobenthos: the ecological role of the "secret garden" of unvegetated, shallow-water marine habitats. II. Role in sediment stability and shallow water food webs. *Estuaries* 19(2A), 202–212.
- Miller, K.G., Mountain, G.S., Wright, J.D., Browning, J.V., 2011.** A 180-million-year record of sea level and ice volume variations from continental margin and deep-sea isotopic records. *Oceanography* 24, 40–53.
- Mitchum, R.M., Jr. & Van Wagoner, J.C., 1991.** High frequency sequences and their stacking patterns: Sequence- stratigraphic evidence of high-frequency eustatic cycles. In: *The Record of Sea- level Fluctuation* (Eds W. Schlager and K.T. Biddle). *Sediment. Geol.*, 70, 131-160.
- Moissette, P., Pouyet, S., 1987.** Bryozoan faunas and the Messinian salinity crisis. *Annales Instituti Geologici Publici Hungarici* 70, 447–453.
- Molgat, M., and Arnott, R.W.C., 2001.** Combined tide and wave influence on sedimentation patterns in the Upper Jurassic Swift Formation, south-eastern Alberta: *Sedimentology*, 48, 1353–1369.
- Monié, P., Torres-Roldan, R.L., and Garcia-Casco, P., 1994.** Cooling and exhumation of the Western Betic Cordilleras, 40Ar/30Ar thermochronological constraints on a collapse terrane. *Tectonophysics*, 238, 353-379.
- Montadert, L., Sancho, J., Fail, J.P., Debyser, J., Winnock, E., 1970.** De l'âge tertiaire de la série salifère responsable des structures diapiriques en Méditerranée Occidentale (Nord-Est des Baléares). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences* 271, 812–815.
- Morel, J.L., 1988.** Evolution récente de l'orogène rifain et de son avant-pays depuis la fin de la mise en place des nappes (Rif, Maroc). *Geodiffusion Mem. Université Paris-Sud.*
- Morel, J.L., Meghraoui, M., 1996.** Goringe-Alboran-Tell tectonic zone: A transpression system along the Africa-Eurasia plate boundary. *Geology* 24, 755–758.
- Morigif, C., Jorissen, J., Gervais, A., Guichard, S., Borsetti, A.M., 2001.** Benthic foraminiferal faunas in surface sediments off nw africa: relationship with organic flux to the ocean floor. *Journal of Foraminiferal Research* 31, 350–368.
- Morley, C.K., 1988.** The tectonic evolution of the Zoumi Sandstone, western Moroccan Rif. *Journal of the Geological Society (London)* 145, 55-63.
- Mrakovich, J.V. and Coogan, A.H., 1974.** Depositional environment of the Sharon Conglomerate Member of the Pottsville Formation in north eastern Ohio. *J. Sed Petrol*, 44, 1186-99
- Mulder, C.J., and Parry, G.R., 1977.** Late tertiary evolution of the Alboran Sea at the eastern entrance of the straits of Gibraltar. In: *International symposium on the structural history of the Mediterranean basins*, 401-410.

- Mulder, T. and Alexander, J., 2001.** The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits. *Sedimentology*, 48, 269-299.
- Münch, P., Roger, S., Cornée, J.-J., Saint Martin, J.-P., Féraud, G. & Ben Moussa, A., 2001.** Restriction des communications entre l'Atlantique et la Méditerranée au Messinien : apport de la téphrochronologie dans la plateform carbonatée et le bassin de Melilla-Nador (Rif nord-oriental, Maroc). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences (Paris) 2a*, 332, 569-576.
- Münch, P., Cornée, J.-J., Féraud, G., Saint Martin, J.-P., Ferrandini, M., Garcia, F., Conesa, G., Moullade, M., Roger, S., 2006.** Precise ⁴⁰Ar/³⁹Ar chronostratigraphy of the upper Messinian Melilla carbonate complex (NE Morocco): implications for the Messinian Salinity Crisis. *International Journal of Earth Sciences* 95, 491–503.
- Murray, J.W., 1991.** Ecology and Palaeoecology of Benthic Foraminifera. Longman Scientific & Technical, UK.
- Murray, J.W., 2006.** Ecology and Applications of Benthic Foraminifera. Cambridge University Press, Cambridge.
- Mutti, E., Tinterri, R., di Biase, D., Fava, L., Mavilla, N., Angella, S. and Calabrese, L., 2000.** Delta-front facies associations of ancient flood-dominated fluvio-deltaic systems. *Rev. Soc. Geol. Espagna*, 13, 165-190.

-N-

- Negro, F., 2005.** Exhumation des roches métamorphiques du Domaine d'Alboran : étude de la chaîne rifaine (Maroc) et corrélation avec les Cordillères bétiques (Espagne). Paris 11.
- Negro, F., Beysac, O., Goffé, B., Saddiqi, O., Bouybaouène, M., 2006.** Thermal structure of the Alboran Domain in the Rif (northern Morocco) and the Western Betics (southern Spain). Constraints from Raman spectroscopy of carbonaceous material. *J. Metamorph. Geol.* 24, 309–327.
- Negro, F., Agard, P., Goffé, B., Saddiqi, O., 2007.** Tectonic and metamorphic evolution of the Tamsamani units, External Rif (northern Morocco): implications for the evolution of the Rif and the Betic–Rif arc. *J. Geol. Soc. London* 164, 829–842.
- Nemec, W., 1990.** Deltas-remarks on terminology and classification. In: *Coarse-grained Deltas* (Eds A. Colella and D.B. Prior). *Spec. Publ. Int. Ass. Sediment*, 10, 3-12.
- Nemec, W. & Steel, R. J., 1984.** Alluvial and coastal conglomerates: Their significant features and some comments on gravelly mass-flow deposits. In: *Sedimentology of Gravels and Conglomerates* (Eds E.H. Koster and R.J. Steel), *Mem. Can. SOC. Petrol. Geol.*, 10, 688 pp.
- Nemec, W. & Steel, R. J., 1988.** *Fan Deltas: Sedimentology and Tectonic Settings*. 444 pp. Blackie, Glasgow and London.
- Nemec, W., Porębski, S., Steel, R. J., 1980.** Texture and structure of resedimented conglomerates: examples from Książ Formation (Famennian—Tournaisian), southwestern Poland. *Sedimentology*, 27(5), 519-538.
- Néraudeau, D., Goubert, E., Lacour, D., Rouchy, J.-M., 2001.** Changing biodiversity of Mediterranean irregular echinoids from the Messinian to the present-day. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 175, 43–60.
- Nesteroff, W.D., 1973a.** Mineralogy, petrography, distribution, and origin of the Messinian Mediterranean evaporites. In: Ryan, W.B.F., Hsü, K. *et al.* (Eds), *Initial Reports of Deep Sea Drilling Project*, 13, 673-694.
- Nesteroff, W.D., 1973b.** Un modèle pour les évaporites messiniennes en Méditerranée, bassins peu profonds avec dépôt d'évaporites lagunaires. *Messinian Events in the Mediterranean* (Ed C.W. Drooger). North-Holland, Amsterdam, pp. 68–81.
- Nigam, R., Rao, A.S., 1987.** Procolulus size variation in recent benthic foraminifera: implications for paleoclimatic studies. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 24, 649–655.
- Nigam, R., Chaturvedi, S.K., 2000.** Foraminiferal study from Kharo creek, Kachchh (Gujarat), north west coast of India. *Indian Journal of Marine Sciences* 29, June, 133–138.
- Nocquet, J.M., 2012.** Present-day kinematics of the Mediterranean: A comprehensive overview of GPS results. *Tectonophysics*, 579, 220-242.
- Nottvedt, A., and Kreisa, R.D., 1987.** Model for the combined-flow origin of hummocky cross stratification : *Geology*, 15, 357–361.

-O-

- Olivier, P., 1984.** Evolution de la limite entre Zones Internes et Zones Externes dans l'Arc de Gibraltar (Maroc-Espagne). Université Paul Sabatier, Toulouse.
- Olsen, T.R., Mellere, D. and Olsen, T., 1996.** Facies architecture and geometry of landward stepping shoreface tongues: the Upper Cretaceous Cliff House Sandstone (Mancos Canyon, south-west Colorado). *Sedimentology*, 46, 603-625.
- Olsson, R. K., Melillo, A. J. & Schreiber, B. L. 1987.** Miocene sea level events in the Maryland coastal plain and the offshore Baltimore Canyon trough. In: Ross, C., Haman, D., (eds) *Timing and Depositional*

- History of Eustatic Sequences: Constraints on Seismic Stratigraphy. Cushman Foundation for Foraminiferal Research, Special Publications 24, pp. 85–97.
- Omodeo-Salè, S., Gennari, R., Lugli, S., Manzi, V., Roveri, M., 2012.** Tectonic and climatic control on the Late Messinian sedimentary evolution of the Nijar Basin (Betic Cordillera, Southern Spain). *Basin Research* 24, 314–337.
- Orszag-Sperber, F., 2006.** Changing perspectives in the concept of “Lago-Mare” in Mediterranean Late Miocene evolution. *Sedimentary Geology* 188–189, 259–277.
- Ott d’Estevou, Ph., Montenat Ch., 1990.** Le bassin de Sorbas–Tabernas. *Doc. Trav. IGAL* 12–13, 101–128.
- Ouazani-Touhami, A. & Chalouan, A., 1995.** La distension de l’Oligocène supérieur à Burdigalien dans les nappes Ghomarides (Rif interne septentrional, Maroc). *Geogaceta* 17, 113–116.
- P-**
- Pedreira, A., Ruiz-Constán, A., Galindo-Zaldívar, J., Chalouan, A., Sanz de Galdeano, C., Marín-Lechado, C., Ruano, P., Benmakhlouf, M., Akil, M., López-Garrido, A.C., Chabli, A., Ahmamou, M., González-Castillo, L., 2011.** Is there an active subduction beneath the Gibraltar orogenic arc? Constraints from Pliocene to present-day stress field. *J. Geodyn.* 52, 83–96.
- Perch-Nielsen, K., 1985.** Cenozoic calcareous nannofossils. In: Bolli, H.M., Saunders, J.B., Perch-Nielsen, K. (Eds.), *Plankton Stratigraphy* 1. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 427–554.
- Pérez-Asensio, J.N., Aguirre, J., Schmiedl, G., Civis, J., 2012a.** Messinian paleoenvironmental evolution in the lower Guadalquivir Basin (SW Spain) based on benthic foraminifera. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 326, 135–151.
- Pérez-Asensio, J.N., Aguirre, J., Schmiedl, G., Civis, J., 2012b.** Impact of restriction of the Atlantic–Mediterranean gateway on the Mediterranean Outflow Water and eastern Atlantic circulation during the Messinian. *Paleoceanography* 27.
- Pérez-Asensio, J.N., Aguirre, J., Jimenez-Moreno, G., Schmiedl, G., Civis, J., 2013.** Glacioeustatic control on the origin and cessation of the Messinian salinity crisis. *Glob. Planet. Chang.* 111, 1–8.
- Pérouse, E., Vernant, P., Chery, J., Reilinger, R., McClusky, S., 2010.** Active surface deformation and sublithospheric processes in the western Mediterranean constrained by numerical models. *Geology* 38, 823–826.
- Phipps, M.D., Kaminski, M.A., Aksu, A.E., 2010.** Calcareous benthic foraminiferal biofacies along a depth transect on the southwestern Marmara shelf (Turkey). *Micropaleontology* 56, 377–392.
- Pierre, C., Rouchy, J.-M., Blanc-Valleron, M.-M., 1998.** Sedimentological and stable isotope changes at the Messinian/Pliocene boundary in the Eastern Mediterranean (Holes 968A, 969A, and 969B). In: Robertson, A.H.F., Emeis, K.-C., et al. (Eds.), *Leg 160 Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results* 160, 3–8.
- Pierre, C., Caruso, A., Blanc-Valleron, M.-M., Rouchy, J.M., Orszag-Sperber, F., 2006.** Reconstruction of the paleo environmental changes around the Miocene–Pliocene boundary along a West–East transect across the Mediterranean. *Sediment. Geol.* 188, 319–340.
- Platt, J.P., Vissers, R.L.M., 1989.** Extensional collapse of thickened continental lithosphere: A working hypothesis for the Alboran Sea and Gibraltar arc. *Geology* 17, 540–543.
- Platt, J.P., Allerton, S., Kirker, A.I., and Platzman, E., 1995.** Origin of the western Subbetic arc (South Spain): palaeomagnetic and structural evidence. *Journal of Structural Geology*, 17, 765–755.
- Platt, J.P., Whitehouse, M.J., Kelley, S.P., Carter, A., and Hollick, L., 2003.** Simultaneous extensional exhumation across the Alboran Basin: Implications for the causes of late orogenic extension. *Geology*, 31(3), 251–254.
- Platt, J.P., Behr, W.M., Johannesen, K., Williams, J.R., 2013.** The Betic-Rif Arc and Its Orogenic Hinterland: A Review. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 41, 313–357.
- Platzman, E.S., Platt, J.P., Olivier, P., 1993.** Palaeomagnetic rotations and fault kinematics in the Rif Arc of Morocco. *J. Geol. Soc. London* 150, 707–718.
- Plint, A.G., and Walker, R.G., 1987.** Cardium Formation 8. Facies and environments of the Cardium shoreline and coastal plain in the Kakwa field and adjacent areas, northwestern Alberta : *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 35, 48–64.
- Polyak, B.G., Fernández, M., Khutorskoy, M.D., Soto, J.I., Basov, I.A., Comas, M.C., Khain, V.Y., Alonso, B., Agapova, G.V., Mazurova, I.S., Negrodo, A.M., Tochitsky, V.O., de la Linde, J., Bogdanov, N.A., Banda, E., 1996.** Heat flow in the Alboran Sea, western Mediterranean. *Tectonophysics* 263, 191–218.
- Posamentier, H. W. and Vail, P. R., 1988.** Eustatic controls on clastic deposition II—sequence and systems tract models. In: *Sea level changes—An Integrated Approach* (Eds C. K. Wilgus, B. S. Hastings., C G. St. C Kendall, H. W Posamentier, C. A. Ross and C. Van Wagoner), *SEPM Special publication*, 42, 125–154.
- Postma, G., 1984.** Slumps and their deposits in fan delta front and slope. *Geology*, 12, 27–30.

- Poujol, A., Ritz, J.F., Tahayt, A., Vernant, P., Condomines, M., Blard, P.H., Billant, J., Vacher, L., Tibari, B., Hni, L., Koulali Idrissi, A., 2014.** Active tectonics of the Northern Rif (Morocco) from geomorphic and geochronological data. *J. Geodyn.* 77, 70–88.
- Pratsch, J.-C., 1996.** Oil and gas potential of the Prerif Foreland Basin, onshore northern Morocco. *Journal of Petroleum Geology* 19, 199–214.
- Puga-Bernabéu, Á., Martín, J.M., Braga, J.C., 2008.** Sedimentary processes in a submarine canyon excavated into a temperate-carbonate ramp (Granada Basin, southern Spain). *Sedimentology* 55, 1449–1466.
- Puga-Bernabéu, Á., Martín, J.M., Braga, J.C., Sánchez-Almazo, I.M., 2010.** Downslope migrating sandwaves and platform-margin clinoforms in a current-dominated, distally steepened temperate-carbonate ramp (Guadix Basin, Southern Spain). *Sedimentology* 57, 293–311.
- Puga-Bernabéu, Á., Martín, J.M., Braga, J.C., Aguirre, J. 2014.** Offshore remobilization processes and deposits in low-energy temperate-water carbonate-ramp systems: Examples from the Neogene basins of the Betic Cordillera (SE Spain). *Sedimentary Geology*, 304, 11–27.
- Puig, P., Ogston, A.S., Mullenbach, B.L., Nittrouer, C.A. and Sternberg, R.W., 2003.** Shelf-to-canyon sediment-transport processes on the Eel continental margin (northern California). *Mar. Geol.*, 193, 129–149.
- R-**
- Raffi, I., Backman, J., Fornaciari, E., Palike, H., Rio, D., Lourens, L., Hilgen, F., 2006.** A review of calcareous nannofossil astrobiology encompassing the past 25 million years. *Quaternary Science Reviews* 25, 3113–3137.
- Rampnoux, J.P., Angelier, J., Colleta, B., Fudral, S., Guillemain, M., Pierre, G., 1979.** Sur l'évolution néotectonique du Maroc septentrional. *Géologie Méditerranéenne* 6, 439–464.
- Reading, H. G. and Collinson, J. D., 1996.** Clastic coasts. In: *Sedimentary Environments: Processes. Facies and Stratigraphy* (Ed. H. G. Reading) 3rd. edn, pp. 154–231. Blackwell Science, Oxford.
- Rees, A.J., Thomas, A.T., Lewis, M., Hughes, H.E. and Turner, P., 2014.** Cambrian of SW Wales: Towards a United Avalonian Stratigraphy. *Geological Society of London*, 140 pp.
- Reilinger, R., and McClusky, S., 2011.** Nubia–Arabia–Eurasia plate motions and the dynamics of Mediterranean and Middle East tectonics. *Geophysical Journal International*, 186(3), 971–979.
- Reineck, H. E. and Singh, I. B., 1973.** *Depositional Sedimentary Environments. Withn Reference to Terrigenous Clastics*. 439 pp. Springer-Verlag, Berlin–Heidelberg–New York
- Renne, P.R., Swisher, C.C., Deino, A.L., Karner, D.B., Owens, T., De Paolo, D.J., 1998.** Intercalibration of standards, absolute ages and uncertainties in $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating, *Chem Geol. (Isot. Geosci. Sect.)* 145, 117–152.
- Riding, R., Braga, J.C., Martin, J.M., and Sanchez-Almazo, I.M., 1998.** Mediterranean Messinian Salinity Crisis: constraints from a coeval marginal basin, Sorbas, southeastern Spain. *Marine Geology*, 146, 1–20.
- Rimi, A., 2001.** Carte du gradient géothermique au Maroc. *Bull. l'Institut Sci. Rabat* 23, 1–6.
- Rizzini, A., Vezzani, F., Cococetta, V., Milad, G., 1978.** Stratigraphy and sedimentation of a Neogene–Quaternary section in the Nile delta area (A.R.E.). *Marine Geology* 27.
- Rodríguez-Fernández, J., Comas, M.C., 1999.** The sedimentary record of the alboran basin: an attempt at sedimentary sequence correlation and subsidence analysis. *Proc. Ocean Drill. Program, Sci. Results* 161, 69–76.
- Roep, Th.B., Dabrio, C.J., Fortuin, A.R., Polo, M.D., 1998.** Late highstand patterns of shifting and stepping coastal barriers and washover-fans (late Messinian, Sorbas Basin, ES Spain). *Sedimentary Geology* 116, 27–56.
- Rohais, S., Eschard, R. and Guillocheau, F., 2008.** Depositional model and stratigraphic architecture of rift climax Gilbert-type fan deltas (Gulf of Corinth, Greece) *Sedimentary Geology*, 210, 132–145.
- Romagny, A., 2014.** Evolution des mouvements verticaux néogènes de la chaîne du Rif (Nord-Maroc) : apports d'une analyse structurale et thermochronologique. *Sciences de la Terre*. Ph.D thesis, Université Nice Sophia Antipolis.
- Romagny, A., Münch, P., Cornée, J.-J., Azdimoussa, A., Corsini, M., Melinte-Dobrinescu, M., Drinia, H., Bonno, M., Arnaud, N., Quillévéré, F., BenMoussa, A., Monié, P., 2014.** Miocene to Present-day exhumation and uplift of the inner Rif: insight from low-temperature thermochronology and basin analysis. *Journal of Geodynamics* 77, 39–55.
- Rosoff, D.B., Corliss, B.H., 1992.** An analysis of Recent deep-sea benthic foraminiferal morphotypes from the Norwegian and Greenland seas. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 91, 13–20.
- Rouchy, J.M., 1982.** Commentaires sur une interprétation paléogéographique du domaine méditerranéen au cours du dépôt des évaporites messiniennes proposée à partir de l'étude des surfaces d'érosion périméditerranéennes. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 24, 653–657.
- Rouchy, J.M. and Saint Martin, J.P., 1992.** Late Miocene events in the Mediterranean as recorded by carbonate-evaporite relations. *Geology*, 20, 629–632.

- Rouchy, J. M., Orszag-Sperber, F., Blanc-Valleron, M. M., Pierre, C., Rivière, M., Combourieu-Nebout, N., & Panayides, I., 2001. Paleoenvironmental changes at the Messinian–Pliocene boundary in the eastern Mediterranean (southern Cyprus basins) : significance of the Messinian Lago-Mare. *Sedimentary Geology*, 145(1), 93-117.
- Rouchy, J.-M., Piere, C., Et-Touhami, M., Kerzazi, K., Caruso, A. & Blanc-Valleron, M.-M., 2003. Late Messinian to Early Pliocene paleoenvironmental changes in the Melilla Basin (NE Morocco) and their relation to Mediterranean evolution. *Sedimentary Geology* 163, 1-27.
- Rouchy, J.M., and Caruso, A., 2006. The Messinian salinity crisis in the Mediterranean basin: A reassessment of the data and an integrated scenario. *Sedimentary Geology*, 188-189, 35-67.
- Rouchy, J.M., and Blanc-Valleron, M.M., 2007. Book review : Les évaporites-Matériaux singuliers, milieux extrêmes/Paris, Vuibert, x+ 190 pp., 2006, ISBN 2-7117-5390-1. *Ciel et Terre*, 123, 54.
- Roveri, M., Bassetti, M.A., Ricci Lucchi, F., 2001. The Mediterranean Messinian Salinity Crisis: an Apennine foredeep perspective. *Sedimentary Geology* 140, 201–214.
- Roveri, M., Bertini, A., Cosentino, D., Di Stefano, A., Gennari, R., Gliozzi, E., Grossi, F., Iaccarino, S.M., Lugli, S., Manzi, V., Taviani, M., 2008a. A high-resolution stratigraphic framework for the latest Messinian events in the Mediterranean area. *Stratigraphy* 5, 323–342.
- Roveri, M., Lugli, S., Manzi, V., Schreiber, B.C., 2008b. The Messinian Sicilian stratigraphy revisited: toward a new scenario for the Messinian salinity crisis. *Terra Nova* 20, 483–488.
- Roveri, M., Gennari, R., Lugli, S., Manzi, V., 2009. The Terminal Carbonate Complex: the record of sea-level changes during the Messinian salinity crisis. *GeoActa* 8, 57–71.
- Roveri, M., Flecker, R., Krijgsman, W., Lofi, J., Lugli, S., Manzi, V., Sierro, F.J., Bertini, A., Camerlenghi, A., De Lange, G., Govers, R., Hilgen, F.J., Hubscher, C., Meijer, P.T., Stoica, M., 2014a. The Messinian Salinity Crisis: past and future of a great challenge for marine sciences. *Marine Geology* 352, 25–58.
- Roveri, M., Manzi, V., Bergamasco, A., Falcieri, F.M., Gennari, R., Lugli, S., Schreiber, B.C., 2014b. Dense shelf water cascading and Messinian canyons: a new scenario for the Mediterranean Salinity Crisis. *American Journal of Science* 314, 751–784.
- Royden, L.H., 1993a. Evolution of retreating subduction boundaries formed during continental collision. *Tectonics* 12, 629–638.
- Royden, L.H., 1993b. The tectonic expression slab pull at continental convergent boundaries. *Tectonics* 12, 303–325.
- Ruggieri, G., 1967. The Miocene and later evolution of the Mediterranean Sea. In: Adams, C.G., Ager, A.V. (Eds.), *Aspects of Tethyan Biogeography*, 7. Systematics Association Publ., London, 283–290.
- Rust, B.R., 1978. A classification of alluvial channel systems. In: *Fluvial Sedimentology* (Ed. A.D. Miall), *Mem. Can. Soc. Petrol. Geol.*, 5, 187-198.
- Rust, B.R., 1979. Facies models 2: Coarse alluvial deposits, In: *Facies models* (Ed. R.G. Walker), *Geosci. Can., Reprint series*, 9-21.
- Ryan, W.F.B., 1976. Quantitative evaluation of the depth of the Western Mediterranean before, during and after the Messinian salinity crisis. *Sedimentology*, 23, 791-813.
- Ryan, W.B.F., Cita, M.B., 1978. The nature and distribution of Messinian erosional surfaces -indicators of a several-kilometer-deep Mediterranean in the Miocene. *Marine Geology* 27, 193–230.
- Ryan, W.B.F., 2009. Decoding the Mediterranean salinity crisis. *Sedimentology* 56, 95–136.
- Ryan, W.B.F., Hsü, K.J., Cita, M.B., Dumitrica, P., Lort, J., Maync, W., Nesteroff, W.D., Pautot, G., Stradner, H., and Wezel, F.C., 1973. Western Alboran Basin - Site 121. In: Ryan *et al.* (Eds), *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, 13, 43-90.
- S-
- Saddiqi, O., 1995. Exhumation des roches profondes, péridotites et roches métamorphiques HP-BT dans deux transects de la chaîne alpine : Arc de Gibraltar et Montagnes d’Oman. Université Hassan II, Casablanca.
- Sage, F., Von Gronefeld, G., Deverchère, J., Gaullier, V., Maillard, A. and Gorini, C. 2005. Seismic evidence for Messinian detrital deposits at the western Sardinia margin, northwestern Mediterranean. *Marine and Petroleum Geology*, 22, 757-773.
- Saint Martin, J.-P., Néraudeau, D., Lauriat-Rage, A., Goubert, E., Secrétan, S., Babinot, J.F., Boukli-Hacene, S., Pouyet, S., Lacour, D., Pestrea, S., Conesa, G., 2000. La faune interstratifiée dans les gypses messiniens de Los Yesos (bassin de Sorbas, SE Espagne): implications. *Geobios* 33, 637–649.
- Sallarès, V., Martínez-Lorienté, S., Prada, M., Gràcia, E., Ranero, C., Gutscher, M. A., & Zitellini, N. 2013. Seismic evidence of exhumed mantle rock basement at the Goringe Bank and the adjacent Horseshoe and Tagus abyssal plains (SW Iberia). *Earth and Planetary Science Letters*, 365, 120-131.
- Samara, F., Benyaïch, A., Dakki, M., Hcaïne, M. & Bally, A.W., 1997. Origine et inversion des bassins miocènes supra-nappes du Rif Central (Maroc) : étude de surface et de subsurface. *Geodinamica Acta* 10: 30-40.

- Sanz De Galdeano, C., 1988.** The evolution, importance and significance of the Neogene fault system within the Betic-Rifean Domain. *Mediterránea Ser. Estud. Geológicos* 7, 33–43.
- Sanz de Galdeano, C., Vera, J.A., 1992.** Stratigraphic record and palaeogeographical context of the Neogene basins in the Betic Cordillera, Spain. *Basin Res.* 4, 21–36.
- Savoie, B. and Piper, D.J.W., 1991.** The Messinian event on the margin of the Mediterranean Sea in the Nice area, southern France. *Marine Geology*, 97, 279–304.
- Savrdá, CE., Bottjer, D.J., y Seilacher, A., 1991.** Redox-related benthic events. In: *Cycles and events in stratigraphy* (G. Einsele, W. Ricken y A. Seilacher, Eds.). Berlin, Springer-Verlag, 524–541.
- Schnitker, D., 1970.** Upper Miocene Foraminifera from near Grimesland, Pitt County, North Carolina. North Carolina Department of Conservation and Development, Division of Mineral Resources, Special Publication 3, 128.
- Seber, D., Barazangi, M., Iben Brahim, A., Demnati, A., 1996.** Geophysical evidence for lithospheric delamination beneath the Alboran Sea and Rif-Betic mountains. *Nature* 379, 785–790.
- Seidenkrantz, M.-S., Kouwehoven, T.J., Jorissen, F.J., Shackleton, N.J., van der Zwaan, G.J., 2000.** Benthic foraminifera as indicators of changing Mediterranean–Atlantic water exchange in the late Miocene. *Mar. Geol.* 163, 387–407.
- Serpelloni, E., Vannucci, G., Pondrelli, P., Argnani, A., Casula, G., Anzidei, M., Baldi, B., and Gasperini, P., 2007.** Kinematics of the Western Africa-Eurasia plate boundary from focal mechanisms and GPS data. *Geophysical Journal International*, 169(3), 1180–1200.
- Serrano, F., 1979.** Los foraminíferos planctónicos del Mioceno superior de la Cuenca de Ronda y su comparación con los de otras áreas de las Cordilleras Béticas. Univrsité de Málaga, Espagne.
- Serrano, F., Sanz de Galdeano, C., El Kadiri, K., Guerra-Merchán, A., López-Garrido, A.C., Martín-Martín, M., Hila, R., 2006.** Oligocene-early Miocene transgressive cover of the Betic-Rif Internal Zone. Revision of its geologic significance. *Earth Planet. Sci. Lett.* 99, 237–253.
- Shackleton, N.J., Hall, M.A. and Pate, D., 1995.** Pliocene stable isotope stratigraphy of site 846. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 138, 337–355.
- Shepard, F.P. and Marshall, N.F., 1973.** Storm-generated current in La Jolla Submarine Canyon, California. *Mar. Geol.*, 15, 19–24.
- Sierro, F.J., Flores, J.A., Zamarreno, I., Vazquez, A., Utrilla, R., Frances, G., Hilgen, F., Krijgsman, W., 1997.** Astronomical cyclicity and sapropels in the pre-evaporitic Messinian of the Sorbas basin (Western Mediterranean). *Geogaceta* 21, 199–202.
- Sierro, F.J., Flores, J.A., Zamarreno, I., Vazquez, A., Utrilla, R., Frances, G., Hilgen, F.J., and Krijgsman, W., 1999.** Messinian pre-evaporite sapropels and precession-induced oscillations in western Mediterranean climate, 153, 137–146.
- Sissingh, W., 2008.** Punctuated Neogene tectonics and stratigraphy of the African-Iberian plate-boundary zone: concurrent development of Betic-Rif basins (southern Spain, northern Morocco). *Netherlands Journal of Geosciences-Geologie En Mijnbouw*, 87, 241–289.
- Snyder, S.W., Waters, V.J., Moore, T. L., 1988.** Benthic foraminifera and paleoecology of Miocene Pungo River formation sediments in Onslow bay, North Carolina continental shelf. *Cushman Foundation Special Publications* 25, 43–98.
- Soto, J.I., Comas, M.C., and de la Linde, J., 1996.** Espesor de sedimentos en la cuenca de Alborán mediante una conversión sísmica corregida. *Geogaceta*, 20, 382–285.
- Soto, J.I., Fernández-Ibañez, F., Talukder, A.R., and Martínez-García, P., 2010.** Miocene shale tectonics in the Alboran Sea (western Mediterranean). In: Wood, L., (Ed), *Shale tectonics*. AAPG Memoir 93, 119–144.
- Spakman, W., Wortel, R., 2004.** A Tomographic View on Western Mediterranean Geodynamics, in: Cavazza, W., Roure, F., Spakman, W., Stampfli, G.M., Ziegler, P. (Eds.), *The TRANSMED Atlas, The Mediterranean Region from Crust to Mantle*. pp. 31–52.
- Stanley, S.M., 1988.** Adaptative morphology of the shell in bivalves and gastropods. In: M.R. Clarke (Editor), *The Mollusca*. 11. Form and Function. Academic Press, New York, 105–140.
- Stephenson, T.A. and Stephenson, A., 1949.** The universal features of zonation between tidemarks on rocky coasts. *J. Ecol.*, 38, 289–305.
- Stich, D., Serpelloni, E., De Lis Mancilla, F., Morales, J., 2006.** Kinematics of the Iberia–Maghreb plate contact from seismic moment tensors and GPS observations. *Tectonophysics* 426, 295–317.
- Suter, G., 1965.** La région du moyen Ouergha (Rif, Maroc). Etude préliminaire sur la stratigraphie et la tectonique. *Not. & Mém. Serv. Géol. Maroc*, t 24, 183, 7–17.
- Suter, G., 1980.** Cartes géologiques du Rif au 1/500000, feuilles 245a et 245b. Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc.
- Swift, D.J.P., and Nummedal, D., 1987.** Hummocky cross-stratification, tropical hurricanes, and intense winter storms—Discussion : *Sedimentology*, 34, 338–344.

-T-

- Talling, P.J., Masson, D.G., Esther, J. Sumner, E.J. and Malgesini, G., 2012.** Subaqueous sediment density flows: Depositional processes and deposit types. *Sedimentology*, 59, 1937-2003.
- Tejera de Leon, J., Boutakiout, M., Ammar, A., Aït Brahim, L. & El Hatimi, N., 1995.** Les bassins du Rif central (Maroc) : marqueurs de chevauchements hors séquence d'âge miocène terminal au cœur de la chaîne. *Bulletin de la Société Géologique de France* 166, 751-761.
- Thompson, W.O., 1937.** Original structures of beaches bars and dunes. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 48, 723-752.
- Tillman, R.W., 1986.** Swaley cross-stratification and associated features, Upper Cretaceous Western Interior Seaway of United States : Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists, v. 5, p. 656.
- Timoulali, Y., Djellit, H., Hahou, Y., Jabour, N., Merrouch, R., 2013.** New evidence of delamination in the Western Alboran Sea. *J. Geodyn.* 1–11.
- Torne, M., Fernández, M., Comas, M.C., Soto, J.I., 2000.** Lithospheric structure beneath the Alboran Basin: results from 3D gravity modeling and tectonic relevance. *J. Geophys. Res.* 105, 3209–3228.
- Torres-Roldán, L., R., Poli, G., and Peccerillo, A., 1986.** An early Miocene arc-tholeiitic magmatic dike event from the Alboran Sea - Evidence for precollisional subduction and back-arc crustal extension in the westernmost Mediterranean. *Geologische Rundschau*, 75, 219-234.
- Turner, S.P., Platt, J.P., George, R.M.M., Kelley, S.P., Pearson, D.G., and Nowell, G.M., 1999.** Magmatism Associated with Orogenic Collapse of the Betic–Alboran Domain, SE Spain. *Journal of Petrology*, 40, 1011-1036.

-U-

- Uchman, A., 1995.** Taxonomy and palaeocology of flysch trace fossils: the Marnoso-arenacea Formation and associated facies (Miocene, Northern Apennines, Italy). *Beringeria*, 15, 3-315.
- Uchman, A., 1999.** Ichnology of the Rhenodanubian Flysch (Lower Cretaceous-Eocene) in Austria and Germany. *Beringeria*, 25, 67-173.
- Urgeles, R., Camerlenghi, A., Garcia-Castellanos, D., De Mol, B., Garcés, M., Vergés, J., Haslam, I., and Hardman, M., 2011.** New constraints on the Messinian sealevel drawdown from 3D seismic data of the Ebro Margin, western Mediterranean. *Basin Research*, 23, 123-145.

-V-

- Van Assen, E., Kuiper, K.F., Barhoun, N., Krijgsman, W., Sierro, F.J., 2006.** Messinian astrochronology of the Melilla Basin: stepwise restriction of the Mediterranean–Atlantic connection through Morocco. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 238 (1–4), 15–31.
- Van Hinsbergen, D.J.J., Vissers, R.L.M., Spakman, W., 2014.** Origin and consequences of western Mediterranean subduction, rollback, and slab segmentation. *Tectonics* 23, 393–419.
- Van Morkhoven, F.P.C.M., Berggren, W.A., Edwards, A.S., 1986.** Cenozoic cosmopolitan deep-water benthic foraminifera. *Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production Elf-Aquitaine : Mémoire*, 11. Pau.
- Vergés, J., Fernández, M., 2012.** Tethys–Atlantic interaction along the Iberia–Africa plate boundary: The Betic–Rif orogenic system. *Tectonophysics* 579, 144–172.
- Vernant, P., Fadil, A., Mourabit, T., Ouazar, D., Koulali, A., Davila, M., J., Garate, J., McClusky, S., and Reilinger, R., 2010.** Geodetic constraints on active tectonics of the Western Mediterranean: Implications for the kinematics and dynamics of the Nubia-Eurasia plate boundary zone. *Journal of Geodynamics*, 49(3-4), 123-129.
- Vidal, L., Bickert, T., Wefer, G., and Röhl, U., 2002.** Late Miocene stable isotope stratigraphy of SE Atlantic ODP Site 1085: Relation to Messinian events. *Marine Geology*, 180, 71-85.
- Vissers, R.L.M., Meijninger, B.M.L., 2011.** The 11 May 2011 earthquake at Lorca (SE Spain) viewed in a structural-tectonic context. *Solide Earth* 2, 199–204.

-W-

- Wade, B.S., Pearson, P.N., Berggren, W.A., Pälike, H., 2011.** Review and revision of Cenozoic tropical planktonic foraminiferal biostratigraphy and calibration to the geomagnetic polarity and astronomical time scale. *Earth-Science Reviews* 104, 111–142.
- Walker, R.G., 1982.** Hummocky and swaley cross stratification: 11th International Congress on Sedimentology, Hamilton, Ontario, Canada, McMaster University, Field guide book, Excursion 21A, p. 22–30.
- Walker, R.G., Duke, W.L., and Leckie, D.A., 1983.** Hummocky stratification: Significance of its variable bedding sequences: Discussion and reply: *Geological Society of America Bulletin*, v. 94, p. 1245–1251.
- Walker, R.G., and Plint, A.G., 1992.** Wave and storm-dominated shallow marine systems, in Walker, R.G. and James, N.P., eds., *Facies Models; Response to Sea-Level Change: Geological Association of Canada*, 219–238.
- Watts, A.B., Platt, J.P., Buhl, P., 1993.** Tectonic evolution of the Alboran Sea basin. *Basin Res.* 5, 153–177.

- Weijermars, R., 1988.** Neogene tectonics in the Western Mediterranean may have caused the Messinian Salinity Crisis and an associated glacial event. *Tectonophysics* 148, 211–219.
- Wernli, R., 1988.** Micropaléontologie du Néogène post nappes du Maroc septentrional et description systématique des foraminifères planctoniques. Notes Mémoires du Serv. Géologique du Maroc 331.
- Wheeler, H. E., 1964.** Baselevel, lithosphere surface, and time stratigraphy. *Geological Society of America Bulletin*, 41, 599-610.
- Whltaker, J. H. McD., 1973.** 'Gutter casts', a new name for scour and fill structures: with examples from the Llandovarian of Ringerike and Malmoya, Southern Norway. *Norsk geol. Tidsskr.*, 53, 403-17.
- Wildi, W., 1983.** La chaîne tello-rifaine (Algérie, Maroc, Tunisie) : structure, stratigraphie et évolution du Trias au Miocène. *Rev. Géologie Dyn. Géographie Phys.* 24, 201–297.
- Wildi, W., Wernli, R., 1977.** Stratigraphie et micropaléontologie des sédiments pliocènes de l'Oued Laou (côte méditerranéenne marocaine). *Arch. des Sci. Genève* 30, 213–228.
- Williams P.F. & Rust B.R., 1969.** Sedimentology of a braided river. *J. sedim. Petrol.*, 39, 649-679.
- Wright L.D., 1977.** Sediment transport and deposition at river mouths: a synthesis. *Bull. geol. Soc. Am.* 88. 857-868.

-Y-

- Young, J., Geisen, M., Cors, L., Klijne, A., Sprengel, C., Probert, I., Osternngaard, J. 2003.** A guide to extant coccolithophores taxonomy. *Journal of Nannoplankton Research, Special Issue 1*, 125.

-Z-

- Zachos, J.C., Pagani, H., Sloan, L., Thomas, E., Billups, K., 2001.** Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present. *Science* 292, 686–693.
- Zaghloul, M.N., Gigliuto, L.G., Puglisi, D., Ouazani-Touhami, A. & Belkaid, A., 2003.** The Oligocene-Miocene Ghomaride cover: a petro-sedimentary record of an early subsident stage related to the Alboran Sea rifting (northern Internal Rif, Morocco). *Geologica Carpathica* 54, 93-105.
- Zecchin, M., & Catuneanu, O., 2013.** High-resolution sequence stratigraphy of clastic shelves I: units and bounding surfaces. *Marine and Petroleum Geology*, 39(1), 1-25.
- Zeck, H.P., Albat, F., Hansen, B.T., Torres-Roldán, R.L., Garcíá-Casco, A., and Martín-Algarra, A., 1989.** A 21±2 Ma age for the termination of the ductile Alpine deformation in the internal zone of the Betic Cordilleras, South Spain. *Tectonophysics*, 169, 215-220.
- Zitellini, N., Gràcia, E., Matias, L., Terrinha, P., Abreu, A., M., DeAlteriis, G., Henriet, P., J., Dañoibeitia, J., J., Masson, G., D., Mulder, T., Ramella, R., Somoza, L., and Diez, S., 2009.** The quest for the Africa–Eurasia plate boundary west of the Strait of Gibraltar. *Earth and Planetary Science Letters*, 280(1-4), 13-50.
- Zonneveld, J. P., Kjarsgaard, B. A., Harvey, S. E., Heaman, L. M., McNeil, D. H., & Marcia, K. Y., 2004.** Sedimentologic and stratigraphic constraints on emplacement of the Star Kimberlite, east-central Saskatchewan. *Lithos*, 76(1), 115-138.