

N° d'ordre : 3643

THESE

En vue de l'obtention du : **DOCTORAT**

Structure de Recherche : Laboratoire de Géophysique et Risques Naturels

Discipline : Géologie

Spécialité : Géophysique et Géosciences Marines

Présentée et soutenue le 24/06/2022 par :

Oumnia BENMARHA

ETUDE GEOPHYSIQUE DU DOMAINE MERIDIONAL DE LA MER D'ALBORAN (MEDITERRANEE OCCIDENTALE)

JURY

Bouchta EL MOUMNI	PES,	Président de l'Université Abdelmalek Essaadi-Tétouan	Président
Aïcha BENMOHAMMADI	PES,	Université Ibn Tofail, Faculté des Sciences-Kénitra	Rapporteur/Examineur
Ilias KACIMI	PES,	Université Mohammed V, Faculté des Sciences-Rabat	Rapporteur/Examineur
Youssef HAHOU	PES,	Université Mohammed V, Faculté des Sciences-Rabat	Rapporteur/Examineur
Luca giorgio BELLUCCI	PES,	Consiglio Nazionale delle Ricerche Istituto di Scienze Marine - Sede di Bologna - Italie	Examineur
Elmostafa ZAKARYA	PES,	Ecole Royale Navale	Examineur
Abdellah AMMAR	PES,	Université Mohammed V, Faculté des Sciences-Rabat	Directeur de thèse

Année Universitaire : 2021/2022

DÉDICACE

Je dédie ce travail et ma profonde gratitude A toutes celles et tous ceux qui se sont sacrifiés pour m'offrir les conditions propices à ma réussite :

A celle qui m'a comblé de tendresse et d'affection et qui a constitué la première école de mon existence ; ma chère mère. Ma réussite est le produit de l'éducation que tu m'as prodiguée. Les sacrifices que tu as consentis à mon égard et le sens du devoir que tu m'as enseigné depuis mon enfance sont le socle de ma vie. Avec ce travail, j'espère réaliser l'un de tes rêves.

Puisse Dieu te préserver et te procurer santé et bonheur.

*A la mémoire de mon défunt père,
Jamais je ne t'oublierai PAPA, Tu as été et tu seras toujours un exemple pour moi par tes qualités humaines, ta persévérance et ton perfectionnisme.*

A mon mari et mes deux chers frères et belles-sœurs pour leurs soutiens et attentions. Ils m'ont permis de réaliser que la famille est sacrée. Ils étaient pour moi, une vraie source d'inspiration et ont, toujours, été à mes côtés durant les moments difficiles.

A mes chères Nièces et mon Neveu, ils sont et resteront une source d'énergie et de bonheur pour moi.

A toute ma famille avec tous mes sentiments de respect, d'amour, de gratitude et de reconnaissance.

Mes mots ne seraient jamais à la hauteur de l'amour et l'affection que vous m'avez témoignés tout au long de mes études. J'aimerais vous exprimer toute ma gratitude et reconnaissance. Cette dédicace est pour moi, la meilleure façon de vous honorer et vous montrer à quel point vous avez été magnifiques.

Mes pensées vont aussi à tous mes amis (es) qui m'ont toujours motivé et encouragé.

*A mes grands parents maternels et paternels
qui nous ont quitté trop tôt,
Que Dieu vous aie en sa sainte miséricorde*

AVANT-PROPOS

*Le travail qui fait l'objet de ce mémoire a été réalisé au Département des Sciences de la Terre et de l'Univers de la faculté des sciences- université Mohammed V de Rabat, par une équipe appartenant au **Laboratoire de Géophysique et Risques Naturels**. Il est le fruit d'une collaboration tripartite entre des organismes universitaires et de recherche marocains, espagnols et français.*

Il a pu être mené à bien grâce au soutien matériel et moral de plusieurs personnes dont la liste est trop longue pour que je puisse tous les citer. Je voudrais leurs adresser mes vifs remerciements.

*Je souhaite remercier mon directeur de thèse, Monsieur **Abdellah AMMAR**, Professeur à la faculté des sciences Rabat, pour l'attention de tout instant qu'il a apporté à mes travaux de recherche, pour ses conseils avisés et son écoute qui ont permis l'aboutissement de cette thèse. Son énergie et sa confiance ont été des éléments moteurs pour moi. Je lui suis également reconnaissante pour sa disponibilité et ses qualités pédagogiques et scientifiques, sa franchise et sa sympathie. J'ai beaucoup appris à ses côtés et je lui adresse ma gratitude pour tout cela. J'ai pris un grand plaisir à travailler avec lui.*

*Que Monsieur le professeur **Bouchta EL MOUMNI**, président de l'Université Abdelmalek Essaadi, veuille croire à ma profonde gratitude pour l'honneur qu'il me fait en acceptant de lire, de critiquer cette thèse et d'en présider le jury, l'intérêt qu'il a souvent montrer à ce travail, au cours de sa réalisation, a été pour moi à la fois un encouragement mais aussi une lourde charge. J'espère qu'il n'en sera pas déçu.*

Mes remerciements s'adressent aux rapporteurs et examinateurs:

*Madame **Aïcha BENMOHAMMADI**, Professeur à la Faculté des Sciences de Kénitra. Elle m'a fait l'honneur de siéger dans ce jury de thèse et d'évaluer le contenu de mon manuscrit. Qu'elle soit assurée ma profonde gratitude.*

*Monsieur **Youssef HAHOU**, Professeur à la faculté des sciences Rabat, a accepté de rapporter ce travail malgré ses nombreuses occupations. Je suis certaine que sa connaissance de la géologie de la région permettra d'améliorer ce manuscrit. Je voudrais l'en remercier et l'assurer de ma profonde reconnaissance*

*Monsieur **Ilias KACIMI**, Professeur à la Faculté des Sciences de Rabat, a bien voulu rapporté mon manuscrit, j'espère qu'il en sera satisfait. Sa rigueur, en tant qu'enseignant en licence et master ainsi que ces encouragements m'ont incité à continuer mes études dans le*

cadre d'une formation doctorale. Veuillez Monsieur le professeur croire à l'expression de ma profonde reconnaissance et de mon grand respect.

*Monsieur **Luca Giorgio BELLUCCI**, chercheur au Consiglio Nazionale delle Ricerche Istituto di Scienze Marine - Sede di Bologna-Italie a bien voulu accepté de faire partie de ce jury de thèse. Sa grande connaissance de la mer Méditerranée et ses compétences scientifiques permettront, sans nul doute, d'enrichir le débat sur un sujet aussi intéressant que la mer d'Alboran. Je lui suis reconnaissante de l'honneur qu'il me fait par sa participation à mon jury de thèse.*

*Je remercie Monsieur **Elmostafa ZAKARYA**, Professeur à l'Ecole Royale Navale pour l'intérêt qu'il a porté à mes travaux en examinant ce mémoire et pour l'honneur qu'il me fait en participant à ce jury.*

*Mes remerciements s'adressent également à Madame Nadia **MHAMMEDI**, responsable du Laboratoire de Géophysique et Risques Naturels. Elle a encadré, avec monsieur Ammar, le mémoire de fin d'études de mon Master et suivi de près mes travaux de thèse. Sa gentillesse et ses judicieux conseils m'ont été très utiles. Je l'en remercie vivement.*

*Un remerciement tout particulier à Mme Karima **ECHTIOUI**, pilier du CDOC, pour son amitié maternelle et l'attention qu'elle a toujours porté à l'avancement de mes travaux de recherche. Merci beaucoup ma chère Karima.*

A tous les professeurs qui ont guidé mes pas à la Faculté des Sciences de Rabat Je suis devenu ce que je suis aujourd'hui en grande partie grâce à ce que vous m'avez appris.

*A tous les chercheurs que j'ai connus au cours de la réalisation de mes recherches scientifiques et dont les échanges ont enrichi mon parcours. Un grand merci à toute l'équipe de la mission océanographique **ALBACORE** dont je tiens à citer Elia d'Acremont, Sara Lafuerza, Christian Gorini, Ferran Estrada, Sylvie Leroy, Daniel Praeg, Pascal le Roy, Alain Rabaute, Nieves Lopez-Gonzalez, Jaime Frigola, Désirée Palomino, EL Mehdi Latni, Maria de la Fuente, Bruno Scalabrino, Emmanuel Laurent, Anne-Marie Duval, Yevgeniya Sheremet, Marcelo Ketzer, Belén Alonso, Guillem Corbera, Sara Campderros, Alana Oliveira de Sá, Romain Besso, Lea Vidil, Víctor Tendero Salmerón, Alexandre Dano.*

RESUME

L'importante maille des données de sismique réflexion et les forages réalisés sur les marges de la mer d'Alboran ont permis de réaliser un grand progrès, dans la compréhension de son évolution géologique. Les travaux réalisés sur cette partie de la mer Méditerranée ont montré, en plus de la complexité de son évolution, aussi bien sur le plan structural que sédimentologique, de nombreux points de discordance entre les différentes hypothèses.

Malgré l'âge relativement récent (Miocène inférieur) de la mer d'Alboran, une épaisseur de plus 11 km de sédiments est révélée, par la sismique réflexion, dans le bassin Ouest-Alboran. La base de ce remplissage, formée d'argile sous-compactée d'âge burdigalien, est le réservoir qui alimente le diapirisme cantonné dans ce seul bassin.

Dans le bassin Sud-Alboran, le remplissage sédimentaire est à la fois plus récent (Miocène supérieur) et beaucoup moins épais. Sa répartition est fortement impactée par la tectonique et le volcanisme.

L'un des événements géologique majeur en Méditerranée est la Crise de Salinité Messinienne. Résultant d'une évaporation supérieure à l'alimentation en eau, elle-même déclenchée par une restriction des communications entre l'océan Atlantique et la Méditerranée. Elle s'exprime par le dépôt de sels dans les parties profondes de la méditerranée et l'érosion de ses bordures. La découverte de dépôts miocènes dans les parties immergées des bassins néogènes du Rif occidental, leur structuration en horsts et grabens, y compris le détroit de Gibraltar ainsi que l'existence d'un canyon messinien dans le prolongement oriental du détroit permettent de revoir l'âge de cette structure qui serait Miocène et non pas Pliocène, comme cela était admis jusqu'à présent.

La mer d'Alboran constitue une zone très active, comme en atteste la fréquence des séismes qui caractérisent la région. Cette activité est concentrée au large d'Al-Hoceima qui coïnciderait, selon certains auteurs, avec la limite des plaques Africaine et Eurasienne. Ceci en fait une zone d'importance majeure dont il faut suivre l'évolution.

Mots-clés : mer d'Alboran, Bassin Ouest-Alboran, Bassin Sud-Alboran, Détroit de Gibraltar, Analyse sismique, Structuration, Sédimentologie.

ABSTRACT

The large grid of seismic reflection data and the drilling carried out on the margins of the Alboran Sea have made it possible to make great progress in understanding its geological evolution. The works carried out on this part of the Mediterranean Sea have shown, in addition to the complexity of this evolution, both structurally and sedimentologically, many points of divergence between the different hypotheses.

Despite the relatively recent age (Early Miocene) of the Alboran Sea, a thickness of more than 11 km of sediments is revealed, by seismic reflection, in the West-Alboran basin. The base of this filling, formed of under-compacted clay of Burgalian age, is the reservoir that feeds the connate dipirism in this basin alone.

In the South Alboran basin, the sedimentary filling is both more recent (Upper Miocene) and much less thick. Its distribution is strongly impacted by tectonics and volcanism.

One of the major geological events in the Mediterranean is the Messinian Salinity Crisis. Resulting from an evaporation greater than the water supply, itself triggered by a restriction of communications between the Atlantic Ocean and the Mediterranean, it is expressed by the deposit of salt in the deep parts of the Mediterranean and the erosion of its borders. The discovery of Miocene deposits in the submerged parts of the Neogene basins of the western Rif, their structuring into horsts and grabens, including the Strait of Gibraltar as well as the existence of a Messinian canyon in the eastern extension of the strait allow us to review the age of this structure which would be Miocene and not Pliocene, as had been accepted until now.

The Alboran Sea is a very active area, as evidenced by the frequency of earthquakes that characterize the region. This activity is co-centered off Al-Hoceima which would coincide, according to some authors, with the limit of the African and Eurasian plates. This makes it an area of major importance whose evolution must be monitored.

Keywords : Alboran Sea, West-Alboran Basin, South-Alboran Basin, Strait of Gibraltar, Seismic analysis, Structuration, Sedimentology.

TABLE DES MATIERES

AVANT-PROPOS	IV
RESUME	VI
ABSTRACT	VII
TABLE DES MATIERES	VIII
LISTE DES ILLUSTRATIONS.....	XI
INTRODUCTION : PROBLEMATIQUE GENERALE ET OBJECTIFS DE LA THESE.....	1

PREMIERE PARTIE: GENERALITES SUR LA ZONE D'ETUDE

CHAPITRE I: SITUATION GEOGRAPHIQUE ET CADRE GEOLOGIQUE.....	5
I. CADRE REGIONAL	5
II. CADRE GEOLOGIQUE ET GEODYNAMIQUE	7
II.1. Introduction.....	7
II.2. La Méditerranée.....	7
II.3. La Mer d'Alboran et ses bordures	9
II.3.1. Arc de Gibraltar	9
II.3.2. Mer d'Alboran	13
II.4. La chaîne rifaine	15
II.5. Structure du Rif.....	19
II.6. Evolution géodynamique	21
II.6.1. La Phase de Structuration	21
II.6.2. La Phase Post-Nappes.....	22
II.6.3. Le Magmatisme	22
II.6.4. La Néotectonique.....	26
CHAPITRE II: CADRE MORPHOSTRUCTURAL	28
I. INTRODUCTION	28
II. ENSEMBLES MORPHOLOGIQUES DE LA MER D'ALBORAN	28
II.1. Les bassins	30
II.1.1. Le bassin Ouest-Alboran	30
II.1.2. Le bassin Sud-Alboran	31
II.1.3. Le bassin Est-Alboran	31
II.2. La Ride d'Alboran	32
II.3. Les marges	33
II.3.1. La marge occidentale.....	37
II.3.2. La marge centrale	38

II.3.3. La marge orientale	39
II.4. Les hauts fonds	40
II.5. Les formes sédimentaires	41
II.5.1. Contourites.....	41
II.5.2. Structures liées à la sortie des fluides	45
CHAPITRE III: HYDROLOGIE MARINE ET CIRCULATION DES MASSES D’EAU	49
I. A L’ECHELLE DE LA MEDITERRANEE	49
II. A L’ECHELLE DE LA MER D’ALBORAN	53
II.1. Dans le détroit de Gibraltar	53
II.2. En Mer d’Alboran	53
CHAPITRE IV: LA CRISE DE SALINITE MESSINIENNE	61
 DEUXIEME PARTIE: APPORT DE L’IMAGERIE SISMIQUE A L’ETUDE DU DOMAINE MERIDIONAL DE LA MER D’ALBORAN (MEDITERRANEE OCCIDENTALE)	
CHAPITRE I: METHODOLOGIE.....	70
I. LA SISMIQUE REFLEXION	70
II. APPLICATIONS	72
II.1. Données utilisées	72
II.2. Format des données	73
II.2.1. Profils en format papier	73
II.2.2. Profils en format SGY	73
III. LE LOGICIEL KINGDOM SUITE	73
IV. PROCEDURES D’INTERPRETATION DES SECTIONS SISMQUES :	
INTERPRETATION STRATIGRAPHIQUE	76
IV.1. Analyse des séquences sismiques	76
IV.1.1. Terminaisons à la base	77
IV.1.1.a. Onlap	77
IV.1.1.b. Downlap	78
IV.1.2. Terminaisons au sommet	79
IV.1.2.a. Toplap (biseau sommital)	79
IV.1.2.b. Troncature d’érosion	80
IV.2. Applications	80
IV.3. Analyse des faciès sismiques : Configuration interne des unités de faciès	81
IV.3.1. Faciès à configuration parallèle	81
IV.3.2. Faciès à configuration transparente	82
IV.3.3. Faciès à configuration chaotique	83

IV.3.4. Faciès à configuration convergente-divergente	84
IV.3.5. Faciès à configuration progradante	85
IV.4. Le calage stratigraphique	87
IV.4.1. La Limite Miocène (Messinien) Pliocène	87
IV.4.2. Relation géométrique entre le Miocène et Le Plio-Quaternaire	87
CHAPITRE II: LES EVOLUTIONS MAJEURES EN MER D’ALBORAN ET SA PERIPHERIE DEPUIS LE TORTONIEN (résultats et interprétations)	90
I. INTRODUCTION	90
II. CONTEXTE GEOLOGIQUE	92
III. REMPLISSAGE SEDIMENTAIRE	96
III.1. Mer d’Alboran.....	96
III.2. Bassins du Néogène.....	97
IV. LA CRISE DE SALINITE MESSINIENNE	98
V. MATERIEL ET METHODES	100
VI. RESULTATS (NOUVELLE CHRONOLOGIE).....	101
VI.1. Soulèvement de la Ride d’Alboran et Glissement en masse des sédiments.....	101
VI.2. L'ouverture du détroit de Gibraltar.....	102
VI.3. Structuration des bassins Néogène.....	105
VII. DISUSSION	108
VIII. CONCLUSION	112
CHAPITRE III: REPARTITION SPATIALE DES SEDIMENTS (résultats et interprétations)	114
I. REPARTITION SPATIALE DES SEDIMENTS DANS LE BASSIN OUEST-ALBORAN ET SA MARGE MAROCAINE	114
I.1. Introduction.....	114
I.2. Cadre morphologique.....	115
I.3. Données et méthodes	117
I.4. Le remplissage sédimentaire.....	119
I.5. Discussion	124
I.6. Conclusion	129
II. REPARTITION SPATIALE DES SEDIMENTS DANS LE BASSIN SUD-ALBORAN ET SA MARGE MAROCAINE	130
CHAPITRE IV: DISTRIBUTION AND ORIGIN OF SUB-MARINE LANDSLIDES IN THE ACTIVE MARGIN OF THE SOUTHERN ALBORAN SEA (WESTERN MEDITERRANEAN SEA) (résultats et interprétations)	132
CHAPITRE V: CONCLUSION GENERALE ET PERSPECTIVES.....	152
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES	155

LISTE DES ILLUSTRATIONS

Figure 1 : (a) situation de la Mer d'Alboran en Méditerranée occidentale, (b) situation géographique de la Mer Méditerranée. Ag (Algeciras); Ma (Malaga); Al (Almeria); Me (Melilla); Ta (Tanger). Source: GLOBE database (<http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/topo/globe.html>).

Figure 2 : (A) Vue cartographique (B) Tomographie sismique de la structure profonde de l'Ouest méditerranéen (modifié par Augier, 2004 d'après Spakman et Wortel (2004) ; Rouchy et Caruso (2006)). Ce corps plongeant correspond à la croûte océanique Atlantique plongeant sous la Méditerranée occidentale. (B) Schéma en 3 dimensions des panneaux plongeants sous la Méditerranée (Pedrera et al., 2011).

Figure 3 : Carte géologique de la Méditerranée occidentale modifiée d'après Etheve et al. (2016); Leprêtre et al. (2018)).

Figure 4 : Carte sismo-tectonique et bathymétrique de la terminaison occidentale de la Méditerranée représentant les trois hypothèses majeures de la géométrie de la frontière de plaques entre le Golfe de Cadix et Alboran.

Figure 5 : Situation géographique de la zone d'étude et Carte géologique de la Méditerranée occidentale mettant en évidence la position du domaine d'Alboran enclavé entre la péninsule ibérique et le Nord-Ouest de l'Afrique modifiée d'après (Comas et al., 1999; Frasca et al., 2015 ; Daudet et al., 2020). WAB : Basin Ouest-Alboran.

Figure 6 : Reconstruction tectonique de la Méditerranée occidentale (CASCIELLO et al., 2015 modifié d'après Bouillin et al. (1986)).

Figure 7 : Coupe conceptuelle (pas à l'échelle) synthétisant les relations structurales entre les différentes nappes de charriage de l'intérieur à l'extérieur de la chaîne bético-rifaine (Vergés et Fernandez, 2012).

Figure 8 : (A). Localisation de la ceinture montagneuse du Rif dans la ceinture maghrébine (Durand-Delga, 1980). (B). Carte géologique simplifiée de la Ceinture du Rif d'après (Suter (1980b), Benzaggagh et al., 2014, Michard et al., 2018) MBB : linéament Mésorif Basaltes-Brèches ; MSZ : zone de suture de Mésorif.

Figure 9 : Carte magmatique du domaine d'Alboran comprenant le Sud de l'Espagne et le nord du Maroc. Les roches volcaniques du Miocène moyen-tardif sont réparties dans une

ceinture orientée NE-SW. Le volcanisme comprend des structures volcaniques sous-marines (Mont sous-marin Al Mansour(AMS) ; Ride de Yusuf ; la Ride d'Alboran ; ODP sites 977 and 978), Île d'Alboran (AI), Ras Tarf et cap des Trois Fourches au nord du Maroc, et Région de Gata et Aguilas dans le Sud de l'Espagne.

Figure 10 : Carte bathymétrique montrant les limites entre les provinces physiographiques de la Mer d'Alboran d'après [Juan et al. \(2020\)](#). AT-Alboran Through; AV- la vallée d'Al Hoceima; EAB-Bassin Est-Alboran; MB- Bassin de Motril; SAB- Bassin Sud-Alboran; WAB- Bassin Ouest-Alboran; YB- Bassin de Yusuf; ALR-Ride d'Alboran; les hauts-fonds : (AM- Al Mansour; DJ-Djibouti Ville; FP- Francesc Pages; IB-Ibn Batouta); SB- Banc de Sabinar; TB- Banc de Tofiño; XB- Banc de Xauen ; MtP- Plateau de Motril; MyP- Plateau de Moulouya.

Figure 11 : Physiographie de la Mer d'Alboran. BWA : bassin Ouest-Alboran ; BEA : bassin Est-Alboran ; BSA : bassin Sud-Alboran ; BX : Banque de Xauen ; BT : Banc de Tofiño ; RA : Ride d'Alboran ; CA : Chenal d'Alboran.

Figure 12 : La Ride d'Alboran : trait morphostructural majeur de la Mer d'Alboran.

Figure 14 : Types des coupes bathymétriques au niveau de la marge méditerranéenne marocaine.

Figure 15 : Profil de sismique réflexion mettant en évidence l'influence du diapirisme argileux sur la morphologie de la marge occidentale.

Figure 16 : Profils sismiques montrant deux types différents de haut fond en Mer d'Alboran: la Ride d'Alboran (a) et le haut fond Francesc Pagès (b) liés à des plis structuraux ; et les hauts fonds Chella (c) et La Herradura (d) liés au volcanisme ([Ercilla et al.2021](#)).

Figure 17 : Géomorphologie du fond marin et architectures sismiques et océanographiques de la Mer d'Alboran.

Figure 18 : Profil sismique d'un CDS avec le drift de Sebta et la circulation de fluides dans les contourites. le drift de Sebta est caractérisé par des dépôts contouritiques sableux qui servent de conduits pour la migration latérale des fluides. Cette circulation de fluide est également marquée par la présence de structures d'échappement de fluide telles que des volcans de boue & pockmarks ([Somoza et al., 2012](#)).

Figure 19 : Caractéristiques de la dynamique des fluides dans la Mer d'Alboran. (a) Profil sismique montrant des diapirs de boue sous le fond perçant et déformant les sédiments récents du drift contouritique de Sebta dans le talus continental Ouest marocain. La boue est

forcée de remonter en raison des surpressions dans les unités du sous-sol. En outre, le fond marin perçant le volcan de boue Carmen est montré. (b) Profil sismique montrant la coupe transversale d'un pockmark (Ercilla et al, 2021).

Figure 20 : Circulation superficielle en Mer Méditerranée d'après C. Millott and Taupier-Letage, L (2005). Modifié d'après GRID Arendal (2013) .<https://www.grida.no/resources/5915>.

Figure 21 : Carte bathymétrique de la Mer d'Alboran avec le modèle actuel de circulation régionale. Modifié d'après Vázquez et al. (2015). Légende: AW : L'eau Atlantique ; LIW : l'eau levantine intermédiaire ; WMDW : l'eau profonde de la Méditerranée occidentale.

Figure 22 : Schéma de la circulation thermohaline et section hydrologique de la Mer Méditerranée d'Après Millot and Taupier-Letage (2005). Modifié d'après GRID-Arendal (2013).

Figure 23 : Circulation anticyclonique de l'eau atlantique en Méditerranée D'après (Ercilla et al. 2021). AW : l'eau atlantique; WIW : Eau Ouest- intermédiaire ; LIW: Eau levantine intermédiaire; LMW: Eau Légère Méditerranéenne; WMDW: Eau profonde de la Méditerranée occidentale; DMW: Eau Dense Méditerranéenne ; ShW : Shelf Water; WAG: Gyre Ouest-Alboran; EAG: Gyre Est-Alboran; AJ : Jet Atlantique .

Figure 24 : Bloque diagramme illustrant la circulation verticale et la distribution de la salinité en Mer Méditerranée. d'après Zavattarelli M and Mellor G (1995). Modifié d'après GRID-Arendal (2013). Source : <https://www.grida.no/resources/5885>.

Figure 25 : Distribution actuelle des évaporites messiniennes, ainsi que des fronts orogéniques, marges passives et principales failles transformantes. Les dépôts de gypse sont caractéristiques des plates-formes continentales peu profondes. Le gypse et la halite indifférenciés correspondent aux bassins Est de la méditerranée qui se sont asséchés rapidement avec la baisse de l'apport d'eau en provenance de l'atlantique. La trilogie gypse/halite/gypse est observée dans les bassins Ouest et correspond à la décantation du sel de ces bassins sur-saturés. D'après Roveri et al.(2014).

Figure 26 : Profil sismique montrant l'influence du diapirisme sur la morphologie de la couverture sédimentaire plio-quaternaire. (López-Rodríguez et al.,2019).

Figure 27 : Principaux événements caractérisant la Crise de salinité messinienne. Fluctuations du niveau marin méditerranéen tantôt équivalent du niveau océanique global

tantôt distinct de celui-ci entre 6,1 et 5,1 Ma. À l'assèchement périodique et momentané des bassins périphériques méditerranéens (évaporites ; 5,971 à 5,62 Ma ; 1er stade de la crise), succéda la dessiccation quasi complète de la Méditerranée suivie de sa remise en eau progressive (dépôt de l'essentiel des évaporites dans les bassins centraux, surface d'abrasion) puis catastrophique (5,60 à 5,46 Ma ; 2e stade, paroxysmique, de la crise).

Illustrations d'évidences géologiques : B) Gypses du bassin périphérique de Sorbas (1er stade de la Crise) (Sud-est de l'Espagne) – barre = 20 m. C) Cristaux de gypse de même provenance. D) Halite de la mine de Realmonte (Sicile) surmontant des sels de potassium (carnallite et kainite) – barre = 1 m ; quoique périphérique, le bassin sicilien était quelque peu plus profond que celui de Sorbas. E) Surface d'érosion messinienne illustrée par un profil sismique au large du Roussillon (2e stade de la Crise). F) Profil sismique TGS-NOPEC dans le golfe du Lion montrant l'épaisse couche de halite (2e stade de la Crise) – barre = 1 km. G) Profil sismique en mer devant Nice montrant la surface d'abrasion (remontée lente du niveau marin) surmontant les sédiments clastiques et la Surface d'érosion messinienne (fin du 2e stade de la crise) d'après J-P Suc Et al. (2019).

Figure 28 : *Le principe de la technique de sismique réflexion est le suivant : les ondes émises par la source sismique sont réfléchies et réfractées, puis reçues par les hydrophones. Le traitement des signaux permet de restituer la structure du fond. 1: Navire d'acquisition ; 2: Local d'acquisition des données; 3: Flûte sismique contenant les hydrophones; 4: Ondes réfléchies; 5: Fond marin; 6: Ondes incidentes. (Extrait de CGG 2018) Modifié.*

Figure 29 : *Exemple d'une coupe sismique. L'échelle verticale représente le temps (en secondes) que mettent les ondes pour effectuer un trajet aller-retour à partir de la surface de la mer.*

Figure 30 : *Capture d'écran du Projet Kingdom sur une station de travail.*

Figure 31 : *Illustration des relations possibles entre les réflexions sismiques et les limites de séquences (Mitchum and Vail, 1977).*

Figure 32 : *Profils sismiques montrant le dépôt Plio-Quaternaire en Onlap sur la discordance messinienne. (A) le découpage des unités sismique M : Messinien, P : Pliocène, Q : Quaternaire.*

Figure 33 : *Profil sismique montrant le dépôt Plio-Quaternaire en Downlap sur la discordance messinienne.*

Figure 34 : *Exemple de Toplap, zone d'érosion observée sur le bassin Martil-oued laou.*

Figure 35 : *Faciès à configuration parallèle.*

Figure 36 : *Faciès à configuration transparente.*

Figure 37 : *Faciès à configuration chaotique.*

Figure 38 : *Faciès à configuration convergente divergente.*

Figure 39 : *Facies à configuration progradante.*

Figure 40 : *Profil sismique illustrant le passage entre le Miocène et le Plio-Quaternaire correspondant à une discordance angulaire.*

Figure 41 : *Contact concordant entre le Miocène et le Plio-Quaternaire.*

Figure 42 : *Carte géologique de la Mer d'Alboran et ses bordures (Comas et al., 1999). La carte montre les différents domaines du Rif et de la chaîne bétique et la complexité de la morphologie marine répartie entre hauts-fonds et bassins. WAB, Bassin Ouest-Alboran, Basin Est-Alboran; SAB, Bassin Sud-Alboran; YB, Basin de Youssuf; SBB, Basin Sud-Baléare.*

Figure 43 : *Image sismique perpendiculaire à la Ride d'Alboran. Elle montre que, dans ce secteur, la Ride d'Alboran est une formation essentiellement sédimentaire plissée. Son soulèvement est le résultat de failles inverses visibles sur ses flancs.*

Figure 44 : *Echelle stratigraphique de la sismique réflexion du forage commercial Andalucia G-1 (G1) dans le bassin occidental d'Alboran, d'après Fernandez-Ibanez et Soto (2017).*

Figure 45 : *Carte Paléogéographique montrant les connexions entre l'océan Atlantique et la Mer Méditerranée, à travers le Nord du Maroc et le Sud de l'Espagne, entre le Tortonien inférieur et Messinien. D'après Martin et al. (2001, 2009, 2014) and Flecker et al. (2015).*

Figure 46 : *Situation des profils sismiques et des forages sur la marge marocaine et en Mer d'Alboran. Les données sismiques sont en format SEG-Y, sous Kingdom Suite.*

Figure 47 : *a, Position stratigraphique des masses sédimentaires glissées (MTD); b, Situation du profil utilisé pour son illustration; c, distribution géographique du MTD dans le bassin Ouest-Alboran (WAB); EAB, Bassin Est-Alboran; SAB, Bassin Sud-Alboran; AR, Ride d'Alboran.*

Figure 48 : *Profil sismique illustrant l'importance de l'érosion en relation avec le fonctionnement du détroit de Gibraltar.*

Figure 49 : *Image sismique du canyon creusé par l'eau atlantique (Estrada et al. 2011a, b). Noter l'importance de la largeur et la profondeur de ce chenal.*

Figure 50 : Canyons messiniens dûs au détroit de Gibraltar et aux fleuves côtiers (taken from Estrada et al. 2011a, b).

Figure 51 : Profils sismiques montrant la structuration en horts et grabens du plateau continental occidental de la Mer d'Alboran (MO75-26), la présence d'un remplissage sédimentaire miocène dans le bassin de Martil (MO75-26 and MO75-08) et son absence sur les hauts-fonds.

Figure 52 : (a) : Carte géologique du Rif occidental et du détroit de Gibraltar. (b) carte montrant la transition terre-mer des bassins néogènes.

Figure 53 : Carte géologique de la Mer d'Alboran (Bourgois et al. 1992, Comas et al. 1999, Leblanc et Olivier 1984, Romagny et al. 2014, Lafosse et al. 2020) Modifiée. La carte montre une morphologie complexe répartie entre bassins et hauts-fonds. WAB : Bassin Ouest-Alboran ; EAB : bassin Est-Alboran ; SAB : bassin Sud-Alboran ; AC : Chenal d'Alboran ; AFZ : Zone de Failles Adra ; AVR : Faille d'Averroes ; ABR : Ride d'Abubacer ; CF : Faille de Carboneras ; CR : Rif central ; DJ : Plateau de Djibouti ; EB : Bétique orientale ; AIF : Faille AL-Idrissi ; ER : Rif Oriental ; JF : faille de Jebha ; NF : faille du Nekor ; SAR : Ride d'Alboran Sud ; SB : Bassin de Sorbas ; NAR : Ride d'Alboran Nord ; YF : Faille de Youssouf ; TASZ : La zone de cisaillement trans-Alboran indique le mouvement déduit pour la période Miocène supérieur - Pliocène. Les failles rouges sont la faille Al-Idrissi active actuelle et sa faille conjuguée Averroes.

Figure 54 : Morphologie de la marge occidentale marocaine ; PC : Plateau Continental ; PCP : Pente Continentale Proximale ; PM : Plateau Marginal ; PCD : Pente Continentale Distale ; BWA : Bassin Ouest-Alboran.

Figure 55 : Situation des profils sismiques disponibles sur la marge marocaine et forage en Mer d'Alboran. Les données sismiques sont au format SEG-Y et gérées par le logiciel Kingdom Suite.

Figure 56 : Carte isopaque, effectuée à partir des profils sismiques, montrant la répartition spatiale du remplissage sédimentaire et l'orientation des centres de dépôts.

Figure 57 : Profil sismique (position Figure. 55) montrant l'absence ou la faiblesse des dépôts sédimentaires dans la partie orientale du bassin Ouest-Alboran. S : Substratum ; RS : Remplissage sédimentaire.

Figure 58 : Evolution des épaisseurs de la couverture sédimentaire sur le plateau continental : la coupe sismique (position Figure. 55) montre une structuration du substratum

en horsts et grabens de profondeurs variables. A l'exception du graben de l'oued Martil ou elle comporte des dépôts miocènes et plio-quaternaires, la couverture sédimentaire représentée est réduite aux dépôts plio-quaternaires ou absente.

Figure 59 : Profil sismique (position Figure. 55) montrant la diminution de la couverture sédimentaire du bassin vers la côte et les principaux facteurs qui contrôlent son évolution tels que : la morphologie du substratum, les variations eustatiques du niveau marin (alternance de phases d'érosion et de séquences transgressives) ainsi que la mobilité latérale et verticale des dépôts argileux responsables du diapirisme et des failles qui affectent la couverture sus-jacente.

Figure 60 : Profil et Coupe sismique simplifiée (position Figure. 55) montrant l'importance de la couverture sédimentaire dans le bassin Ouest-Alboran. La base du remplissage sédimentaire, étant de nature argileuse, évolue en diapirs qui influencent l'architecture et la morphologie des dépôts plus récents.

Figure 61 : Unités sismo-stratigraphiques et principales limites régionales d'après [Jurado and Comas \(1992\)](#) Modifiée. M : Discordance messinienne ; R : réflecteurs correspondant aux discordances majeures dans les sédiments.

Figure 62 : Carte de la profondeur du substratum en Mer d'Alboran ([Stich et al., 2003a](#), [Bufo et al., 2004](#), [Akoglu et al., 2006](#), [Biggs et al. 2006](#), [Cakir et al., 2006](#), [Stich et al., 2006](#), [Serpelloni et al., 2007](#) & [Ammar et al., 2007](#)).

Figure 63 : Carte isopaque du bassin Sud-Alboran et sa marge marocaine, effectuée à partir des profils sismiques, montrant la répartition spatiale du remplissage sédimentaire et l'orientation des centres de dépôts.

Figure I : Bathymetric map of the Alboran Sea showing the structural features of the area. Shaded bathymetry from compilation of ISTEP and CSIC multibeam cruises with GEBCO 2014 database, topography from SRTM database. Focal mechanism in black: 1994 main shock ([El Alami et al., 1998](#); [Biggs et al., 2006](#)). Focal mechanism in red: 2004 main shock ([van der Woerd et al., 2014](#)). Focal mechanism in green: 2016 main shock ([Kariche et al., 2017](#); [Medina and Cherkaoui, 2017](#)). Focal mechanism in orange: Location and moment tensor solution obtained for the 1910 Adra Earthquake from [Stich et al. \(2003\)](#). AF, Averroes Fault; AIFZ, Al Idrissi Fault Zone; A.Is, Alboran Island; AR, Alboran Ridge (Alboran ridge thrust front, ARTF); CSF, Carboneras Serrata Fault; EAB, East Alboran Basin; FP, Francesc Pagès Seamount; IB, Ibn-Batouta Bank; JF, Jebha Fault; NB, Nekor Basin; NF, Nekor Fault; PB, Pytheas Bank; SAB, South Alboran Basin; SAR, South Alboran Ridge; TB, Tofiño Bank; WAB, West Alboran

Basin; XB, Xauen Bank; YF, Yusuf Fault. Orange dashed areas SAB and SAR correspond to the two key sites of this study (South Alboran Basin and South Alboran Ridge respectively). Offshore structural features from Estrada et al. (2017); d'Acremont et al. (2020). Inset: water currents between Mediterranean Sea and Atlantic Ocean and main features of the basement. The arrows representing water masses are from Ercilla et al. (2019); AW, Atlantic Water; LMW, Light Mediterranean intermediate Water; DMW, Dense Mediterranean Water. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article).

Figure II : (A) Bathymetric and seismic epicentral map. Epicentres of the earthquakes recorded between 1964 and 2020 (Spanish Instituto Geografico Nacional (IGN) database). Landslide field location used in the text and Fig. IX (Xauen, Central and Pytheas) is represented by the white line. (B) Structural map (from d'Acremont et al., 2020; Lafosse et al., 2020) with the distribution of the submarine landslides from this study. XX and MX correspond to the code names of the MTDs described in this paper (see Appendix). DF1, DF2, DF3, deformation front highlighted by blind thrusts from d'Acremont et al., 2020. ARDF, Alboran Ridge Deformation Front from Martinez-Garcia et al. 2017. A.Is, Alboran Island; FP, Francesc Pagès Seamount; RM, Ramon Margalef High. (C) Swath bathymetric and seismic reflection coverage of the study area, from CONTOURIBER (2010), Marlboro-1 (2011), Marlboro-2 (2012), SARAS (2012), MONTERA (2012), and INCRISIS (2016) projects and the Fishing General Secretary (Spanish Government) (HR: high resolution; VHR: very high resolution). Thick lines correspond to seismic reflection profiles shown in this paper with the figure number.

Figure III : (A) Slope map of Southern Alboran Sea and slope failures. A.Is, Alboran Island; FP, Francesc Pagès Seamount; RM, Ramon Margalef High. (B)(C) Bathymetric profiles located in (A) with structural shape, slope values (from d'Acremont et al., 2020). VE, vertical exaggeration. DF1, DF2, DF3, deformation front highlighted by blind thrusts. MTD, Mass Transport Deposit.

Figure IV : Chronostratigraphic units and seismic horizons using ODP sites 976 (Units from Juan et al., 2016). Benthic $\delta^{18}O$ curve from Lisiecki and Raymo (2005). Composite seismic reflection profile used to follow the chronostratigraphic units from the ODP site 976 to the study area. IB, Ibn Batouta; FP, Francesc Pagès, Mioc., Miocene; Mess., Messinian; H, Holocene; U upper. MIS 12 and MIS 8 represent Marine Isotope stages, we have used this term as the name of the reflectors.

Figure V : Characterization of a submarine landslide using bathymetry (A), slope profiles (B, C, D) and seismic reflection profile (E): example of MTD X5 along the Xauen Bank northern flank. The white arrow indicates direction of transport of the submarine landslide.

Figure VI : High-resolution profile from Marlboro 1 campaign (MAR02), between the Xauen Bank (XB) and the southern WAB. It shows localization of landslide scars along slopes north to the Xauen Bank, where slope gradient is affected by contouritic sedimentation (Sebta contourite drift) and northward vergence thrusts (DF1, DF2) as well as mass transport deposits (XX mapped in [Fig. IIB](#)). TB Tofiño Bank, FP Francesc Pagès Seamount, IB Ibn Batouta seamount. P0, P1, BQD, Q0, Q1, Q2, MIS12 and MIS8 refer to seismic reflectors defined in [Fig. IV](#).

Figure VII : High-resolution profile from MONTERA campaign (AL04), in the southern SAB. It highlights buried MTDs downward the slope and three decollement levels above the Q1 reflector. Mx Mass transport deposits represented in map [Fig. IIB](#). AR Alboran Ridge, PB Pytheas Bank, M, P0, P1, BQD, Q0, xx refer to seismic reflectors defined in [Fig. IV](#).

Figure VIII : Morpho-structural map of the study area. Contourite deposits from [Ercilla et al., 2019](#), structural features from [d'Acremont et al. \(2020\)](#) and [Lafosse et al. \(2020\)](#). A.Is, Alboran Island; BBFZ, Boussekkour-Bokkoya Fault Zone; FP, Francesc Pagès Seamount; RM, Ramon Margalef High. DF1, DF2, DF3, deformation front highlighted by blind thrusts.

Figure IX : Distribution of MTDs observed and quantified in the southern part of the Alboran Sea, west and east of the AIFZ. The three landslide fields are localized in the [Fig. IIA](#): Xauen landslides field north to the Xauen and Tofiño Banks; Central landslides field north of the Francesc Pagès Seamount; Pytheas landslides field between the Alboran Ridge and the Pytheas bank. The MTDs are represented according to their age, volumes and for those in the east, their sources. See Appendices A1 and A2 for MTD characteristics. XX and Mx correspond to the code names of the MTDs described and shown in [Fig. IIB](#).

Figure X : Fluid escape and compactional fault features through contourite drift in the SAR region (north Xauen Bank). A. Sub-seabed expression of fluid escapes and pockmarks on ultra-high resolution seismic reflection data (TOPAS). Location in B. B. High-resolution seismic reflection data showing the deformation below the contourite drift, associated to faults and fluid escapes. The normal faults here are interpreted as due to fold extrados extension from blind thrusts. Inset: in red location of MAR04 and TOPAS profiles, black rectangle corresponds to bathymetric zoom C. C. Seabed expression of pockmarks and landslide scar. Bathymetric data with contours every 50 m. XB, Xauen Bank; TB, Tofiño Bank; RM, Ramon Margalef Seamount. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article).

Figure XI : Factor of safety calculations based on the infinite slope approach (FOSIS) illustrating that according to the Mohr-Coulomb criteria, the minimum slope angle required to trigger a failure is the friction angle. Calculations for three values of cohesions illustrates the restricted effects on the stability. Area of the three landslide fields (LF) according to their slope gradients are represented in pink. ϕ friction angle (phi); Cohesion (XKPa). (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article).

Figure XII : Factor of safety calculations based on the pseudostatic approach (FOSPS) for seismic coefficients k_h from 0 to 0.2. Top: scenario of sediments with a friction angle of 30° . Bottom: scenario of sediments with a friction angle of 10° . Instability may be attained for the Xauen and Central Landslide Fields (LF) if $k_h > 0.05$, and for the Pytheas LF $k_h > 0.1$. ϕ friction angle; k_h pseudostatic seismic coefficient.

Figure XIII : Peak Ground Accelerations (PGA) obtained for reverse and strike-slip earthquakes as function of the epicentral distance. k_h pseudostatic seismic coefficient. M_I earthquake magnitude. D - distance between the landslide field (scar features) and the closest tectonic structure (See Appendix A6 for details on the attenuation relationship).

INTRODUCTION: PROBLEMATIQUE GENERALE ET OBJECTIFS DE LA THESE

La mer Méditerranée est un espace qui s'étend selon une direction E-W entre l'Océan Atlantique et l'Asie. Sa partie occidentale, comprise entre l'Afrique, au Sud et L'Europe au Nord est formée de plusieurs bassins dont celui de la mer d'Alboran. Cette dernière, qui abrite notre zone d'étude, constitue un domaine géologique de première importance :

Son ouverture dans un contexte géodynamique marqué par la convergence entre l'Afrique et l'Eurasie et donc par la compression est vue comme une curiosité géologique. En effet, dans un tel contexte, on s'attend à la formation d'une chaîne de collision et pas à une mer qui abrite une couverture sédimentaire de plus de 11 km d'épaisseur ;

Depuis son ébauche, au Miocène inférieur, ses limites ont beaucoup changé comme en atteste l'existence de bassins, aujourd'hui exondés sur son pourtour. Ajoutant à cela que les bassins dont elle est formée actuellement n'ont de toute évidence pas le même âge ;

Son alimentation (et donc celle de la Méditerranée) en eau atlantique est aujourd'hui, comme par le passé, à la base de son équilibre hydrique. Les voies de communication qui l'assuraient, au Miocène, passaient par son pourtour rifobétique mais, elles se sont presque fermées au Messinien et l'ensemble de la Méditerranée connaît une grande dessiccation, à l'origine de la Crise de Salinité Messinienne. L'abandon des corridors marins est expliqué par l'inversion tectonique qui intervient, dans la région, au Tortonien ;

Plus tard, la connexion Atlantique-Méditerranée se fait uniquement par le détroit de Gibraltar. La communauté scientifique est unanime que ce détroit permet l'inondation de la Méditerranée, au Pliocène et donc la fin de la CSM.

L'évolution de la mer d'Alboran est loin d'être finie. Sa morphologie change par la mise en place de la Ride d'Alboran et les bancs de Xauen et Tofinio, au

Miocène supérieur. Cet ensemble de hauts-fonds et l'ensemble de la région continuent d'évoluer comme en témoignent les nombreux séismes enregistrés dans la région.

L'étude que nous présentons dans ce mémoire est le fruit de plusieurs années de recherche. Son ossature principale est constituée de l'interprétation de plusieurs milliers de km de profils de sismique réflexion. Les plus anciens de ces profils ont été recueillis dans le cadre de la recherche pétrolière. Les plus récents sont le produit d'une collaboration fructueuse entre les chercheurs des universités marocaines et européennes.

L'objectif principal de ce travail est d'apporter quelques éléments de réponse à certains aspects de l'évolution structurale et sédimentaire de la marge méditerranéenne du Maroc, en tenant compte de son contexte régional. Les résultats obtenus permettent d'avoir plus de détails sur certains de ces aspects et/ou d'apporter de nouvelles interprétations à d'autres.

Le mémoire que nous présentons s'organise en deux grandes parties, chacune d'entre elles regroupant des chapitres thématiques.

La **Partie I** intitulée Généralités sur la zone d'étude comporte quatre chapitres :

Le chapitre I, portant sur le contexte géographique et géologique, permet de jeter la lumière sur la situation géographique de la zone d'étude par rapport à la mer Méditerranée, en général et la mer d'Alboran, en particulier. Il souligne aussi la place qu'occupe la mer d'Alboran, en tant que trait d'union entre l'océan atlantique et la mer Méditerranée. L'essentiel de l'évolution de cette zone est contrôlé par le contexte géodynamique, guidé par le rapprochement entre l'Afrique et l'Eurasie. Ce contexte a joué, à travers les temps géologiques, un rôle qui ne s'est pas limité à la seule mer d'Alboran mais aussi, dans certains cas, concerne l'ensemble de la Méditerranée ;

Le chapitre II retrace les éléments morphologiques les plus importants de la mer d'Alboran et de sa marge méridionale. Dans ce chapitre nous évoquons les

unités morphologiques structurants et expliquons les mécanismes structuraux ou sédimentaires qui ont présidé à leur mise en place ;

Le chapitre III est consacré à la circulation des masses d'eau en mer d'Alboran. Il donne une synthèse sur Les trois couches d'eaux qui coexistent dans cette mer, en l'occurrence, la couche superficielle d'origine atlantique, les couches intermédiaire et profonde, d'origine méditerranéenne ;

Le chapitre IV dresse l'état des connaissances sur la Crise de Salinité Messinienne qui est un événement majeur dans l'évolution tectono-sédimentaire de la mer d'Alboran.

La **Partie II**: Apport de l'imagerie sismique à l'étude du domaine méridional de la mer d'Alboran (Méditerranée occidentale) est subdivisée en cinq chapitres :

Le chapitre I est consacré à la présentation des données utilisées et des méthodes d'analyse ;

Le chapitre II décrit les résultats des études menées sur les évolutions majeures en mer d'Alboran et sa périphérie, depuis le Tortonien et propose une nouvelle chronologie ;

Le chapitre III présente les résultats obtenus sur la répartition spatiale des sédiments, dans l'ensemble de la marge méditerranéenne marocaine ainsi que dans les bassins attenants, à savoir les bassins Ouest et Sud-Alboran ;

Le chapitre IV décrit les résultats des études menées sur les distributions et origines des glissements de terrain sous-marins dans la marge active méridionale de la mer d'Alboran (Méditerranée occidentale), présentées sous la forme d'un article publié à marine geology.

Le chapitre V présente une synthèse des conclusions des résultats obtenus.

PREMIERE PARTIE: GENERALITES SUR LA ZONE D'ETUDE

CHAPITRE I: SITUATION GEOGRAPHIQUE ET CADRE GEOLOGIQUE

I. CADRE REGIONAL

La Méditerranée est une mer comprise entre l'Afrique du nord, l'Europe méridionale et l'Asie occidentale (Figure. 1). S'étendant sur une superficie de près de trois millions de km², elle présente environ 22500 km de côtes. Elle communique avec l'Atlantique, par le détroit de Gibraltar et avec la mer Noire, par les détroits de Bosphore et du Dardanelles. Elle est divisée en deux grands secteurs : la Méditerranée orientale et la Méditerranée occidentale.

La Méditerranée occidentale, qui nous intéresse, englobe de l'Ouest vers l'Est la mer d'Alboran, le bassin algéro-Baléare et la mer tyrrhénienne.

La mer d'Alboran, où se trouve notre zone d'étude, se situe à l'extrémité occidentale de la mer Méditerranée (Figure. 1), sa limite ouest correspond au détroit de Gibraltar, qui constitue actuellement la seule voie de communication avec l'océan mondial. Vers l'Est, elle s'étend jusqu'à une ligne joignant le cap Fegalo, en Algérie, au cabo de gata, en Espagne.

Sur le plan géologique, la mer d'Alboran est enclavée dans le segment occidental du domaine alpin, représenté par la chaîne Rifo-tellienne au Sud et la chaîne Bétique au Nord.

La zone qui fait l'objet de cette étude correspond à la marge méditerranéenne du Maroc et les bassins attenants qui constituent la partie méridionale de la mer d'Alboran. Elle s'étend, d'Ouest en Est, entre le détroit de Gibraltar et la frontière maroco-algérienne, et de la côte marocaine, au Sud au parallèle 36°N au Nord. Cette marge s'ouvre sur deux des trois bassins de la mer d'Alboran, en l'occurrence le bassin Ouest-Alboran et le bassin Sud-Alboran, Ainsi que l'alignement des hauts-fonds qui séparent ces bassins ; à savoir la Ride d'Alboran.

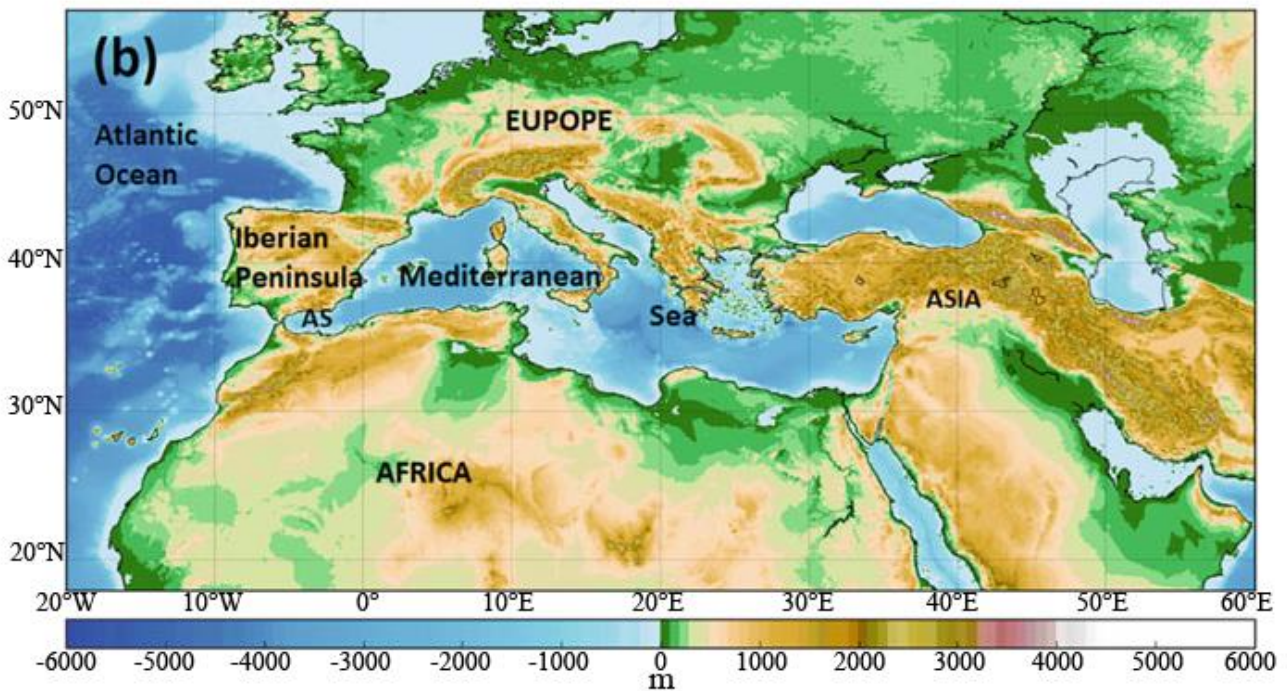


Figure 1 : (a) Situation de la mer d'Alboran en Méditerranée occidentale, (b) Situation géographique de la mer Méditerranée. Ag (Algeciras); Ma (Malaga); Al (Almeria); Me (Melilla); Ta (Tanger). Source: GLOBE database (<http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/topo/globe.html>).

Le littoral, qui limite la marge marocaine à l'Ouest et au Sud est à cheval sur les différentes unités constitutives de la chaîne rifaine, dont l'orientation est d'abord NNW-SSE, entre le détroit de Gibraltar et 4°40' de longitude Ouest. Il épouse ensuite une direction globalement E-W, jusqu'à la frontière maroco-algérienne. Dans le détail, la ligne de côte se caractérise par un tracé irrégulier comportant une succession de promontoires rocheux qui découpent la marge marocaine en un ensemble de baies. Ce caractère se trouve beaucoup plus prononcé à l'Est d'Al-Hoceima (4°W) où les caps volcaniques de Ras Tarf et des Trois Fourches encadrent des Baies nettement différenciées.

Par ailleurs les études tectoniques sur le Rif oriental ([Azdimoussa, 1991](#)) ont mis en évidence l'existence, le long de la côte, de nombreuses falaises créées par le fonctionnement de failles normales subméridiennes, d'âge Miocène terminal-Plio-Quaternaire.

L'âge des deux caps volcaniques précités conforté par celui de la tectonique responsable de la formation des falaises permet de conclure que le tracé actuel de la côte est fortement influencé par l'évolution tectonique du Miocène supérieur et du Plio-Quaternaire.

II. CADRE GEOLOGIQUE ET GEODYNAMIQUE

II.1. Introduction

L'histoire de la mer d'Alboran est indissociable de celle de la Méditerranée dont elle forme l'extrémité occidentale. Dans ce qui suit, nous donnerons un aperçu plus ou moins succinct sur l'évolution de cette dernière, afin de mieux cerner le cadre de notre zone d'étude.

II.2. La Méditerranée

L'histoire de la Méditerranée a commencé à la fin de l'Eocène-début Oligocène ; il y a 35 à 30 Ma. Les travaux de [Jolivet et al. \(2008\)](#) ont permis d'y distinguer plusieurs zones qui ont résulté d'une évolution structurale différente:

✓ **L'Est de la Méditerranée** se caractérise par une croûte océanique ancienne -Trias ou Crétacé qui est un reliquat de la Téthys. Cette croûte océanique est actuellement l'objet d'une subduction initiée au moins au Jurassique inférieur, sous l'arc hellénique et la région égéenne. Il s'ensuit la naissance d'un prisme d'accrétion épais de 12 km, qui forme la Ride Méditerranéenne dont le développement dure depuis le Miocène.

✓ **L'Ouest et le centre de la Méditerranée** correspondent à des bassins d'arrière-arc formés lors d'océanisations, puis de subductions beaucoup plus récentes : Le Bassin Liguro-Provençal et son prolongement, au Sud, ainsi que le Bassin Algéro-Provençal correspondent à un océan s'ouvrant dès l'Oligocène (24 Ma) et dont l'ouverture a été arrêtée par la convergence Afrique-Eurasie. La croûte océanique au fond de la mer Tyrrhénienne correspond à une croûte océanique dont l'âge est d'environ 5 Ma.

Dans le secteur occidental, la croûte est de type continental amincie, comme c'est le cas en mer d'Alboran à l'Ouest, la mer Tyrrhénienne au centre et la mer Egée à l'Est.

L'évolution géodynamique de la Méditerranée du Cénozoïque à l'Actuel est contrôlée par deux phénomènes principaux:

La subduction vers le Nord de la plaque Afrique sous la plaque Eurasie, et le retrait du slab sous la mer d'Alboran (Calvert et al., 2000 ; Jolivet et al., 2008 ; Platt et al., 2003 ; Spakman et Wortel, 2004; Do Couto et al., 2016 ; d'Acremont et al., 2020) dans un contexte compressif dû à la convergence Afrique-Europe depuis la fin de l'Oligocène (Comas et al., 1999 ; Gutscher et al., 2002 ; Jolivet et al., 2009 ; Mauffret et al., 2007 ; Mauffret et al., 1992) (Figure. 2). Son retrait crée de l'extension arrière-arc qui a, entre autres, retardé la restriction tectonique de l'Ouest de la Méditerranée lors de la phase serravalo-tortonienne (Augier et al., 2005 ; Jolivet et al., 2008 ; Jolivet et al., 2009).

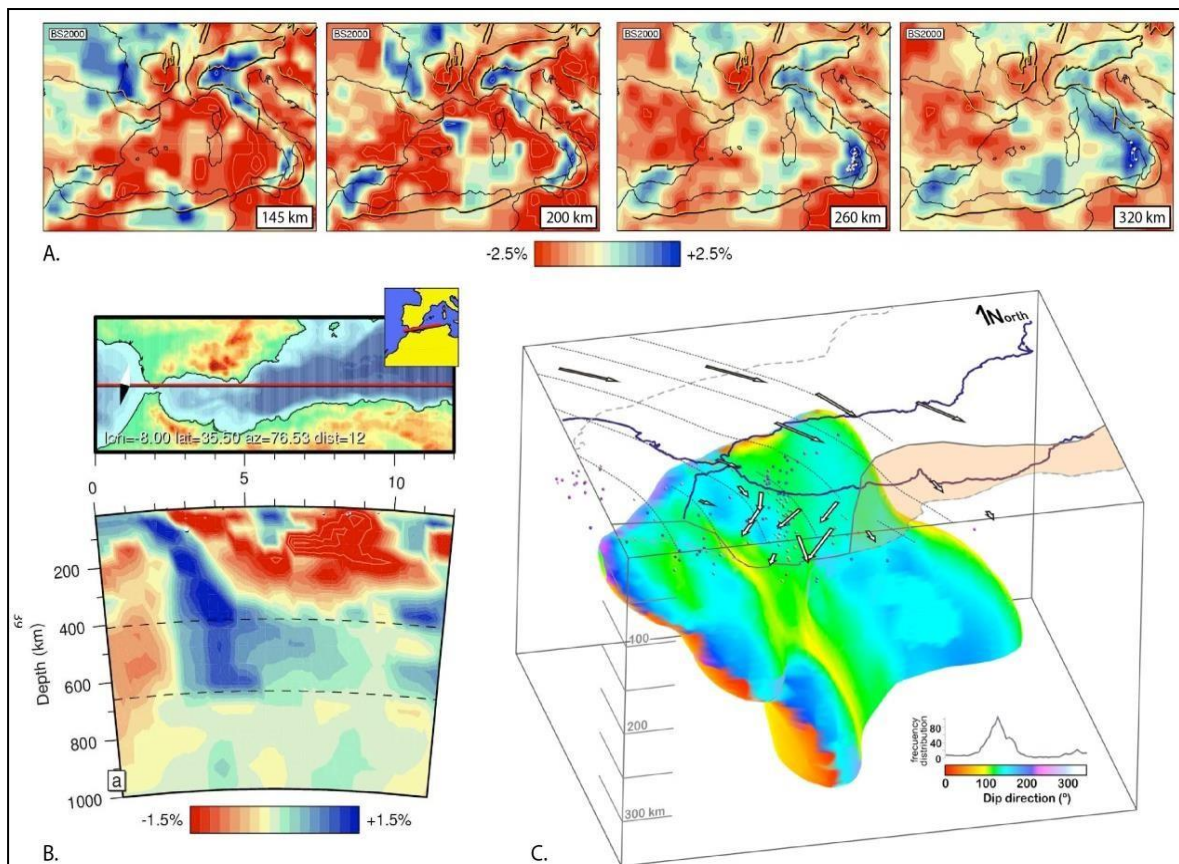


Figure 2 : (A) Vue cartographique (B) Tomographie sismique de la structure profonde de l'Ouest méditerranéen (modifié par Augier, 2004 d'après Spakman et Wortel, 2004 ; Rouchy et Caruso, 2006). Ce corps plongeant correspond à la croûte océanique Atlantique plongeant sous la Méditerranée occidentale. (B) Schéma en 3 dimensions des panneaux plongeants sous la Méditerranée (Pedrera et al., 2011).

II.3. La Mer d'Alboran et ses bordures

II.3.1. Arc de Gibraltar

L'arc de Gibraltar ou (arc bético- rifain), situé à l'extrême Sud-Ouest de la Méditerranée occidentale, s'étend sur plus de 400 km entre l'océan Atlantique et la mer Méditerranée. Il dessine un arc, à concavité tournée vers l'Est, qui entoure la mer d'Alboran assurant ainsi la jonction entre les cordillères Bétiques au Nord et le Rif au Sud. Son origine est en étroite relation avec la convergence des deux plaques lithosphériques correspondant aux plaques Eurasiennne et

Africaine, depuis le Crétacé. Le rapprochement de ces deux plaques a provoqué dès le Crétacé supérieur, la fermeture du domaine océanique téthysien par des processus de subduction ; et conduit à la mise en place d'un prisme de collision. A cela s'ajoute une évolution récente ; depuis le Miocène, qui a pour conséquence l'ouverture du bassin d'Alboran, par la migration de l'arc de Gibraltar vers l'Ouest (e.g. Faccenna et al., 2014 ; van Hinsbergen et al., 2014 ; Jolivet et al., 2008). Au cours de cette période l'arc de Gibraltar a connu un resserement contrôlé par la convergence des deux plaques africaine et européenne suite à une phase de raccourcissement N-S et une phase de raccourcissement NE-SW à E-W liées à la collision entre les zones internes et les zones externes (El Bakili, 2021).

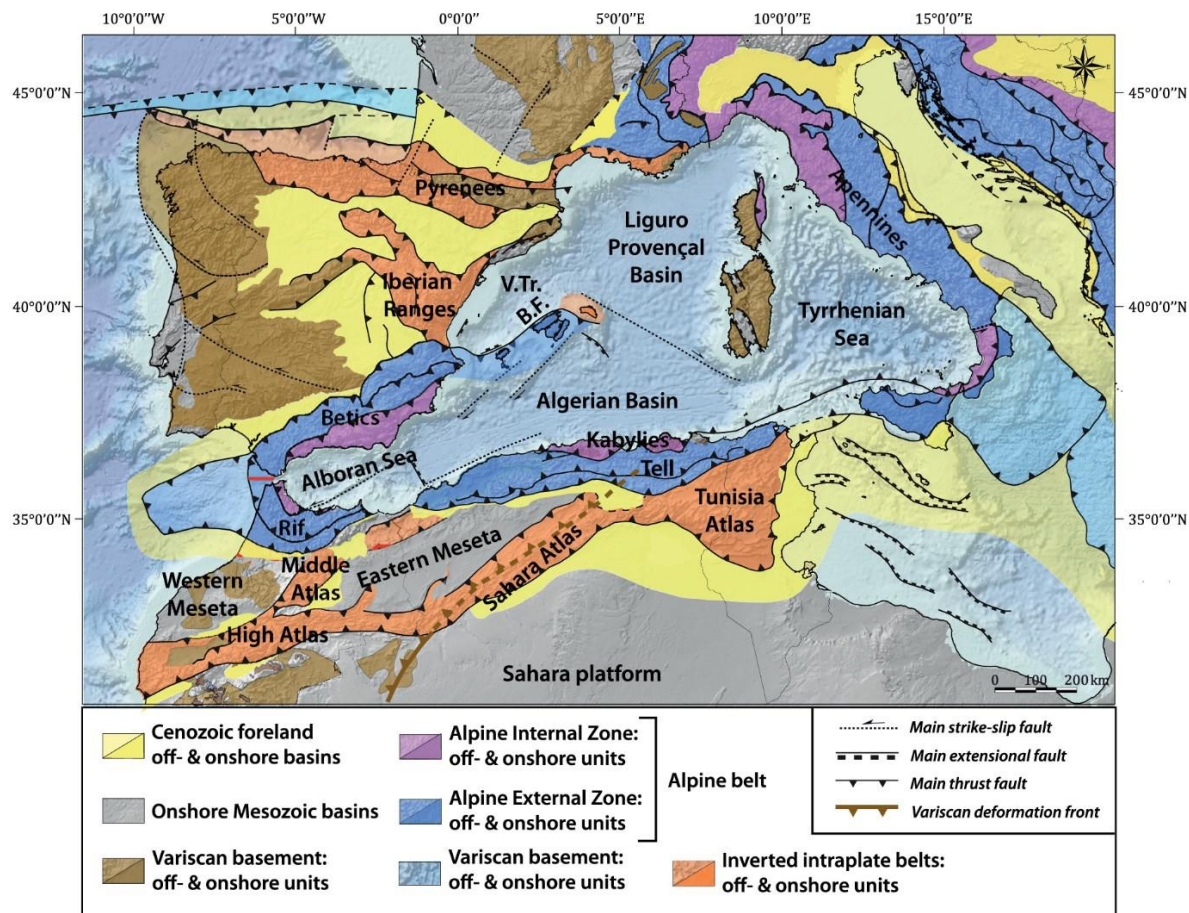


Figure 3: Carte géologique de la Méditerranée occidentale (modifiée d'après Etheve et al. (2016); Leprêtre et al. (2018)).

Certains auteurs y voient une zone de frontière entre les deux plaques africaine

et eurasiennne (Dewey et al., 1989, Balanya et Garcia-Dueñas, 1987; Platt et Vissers, 1989; Garcia-Dueñas et al., 1992; Wattset et al., 1993; Comas et al., 1999; Cloetingh et al., 1992; Docherty et Banda, 1995; Soto et al., 1996; Perez-Belzuz et al., 1997) même si cette limite est encore mal définie. La structure tectonique actuelle de la zone d'interaction de ces deux plaques est complexe et la localisation actuelle de la frontière des plaques reste encore très débattue (Gutscher, 2004 ; Zitellini et al., 2009 ; Buform et Udías, 2010 ; Vernant et al., 2010 ; Billi et al., 2011 ; Nocquet, 2012).

Les différentes hypothèses concernant le passage et la géométrie de la limite de plaques sont résumées par la (Figure. 4).

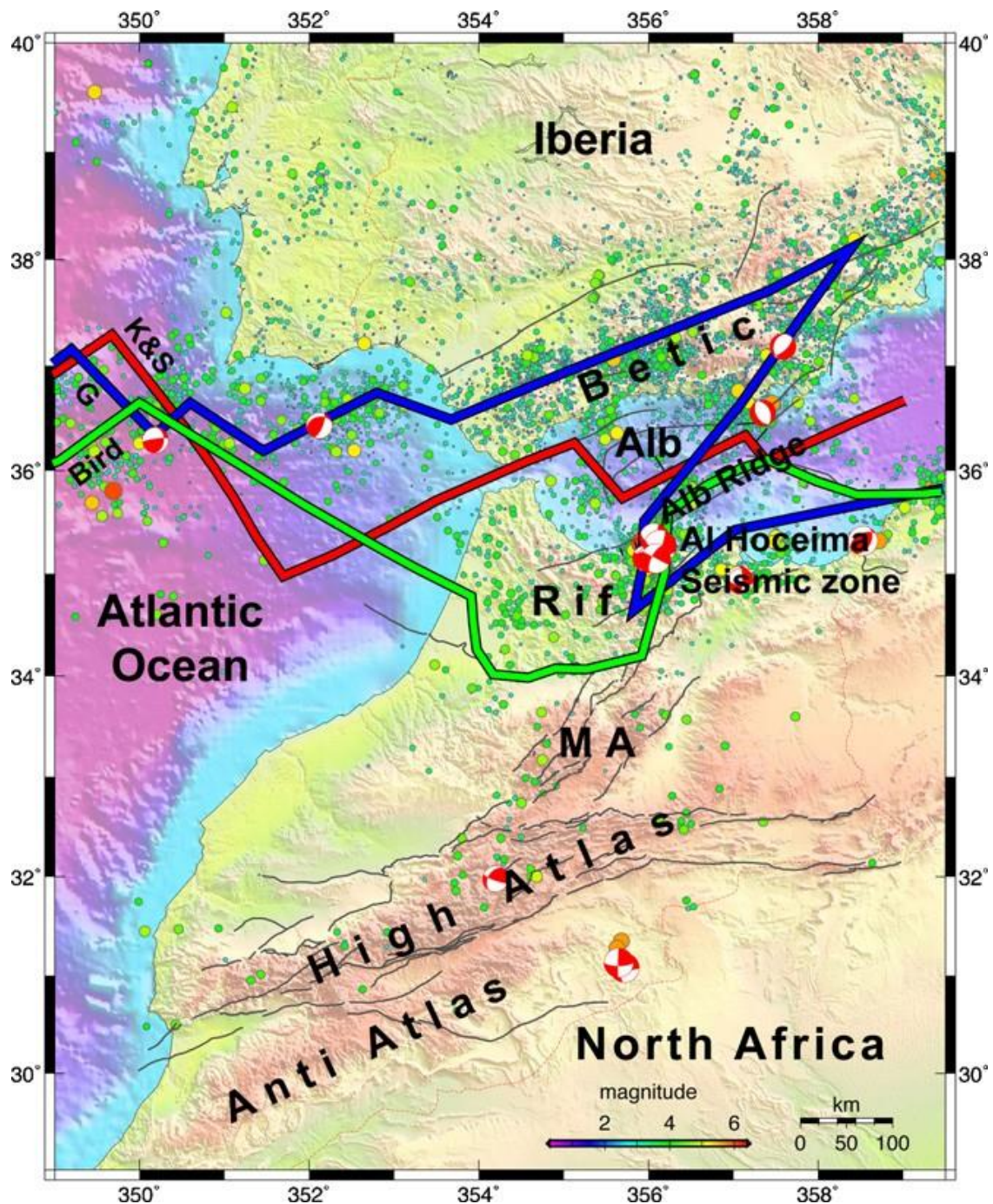


Figure 4 : Carte sismo-tectonique et bathymétrique de la terminaison occidentale de la Méditerranée représentant les trois hypothèses majeures de la géométrie de la frontière de plaques entre le Golfe de Cadix et Alboran : en rouge (Klitgord et Schouten, 1986) en vert (Bird, 2003) et en bleu (Gutscher, 2004) Les failles sont cartographiées en noir, les mécanismes au foyer en rouge d'après Vernant et al. (2010).

II.3.2. Mer d'Alboran

Elle est entièrement enclavée dans l'orogène bético-rifo-tellien (Figure. 3) qui n'est, lui-même, qu'un segment du vaste ensemble des chaînes alpines du pourtour méditerranéen. Etablie sur une croûte continentale amincie (e.g. Platt et al., 2013), à cheval sur des chaînes de montagnes résultant du rapprochement entre l'Afrique et l'Eurasie, la mer d'Alboran ne peut que constituer, elle-même, une conséquence plus ou moins tardive de cette évolution géodynamique.

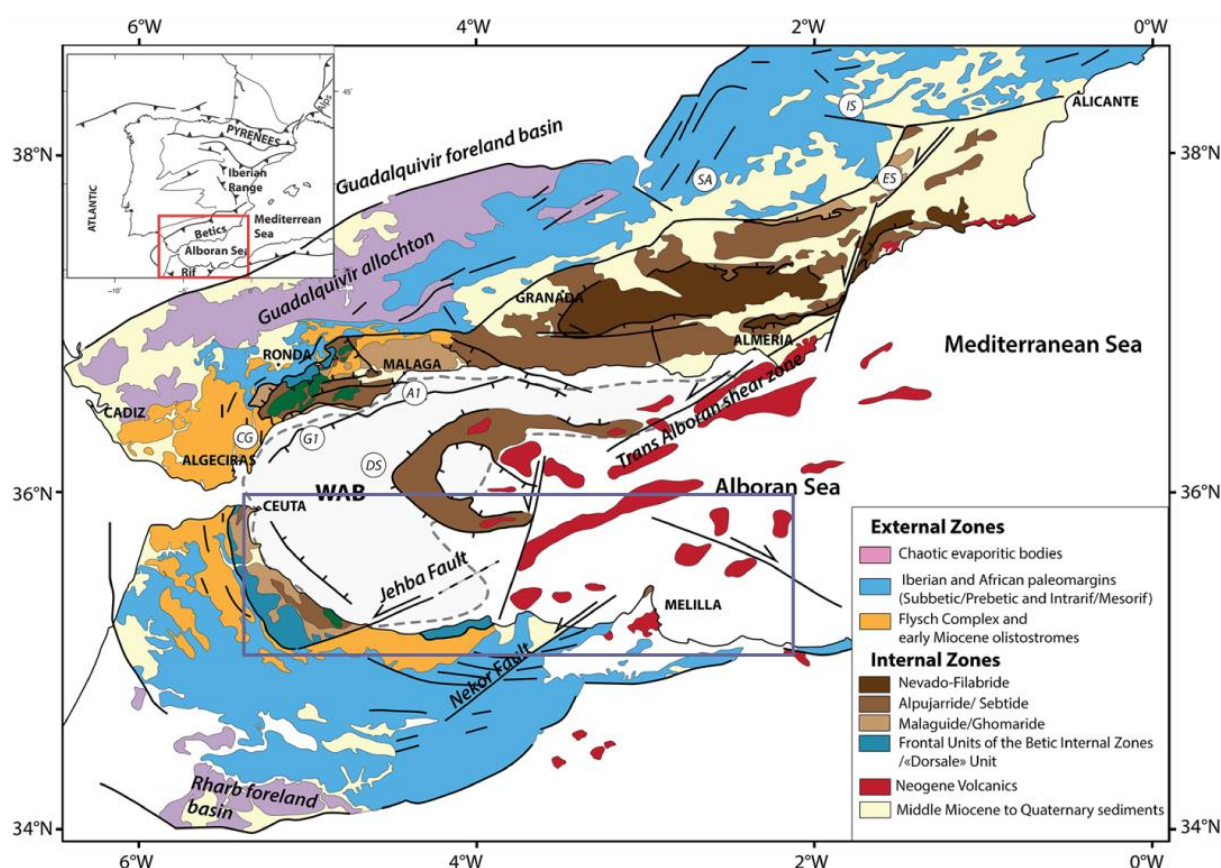


Figure 5: Situation géographique de la zone d'étude et Carte géologique de la Méditerranée occidentale mettant en évidence la position du domaine d'Alboran enclavé entre la péninsule ibérique et le Nord-Ouest de l'Afrique modifiée d'après (Comas et al. (1999); Frasca et al. (2015) ; Daudet et al. (2020)). WAB : Basin Ouest-Alboran.

La tectonique polyphasée qui l'accompagne serait la cause de la mise en place des nappes de charriage dans le Rif et la chaîne bétique (Durand-Delga et al., 1960-1962 ; Mattauer, 1963 Marçais et Suter, 1966 ; Andrieux, 1971 ; Durand-Delga, 1972 ; Le Blanc, 1975). Sans en expliquer les causes, Certains auteurs (le Blanc et Olivier, 1984) mettent en avant que le rapprochement des masses

continentales a connu des périodes d'arrêt, ce qui a eu pour conséquences, entre autres, la structuration du bloc d'Alboran et son déplacement vers l'Ouest. Ce mouvement a connu des phases de blocage et des phases de reprise dont les principales se manifesteraient au Burdigalien et au Tortonien (Figure. 6).

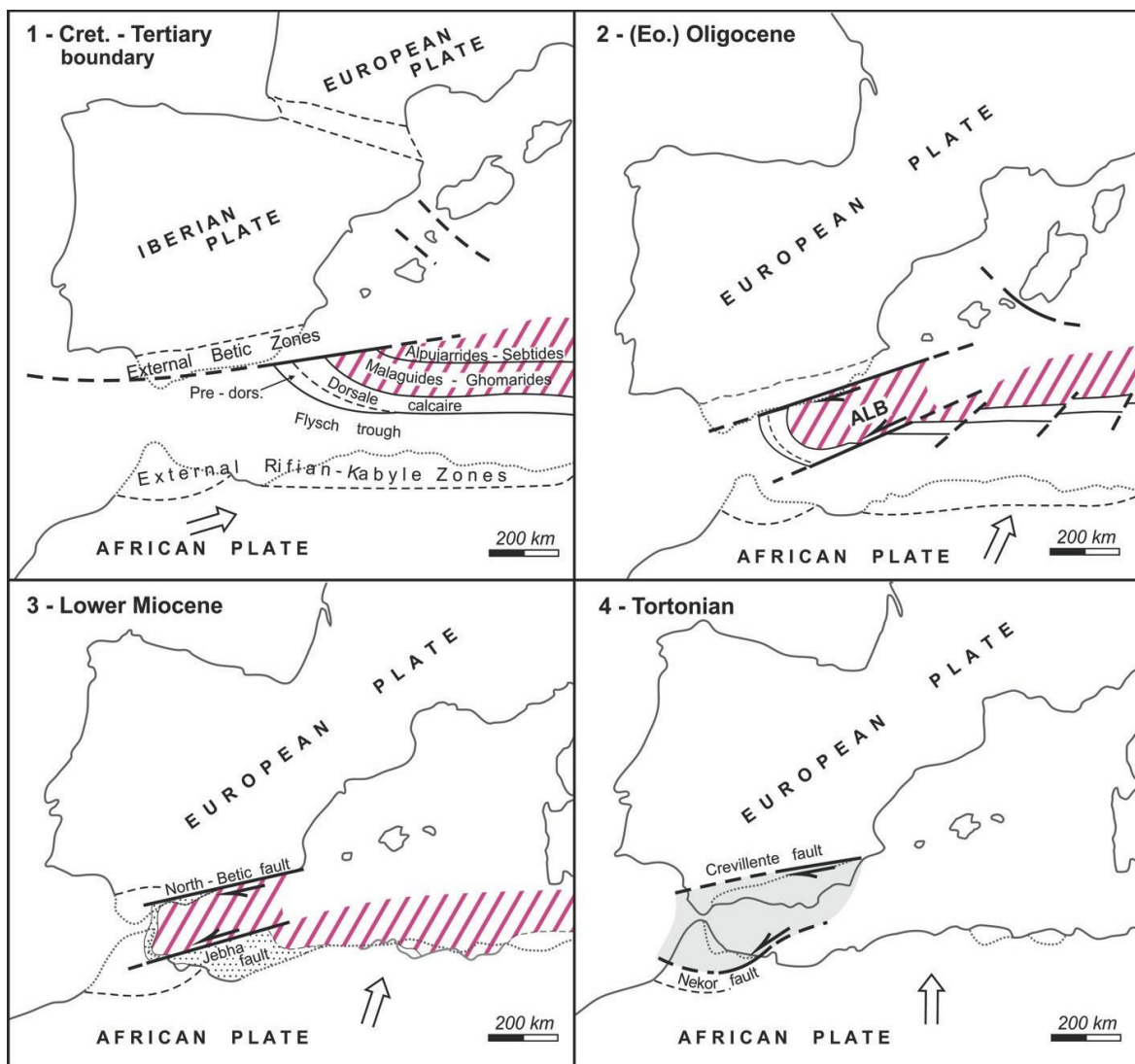


Figure 6 : Reconstruction tectonique de la Méditerranée occidentale (CASCIELLO et al., 2015 modifié d'après Bouillin et al. (1986)).

D'autres évoquent une zone plus large appelée ALKAPECA (Alboran, Kabylie, Les monts Péloritains, la Calabre) dont la convergence Afrique-Europe a provoqué « l'éjection » latérale du domaine d'Alboran le long de failles

décrochantes. Le déplacement vers l'Ouest de la microplaque est de plusieurs centaines de kilomètres.

L'éjection vers l'WSW du bloc d'Alboran (Tapponier, 1977 ; Olivier, 1984) combinée au coulisement senestre entre le Rif et l'Avant pays africain (Andrieux et al., 1971) confèrent à la marge méditerranéenne du Maroc et son avant-pays rifain leur forme arquée à convexité tournée vers le SW.

II.4. La chaîne rifaine

Le domaine rifain est classiquement subdivisé en plusieurs domaines structuraux (Figure. 5) chevauchant les uns les autres du Nord vers le Sud. Dans ce qui suit nous allons les présenter plus ou moins succinctement en allant de l'avant pays vers la mer d'Alboran.

II-4-1- Les zones externes

Les zones externes constituent une « ceinture » de nappes de charriages empilées et plissées. L'orientation de ces plis et chevauchements est généralement N-S dans le Rif et le détroit de Gibraltar et ENE-WSW dans les Bétiques. Ces structures deviennent WNW-ESE, E-W et même ENE-WSW dans le Sud du Rif. La majorité des chevauchements sont à vergence Sud dans le Sud du Rif, Ouest dans la zone de Gibraltar et le Nord du Rif, et Nord dans les Bétiques.

Dans le Rif et les Bétiques, ces Structures sont datées du Trias au Miocène et sont issues des marges passives respectivement ibérique et africaine. Elles sont caractérisées par une tectonique tégumentaire. La majeure partie de ces unités n'a subi aucun épisode de métamorphisme intense et la déformation compressive n'a eu lieu que durant le Miocène.

Plusieurs sous-ensembles sont décrits, de l'extérieur à l'intérieur de la chaîne : Prérif et Sousrif qu'on trouve au Maroc, les Prébétiques et les Sousbétiques en Espagne.

La chaîne bético-rifaine est constituée par un empilement de nappes qui a eu lieu lors de la collision entre le domaine d'Alboran et les marges africaine et

ibérique. L'empilement de ces unités tectoniques est poussé vers les bassins d'avant pays, Gharb-Saïss au Nord du Maroc et à Guadalquivir au Sud de l'Espagne.

Cet empilement aurait débuté au Burdigalien dans les zones les plus internes pour se terminer à la fin du Miocène dans le Bassin du Gharb et dans le prisme d'accrétion dans le Golfe de Cadiz (Flinch, 1996 ; Flinch, et al., 1996) ; (Figure. 7).

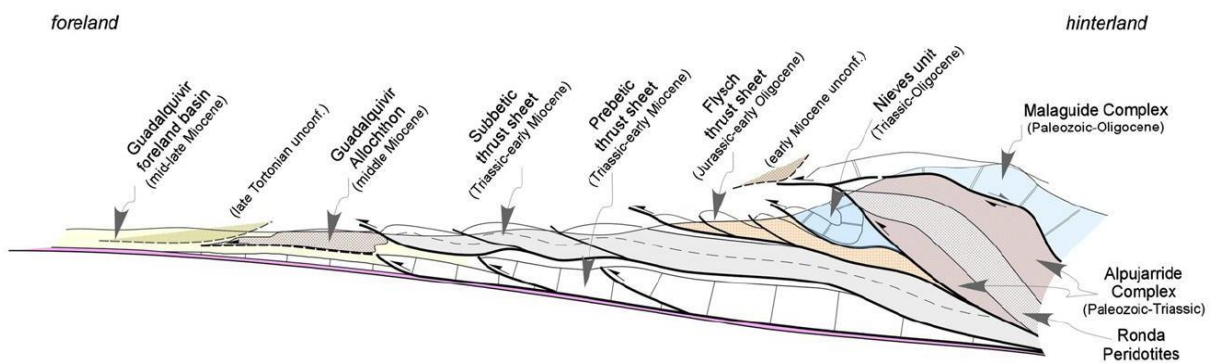


Figure 7 : Coupe conceptuelle (pas à l'échelle) synthétisant les relations structurales entre les différentes nappes de charriage de l'intérieur à l'extérieur de la chaîne bético-rifaine (Vergés et Fernandez, 2012).

II-4-2- Le domaine des flyschs maghrébins

Les formations des nappes de flyschs sont présentes dans les Bétiques occidentales, l'ensemble du Rif et continuent à affleurer vers l'Est, le long de la chaîne des Maghrébines jusqu'en Italie. Ces nappes de flyschs enracinées sous les zones internes se sont empilées sur les zones externes (Durand-Delga, 1980). Les formations géologiques sont composées de séquences silico-clastiques du Jurassique supérieur au Burdigalien inférieur, issues du bassin de la Néotéthys qui était compris entre les marges africaine et ibérique (de Capoa et al., 2007 ; Lujan et al., 2006 ; Rodriguez-Fernandez et Comas, 1999 ; Serrano, 1979). De l'Aquitainien au Burdigalien supérieur, les dépôts ont été alimentés par des sédiments issus des zones internes (principalement de la Dorsale Calcaire et des Ghomarides), preuve de l'émersion de ces unités (de Capoa et al., 2007).

L'ensemble est « pris en sandwich » sur les zones externes et sous le domaine d'Alboran (Bonardi et al., 2003 ; Crespo-Blanc et Campos, 2001 ; Michard et al., 2006). Il est structuré en nappes plissées de mêmes orientations que celles des zones externes. Ce stade de plissement est postérieur au Burdigalien supérieur et associé à la surrection et l'érosion des zones internes. Cet épisode compressif est probablement lié à la reprise de la convergence Afrique-Europe (e.g. Balanyá et al., 1997 ; Crespo-Blanc and Campos, 2001 ; Vergés and Fernandez, 2012). Dans le Golfe de Cadix, le front de chevauchement des flyschs et celui des Sousbétiques, sont scellés par des dépôts langhiens (Gracia et al., 2003).

II-4-3. Les zones internes

Les zones internes de l'arc de Gibraltar sont divisées en 4 grands ensembles, de l'extérieur vers l'intérieur de la chaîne et de haut en bas de la pile tectonique :

✓ **La Dorsale Calcaire** est constituée de carbonates cénozoïques à mésozoïques interprétés comme les sédiments des paléo-marges passives ibérique et africaine. Ce complexe affleure majoritairement dans les zones internes rifaines et n'est réduit qu'à d'étroits lambeaux dans les Bétiques occidentales. Ces unités sont en contact avec le domaine des flyschs par l'intermédiaire des unités prédorsaliennes (Olivier, 1984). Dans le Rif, les données paléomagnétiques obtenues dans la Dorsale Calcaire (Platzman et al., 1993) sont cohérentes avec celles obtenues dans le massif de Beni Bousera (Feinberg et al., 1996) mais différentes de celles obtenues dans les flyschs sous-jacents. Ainsi, malgré son caractère exclusivement sédimentaire, la dorsale aurait donc subi une évolution tectonique semblable à celle du domaine d'Alboran. Les dépôts aquitano-burdigaliens étant pris dans les chevauchements, la mise en place des nappes dans l'ensemble de la dorsale calcaire, ainsi que la mise en place de ce domaine sur celui des flyschs, est postérieure au Burdigalien inférieur (e.g. Serrano et al., 2006 ; 2007 ; Hlila et al., 2008) ;

✓ **Les Ghomarides-Malaguides** sont formées d'un empilement de nappes paléozoïques de bas degrés de métamorphisme et de leur couverture sédimentaire non-métamorphique permo-triasique. elles se situent généralement au sommet des Sebtides, et chevauchent en partie la Dorsale calcaire ([Chalouan et Michard, 1990](#)) Les températures maximales atteintes lors de l'épisode métamorphique 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](#)).

Les Ghomarides sont composés de nappes qui contiennent des roches paléozoïques fossilifères, peu ou pas métamorphiques, avec leur couverture Méso-Cénozoïque. Après la mise en place des nappes, la sédimentation a continué formant les dépôts sédimentaires de la couverture Oligo-Miocène.

Au Paléozoïque, la séquence stratigraphique des Ghomarides témoigne d'une hétérogénéité de sédimentation ; une grande différenciation sédimentaire a eu lieu au Dévonien.

✓ **Les Sebtides-Alpujarrides** constituent la majorité des terrains présents dans l'arc de Gibraltar, à terre et en mer ([Comas et al., 1999](#)). Elles sont constituées d'un empilement de nappes paléozoïques à triasiques de 2 à 5 km d'épaisseur et présentant des gradients métamorphiques très différents. Les contacts chevauchants entre les différentes nappes ont généralement joué en failles normales à faible pendage ou été recoupés par des failles normales ductiles ([Crespo-Blanc et al., 1994](#)). Ce sont des unités à l'histoire métamorphique complexe, débutant par un épisode de HP-BT suivi par un épisode de HT-BP. Dans l'ensemble de l'arc de Gibraltar, cet événement métamorphique a été suivi d'une décompression adiabatique qui a exhumé ces unités jusqu'à de faibles profondeurs (e.g. [Comas et al., 1999](#) ; [Rossetti et al., 2005](#) ; [Michard et al., 2006](#)). Cette exhumation est associée à un épisode HT-BP qui a induit la réouverture de la majorité des géochronomètres vers 23-21 Ma et empêche de contraindre précisément le timing de l'évolution métamorphique antérieure (e.g. [Platt et al., 2013 et références citées](#)). Les données traces de fission suggèrent

que l'ensemble des Sebtides-Alpujarrides ait été exhumé à de faibles profondeurs (~2-4 km) entre ~20 et 16 Ma ([Azdimousa et al., 2013](#) ; [Sosson et al., 1998](#)).

✓ *Les Nevado-Filabrides* ne sont présentes que dans les Bétiques orientales (Sierra Nevada) et constituent les unités les plus profondes de l'arc de Gibraltar. Elles sont séparées des Alpujarrides par un détachement fragile majeur penté vers l'Ouest sous lequel se trouve une zone mylonitique à ultramylonitique.

Dans cette partie, seule la géologie de la chaîne du Rif sera abordée en détail. Par ailleurs, des comparaisons avec la chaîne Bétique peuvent être abordées.

II.5. Structure du Rif

Le Rif, qui borde la marge marocaine de la mer d'Alboran (Figure. 8), se présente comme une chaîne incurvée, à concavité tournée vers le Nord-Est. L'arc rifain dont la forme définitive serait acquise postérieurement au Tortonien ([Morel, 1989](#)) se termine à l'Est comme l'Ouest en virgations :

- La virgation occidentale est vue, comme le résultat de l'avancée de la chaîne atlastique contre l'avant pays rifain ([Andrieux et al., 1971](#)).
- La virgation occidentale et l'arc de Gibraltar qui prolonge vers le Nord, au delà du détroit sont considérés comme une conséquence de la migration de la plaque d'Alboran vers l'WSW ([Andrieux et al., 1973](#) ; [Tapponnier, 1977](#) ; [Bourgeois, 1978](#)), au cours des mouvements paroxismaux ou de l'affrontement direct entre l'Afrique et l'Ibérie ([Bourgeois, 1978](#) ; [Morel, 1989](#)) qui a succédé à des mouvements depuis le Tortonien supérieur ([Rampnoux et al., 1977](#) ; [Dumont et Morel, 1981-1987](#) ; [Ait Brahim, 1983](#) ; [Ait Brahim et Chotin, 1984](#)).

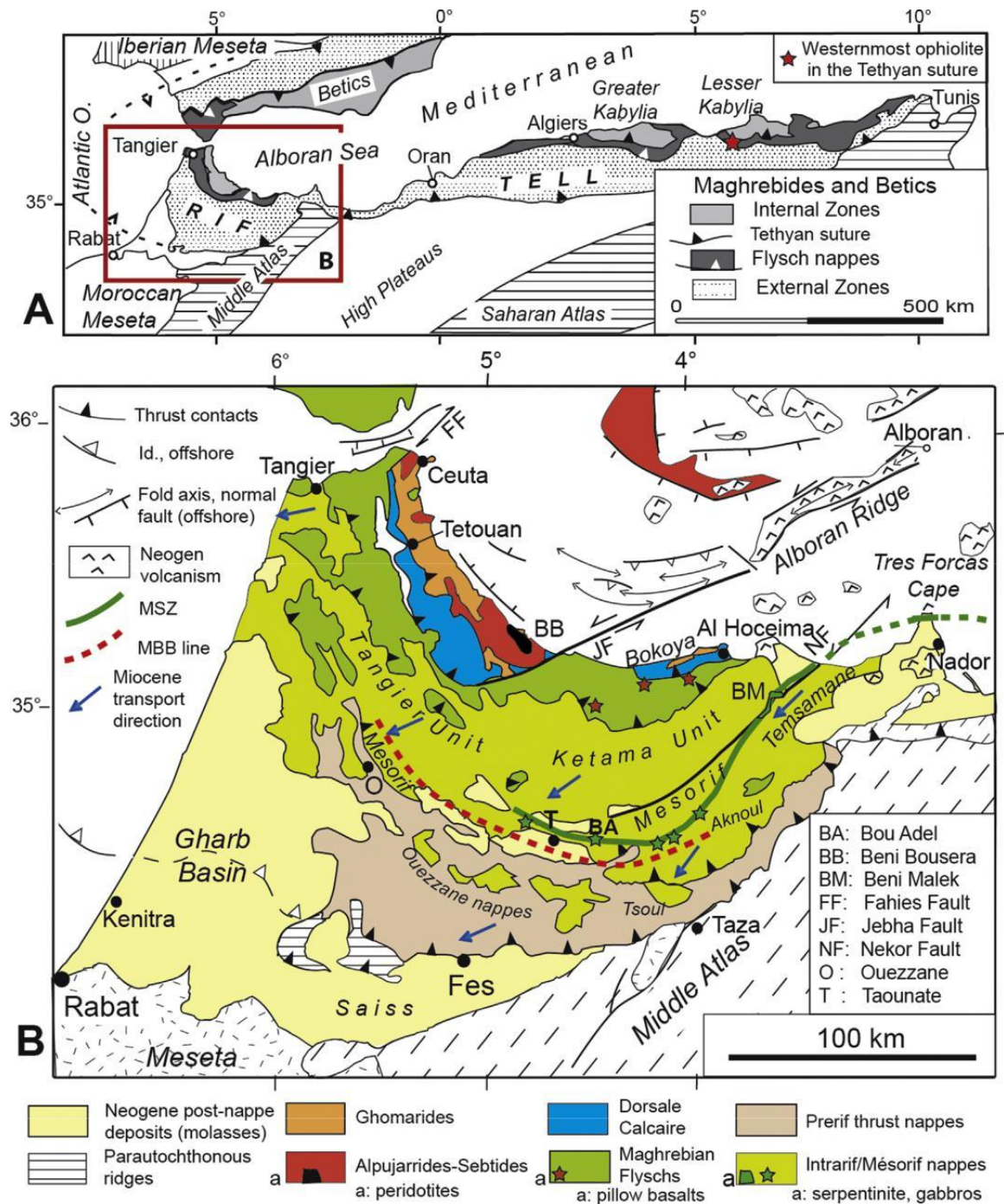


Figure 8 : (A). Localisation de la ceinture montagneuse du Rif dans la ceinture maghrébine (Durand-Delga, 1980). (B). Carte géologique simplifiée de la Ceinture du Rif (Suter, 1980b ; Benzaggagh et al., 2014 ; Michard et al., 2018) MBB : linéament Mésorif Basaltes-Brèches ; MSZ : zone de suture de Mésorif.

La chaîne du Rif est formée de terrains d'âge secondaire et tertiaire, organisés en nappes de charriage se chevauchant les unes les autres depuis la

Méditerranée vers l'avant-pays.

Ce tronçon de la chaîne alpine est classiquement subdivisé en trois ensembles structuraux (Durand-Delga et Mattauer, 1960 ; Durand-Delga, 1963-1969) ; les zones internes, les nappes des flyschs et les zones externes du Nord vers le Sud. la chaîne rifaine (Asebriy et al., 1993; Asebriy , 1994) est subdivisée en seulement deux domaines :

- Le domaine interne rattaché (Andrieux et al., 1971; Andrieux et Mattauer, 1973 ; Wildi, 1983) à la plaque d'Alboran et dont le sous-bassement est constitué par l'unités paléozoïques des Sebtides et ghomarides ainsi que par la chaîne mésozoïques non métamorphiques nommé Dorsale Calcaire.
- Le domaine externe est constitué de séries sédimentaires impliquant les évaporites triasiques, les séries carbonatées liasiques et les flyschs du jurassique supérieur. il englobe les nappes des flyschs le Subrif (Asebriy et al., 1987) et le prérief. Ce domaine est considéré comme issu de la paléomarge passive africaine car il représente aucune continuité autour le l'Arc Bético-Rifain (Suter, 1965 ; Chalouan et al., 2008; Azdimousa et al., 2019).

II.6. Evolution géodynamique

II.6.1. La Phase De Structuration

Attribuée à l'intervalle de temps allant du Crétacé supérieur au Tortonien (Durand-Delga et Mattauer, 1960), cette phase correspondrait à :

- La mise en place des nappes de charriage dans le Rif et la chaîne bétique, suite à une tectonique polyphasée (Marcais et Suter, 1966 ; Durand-Delga, 1972 ; Durand-Delga et al., 1960-1962 ; Matteur , 1963 ; Andrieux et al., 1971 ; LeBlanc, 1975) ;
- Le jeu ou le rejeu des accidents décrochants ENE-WSW, dont les principaux sont, dans l'ordre chronologique, les décrochements senestres de Jebha et Nékor dans le Rif et leurs homologues dextres Nord-bétique et Crévillante dans la chaîne bétique (LeBlanc et Olivier, 1984). Les accidents de Jebha et Nord-Bétique auraient formé les limites du bloc d'Alboran durant le Burdigalien

pendant que les deux autres décrochements auraient constitué les limites du même bloc, plus élargi, au Tortonien.

II.6.2. La Phase Post-Nappes

S'étendant du Tortonien au Villafranchien ([Houzay, 1975](#)), elle est marquée, essentiellement, par l'individualisation puis l'évolution, en domaine marin suivie de l'émersion, des bassins molassiques sur le pourtour de la Mer d'Alboran. Parallèlement, le Rif oriental était le siège d'une activité volcanique intense, entre le Miocène terminal et le Quaternaire. Les produits de cette activité montrent une variabilité spatio-temporelle qui, comme suivra, a appelé des interprétations et parfois des extrapolations insuffisamment argumentées.

II.6.3. Le Magmatisme

Les principaux reliefs positifs sur le fond de la mer d'Alboran sont des roches ignées. La fin de magmatisme Eocène-Pléistocène dans le Domaine d'Alboran est lié aux processus orogéniques résultant de la convergence Afrique-Eurasie ([Duggen et al., 2004, 2008](#)). Une ceinture d'environ 200 sur 500 km orientée NE-SW du Miocène moyen à Des roches volcaniques du Pléistocène affleurent dans cette région, qui s'étend du Sud-est d'Espagne à travers le centre-est de la Mer d'Alboran jusqu'au nord-est du Maroc (Figures. 5 et 6). L'activité ignée s'est déroulée en quatre étapes principales ([Duggen et al., 2004](#), [Gill et al., 2004](#); [El Azzouzi et al., 2014](#)) qui s'expliquent principalement dans un contexte d'orientation vers l'est subduction et recul vers l'Ouest du modèle de lithosphère à prédominance océanique ([Lonergan and White 1997](#); [Duggen et al., 2003](#)). Néanmoins, il y a encore des discussions sur les mécanismes, l'élimination convective de la lithosphère épaissie et le délaminage du manteau lithosphérique continental ont également été proposées pour expliquer en partie le magmatisme ([Platt et al., 1998](#); [Duggen et al., 2005](#)).

Stade 1 : Il correspond à l'intrusion d'essaims de dykes tholéitiques à calco-alcalins dans la région de Malaga (Figures. 5 et 6) de l'Éocène supérieur au Miocène inférieur ([Turner et al., 1999](#)). Ils étaient situés dans le complexe

Malaguide et après leurs mise en place, ils ont été transportés vers le Nord-Ouest (Torres-Roldan et al., 1986; Martínez-Martínez and Azañón, 1997).

Les données géochimiques et les données isotopiques Sr-Nd contribuent la dérivation des dykes de Malaga à une source de péridotite (manteau) issu par la subduction de lithosphère océanique (Torres-Roldan et al., 1986; Duggen et al., 2004).

Stade 2 : Il comprend de la dacite volcanique contenant de la cordiérite, une clast volcanique du site ODP 977 (Figures. 5 et 6) et leucogranites ignés intrusifs du Sud de l'Espagne du début du Miocène (Zeck et al., 1989).

Ces rochers indiquent un événement thermique de grande ampleur survenu dans la région d'Alboran entre 23 et 18,5 Ma. Il y a eu une fusion partielle de la croûte continentale et ces roches se sont formées à travers anatexie crustale (Munksgaard, 1984; Zeck et al., 1989), associé au mouvement des nappes (Platt et al., 2003) lors de la collision du bloc d'Alboran avec les marges continentales nord-africaine et Sud- ibérique.

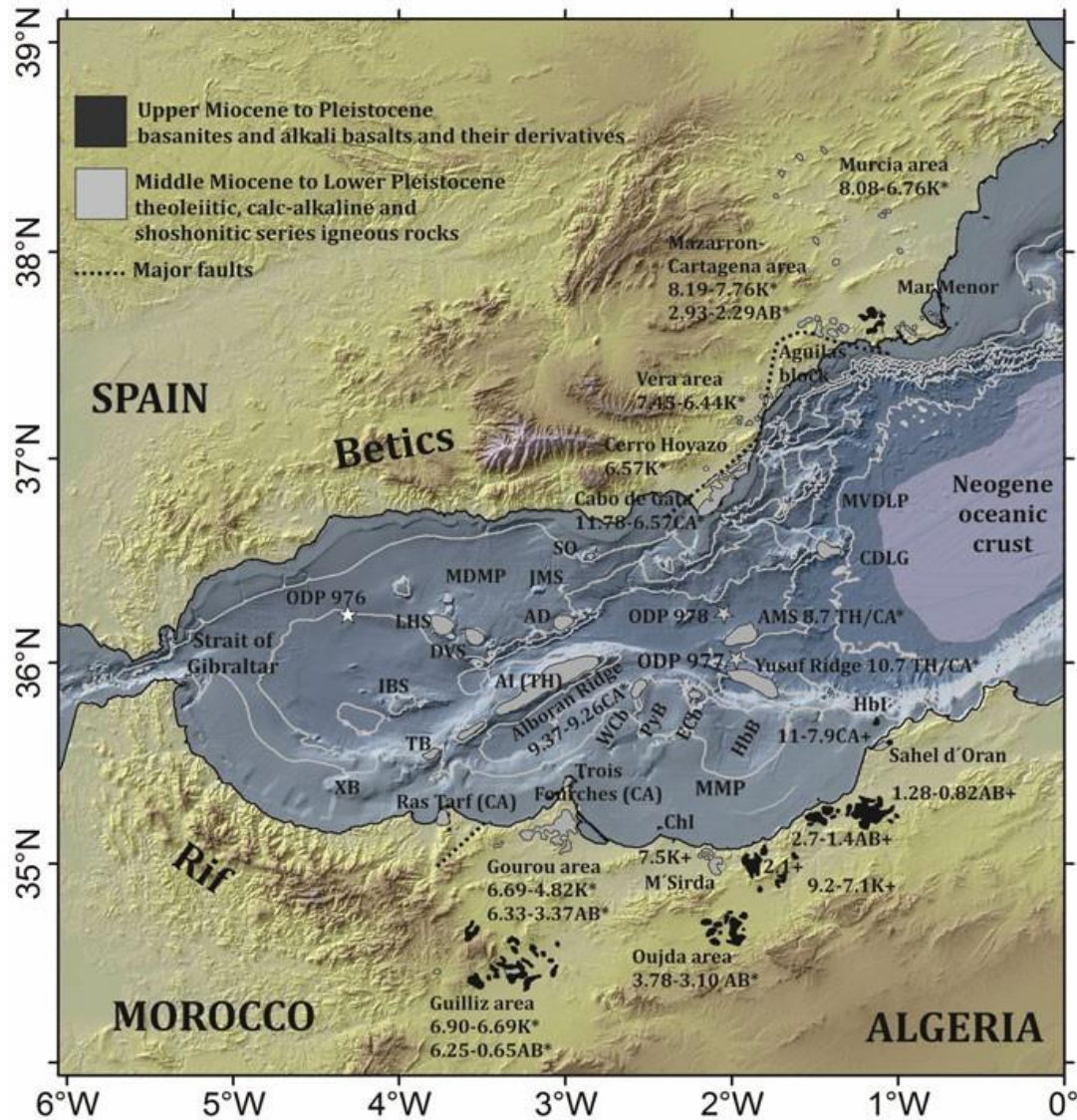


Figure 9 : Carte magmatique du domaine d'Alboran comprenant le Sud de l'Espagne et le nord du Maroc. Les roches volcaniques du Miocène moyen-tardif sont réparties dans une ceinture orientée NE-SW. Le volcanisme comprend des structures volcaniques sous-marines (Mont sous-marin Al Mansour (AMS) ; Ride de Yusuf ; la Ride d'Alboran ; ODP sites 977 and 978), Île d'Alboran (AI), Ras Tarf et cap des Trois Fourches au nord du Maroc, et Région de Gata et Aguilas dans le Sud de l'Espagne

Ride d'Adra (AR); îles Chafarines (ChI) ; Ride Los Genoveses (CDLG); Mont sous-marin de Djibouti Ville (DVS) ; Banc Est Câbliers (ECb); Bassin Habibas (HB); îles Habibas (HI); Mont sous-marin José Medialdea (JMS); Mont sous-marin La Herradura (LHS) ; Plateau Marginal Motril-Djibouti (MDMP); Plateau Marginal Moulouya(MMP); La Polacra (MVDLP); Basin Pytheas (PyB); Banc El Seco de los Olivos (Chella) (SO) ; banc de Tofiño (TB); banc Sud-Ouest câbliers (WCb). Modifié d'après [Duggen et al. \(2008\)](#)

Stade 3 : Une série de roches volcaniques tholéitiques à calco-alkalines s'est mise en place dans la région de la mer d'Alboran au cours du Miocène moyen à tardif. Les premières manifestations de cette activité à terre ont eu lieu :

Localement au niveau de Cabo de Gata dans la chaîne Bétique et dans la chaîne rifaine ; au niveau de Ras Tarf, ensuite plus à l'Est, au Cap des Trois Fourches et plus tardivement au Gourougou, comme le suggèrent les datations radiométriques K/Ar ([Hernandez et Bellon, 1985](#)) qui ont donné respectivement des âges de 12 MA, 9,8 MA et 9 MA, et un âge Quaternaire pour le massif du Gourougou qui connaîtrait donc les dernières éruptions.

Ces complexes Volcaniques correspondent à des blocs décrochés délimités par des failles sur les marges de la mer d'Alboran ([Coppier et al., 1989](#); [Aït Brahim and Chotin 1990](#); [Martínez-Díaz and Hernández-Enrile, 2004](#)).

Ce stade correspondait à la plus grande activité volcanique dans le bassin, en particulier dans les secteurs central et oriental, et signifiait une modification substantielle du fond marin. Les Données d'âge pour les roches volcaniques de la Mer d'Alboran allant de 12.1 ± 0.2 à 6.1 ± 0.3 Ma (le mont sous-marin al Mansour, les rides Alboran et Yusuf, ODP 161 Site 977) ([Hoernle et al., 1999](#); [Duggen et al., 2008](#)).

Le volcanisme s'explique par la subduction de la lithosphère océanique dans le modèle de recul vers l'Ouest ([Hoernle et al., 1999](#) ; [Zeck 1996](#) ; [Duggen et al., 2003](#) ; [Gill et al., 2004](#)) et la libération des fluides hydratés et les sédiments fondent de la lithosphère subductée dans le manteau coin sous le bassin d'Alboran ([Duggen et al., 2004](#)).

Stade 4 : Le stade magmatique 3 a cessé avec l'apparition du Magmatisme shoshonitique et lamproïtique du Miocène supérieur au pliocène en Espagne et au Maroc ([Hoernle et al., 1999](#); [Duggen et al., 2003](#); [Gill et al., 2004](#)).

Ce stade a été expliquée dans le contexte d'une transition de la subduction liée au volcanisme de type intraplaque par déchirure lithosphérique en bordure de la dalle de subduction qui fournit un mécanisme possible pour expliquer le

volcanisme shoshonitique par fusion locale du manteau lithosphérique (Gill et al., 2004).

II.6.4. La Néotectonique

L'histoire néotectonique de la chaîne rifaine s'inscrit au moins partiellement dans le contexte de dérive de la masse continentale africaine vers l'Eurasie. Cette dérive n'a pas été continue, mais elle aurait connu des phases de blocage, suivies de phases de reprise du mouvement de dérive par le fonctionnement des accidents majeurs du domaine bético-rifain (LeBlanc et Olivier, 1984 ; Olivier, 1984). Les principaux accidents qui ont permis la reprise du mouvement (Figure. 5) sont Jebha et Nékor, au Maroc et Nod-bétique et Crévillente, en Espagne. Nous les évoquons, dans ce paragraphe, parce qu'ils semblent avoir joué le rôle plus ou moins significatif dans l'histoire néotectonique de la région. A titre de rappel, la phase miocène aurait été marquée par deux périodes capitales de blocage qui ont interrompu le mouvement de rotation de l'Afrique par rapport à l'Eurasie ;

- La première phase dont le début n'a jamais été fixé précisément se terminerait au Burdigalien, le mouvement de dérive aurait repris grâce au jeu des décrochements de Jebha et Nord-bétique respectivement senestre et dextre.
- La deuxième phase, faisant suite à une nouvelle période de blocage, se terminerait, au Tortonien par le fonctionnement en décrochement senestre de la faille de Nékor, dans le Rif oriental au Maroc et au décrochement dextre de la faille de Crévillente, en Espagne.

Le long de ces accidents coulissants, une microplaque d'Alboran est supposée glissée, vers l'WSW (Andrieux et al., 1971 ; Tapponier , 1977 ; Bourgois, 1978 ; Leblanc et Olivier , 1984 ; Olivier , 1984).

L'évolution néotectonique de la chaîne rifaine dépend, au moins partiellement, de cet héritage structural, comme cela à été indirectement suggéré par Ait Brahim (1991) qui interprète la direction (N025-40) de la compression du Tortonien-Messinien, enregistrée à l'Ouest de l'accident de Nékor, comme une

conséquence tardive de l'onde orogénique ayant résulté du choc final du bloc d'Alboran contre la marge africaine. D'autres auteurs confortent également cette opinion en expliquant cette direction par une réorientation des contraintes au voisinage des accidents majeurs qui affectent le socle ([Anderson, 1951](#) ; [Taha, 1986](#)). L'implication de l'héritage structural ancien dans l'évolution néotectonique, en relation avec le rapprochement N-S des plaques lithosphériques, s'exprime également par la remobilisation des accidents, décrochants dextres, du socle.

Malgré l'important effort qui a été consacré à l'étude de la chaîne rifaine, les connaissances relatives à sa structuration puis son évolution souffrent encore de lacunes, comme cela apparaît clairement à travers les différentes hypothèses explicatives, souvent controversées. Le problème est plus épineux quand il s'agit d'étudier des événements récents ou subactuels, et ce essentiellement, à cause de la difficulté, voire parfois l'impossibilité de caler stratigraphiquement ces événements.

L'étude de l'évolution structuro-sédimentaire de la mer d'Alboran, qui se présente comme une partie engloutie du système alpin, constitue donc un passage indispensable, pour compléter nos connaissances et résoudre les problèmes restant en suspens.

CHAPITRE II: CADRE MORPHOSTRUCTURAL

I- INTRODUCTION

La carte bathymétrique (Figure. 10) montre que la mer d'Alboran est une mer peu profonde (2000 m au maximum) qui présente une physiographie complexe. En effet elle s'organise en zones relativement profondes et étroites séparées par des hauts-fonds qui se présentent comme des pointements isolés ou sous forme de reliefs sous-marins alignés. Parmi ces derniers, la Ride d'Alboran apparaît comme le relief le plus remarquable à l'échelle de la mer d'Alboran. A proximité de la côte marocaine, les bancs de Xauen et Tofino montrent une orientation E-W alors que le reste de la Ride d'Alboran, qui se termine par l'île d'Alboran, s'étire selon une direction SW-NE. Elle compartimente ainsi le fond marin en trois bassins de dimension et de profondeurs inégales. Ces bassins sont, à leur tour, bordés par les marges où des variations morphologiques notables s'opèrent, surtout parallèlement à la côte.

II- ENSEMBLES MORPHOLOGIQUES DE LA MER D'ALBORAN

La mer d'Alboran peut être subdivisée en quatre domaines physiographiques (Figure. 11), ce sont : la Ride d'Alboran, le bassin Ouest-Alboran, le bassin Sud-Alboran et le bassin Est-Alboran. Dans ce qui suit, nous décrirons ces différents domaines, mais dans le cas des bassins (au sens large du terme) nous distinguerons entre bassins au sens strict et marges.

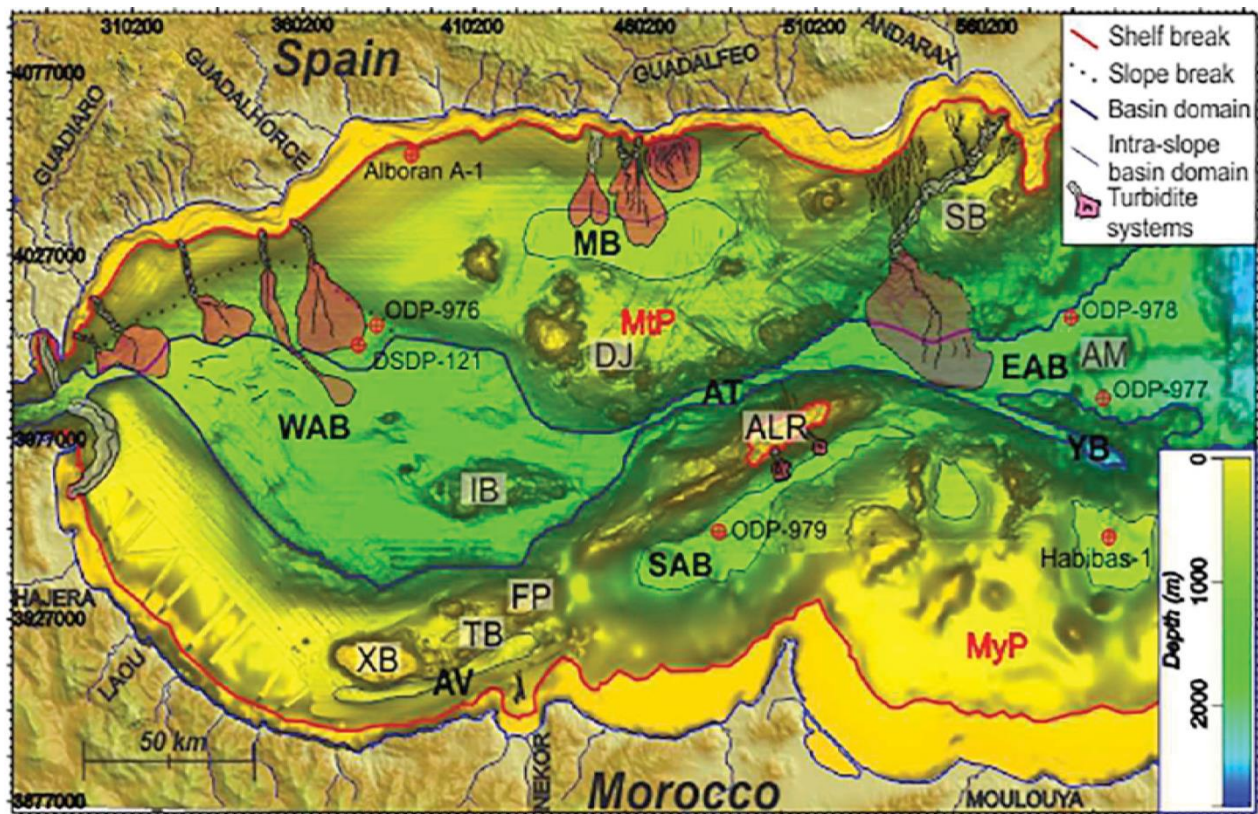


Figure 10 : Carte bathymétrique montrant les limites entre les provinces physiographiques de la Mer d'Alboran d'après [Juan et al., \(2020\)](#). AT-Alboran Through; AV- la vallée d'Al Hoceima; EAB-Bassin Est-Alboran; MB- Bassin de Motril; SAB- Bassin Sud-Alboran; WAB- Bassin Ouest-Alboran; YB-Bassin de Yusuf; ALR-Ride d'Alboran; les hauts-fonds :(AM- Al Mansour; DJ-Djibouti Ville; FP-Francesc Pages; IB-Ibn Batouta); SB- Banc de Sabinar; TB- Banc de Tofiño; XB- Banc de Xauen ; MtP- Plateau de Motril; MyP- Plateau de Moulouya.

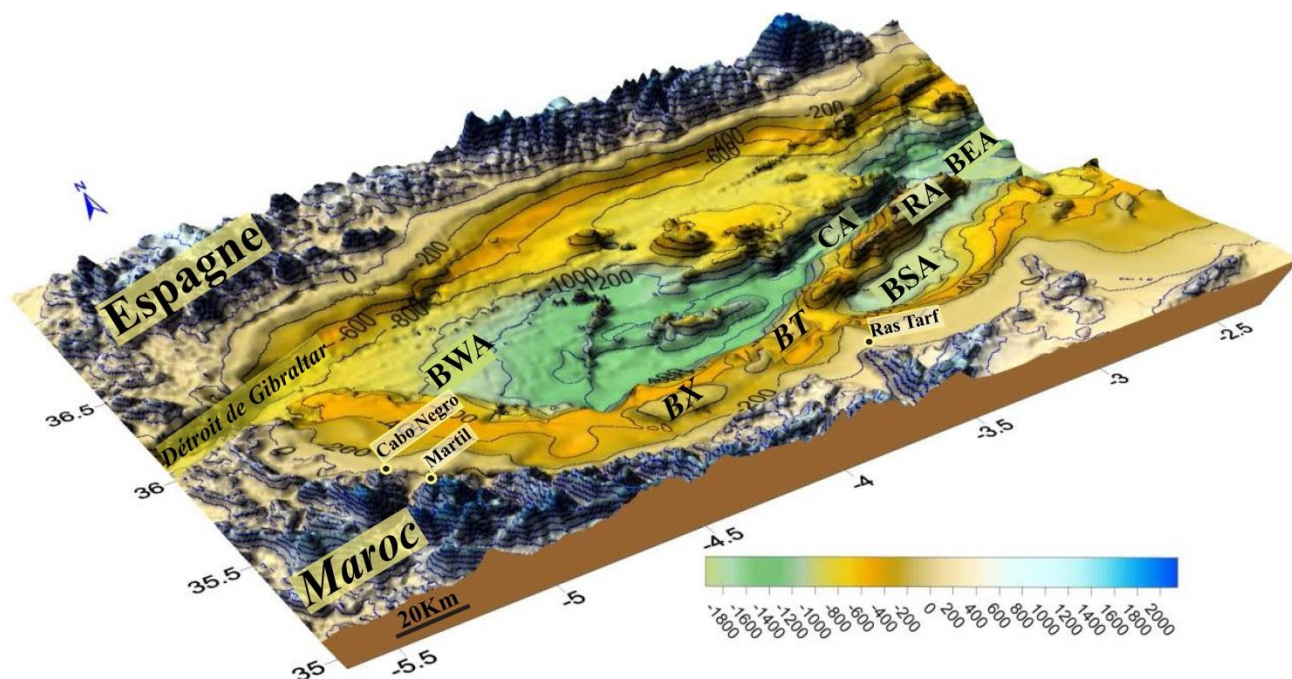


Figure 11 : Physiographie de la Mer d’Alboran. BWA : bassin Ouest-Alboran ; BEA : bassin Est-Alboran ; BSA : bassin Sud-Alboran ; BX : Banque de Xauen ; BT : Banc de Tofiño ; RA : Ride d’Alboran ; CA : Chenal d’Alboran.

II.1. Les bassins

Le nom donné à chacun des bassins de la mer d’Alboran est lié à leur position géographique par rapport à la Ride d’Alboran (Figure. 11). Le bassin qui se trouve entre le détroit de Gibraltar et la Ride est connu sous le nom du bassin Ouest-Alboran, celui qui se situe au SE de celle-ci est appelé bassin Sud-Alboran et enfin celui qui commence à l’extrémité nord-orientale de la Ride d’Alboran est baptisé bassin Est-Alboran.

Dans ce qui suit, les caractéristiques de chacun de ces trois bassins seront passées en revue en allant de l’Ouest vers l’Est.

II.1.1. Le bassin Ouest-Alboran

Géographiquement, il s’étend (Figure. 11) depuis le détroit de Gibraltar, à l’Ouest, jusqu’au chenal d’Alboran, à l’Est et au Nord, il est limité par la marge

espagnole. Au Sud, il est bordé par la marge occidentale et la Ride d'Alboran.

Il s'agit d'un bassin relativement peu profond qui présente deux aspects remarquables :

- Le premier est relatif au maximum de profondeurs qui se trouve au pied du flanc septentrional de la Ride d'Alboran, donc décalé vers la marge marocaine.

Ceci confère une nette dissymétrie à ce bassin.

- Le deuxième réside dans l'hétérogénéité des fonds de part et d'autre du méridien 4° W :

- ✓ A l'Ouest, la bathymétrie n'indique aucun accident topographique majeur.

- ✓ A l'Est de ce méridien, par contre, le fond du bassin est parsemé de plusieurs hauts-fonds de forme et de nature différente. On y rencontre un substratum métamorphique et volcanique.

II.1.2. Le bassin Sud-Alboran

Il est situé (Figure. 11) entre la marge marocaine au Sud et la Ride d'Alboran au NW. Au NE, il s'ouvre sur le bassin Est-Alboran. A l'Ouest, son extension est interrompue par l'avancée, en mer, du promontoire de Ras Tarf. Néanmoins, sa liaison avec le bassin Ouest est assurée par un sillon étroit : le sillon de «Xauen» (Ammar, 1996). Le bassin Sud-Alboran correspond à une zone basse de faible largeur dont l'axe est de même orientation que la Ride d'Alboran. Il s'agit là aussi d'un bassin encadré par des bordures dissymétriques avec une pente raide du côté de la Ride ; surtout au niveau de son extrémité NNE, et une marge marocaine qui présente une pente plus douce et une morphologie qui est loin d'être monotone.

II.1.3. Le bassin Est-Alboran

Il se situe dans la moitié nord de la mer d'Alboran (Figure. 11). Sa profondeur peut atteindre 1800 m. A l'Ouest sa communication avec le bassin Ouest-Alboran est assurée par le chenal d'Alboran tandis qu'à l'Est, il s'évase vers le bassin Algéro-Baléare auquel il se raccorde par une rupture de pente qui porte les profondeurs de 2000 à 2400m. Vers le Sud, une autre rupture de pente le

raccorde au bassin Sud d'Alboran et à la marge marocaine.

II.2. La Ride d'Alboran

De toute évidence, la Ride d'Alboran constitue l'élément morphostrucural le plus important de la mer d'Alboran (Figure. 12) dont elle occupe la partie Sud. Elle présente une direction générale SW-NE, depuis la marge marocaine jusqu'à la partie centrale de la mer d'Alboran où elle s'arrête brutalement contre la faille de Youssouf ([Mauffret et al., 1987](#) ; [Woodside et Maldonado, 1992](#)). Dans le détail elle est formée par une succession de hauts-fonds, d'origine volcano-sédimentaire ou volcanique ([Olivet et al., 1972](#) ; [Auzende et al., 1975](#)), circulaires ou fortement allongés selon l'axe principale de la structure, et séparés par des dépressions étroites. Cette disposition paraît refléter les systèmes de failles NE-SW et NW-SE soulignés par l'alignement des volcans ([Auzende et al., 1975](#)).

Outre ces caractères généraux, il en existe d'autres qui ne revêtent qu'un aspect local et dont les plus importants consistent en :

- Un ennoiement de l'axe longitudinal, dans la partie centrale de la ride (3°30W) ;
- L'existence de structure en aiguille surplombant, par endroits, des plates-formes d'abrasion.

La Ride subdivise la mer d'Alboran en plusieurs domaines physiographiques qui diffèrent aussi bien par leur partie «abyssales» que par la morphologie de leurs marges.

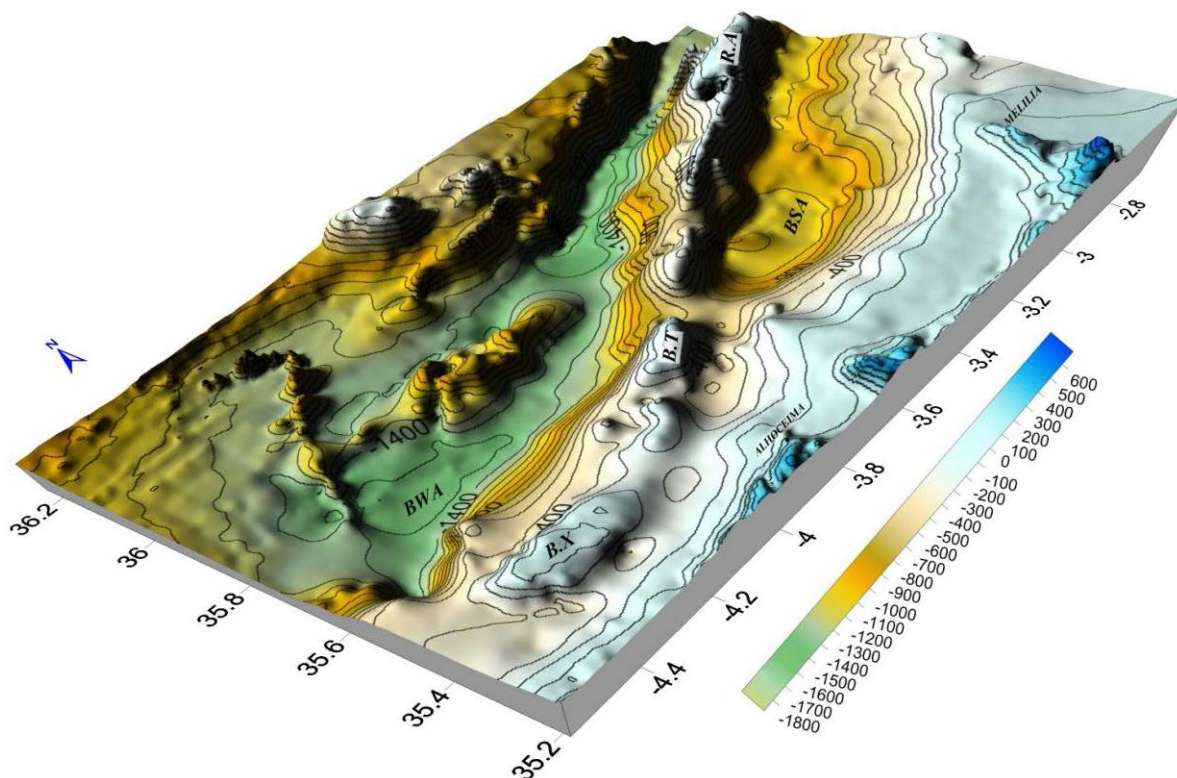


Figure 12 : la Ride d'Alboran : trait morphostructural majeur de la Mer d'Alboran

II.3. Les marges

Parmi les trois types morphostructuraux des marge passives définis ([Mauffret, 1973](#) ; [Stanley, 1977](#)) en Méditerranée, deux seulement se rencontrent en mer d'Alboran, il s'agit des types progressif et intermédiaire qui répondent aux définitions suivantes :

- Le type progressif présente un profil longitudinal suffisamment développé et convexe vers le haut ainsi qu'une plate-forme continentale large et subhorizontale, un talus continental incliné de quelques degrés seulement et prolongé par un glacis très large, c'est une marge dont la stabilité est attestée par une couverture plio-quaternaire continue entre le plateau continental et le bassin.
- Le type intermédiaire se reconnaît essentiellement par une disposition de la pente continentale en gradins et qui se traduit par des discontinuités horizontales dans les séries plio-quaternaires.

Les caractéristiques distinctives de ces marges sont attribuées à l'évolution

structurale alpine (Ryan et al., 1969; Biju-duval, 1984 ; Rehault et al., 1984), en particulier post-miocène (Stanley, 1977).

Selon cette classification, la marge méditerranéenne marocaine est rangée (Figures. 13 et 14) dans le type intermédiaire, pour le secteur située entre 4°30W et 3°et dans le type progressif de part et d'autre de ce secteur.

Les coupes bathymétriques (Figure. 13 et 14) réalisées perpendiculairement à la côte, dans différentes secteurs de la marge étudiée attestent que la morphologie de la marge méditerranéenne marocaine est caractérisée par un profil topographique nettement variable d'un secteur à l'autre et que l'on peut y individualiser trois types de marges :

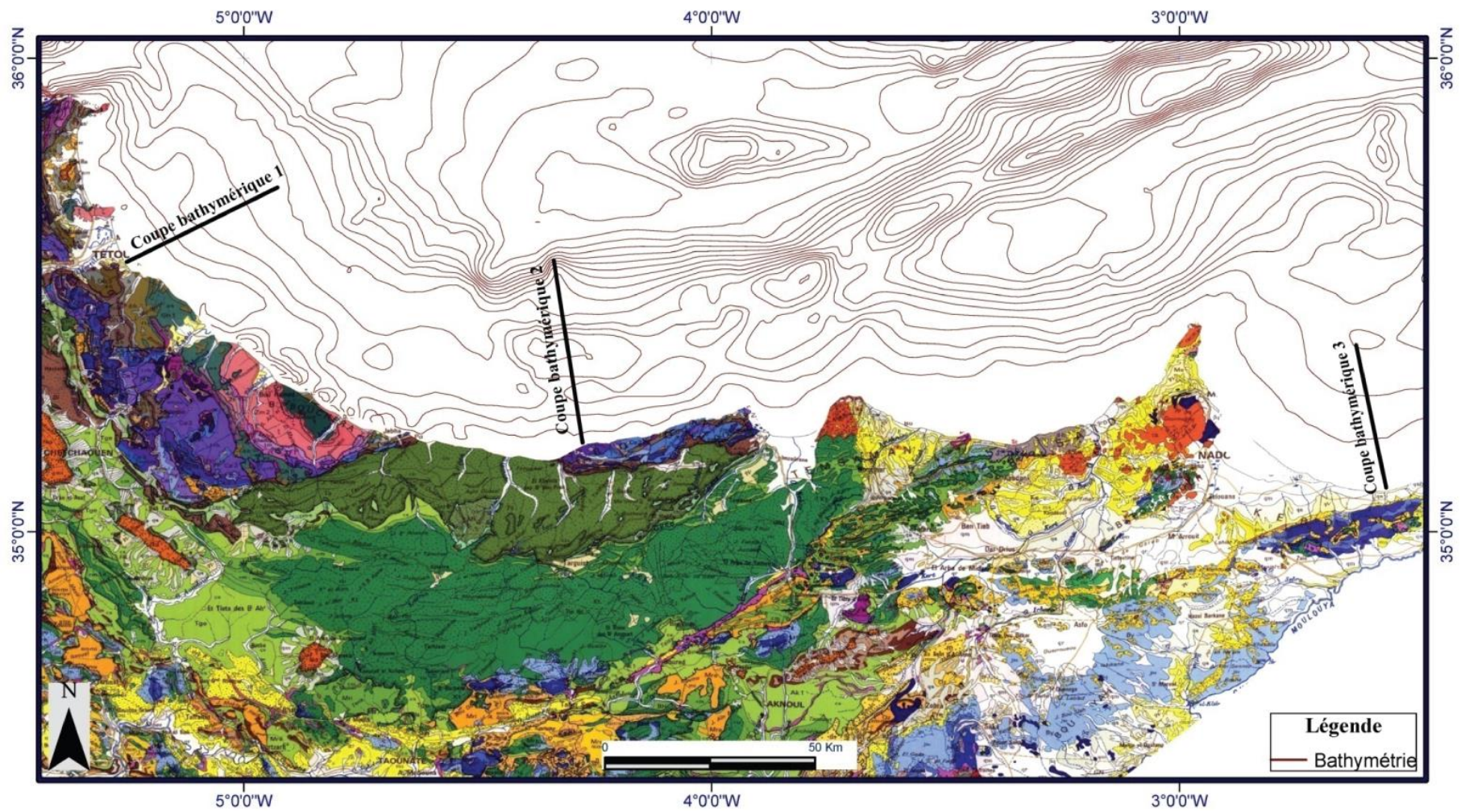


Figure 13 : Localisation des coupes bathymétriques

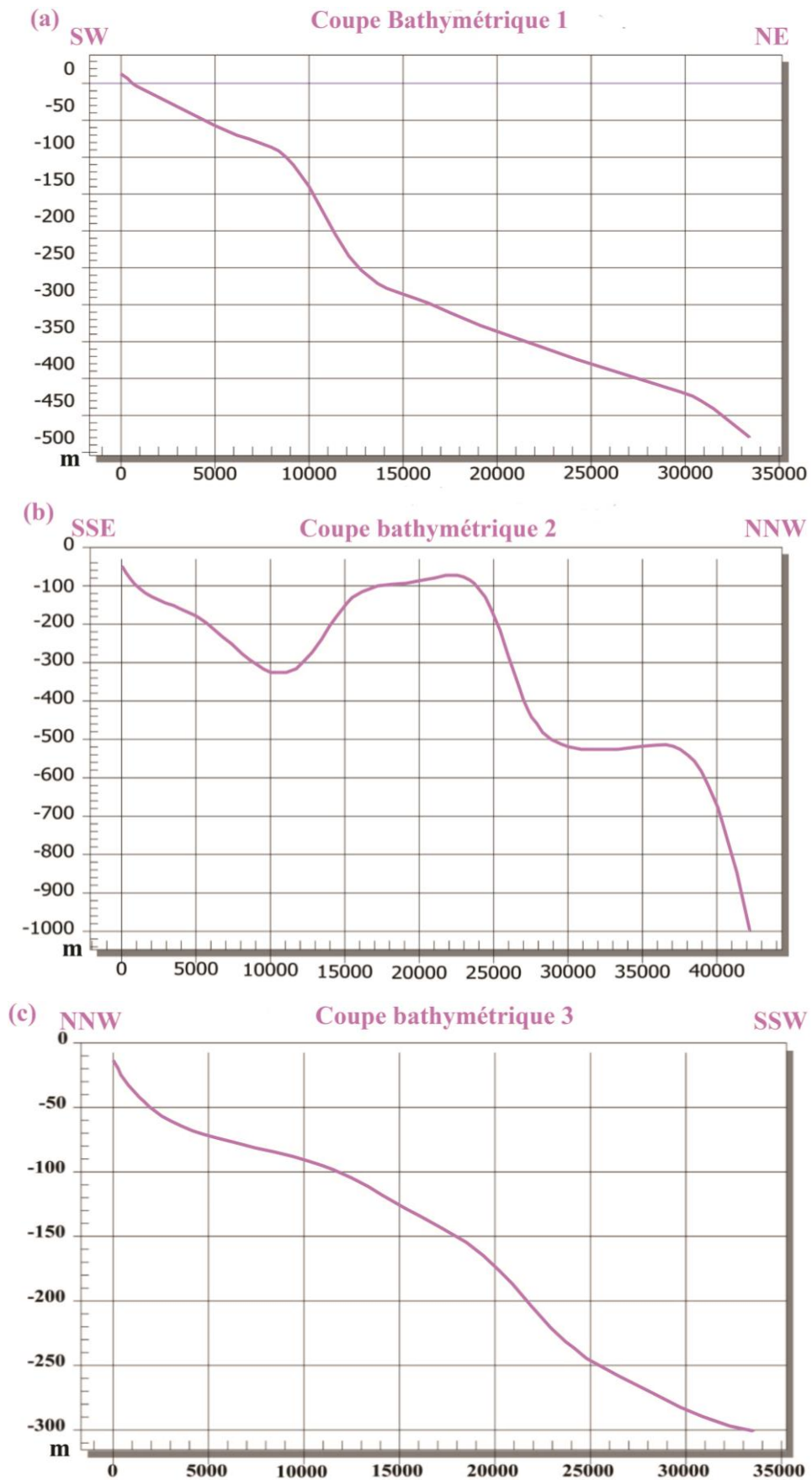


Figure 14 : Types des coupes bathymétriques au niveau de la marge méditerranéenne marocaine. (a): marge occidentale; (b): marge centrale; (c): marge orientale.

- Une marge occidentale comprise entre 4°20W et le détroit de Gibraltar et dont la caractéristique morphologique principale est l'intercalation, entre la plate-forme continentale et le bassin, d'un large plateau marginal qui se raccorde aux ensembles morphologiques adjacents par des pentes de dimension et de déclivité différentes,
- Une marge centrale qui s'étend le long du chaînon des Bokkoya entre 4°20W à l'Ouest et 3°40W à l'Est où le plateau continental, très étroit, se trouve isolé du bassin par un sillon à flancs dissymétriques ainsi que par la Ride d'Alboran ;
- Une marge continentale située entre 4°30W et la frontière maroco-algérienne à l'Est. Celle-ci est marquée par un développement relativement important du plateau continental ainsi que par une allure plus au moins classique d'une marge continentale.

II.3.1. La marge occidentale

La coupe bathymétrique (Figure. 14a), réalisée au niveau de la marge occidentale, montre une succession d'ensembles morphologiques qui n'est pas classique. En effet la transition du continent au bassin passe par quatre unités morphologiques distinctes :

- Un plateau continental étroit dont la bordure externe située à environ 100m de profondeur ;
- Une pente continentale, de faible largeur également, s'installe ensuite entre les isobathes -100m et -300m. A titre de comparaison avec la pente de la marge septentrionale, elle ne présente qu'environ la moitié de la largeur (13km pour la marge espagnole contre 7km pour la marge marocaine), mais elle est plus inclinée (1° pour la marge espagnole contre 1,5° pour la marge marocaine) ;
- Un plateau «marginal» situé entre 300m et 500m de profondeur assure la transition vers le bassin Ouest-Alboran. Pouvant atteindre 27km de largeur, il constitue l'unité physiographique la plus développée de la marge occidentale ;
- Une deuxième pente s'intercale entre le plateau marginal et le bassin Ouest-Alboran. Elle diffère de la pente continentale proprement dite par un

développement plus important.

Localement, le domaine externe du plateau marginal et la pente qui l raccorde au bassin sont perturbés par des remontées de diapirs (Figure. 15) dont certains percent l'épaisse couverture sédimentaire, et imposent leur cachet au niveau de la morphologie actuelle.

Il est intéressant de noter que le passage entre le continent et le bassin se fait par une morphologie en paliers et que le plateau continental est là très étroit. En conséquence la dénomination de marge progressive (Stanley, 1977) perd deux arguments importants selon la définition que ce même auteur avance.

Les caractéristiques que nous avons décrites plus haut permettent de ranger la marge occidentale plutôt dans le type intermédiaire.

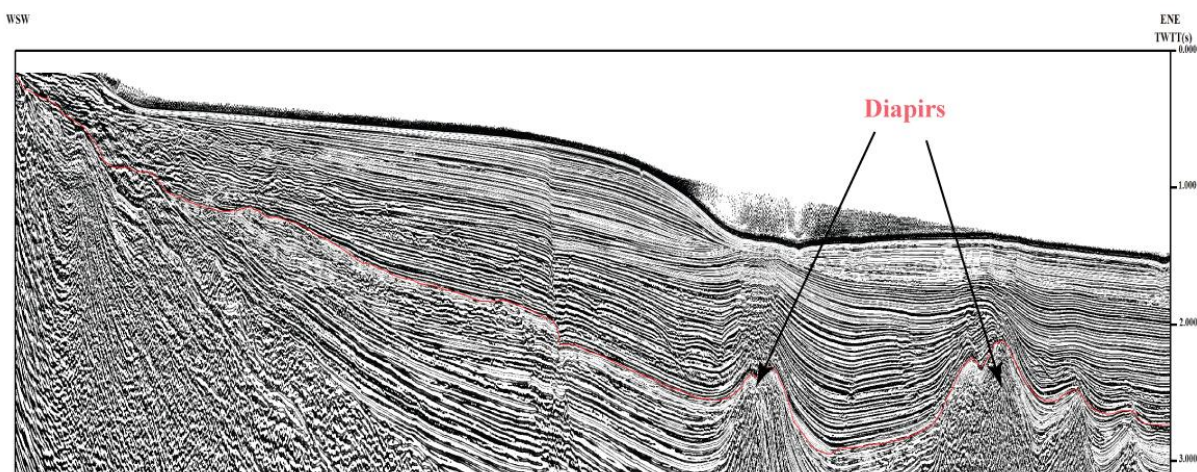


Figure 15 : Profil de sismique réflexion mettant en évidence l'influence du diapirisme argileux sur la morphologie de la marge occidentale.

II.3.2. La marge centrale

Ici, la marge est fortement influencée par le banc de Xauen (Figure. 14b) qui peut être assimilé à une barrière morphologique entre :

- Un ensemble méridional comprenant:
 - ✓ Une plate-forme continentale considérablement réduite située entre côte et -100m ;

- ✓ Un sillon, que nous appelons le sillon de « Xauen », profond d'environ 450m et marqué par une dissymétrie des flancs (le flanc septentrional est deux fois plus penté que le flanc méridional) et ;
- Un ensemble septentrional où le passage de la ride au bassin Ouest-Alboran est assuré par, une pente formée de deux segments d'importance équivalente, mais de concavité opposée. Celle-ci est orientée vers le haut dans la partie proximale et vers le bas dans la partie distale.

Le plateau continental très étroit, ainsi que la rupture entre séquences épicontinentales de dépôt et celles du bassin sont les deux critères de base utilisés par [Stanley \(1977\)](#) pour la caractérisation d'une marge plutôt abrupte.

II.3.3. La marge orientale

Elle se présente sous forme de deux arcs de taille plus aux moins équivalente qui se rencontrent au niveau du cap des trois fourches. Sa bordure continentale est constituée par le massif métamorphique des Temsamane et les séries émergées des bassins sédimentaires néogènes.

Une coupe bathymétrique (Figure. 14c) réalisée au centre de la baie de Bottoya reflète l'importance du développement relatif de la plate-forme continentale (17 km environ) couplée à un approfondissement de son rebord externe qui se situe ici vers -120m. Au-delà de la rupture de pente, on trouve la même morphologie que celle décrite au Nord de la ride, le long de la marge centrale.

A l'Est du Cap des Trois fourches, la plate-forme continentale prend une dimension importante et elle n'est interrompue que par un édifice volcanique situé sur le méridien de Ras Elma vers 400m de profondeur.

La marge orientale répond à la définition du type intermédiaire.

II.4. Les hauts fonds

La mer d'Alboran est caractérisée par la présence de plusieurs hauteurs disséminées le long de la marge continentale et les bassins (Figure.16) ([Würtz and Rovere, 2015](#)). Ils ont des origines et des tailles différentes liées à l'évolution géodynamique complexe de la mer d'Alboran (e.g. [Palomino et al., 2015](#); [Vázquez et al., 2015](#)). Hauts-fonds principalement consistent en une série de plis d'unités du Miocène au Quaternaire (presque tous représentés par le banc Xauen, le haut fond Frances Pagès et la Ride d'Alboran) et/ou de corps volcanique (e.g. [Ammar et al., 2007](#); [Martinez-Garcia et al., 2013](#); [Vázquez et al., 2015](#); [Estrada et al., 2018](#); [Galindo-Zaldívar et al., 2018](#)), leurs hauteurs atteint entre (400–1750 m) avec la Ride d'Alboran située dans le secteur central étant l'élévation principale qui émerge localement, formant l'île d'Alboran et traversant la mer d'Alboran obliquement avec une direction NE-SW. Le haut des monts sous-marins est relativement plat (dans la plupart des moins profonds, <300 m de profondeur d'eau) et sub-arrondis, et ils présentent généralement des couches plissées, des crêtes structurales et des caractéristiques qui favorisent la sédimentation des espèces benthiques associées aux fonds durs, comme coraux d'eau froide ([Palomino et al., 2011](#)).

Les parois de ces hauts-fonds ont des pentes à gradient élevé façonnées par des caractéristiques de pente descendante, comme les systèmes de turbidite et glissements de terrain ([Ercilla et al., 2021](#)).

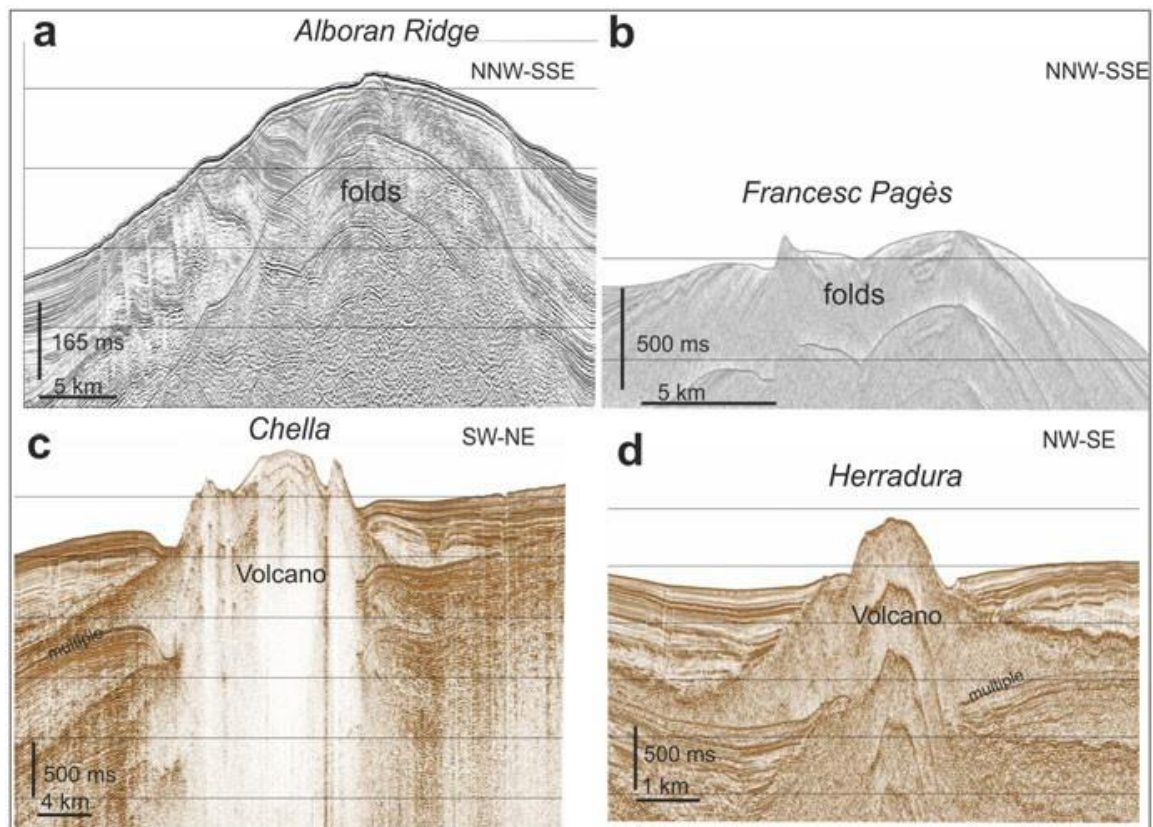


Figure 16 : Profils sismiques montrant deux types différents de haut fond en Mer d'Alboran: la Ride d'Alboran (a) et le haut fond Francesc Pagès (b) liés à des plis structuraux ; et les hauts fonds Chella (c) et La Herradura (d) liés au volcanisme (Ercilla et al., 2021).

II.5. Les formes sédimentaires

II.5.1. Contourites

Le terme contourites fait référence aux dépôts sédimentaires formés par l'action de la pente, courants de fond ; thermohalins, géostrophiques, de contour, de frontière, et courants abyssaux (Rebesco et al., 2014).

La morphologie et la géométrie des dépôts contouritiques dépendent essentiellement du contexte local ; de la morphologie du fond marin, de la profondeur, et des variations des courants.

Les dépôts de dérive « drifts » constituent généralement la plus grande des structures sédimentaires en terme de surface, ils sont d'ampleurs différentes : les plus importantes apparaissent le long des versants et des domaines de bassins. Les dépôts platrés et en feuillets « Plastered et sheeted drifts » sont les plus

dominants (Figure.17a).

Les dépôts de dérive contouritique constitue le principal marqueur de la présence d'un CDS (Contourite Depositional System). Ce type d'accumulation sédimentaire est décrit le long de la marge passive (quelques centaines de km de long, quelques dizaines de km de large, et quelques dizaines à quelques centaines de m de relief).

Les marges marocaines et ibériques sont principalement caractérisées par Les dépôt platrés. Les dépôts en feuillets, sont quant à eux, localisés sur la plaine abyssale et au pied de la pente du plateau continental et parfois dispersés dans toute la mer d'Alboran, en particulier autour des différents hauts-fonds de la marge nord, la Ride d'Alboran, et dans les passages étroits, à l'intérieur de l'Alboran et dans la vallée d'Al-Hoceima.

On trouve aussi les dépôts liés aux chenaux «Les channels related drifts » qui sont en relation avec la présence d'un conduit étroit où le courant est fortement canalisé. Ils s'organisent en monticules :

- Les monticules confinés « Les mounded confined drifts », sont localisés dans la zone active de la marge marocaine et dans les bassins.
- Les monticules allongés et séparés « elongated separated mounded drifts » qui ont un allongement parallèle à la marge.

Tous les dépôts de dérive montrent des faciès sismiques similaires et sont définis par des dépôts stratifiés empilés avec des discordances érosives ([Ercilla et al., 2021](#)).

En ce qui concerne les sédiments formant les dunes hydrauliques (sediment waves), ils ont été cartographiés localement à l'entrée principale du détroit de Gibraltar. Ils comprennent des vagues de sédiments 3D principalement constituées de vagues de sables.

Les contourites érosives sont les voit dispersées le long des marges et des bassins (Figure. 17). Les chenaux, qui ont des sections en U de plusieurs dizaines de mètres de relief, sont principalement associés aux monticules.

Les principales structures d'érosion observées sont les chenaux qui sont associés aux dépôts contouritiques sont représentés par les couloirs structurels en forme U de la baie d'Al-Hoceima, Formés aussi autour du banc de Xauen et le haut-fond Frances Pagès, la marge marocaine, et le chenal d'Alboran. Ces chenaux pourraient être considérés comme une porte profonde reliant les bassins est et ouest ([Ercilla et al., 2021](#)). Ils mesurent quelques kilomètres de large et jusqu'à des dizaines de kilomètres de long.

Au sommet de la grande pente, les dépôts platrés et en feuillets, les contourites mixées aux terraces s'étendent en produisant des zones plates <30 km de large sur les deux versants africains et ibériques, où la troncature des réflecteurs par rapport au fond marin est facilement reconnaissable dans les secteurs proximaux. Trois terrasses ont été cartographiées, T3 sur la marge marocaine, T1 et T2 sur la marge espagnole (Figure. 17b).

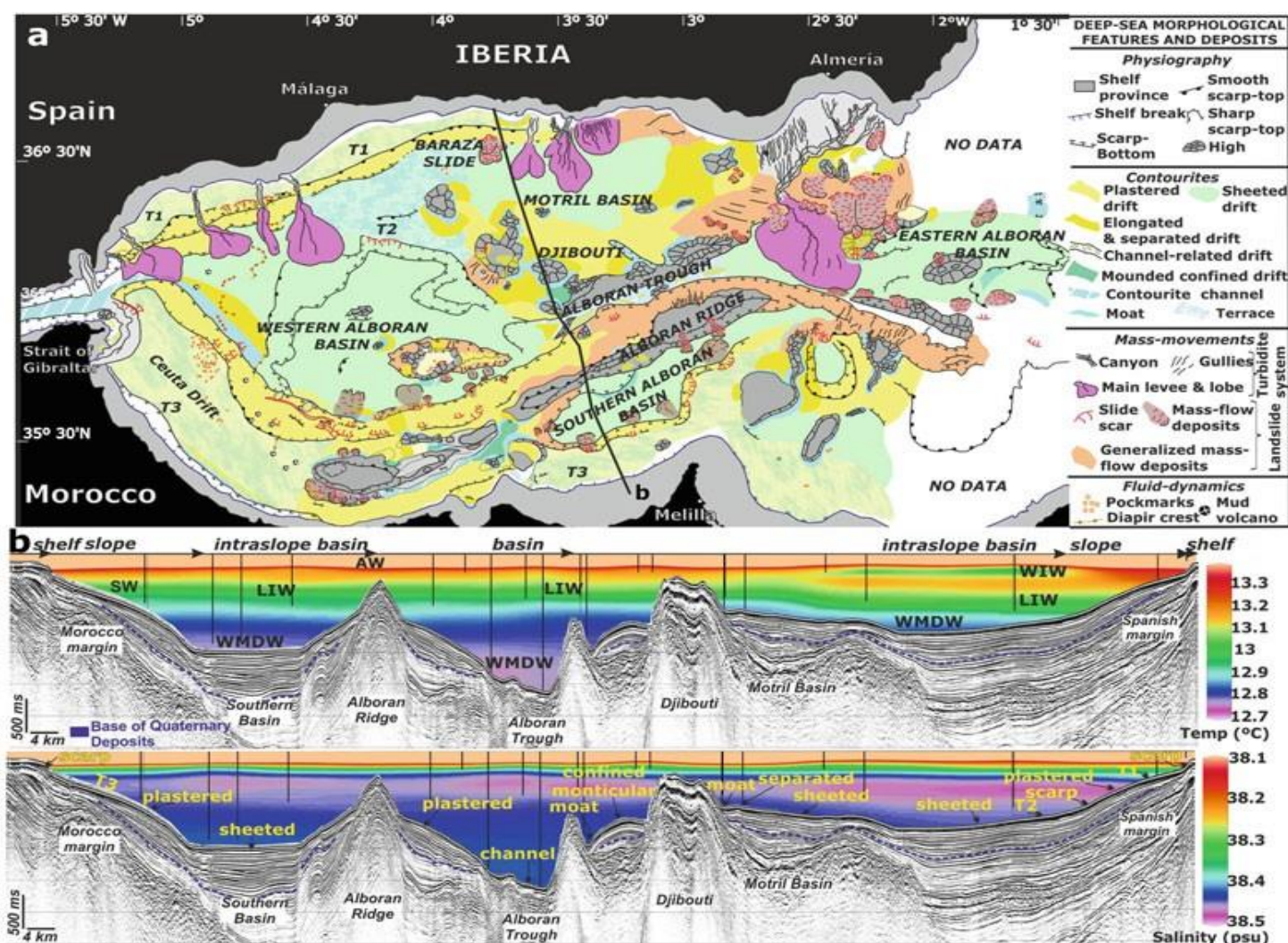


Figure 17 : Géomorphologie du fond marin et architectures sismiques et océanographiques de la Mer d'Alboran.

(a) Cartographie des caractéristiques morphologiques profondes et des gisements, de la rupture du plateau jusqu'aux zones profondes de la Mer d'Alboran. Légende : T1–T3 font référence à l'emplacement des terrasses contouritiques.

(b) Coupe sismique-hydrographique N-S traversant les marges continentales et quelques bassins (localisation en a). Notez la corrélation entre les interfaces de masse d'eau (AW : Eau Atlantique, WIW : Eau intermédiaire Ouest, LIW : Eau levantine Intermédiaire, LMW : Eau Légère Méditerranéenne, WMDW : Eau Profonde de la Méditerranée Occidentale, DMW : Eau Méditerranéenne Dense) et les principaux domaines physiographiques. Les éléments de contourite sont indiqués sur le profil sismique (lettres en jaune). Modifié d'après [Ercilla et al. \(2016, 2021\)](#)

II.5.2. Structures liées à la sortie des fluides

Diverses structures liées aux échappements des fluides ont été identifiées en mer d'Alboran. Il s'agit des diapirs et des volcans de boue, des pockmarks et des carbonates authigènes (Figure. 17a et 19) (par ex. [Pérez-Belzuz et al., 1997](#) ; [Somoza et al., 2012](#) ; [Léon et al., 2014](#) ; [Palomino et al., 2016](#)). Ils se produisent principalement dans la partie occidentale de la mer d'Alboran, et affectent principalement les dépôts contouritiques de Sebta (Figure. 18).

Les diapirs sont des éléments en forme de dôme qui percent les sédiments de la couverture sus-jacents. En mer d'Alboran, ils sont de nature boueuse (Figure. 19a) et sont localisés exclusivement dans le bassin Ouest-Alboran. Bien que la plupart des diapirs soient enfouis sous les sédiments Plio-Quaternaires, quelques-uns produisent une expression morphologique à la surface, formant des monts sous-marins ne dépassant pas quelques dizaines de mètres de hauteur ([Pérez-Belzuz et al., 1997](#)).

Les volcans de boue peuvent être définis comme des édifices coniques construits par des sédiments de boue et fluides expulsés d'une couche source profonde à la suite de processus de dégazage ([Kopf 2002](#)). Au cours des dernières décennies, dix volcans de boue ont été identifiés dans le bassin Ouest-Alboran (Figure. 19a) (e.g. [Somoza et al., 2012](#) ; [Kenyon et al., 2000](#)). Ils présentent différentes hauteurs variant de 30 m (volcan Mulhacen) à 185 m, et des diamètres allant jusqu'à 1635 m ([Somoza et al., 2012](#) ; [Blinova et al., 2011](#) ; [Hilário et al., 2011](#)). Certains de ces volcans pourraient être encore actifs, ou avoir eu une activité récente, comme en témoigne le gaz méthane bouillonnant dans la colonne d'eau.

Quant au pockmarks, ils se forment brusquement, lorsque des poches d'eau interstitielle et de gaz en surpression locale jaissent à travers les sédiments de surface tapissant le fond marin ([Cathles et al., 2010](#)). Sur la marge marocaine, deux champs en ont été signalés au large Sebta, et un autre champ a été décrit à proximité du mont sous-marin d'Avempace, et dans les dépôts contouritiques

(Palomino et al., 2011 ; Somoza et al., 2012) (Figure .17a).

En mer d'Alboran, Les Pockmarks se présentent sous forme de dépressions circulaires et ovales sur le fond marin avec des dimensions qui varient de 50 à plus de 500 m de diamètre et quelques dizaines de mètres de relief (Figure. 19b). La présence de ces pockmarks a été attribuée à des infiltrations de fluides et des fluides interstitiels des sédiments sous-jacents qui ont été détectées près des sédiments de surface dans le plateau marginal de Sebta (Mathys et al., 2005).

D'autres formes associées aux écoulements de fluide d'infiltration, telles que les carbonates authigènes issus d'hydrocarbures des croûtes et des cheminées ont été identifiées et échantillonnées dans le champ de pockmarks au large de Sebta (Blinova et al., 2011).

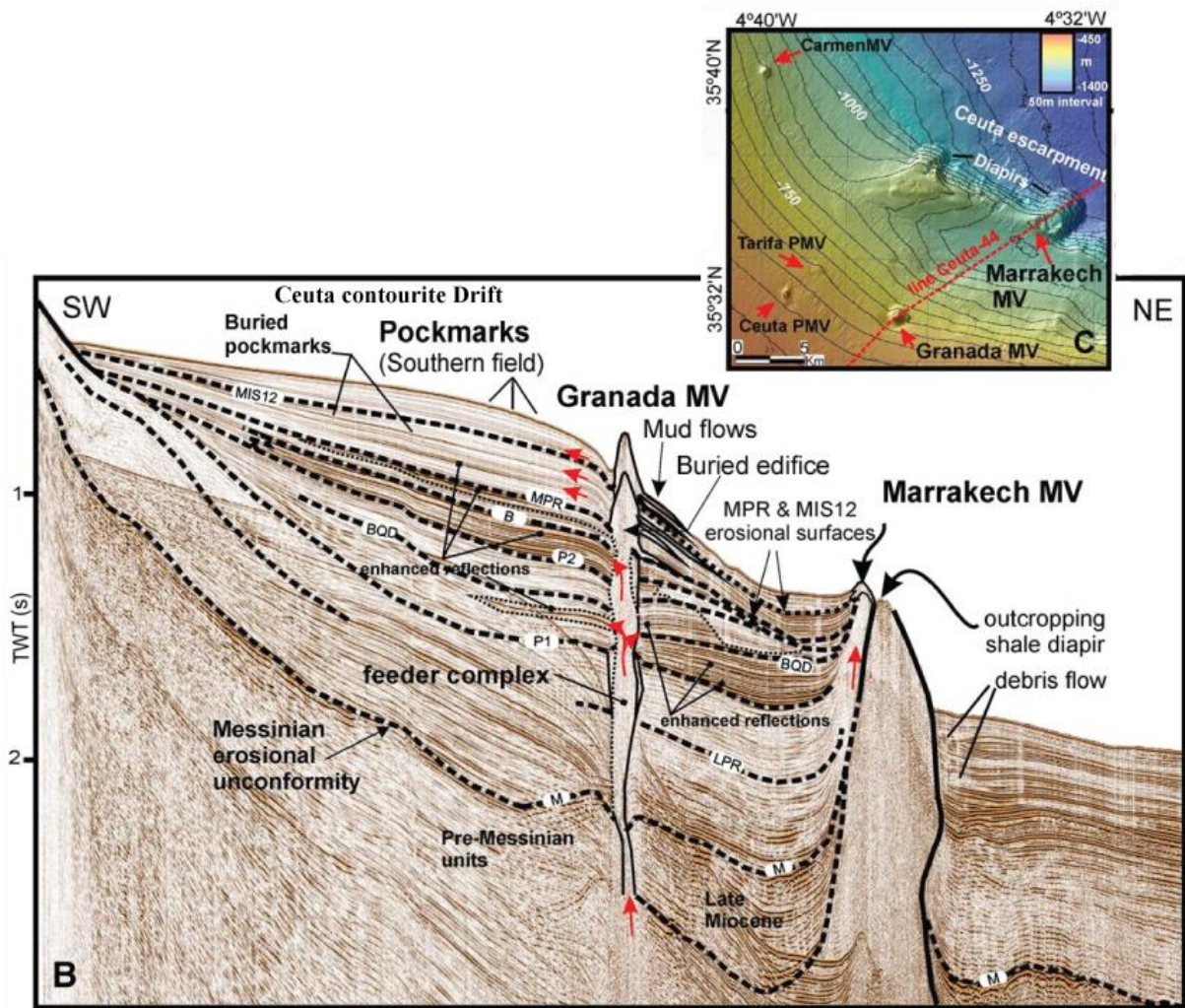


Figure 18 : Profil sismique d'un CDS avec le drift de Seba et la circulation de fluides dans les contourites. Le drift de seba est caractérisé par des dépôts contouritiques sableux qui servent de conduits pour la migration latérale des fluides. Cette circulation de fluide est également marquée par la présence de structures d'échappement de fluide telles que des volcans de boue & pockmarks (Somoza et al., 2012).

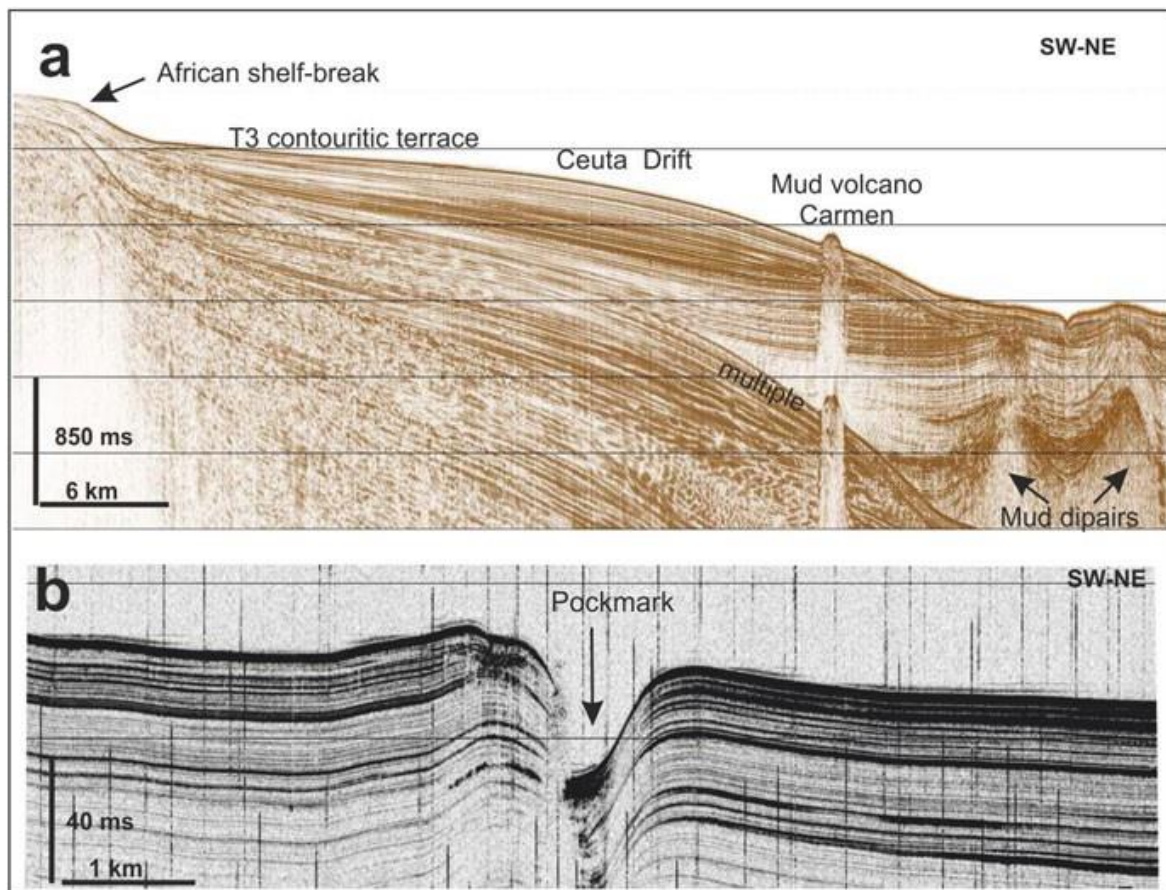


Figure 19 : Caractéristiques de la dynamique des fluides dans la Mer d’Alboran. (a) Profil sismique montrant des diapirs de boue sous le fond perçant et déformant les sédiments récents du drift contouritique de Sebta dans le talus continental Ouest marocain. La boue est forcée de remonter en raison des surpressions dans les unités du sous-sol. En outre, le fond marin perçant le volcan de boue Carmen est montré. (b) Profil sismique montrant la coupe transversale d'un pockmark (Ercilla et al., 2021).

CHAPITRE III: HYDROLOGIE MARINE ET CIRCULATION DES MASSES D'EAU

I. A L'ECHELLE DE LA MEDITERRANEE

La mer Méditerranée est une mer marginale, entourée de masses continentales. Elle est divisée en deux bassins principaux par le détroit de Sicile dont la profondeur ne dépasse pas 400m. Elle constitue un laboratoire idéal pour l'étude de nombreux phénomènes dynamiques et thermohalins à des échelles de variabilité multiples ([Lacombe et Tchernia, 1972](#)). Le détroit de Gibraltar, de 320 m de profondeur, est l'unique connexion directe avec l'océan ouvert. Cette situation confère à la Méditerranée un caractère propre, bien différencié de la dynamique océanique globale ; tel que ; la circulation océanique qui est à l'origine de la distribution des caractéristiques hydrologiques, biologiques, chimiques, sédimentologiques et de pollution des différentes masses d'eaux.

Dans cette mer, l'importance de l'évaporation varie d'un lieu à l'autre. Mais d'une façon générale, elle est de plus en plus importante en allant du détroit de Gibraltar vers le bassin oriental. Les pertes en eaux ainsi générées ne sont pas compensées par les apports fluviaux et les précipitations et par voie de conséquence ceci conduit à une balance hydrique négative ([Bethoux, 1980](#)) dont l'ordre de grandeur annuel est estimé à 1 mètre. Il s'en suit que la Méditerranée se comporte comme un bassin de concentration ([Lacombe et Tchernia, 1972](#) ; [Cacho, 2000](#)) dans lequel se forme des masses d'eaux de densité élevée ([Cacho, 2000](#)).

L'intense évaporation est compensée au niveau du détroit de Gibraltar par une entrée d'eau provenant de l'océan atlantique et dont le déplacement se fait en surface, en raison de sa faible densité relative. Dans le même temps on assiste à une sortie, en profondeur d'eau méditerranéenne vers l'océan atlantique, d'où l'existence d'un système stratifié de masses d'eaux à ce niveau (Figure. 20).

Les plus anciens schémas de circulation des masses d'eaux, en Méditerranée, ont été dressés par [Neilsen \(1912\)](#), puis [Ovchinnikov \(1984\)](#). Ils ont fait autorité jusqu'à un passé récent ([Serid, 2000](#)).

A l'échelle de la Méditerranée occidentale, cinq unités hydrodynamiques, de circulation particulière, ont été reconnues ([Millot, 1987-1990](#)). Elles occupent, la Mer d'Alboran, le bassin Algérien, la mer tyrrhénienne, le bassin liguro-provençal et les îles Baléares.

Le comportement de la Méditerranée comme un bassin de concentration ([Lacombe et Tchernia, 1972](#)) conduit à la formation des eaux de densité élevée. De là, résulte, au niveau du détroit de Gibraltar, une entrée des eaux superficielles atlantiques relativement légères, qui compensent le déficit hydrique, et une sortie en profondeur des eaux méditerranéennes beaucoup plus denses, car plus salées ([wüst, 1961](#) ; [Cacho, 2000](#)).

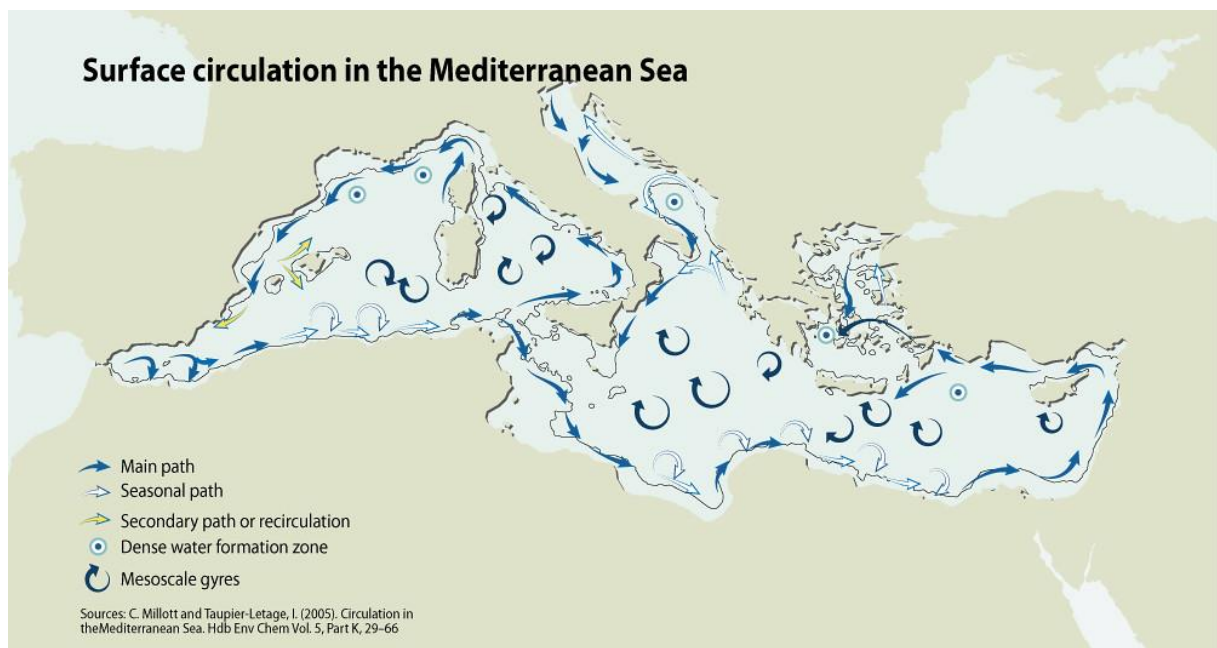


Figure 20 : Circulation superficielle en Mer Méditerranée d'après C. Millott and Taupier-Letage, L (2005). Modifié d'après GRID-Arendal (2013).

<https://www.grida.no/resources/5915>

Schématiquement, la mer Méditerranée comprend trois masses d'eau principales (Lacombe et Tchernia, 1972 ; Millot, 1987-1990) (Figure.21):

- Les eaux atlantiques modifiées (MAW), trouvées dans la couche de surface dont l'épaisseur est de 50 à 200 m et la salinité est d'environ 36°/°° près de Gibraltar à 38°/°° dans le bassin levantin ;
- La couche d'eau levantine intermédiaire (LIW) formée dans le bassin levantin. Elle se rencontre entre 200 et 600 m de profondeur, et est caractérisée par des températures variant de 13–15,5°C et une salinité de 38,4–39,1°/°°.
- Les eaux profondes méditerranéennes (MDW), formées à la fois dans les bassins Ouest et Est. Les eaux profondes de la Méditerranée occidentale (WMDW) sont caractérisées par une température de 12,7°C et une salinité de 38,4°/°°, tandis que les eaux profondes de la Méditerranée orientale (EMDW) sont caractérisées par une température de 13,6°C et une salinité de 38,7°/°°.

La circulation opposée de l'eau levantine intermédiaire et l'eau atlantique résulte la formation de l'eau atlantique modifiée (MAW).

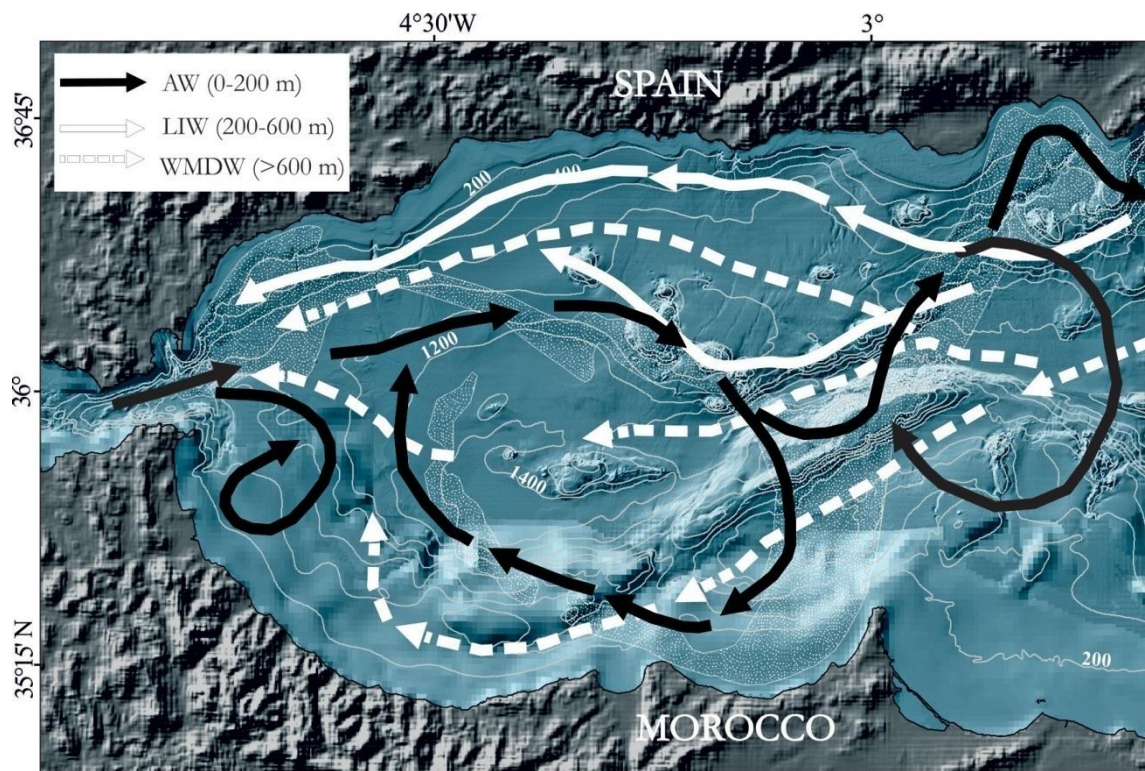


Figure 21 : Carte bathymétrique de la Mer d'Alboran avec le modèle actuel de circulation régionale. Modifié d'après Vázquez et al. (2015). Légende: AW : L'eau Atlantique ; LIW : l'eau levantine intermédiaire ; WMDW : l'eau profonde de la Méditerranée occidentale.

Au sein de la mer d'Alboran, l'eau atlantique entrante est continuellement modifiée par les interactions avec l'atmosphère et le mélange avec les eaux de surface plus anciennes, d'une part et avec les eaux sous-jacentes, d'autre part. Tout au long de son parcours, la MAW se réchauffe ou se refroidit de façon saisonnière, mais dans l'ensemble, sa teneur en sel augmente et elle devient plus dense. En automne, dans les parties nord des deux bassins, la MAW reste à la surface. En hiver, les masses d'air froid et sec induisent une évaporation marquée et un refroidissement direct du MAW, entraînant une augmentation spectaculaire de sa densité, ce qui la fait s'enfoncer en profondeur. Cet enfoncement se produit dans une série de zones spécifiques, généralement situées dans la partie nord des bassins, et est responsable de la formation des eaux plus profondes en Méditerranée.

II. A L'ECHELLE DE LA MER D'ALBORAN

II.1. Dans le détroit de Gibraltar

Les échanges à travers le détroit de Gibraltar constituent un processus compliqué qui entraîne des effets encore plus complexes comme la stratification, la rotation, et le mélange des eaux (Bormans et Chris Garret, 1989).

L'échange à travers ce détroit est inférieur à l'échange maximum de l'eau méditerranéenne à travers les autres détroits, et la profondeur de l'interface des eaux atlantiques et celles méditerranéennes varie au cours de l'année. La cause en est d'une part la dénivellation barocline qui est due aux variations saisonnières de la tension du vent, et d'autre part au drainage partiel des eaux méditerranéennes durant l'été ; lorsque celles-ci ne sont pas formées (Bormans et al., 1986). Ces échanges au niveau du détroit de Gibraltar impliquent d'une manière fondamentale la mer d'Alboran.

II.2. En Mer d'Alboran

L'hydrographie de la mer d'Alboran est étudiée grâce au principe d'altimétrie et à travers les mesures directes des images satellitaires (Milot, 1987-1990 ; Heburn et La Violette, 1990 ; Cacho, 2000) dans le but d'obtenir une topographie dynamique océanique : marée, effet de la pression atmosphérique, variation de la densité des couches d'eau superficielles due aux échanges de la chaleur avec l'atmosphère et au courant géostrophiques de surface.

La mer d'Alboran est l'une des cinq unités hydrodynamiques déjà citées (Milot, 1987-1990). Elle est connue par la complexité des mouvements hydrographiques en son sein (Lanois, 1972-1974 ; Lacombe et Tchernia, 1972 ; Kinder et Parilla ; 1984 ; parilla et al., 1986). Sa spécificité se manifeste par l'existence d'un système stratifié de trois couches de caractéristiques hydrologiques différentes (Figures. 22 et 23). Ce système est le principal caractère hydrologique en mer d'Alboran.

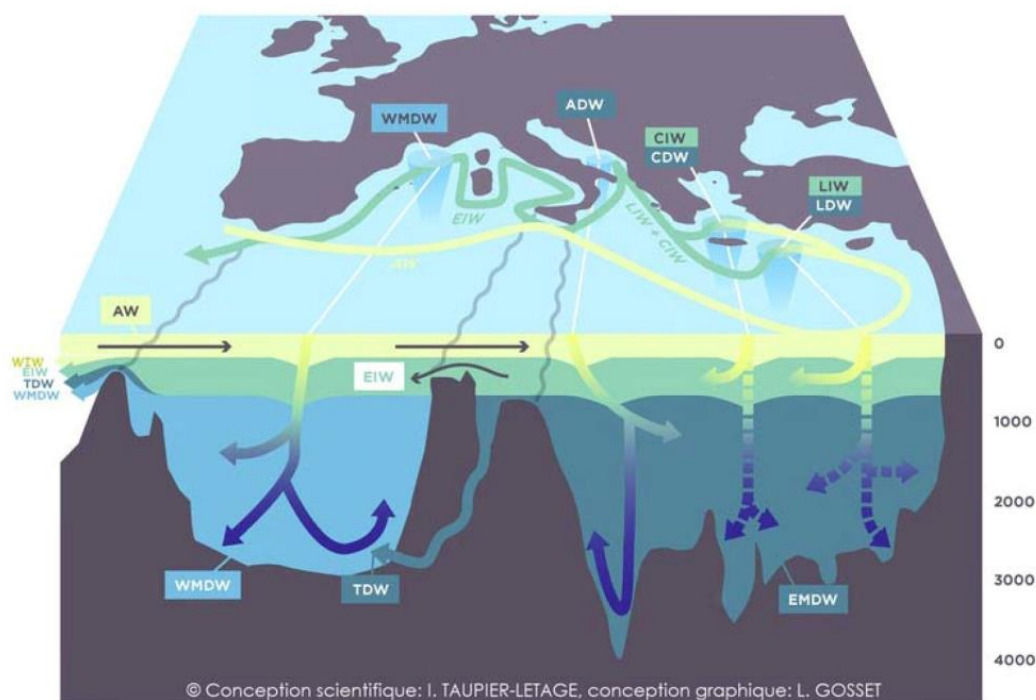
- La couche d'eau superficielle (Figure. 22)

L'eau centrale Nord-Atlantique (ECNA) est à l'origine de la couche superficielle comme le montrent ses caractéristiques hydrologiques. La vitesse et la direction du courant de surface sont variables. En effet la vitesse diminue au fur et à mesure que la profondeur augmente (30 cm/s à 100 m de profondeur) et d'Ouest en Est : cette vitesse qui est d'environ 150cm/s dans le détroit de Gibraltar baisse rapidement vers la Ride d'Alboran où la vitesse du courant de surface est de (60à 70cm/s) pour atteindre 30cm/s en face d'Oran (Caulet, 1972 ; Arnone et al., 1990). On constate donc qu'il y'a un bon accord qualitatif sur l'allure générale de la circulation de surface et sur un certain nombre de structure de grande échelle.

Cette couche superficielle est affectée par le cycle thermique annuel caractérisé par une thermocline saisonnière située entre 25 et 50m.

Le flux d'eau superficiel Atlantique qui entre en Mer Méditerranée, à travers le détroit de Gibraltar est brassé par de remarquables mouvements verticaux (Figure. 23) avec l'eau méditerranéenne plus salée. De là résulte l'Eau Atlantique Modifiée (MAW) qui forme un courant fort en mer d'Alboran. Au cours du temps, cette eau avance vers l'Est et décrit deux gyres (Figure. 23) anticycloniques (Tintore et al., 1988 ; Perkins et al., 1989 et Bormans, 1989).

Le premier permanent dans le bassin occidental (entre 5°w et 3°w) de la mer d'Alboran et le second temporaire plus à l'Est (entre 3°w et 1°w) (Heburn et la violette, 1990 ; Arnone et al., 1990 Cacho, 2000).



Ellipses bleues: zones de formation d'eau profonde par convection

AW: Atlantic Water

LIW: Levantine Intermediate Water

CIW: Cretan Intermediate Water

EIW: Eastern Intermediate Water (mélange de LIW + CIW à l'ouest du canal de Sicile)

WIW: Western Intermediate Water

ADW: Adriatic Deep Water

CDW: Cretan Deep Water *

LDW: Levantine Deep Water *

EMDW: Eastern Mediterranean Deep Water

TDW: Tyrrhenian Deep Water

WMDW: Western Mediterranean Deep Water

* : en tirets car plus épisodique

Millot and Taupier-Letage (2005) http://www.ifremer.fr/lobtln/OTHER/Millot_Taupier_handbook.pdf

Figure 22 : Schéma de la circulation thermohaline et section hydrologique de la Mer Méditerranée d'Après Millot and Taupier-Letage (2005). Modifié d'après GRID-Arendal (2013)

Ces deux grands tourbillons anticycloniques (Heburn et La violette, 1990) connaissent, à moyenne échelle, une grande variation de leur étendue, leur forme et leur localisation à l'échelle journalière et mensuelle. On peut donc dire qu'en mer d'Alboran l'histoire de l'eau atlantique modifiée se passe autour de deux gyres anticycloniques qui dominent la circulation d'eau de surface.

Cette circulation gyrale est très variable et peu disparaître occasionnellement pour laisser la place à un écoulement vers le Sud, le long de la côte marocaine

(Kinder, 1984).

Le Gyre occidental est un gyre anticyclonique, en forme d'entonnoir, de 50 à 70km de rayon et dont l'épaisseur peut atteindre 200 à 300m au centre (Lanoix, 1974). Ce gyre prend naissance à la sortie du détroit de Gibraltar et se dirige vers le NE de la mer d'Alboran, avec un jet fort pouvant atteindre une vitesse de $1.6 \cdot 10^6$ m/s. Vers le méridien 4° W, il change de direction pour se déplacer vers le SE c'est-à-dire vers les côtes marocaines qu'il embrasse au niveau du cap des trois fourches, ce gyre est divisé en deux parties ; l'une se dirige vers l'Est pour former le gyre oriental, et l'autre vers l'Ouest pour former le gyre anticyclonique occidental.

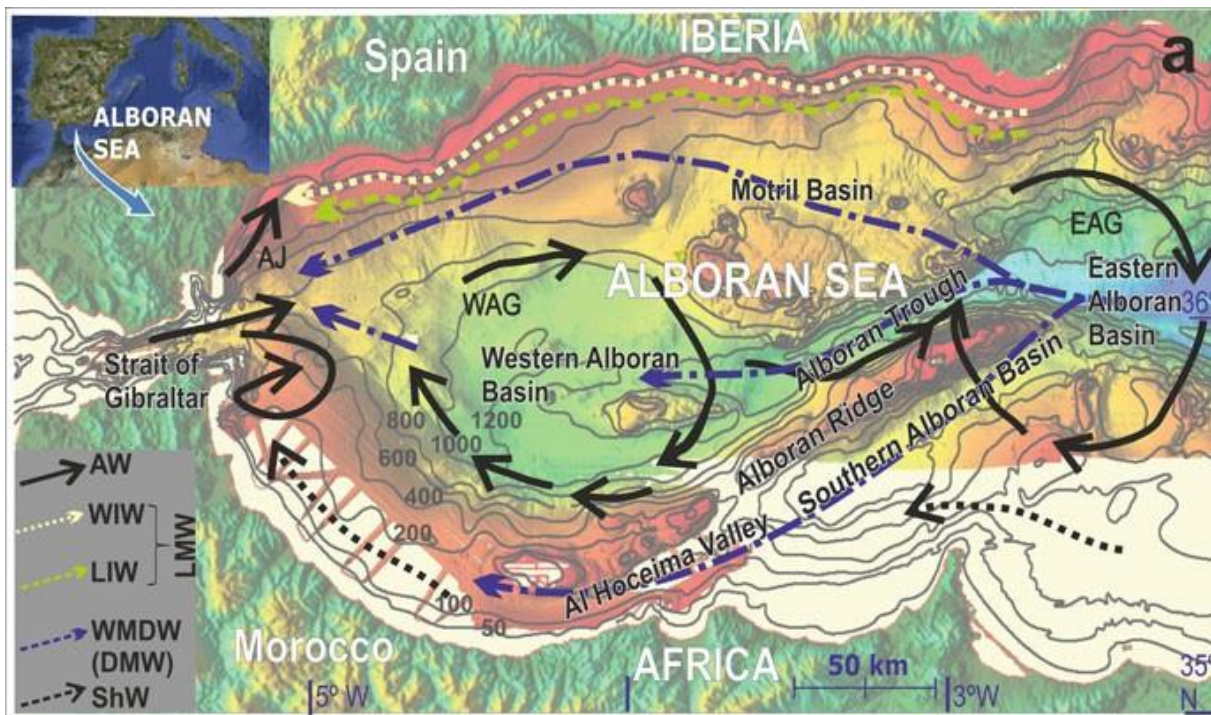


Figure 23 : Circulation anticyclonique de l'eau atlantique en Méditerranée D'après (Ercilla et al. 2021). AW : l'eau atlantique; WIW : Eau Ouest- intermédiaire ; LIW: Eau levantine intermédiaire; LMW: Eau Légère Méditerranéenne; WMDW: Eau profonde de la Méditerranée Occidentale; DMW: Eau dense Méditerranéenne ; ShW : Shelf Water; WAG: Gyre Ouest-Alboran; EAG: Gyre Est-Alboran; AJ : Jet Atlantique .

Il s'est avéré que le gyre occidental est presque permanent (Cacho, 2000) sauf pour une période de 9 jours tous les cinq mois où les courants d'eau atlantiques (MAW) tournent brutalement vers le Sud après avoir quitté le détroit de

Gibraltar (Perkins et al., 1989). Sur le flanc nord du gyre anticyclonique occidental, les processus de mélanges verticaux spécialement intenses et presque permanents se produisent ; c'est ce qui est connu comme l'«Upwelling» de Malaga (Perkins et al., 1990 ; Tintore et al., 1991 ; Cacho, 2000). Il est à signaler que ces mouvements verticaux débutent déjà dans le golfe de Cadiz et le détroit de Gibraltar.

Certaines études ont montré que l'upwelling de Malaga est formé par des cellules indépendantes sur la plate-forme, produites par les vents, résultant de l'interaction entre le fond et le déplacement vers le Sud de l'eau atlantique modifiée (MAW) (Sarhan et al., 2000 ; Cacho, 2000).

Comme conséquence de ce mélange des eaux, se produit un refroidissement et un enrichissement en nutriments des eaux superficielles, ce qui favorise une augmentation de productivité biologique qui résiste avec une oligotrophie générale de la Méditerranée.

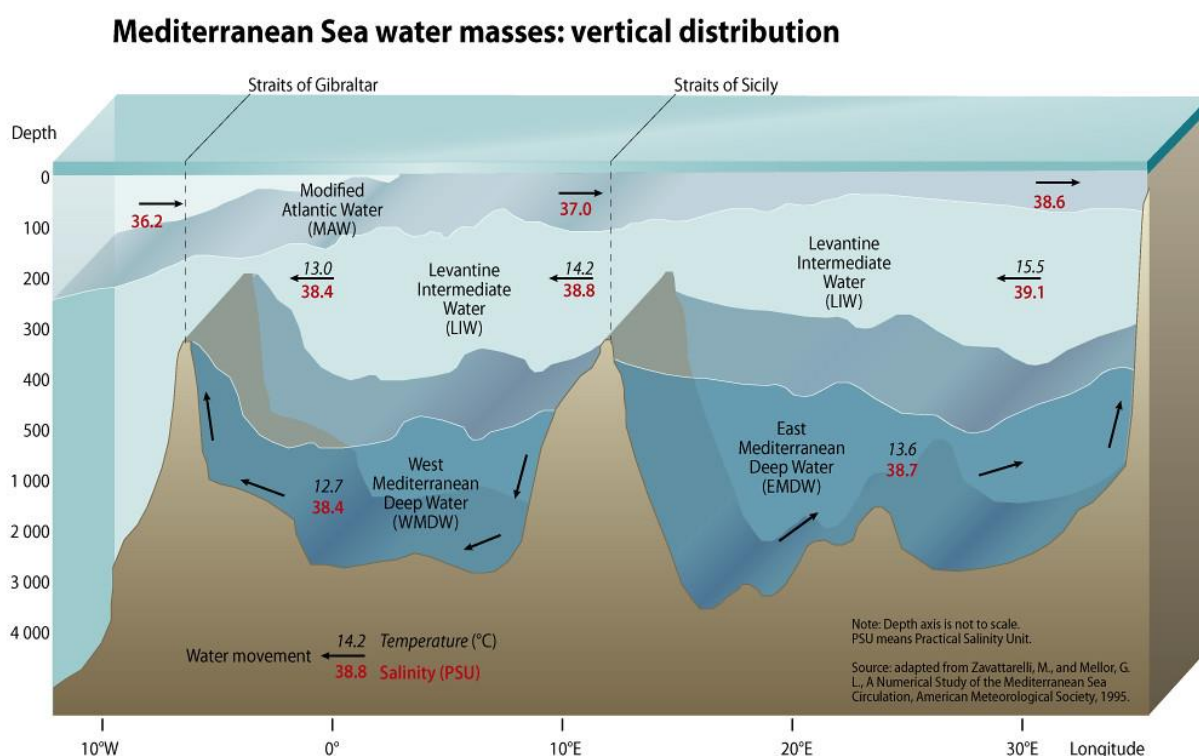


Figure 24 : Bloque diagramme illustrant la circulation verticale et la distribution de la salinité en Mer Méditerranée. d'après Zavattarelli, M and Mellor, G (1995). Modifié d'après GRID-Arendal (2013). Source : <https://www.grida.no/resources/5885>

Gyre oriental :

Dans le bassin Est-Alboran, situé à l'Est du cap des Trois fourches, on note la présence d'un gyre anticyclonique oriental dont le diamètre est de 250 km, associé à une forte instabilité des eaux superficielles (Tintore et al., 1988 ; Arnone et al., 1990 ; Prieur et Sournia, 1994 ; Folkard et al., 1994). La vitesse de circulation y est d'environ 40cm/s. Le front d'Almeria-Oran qui en constitue la limite orientale forme en même temps, la frontière Est de la mer d'Alboran et le bord occidental de la surface d'eau la plus salée du grand bassin central.

La variabilité temporelle dans la circulation superficielle de la mer d'Alboran, déjà signalée, semble être directement en relation avec la vitesse des eaux atlantiques entrantes. L'analyse de l'ensemble des séries temporelles des données météorologiques et océanographiques, prélevées dans les flux d'entrée coïncide avec des valeurs relativement basses de la pression atmosphérique sur la Méditerranée occidentale et avec les vents forts du secteur Ouest (La violette, 1986 ; Cacho, 2000 ; Bruno et al., 2002 ; Puig et al., 2004 ; Vázquez, 2006). Ainsi, ce sont des conditions atmosphériques qui contrôlent la variabilité de la circulation en mer d'Alboran.

✓ La couche d'eau intermédiaire :

Cette couche prend naissance au niveau du bassin levantin, situé au large des côtes orientales de la Méditerranée. Elle est facilement identifiable par ces caractéristiques hydrologiques (Figure. 24). Sa profondeur se situe entre 200m et 600 m. C'est une couche qui présente le maximum de température et de salinité avec respectivement de l'ordre (Bryden et Stommel, 1982 ; Guibout, 1987) :

- 15.5°C et 39.1‰ à l'Est de la Méditerranée orientale ;
- 14.2°C et 38.3‰ au niveau du détroit de Silice et ;
- 13°C et 38.4‰ à l'entrée Est du détroit de Gibraltar.

Donc, au cours de la circulation de l'eau levantine Intermédiaire (LIW) de l'Est vers l'Ouest de la Méditerranée, la température et la salinité diminuent

respectivement de 2.5° et $0.7^{\circ}/^{\circ\circ}$ (Hopkins, 1989 ; Cacho, 2000).

En général la circulation de l'Eau levantine Intermédiaire résulte d'un équilibre entre le gradient de pression et la force de Coriolis, ce qui conduit à un schéma de circulation relativement simple (Milot, 1987 ; Cacho, 2000). Cette eau Levantine Intermédiaire se localise dans les 2/3 Nord de la mer d'Alboran où elle circule vers le détroit de Gibraltar en suivant la côte espagnole (Parrilla et al., 1986) à une vitesse de quelques centimètres (Milot, 1990) à 540m de profondeur. Elle contribue à la formation d'eaux denses (Font, 1988). Ces dernières sont formées en hiver par le processus de « Shelf Virtuel » (Lacombe et Tchernia, 1972 ; Salat et Font, 1987), processus qui se produit en trois cellules principales de circulation verticale (Figure. 24) (Pinardi et Masetti, 2000).

La première cellule ; moins profonde, donne naissance à l'eau levantine intermédiaire (Poem-Group, 1992), les deux autres cellules (plus profondes) qui sont contrôlées par les vents du NE qui soufflent en hiver sur la mer Adriatique et le golf du Lion (Korres et al., 2000) donnent naissance à l'eau profonde aussi bien en Méditerranée orientale (EMDW) qu'en Méditerranée occidentale (WMDW) (Figure. 22), cette eau fera l'objet du paragraphe suivant.

✓ La couche d'eau profonde :

La formation des eaux profondes dans le bassin occidental est étroitement liée aux propriétés de l'eau levantine intermédiaire (Pinardi et Masetti, 2000). Cette eau est formée en hivers, en relation avec les vents du Nord-Ouest qui soufflent sur le bassin occidental, le golf du lion et le bassin liguro-provinçal (Lacombe, 1984).

A sa naissance, l'eau profonde a des caractéristiques physico-chimiques (une densité de 29.10kg/m^3 , une température et une salinité respectivement inférieures à 19.9° et $38.43^{\circ}/^{\circ\circ}$) (Bryden et Stommel, 1982) qui subissent un changement ; par dilution au moment de leur mélange avec l'eau levantine intermédiaire en mer d'Alboran.

A son entrée en mer d'Alboran, la couche d'eau profonde circule à 800 m de profondeur avec une vitesse généralement faible (5 à 10cm/s). Contrairement à l'eau intermédiaire, celle-ci circule au pied de la marge marocaine avec une vitesse de 30cm/s. Sa déportation vers la marge marocaine est due au relief de la Ride d'Alboran et l'orientation de cette dernière. Plus à l'Ouest, les eaux profondes remontent le seuil du détroit de Gibraltar avec une vitesse qui varie de 30cm/s à 60cm/s, en se dirigeant vers l'océan Atlantique (Bryden et Stommel, 1982 ; Gascard et Richez, 1985 ; Fabrès et al., 2002; Ercilla et al., 2016). Ce schéma de circulation indique clairement que la trajectoire de la couche profonde est influencée par la topographie du fond (Cacho, 2000).

CHAPITRE IV: LA CRISE DE SALINITE MESSINIENNE

La crise de salinité messinienne (CSM) est un évènement majeur dans l'histoire de la Méditerranée consistant en une succession d'événements hors du commun qui ont profondément modifié la région méditerranéenne dans un laps de temps très court à l'échelle géologique. Elle a été mentionnée pour la première fois dans les années 70 (Hsü, Ryan et Cita, 1973), suite à l'identification d'évaporites par la prospection sismique. Elle est le résultat d'un déséquilibre hydrique entre l'alimentation en eau à partir de l'Atlantique et l'évaporation au niveau de la Méditerranée. En effet, pendant le Miocène terminal, les pertes d'eau, par évaporation dépassaient de loin les apports. Il s'en suit la précipitation de séries d'évaporites plus ou moins épaisses dans plusieurs endroits de la mer Méditerranée (Figure. 25). La répartition géographique actuelle de ces dépôts salifères se superpose à celle des dépressions qui marquaient, au Messinien, la topographie de la Méditerranée. Ces dépôts salifères ont servi de réservoirs alimentant le diapirisme, qui déforme la couverture sédimentaire plio-quadernaire (Figure. 26).

Remarque : le diapirisme de la mer d'Alboran (rencontré exclusivement dans le bassin Ouest) n'a aucun lien avec la crise de salinité messinienne, Dans cette partie de la Méditerranée, le diapirisme trouve son origine dans des argiles sous-compactées d'âge burdigalien.

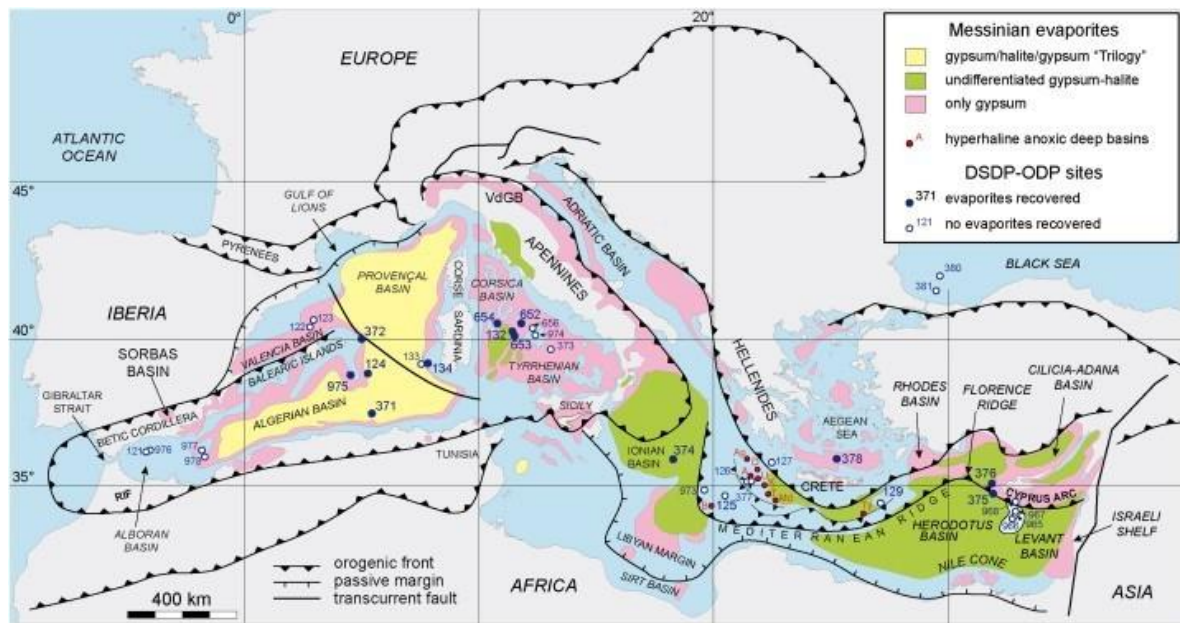


Figure 25 : Distribution actuelle des évaporites messiniennes, ainsi que des fronts orogéniques, marges passives et principales failles transformantes. Les dépôts de gypse sont caractéristiques des plates-formes continentales peu profondes. Le gypse et la halite indifférenciés correspondent aux bassins Est de la méditerranée qui se sont asséchés rapidement avec la baisse de l'apport d'eau en provenance de l'atlantique. La trilogie gypse/halite/gypse est observée dans les bassins Ouest et correspond à la décantation du sel de ces bassins sur-saturés. D'après Roveri et al. (2014).

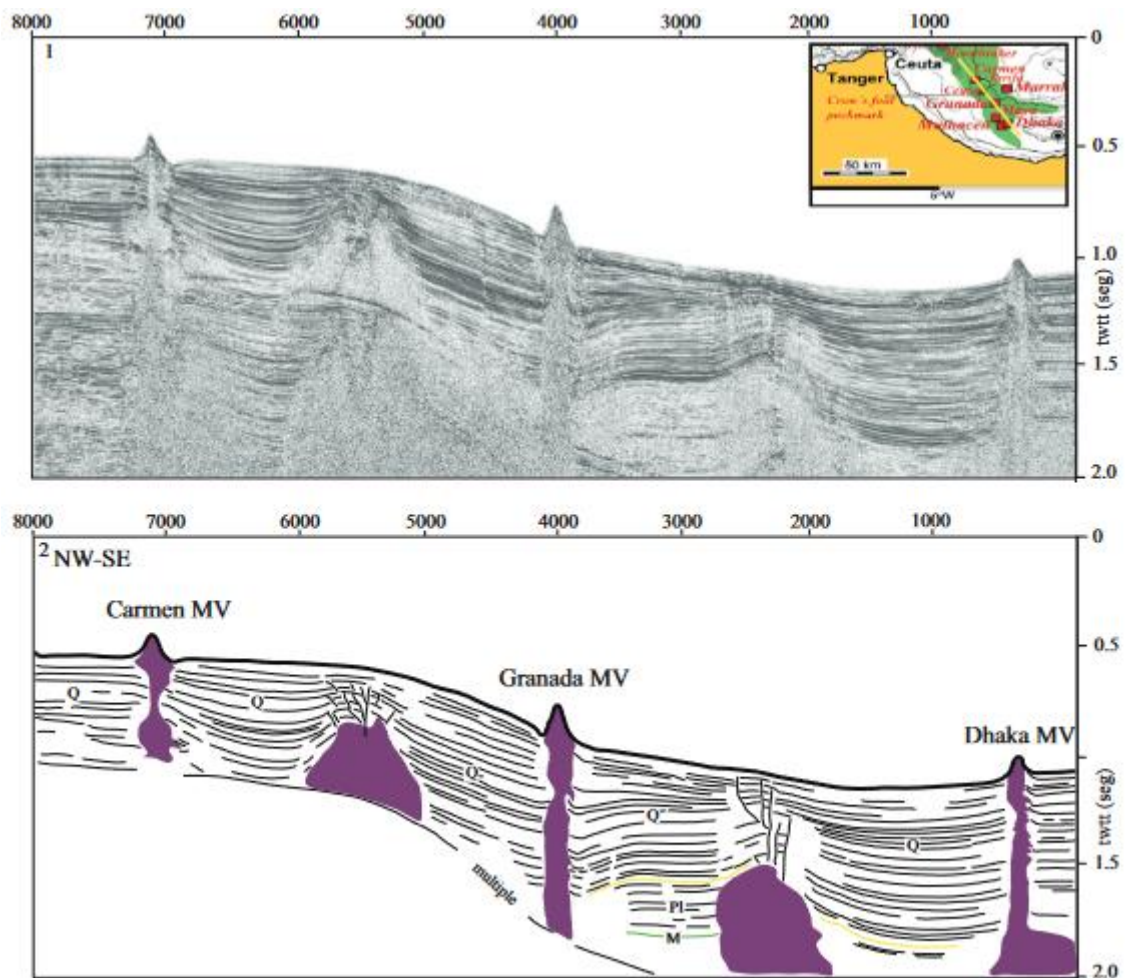


Figure 26 : Profil sismique montrant l'influence du diapirisme sur la morphologie de la couverture sédimentaire plio-quaternaire. López-Rodríguez et al., 2019.

Ces dernières années, de nombreux travaux ont permis de préciser les causes de la CSM et d'établir des chronologies de plus en plus précises des changements environnementaux engendrés par cette crise (Krijgsman et al., 1999 ; Rouchy et Caruso, 2006). La restriction de la Méditerranée, conduisant au dépôt des évaporites, est contrôlée par deux facteurs:

- 1) La convergence Afrique-Eurasie entraîne une coupure progressive des communications Atlantique-Méditerranée qui abouti à l'isolement de la Méditerranée et au début de la crise à 5,96 Ma. Cette restriction géodynamique a continué à s'amplifier jusqu'au début du Pliocène (Jolivet et al., 2006) ;
- 2) Cette restriction est aggravée par une phase glaciaire globale de 6,4 à 5,6 Ma

caractérisée par l'expansion de la calotte Antarctique (Rouchy et al., 2006) et l'abaissement du plan d'eau en Méditerranée.

Dans les conditions d'isolement régnant pendant la crise, le bilan hydrologique méditerranéen est fortement contrôlé par le climat régional, aride pendant le dépôt des évaporites, puis humide pendant les dépôts continentaux du Lago Mare (Orszag-Sperber, 2006 ; Rouchy et al., 2006).

Selon certains auteurs, la crise se termine à la limite mio-pliocène, à 5,33 Ma, par la rupture du seuil de Gibraltar provoquant un ré-ennoiment extrêmement rapide de la Méditerranée par les eaux océaniques de l'Atlantique (Loget et Van Den Driessche, 2006 ; Pierre et al., 2006).

Dans un travail récent (Benmarha et al., 2021), nous avons démontré que le détroit de Gibraltar était ouvert avant le Messinien et que les quantités d'eau qui le traversaient, de l'Atlantique vers la Méditerranée, étaient contrôlées essentiellement par les variations du niveau de l'océan mondial et donc par les changements climatiques.

L'un des domaines de choix, pour mieux comprendre ces changements, sont les plates-formes carbonatées qui constituent des systèmes biosédimentaires à l'interface des domaines continentaux et océaniques. Cette position implique une très grande sensibilité aux changements environnementaux entraînés par les fluctuations eustatiques, les changements climatiques, les circulations océaniques et les mouvements tectoniques (Tucker et Wright, 1990 ; Schlager, 2005). L'enregistrement de la CSM par les plates-formes carbonatées des différents bassins marginaux de la Méditerranée a été largement étudié (Esteban, 1979 ; Rouchy, 1982 ; Rouchy et Saint Martin, 1992 ; Esteban, 1996).

Avant la crise, notamment pendant le Tortonien et le Messinien, des récifs coralliens couvraient une grande partie du pourtour méditerranéen. Le développement, important, de tels écosystèmes implique un environnement marin avec des eaux à températures chaudes et à faibles variations de salinité.

Après une période à faible production carbonatée contemporaine des dépôts

d'une partie des évaporites, la phase syn- à post-évaporitique est caractérisée par le développement des communautés microbialithiques associées à des ooides (Esteban, 1979 ; Rouchy et Saint Martin, 1992). L'essor et la préservation des microbialithes en grande quantité évoquent en général des conditions physico-chimiques très particulières où la compétition et la prédation des métazoaires sont réduites (Riding, 2000). La chronologie ainsi que les causes de ce remplacement majeur de communautés à la base de la production carbonatée sont encore sujets à débats, comme en attestent les contradictions dans les derniers modèles stratigraphiques publiés (Rouchy et Saint Martin, 1992 ; Esteban, 1996 ; Riding et al., 1998). Les points de divergence portent notamment sur : (1) la nature de la relation stratigraphique entre les différentes unités carbonatées, venant du manque de contraintes temporelles sur les plates-formes et (2) la corrélation de ces différentes unités avec les séries des bassins méditerranéens centraux. La corrélation entre les deux domaines permettrait notamment de savoir si les facteurs de contrôles de la CSM dans les bassins profonds ont affecté de la même manière les plates-formes carbonatées, et inversement de déterminer la lecture que l'on peut faire de la CSM dans l'enregistrement de ces plates-formes.

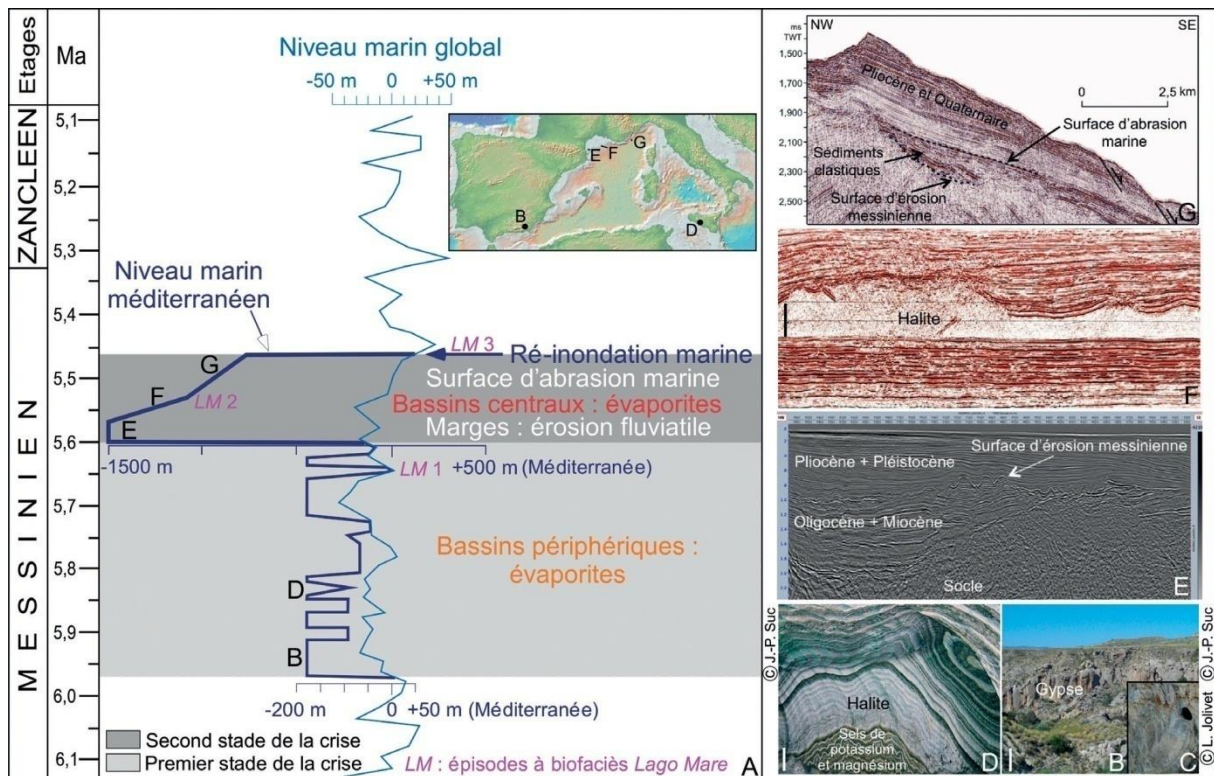


Figure 27 : Principaux événements caractérisant la Crise de salinité messinienne.

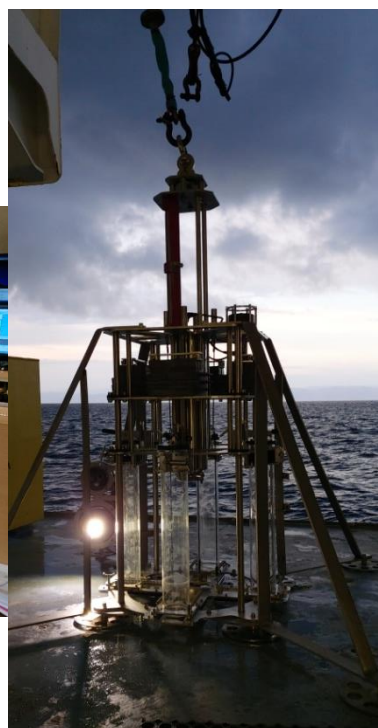
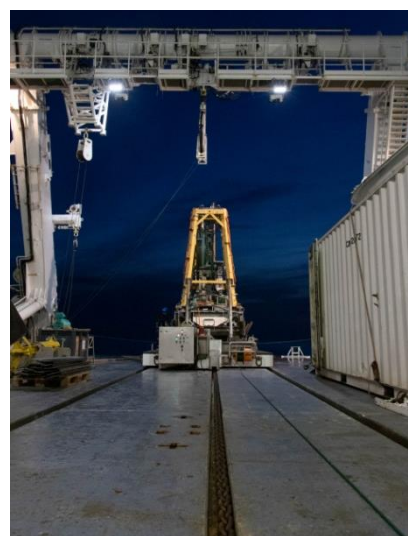
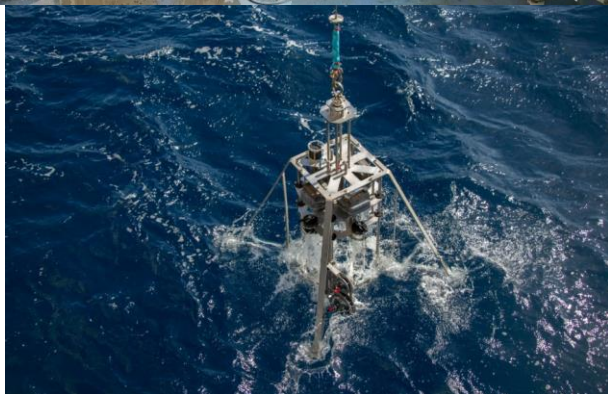
Fluctuations du niveau marin méditerranéen tantôt équivalent du niveau océanique global tantôt distinct de celui-ci entre 6,1 et 5,1 Ma. À l'assèchement périodique et momentané des bassins périphériques méditerranéens (éaporites ; 5,971 à 5,62 Ma ; 1^{er} stade de la crise), succéda la dessiccation quasi complète de la Méditerranée suivie de sa remise en eau progressive (dépôt de l'essentiel des évaporites dans les bassins centraux, surface d'abrasion) puis catastrophique (5,60 à 5,46 Ma ; 2^e stade, paroxysmique, de la crise).

Illustrations d'évidences géologiques : B) Gypses du bassin périphérique de Sorbas (1^{er} stade de la Crise) (Sud-est de l'Espagne) – barre = 20 m. C) Cristaux de gypse de même provenance. D) Halite de la mine de Realmonte (Sicile) surmontant des sels de potassium (carnallite et kainite) – barre = 1 m ; quoique périphérique, le bassin sicilien était quelque peu plus profond que celui de Sorbas. E) Surface d'érosion messinienne illustrée par un profil sismique au large du Roussillon (2^e stade de la Crise). F) Profil sismique TGS-NOPEC dans le golfe du Lion montrant l'épaisse couche de halite (2^e stade de la Crise) – barre = 1 km. G) Profil sismique en mer devant Nice montrant la surface d'abrasion (remontée lente du niveau marin) surmontant les sédiments clastiques et la Surface d'érosion messinienne (fin du 2^e stade de la crise) d'après J-P Suc Et al. (2019).

**DEUXIEME PARTIE: APPORT DE L'IMAGERIE SISMIQUE
A L'ETUDE DU DOMAINE MERIDIONAL DE LA MER
D'ALBORAN (MEDITERRANEE OCCIDENTALE)**



Navire le Pourquoi pas ?



Photos prises par **O.Benmarha** et **Y.Sheremet** lors de la campagne océanographique ALBACORE en Mer d'Alboran sur la flotte océanographique française le Pourquoi Pas ?

CHAPITRE I: METHODOLOGIE

Le présent travail est basé essentiellement sur l'étude des profils de sismique réflexion. Pour permettre aux personnes non initiées d'en suivre le développement, nous avons choisi de rappeler les principes de cette technique de géophysique.

I. LA SISMIQUE REFLEXION

La sismique est une méthode de prospection géophysique qui permet de visualiser les structures géologiques en profondeur grâce à l'analyse des échos d'ondes sismiques. On différencie la sismique réflexion de la sismique réfraction. La sismique réfraction utilise la propagation des ondes le long des interfaces entre les niveaux géologiques. Des capteurs sont placés sur le fond de l'eau et enregistrent la propagation de l'onde générée, à la surface, par un canon à air. Elle permet d'estimer le modèle de vitesse et le pendage des couches.

La sismique réflexion utilise la réflexion des ondes sur les interfaces entre plusieurs niveaux géologiques (Figure. 28). Elle sert à explorer le sous-sol en profondeur. Cette technique consiste à enregistrer en surface, à l'aide d'hydrophones localisés dans une flûte, des échos issus de la propagation dans le sous-sol d'une onde sismique provoquée en surface, par des interfaces géologiques marquant des changements des propriétés physiques (densité, élasticité) du sous-sol. Le contact par exemple entre une couche d'argile et une couche de sable va se traduire par la présence d'un réflecteur sur les enregistrements.

Lorsqu'une onde entre en contact avec une interface marquant une modification brutale des propriétés élastiques des roches, elle se subdivise en deux parties:

- Une partie réfléchie qui remonte vers la surface ;
- Une partie réfractée qui continue sa propagation en profondeur.

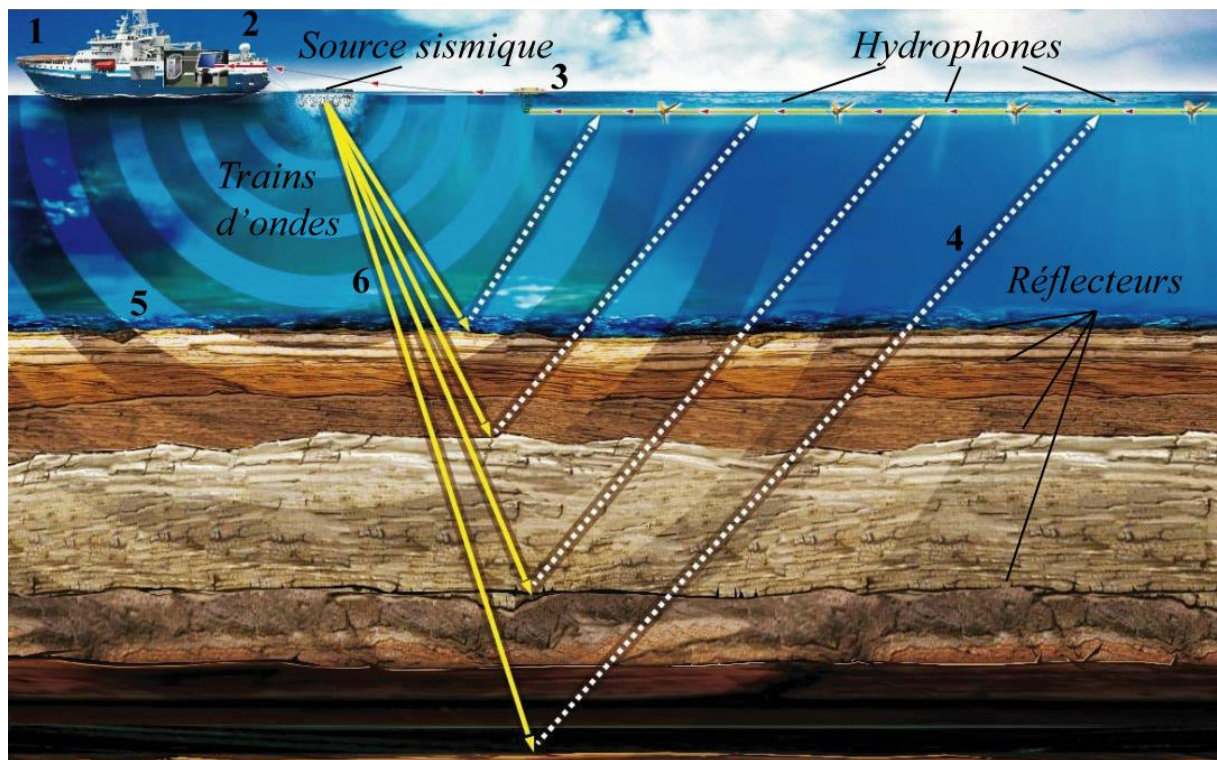


Figure 28 : Le principe de la technique de sismique réflexion est le suivant : les ondes émises par la source sismique sont réfléchies et réfractées, puis reçues par les hydrophones. Le traitement des signaux permet de restituer la structure du fond. 1: Navire d'acquisition ; 2: Local d'acquisition des données; 3: Flûte sismique contenant les hydrophones; 4: Ondes réfléchies; 5: Fond marin; 6: Ondes incidentes. (Extrait de CGG 2018) Modifié.

Les données enregistrées peuvent être utilisées à l'état brut ou subir ensuite un traitement complexe, tenant compte des phénomènes physiques mis en jeu ainsi que des problèmes d'interférence. On obtient ainsi un ensemble de signaux monodimensionnels, appelés traces sismiques.

Lorsqu'on fait de l'enregistrement sismique, on connaît le temps de départ et on enregistre le temps de réception des ondes. Le temps que l'on enregistre correspond donc à un trajet aller-retour des ondes. C'est pourquoi l'axe vertical des coupes sismiques est gradué en temps-double (Figure. 29).

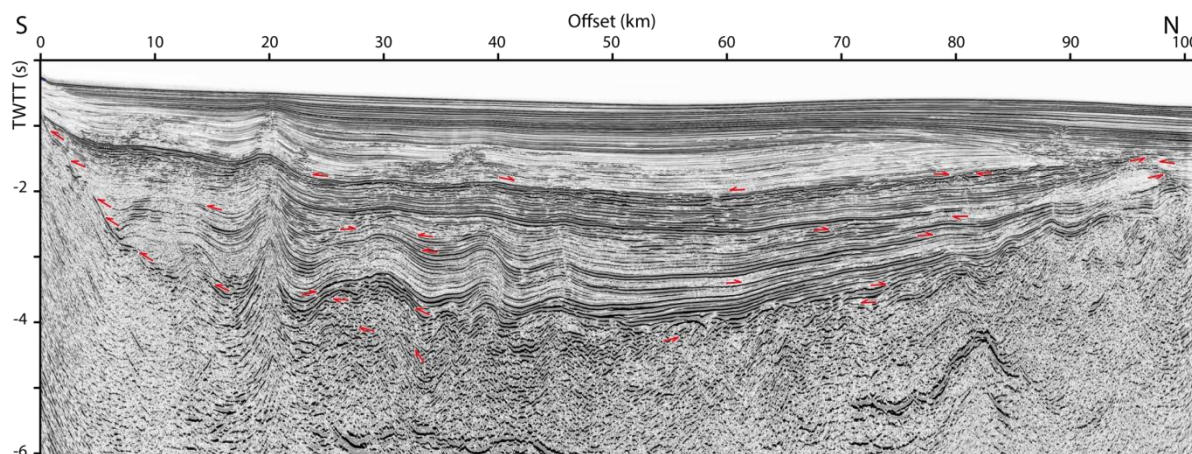


Figure 29 : Exemple d'une coupe sismique. L'échelle verticale représente le temps (en secondes) que mettent les ondes pour effectuer un trajet aller-retour à partir de la surface de la mer.

II. APPLICATIONS

II.1. Données utilisées

Le présent travail est basé sur l'analyse de données de sismique réflexion variées et de forages pétroliers réalisés sur la marge méditerranéenne marocaine. L'ensemble est intégré dans un projet Kingdom-Suite, résultat d'un long travail de collecte et de mise en forme des données sismiques industrielles et académiques. Ce travail intègre également les connaissances géologiques à terre, ce qui permet de combler les lacunes d'information sur la zone de transition terre-mer, sachant que ces zones étaient le siège des transgressions-régressions qui ont marqué l'océan mondial au cours des temps géologiques.

Il est également le fruit d'une collaboration multipartite impliquant essentiellement l'équipe de Géosciences Multidisciplinaires Appliquées (GEOMAP), l'Institut des Sciences de la Terre de Paris ISTEP de l'Université Pierre et Marie Curie (UPMC) Paris VI, et Instituto de Ciencias del Mar - CSIC, Paseo Marítimo de la Barceloneta, l'Office National des Hydrocarbures et des Mines (ONHYM).

II.2. Format des données

II.2. 1. Profils en format papier

Il s'agit de profils anciens obtenus dans le cadre d'une collaboration entre l'équipe du laboratoire GEOMAP et l'ONHYM. Dans le but de les intégrer dans le projet kingdom-suite, les profils et les plans de positionnement ont été scannés. Ces derniers ont subi une correction géométrique afin de dégager les coordonnées UTM des points de tirs, nécessaires pour préparer les fichiers de navigation. Ces enregistrements analogiques numérisés ont été transformés en format SEG Y standard au moyen de l'application IMAGE2SEG Y ([Farran, 2008](#)) qui tourne dans l'interface Matlab.

II.2. 2. Profils en format SG Y

Tous les profils sismiques ont été intégrés dans un projet Kingdom-Suite. Le réseau des profils couvre pratiquement toute la marge marocaine. Les profils sismiques ont été callés grâce aux forages industriels (Andaloucia G-1, A-1 d'Alboranet l'Andaloucia A-1, ELJEBHA1 et NADOR) et scientifiques (DSDP-121, ODP-976-977-978-979).

III. LE LOGICIEL KINGDOM SUITE

Le logiciel Kingdom Seismic Suite développé par Seismic Micro Technology est un outil d'interprétation sismique et pétrophysique (puits) généralement utilisé dans l'industrie pétrolière. Il peut gérer un volume important de données et permet leur interprétation numérique. Il devient alors possible de produire rapidement des cartes à l'aide de différents algorithmes d'interpolation.

Il suffit d'importer des données sismiques sous format numérique (**SGY**) pour construire une base de données sismiques que l'on souhaite interpréter. Le logiciel permet à la fois d'ouvrir un profil à partir du plan de position et de connaître par la suite la situation géographique, sur le profil concerné, d'un point (indiqué par le curseur) sur le plan de position Base Map, (Figure. 30).

Kingdom permet également de pointer des horizons sismiques ou des failles

que l'on peut par la suite représenter sous forme de cartes en 2D ou 3D et y ajouter d'autres éléments tels que les forages.

Afin d'obtenir une base de données homogène, il faut analyser les points de croisement de tous les profils sismiques constituant la base de données avant de les interpréter.

Localisation de la portion de profil

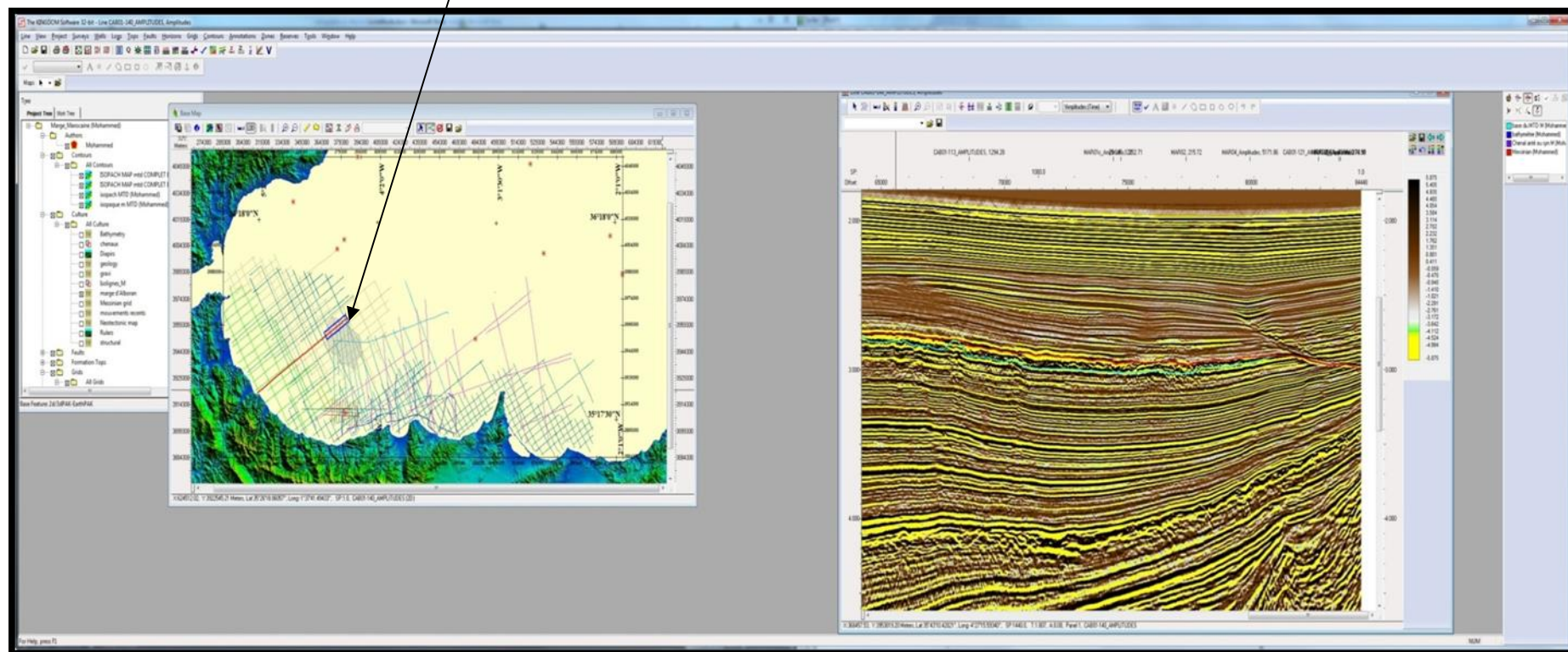


Figure 30: Capture d'écran du Projet Kingdom sur une station de travail

IV. PROCEDURES D'INTERPRETATION DES SECTIONS SISMIQUES: INTERPRETATION STRATIGRAPHIQUE

Dans le cadre de ce travail, l'analyse des sections sismiques a été réalisée selon les principes généraux de la stratigraphie sismique ([Mitchum et Vail, 1977](#)) permettant de différencier les séquences de dépôt et d'en identifier les facteurs responsables. Ce travail s'est basé essentiellement sur l'analyse des séquences sismiques et les faciès sismiques.

IV.1. Analyse des séquences sismiques

Par définition une séquence sismique est une unité stratigraphique composée d'une suite relativement conforme de strates génétiquement liées. Elle est limitée à la base et au sommet par des discontinuités sismiques ou par leur prologement latéral.

L'identification des séquences sismiques est basée sur l'analyse des terminaisons latérales des réflecteurs :

Quatre types de terminaisons peuvent être distingués (Figure. 31):

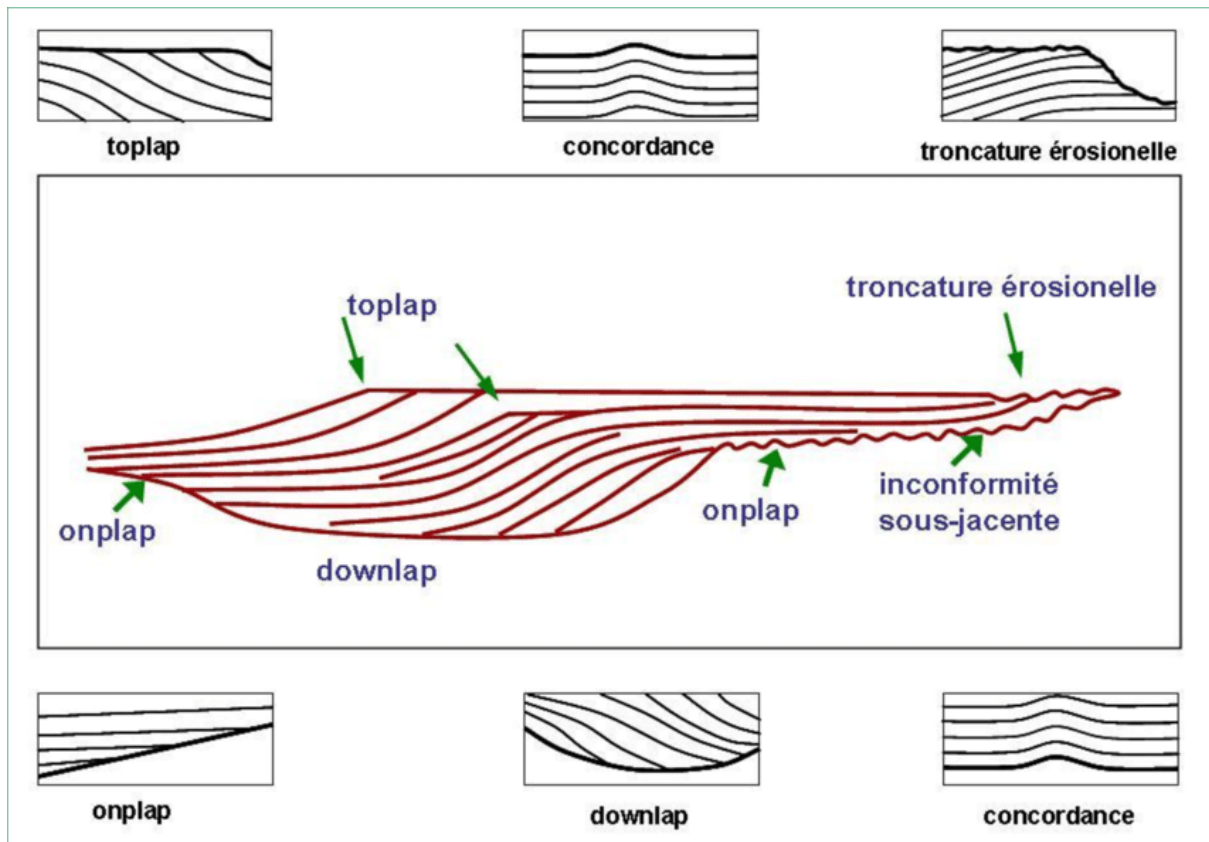


Figure 31 : Illustration des relations possibles entre les réflexions sismiques et les limites de séquences (Mitchum and Vail, 1977)

Les profils sismiques acquis en mer d'Alboran laissent apparaître dans la région étudiée ces types des terminaisons sismiques, nous caractériserons pour le sommet de la séquence deux types de limites différenciables par leur géométrie : les troncatures d'érosion et les terminaisons en toplap, aussi appelées terminaisons en biseau sommital (Figure. 31).

Les limites inférieures sont représentées par des biseaux d'aggradation (onlap) ou des biseaux de progradation (downlap) (Figure. 31).

IV.1.1. Terminaisons à la base

IV.1.1.a. Onlap

Un onlap correspond à une terminaison d'un réflecteur horizontal ou incliné, contre une surface de discontinuité basale de plus faible pendage.

L'onlap est nettement marqué sur ce profil (Figure. 32), les réflecteurs montrent des terminaisons en onlap d'âge plio-quaternaire contre la surface

d'érosion messinienne. Sur le plan géologique, l'existence des onlap traduit l'aggradation sédimentaire et donc l'épaississement de la tranche d'eau qui peut être causé par les variations eustatiques du niveau marin, la tectonique (subsidence) ou de l'effet conjugué de ces deux facteurs.

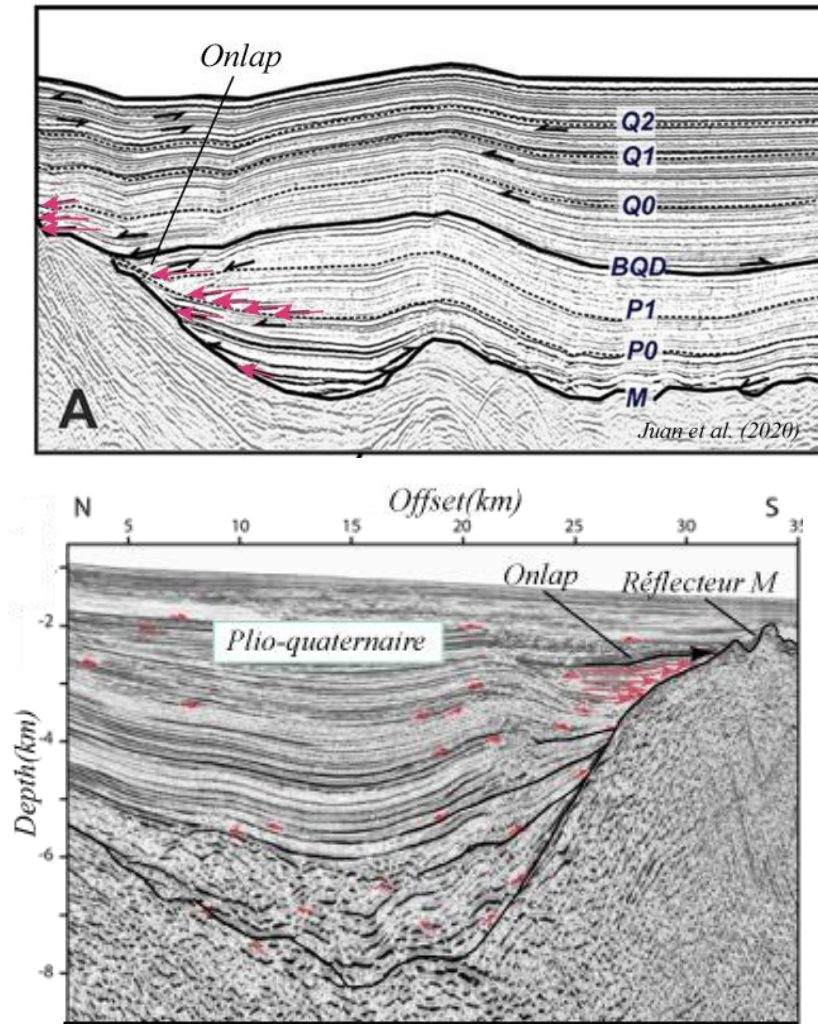


Figure 32 : Profils sismiques montrant le dépôt Plio-Quaternaire en Onlap sur la discordance messinienne. (A) le découpage des unités sismique M : Messinien, P : Pliocène, Q : Quaternaire.

IV.1.1.b. Downlap

Un biseau de progradation (*downlap*) est une terminaison latérale d'un réflecteur obligatoirement incliné contre une surface de discontinuité basale moins inclinée (Figure. 33).

Ce type de terminaison latérale traduit une avancée de la sédimentation par accrétion latérale ou progradation.

WSW

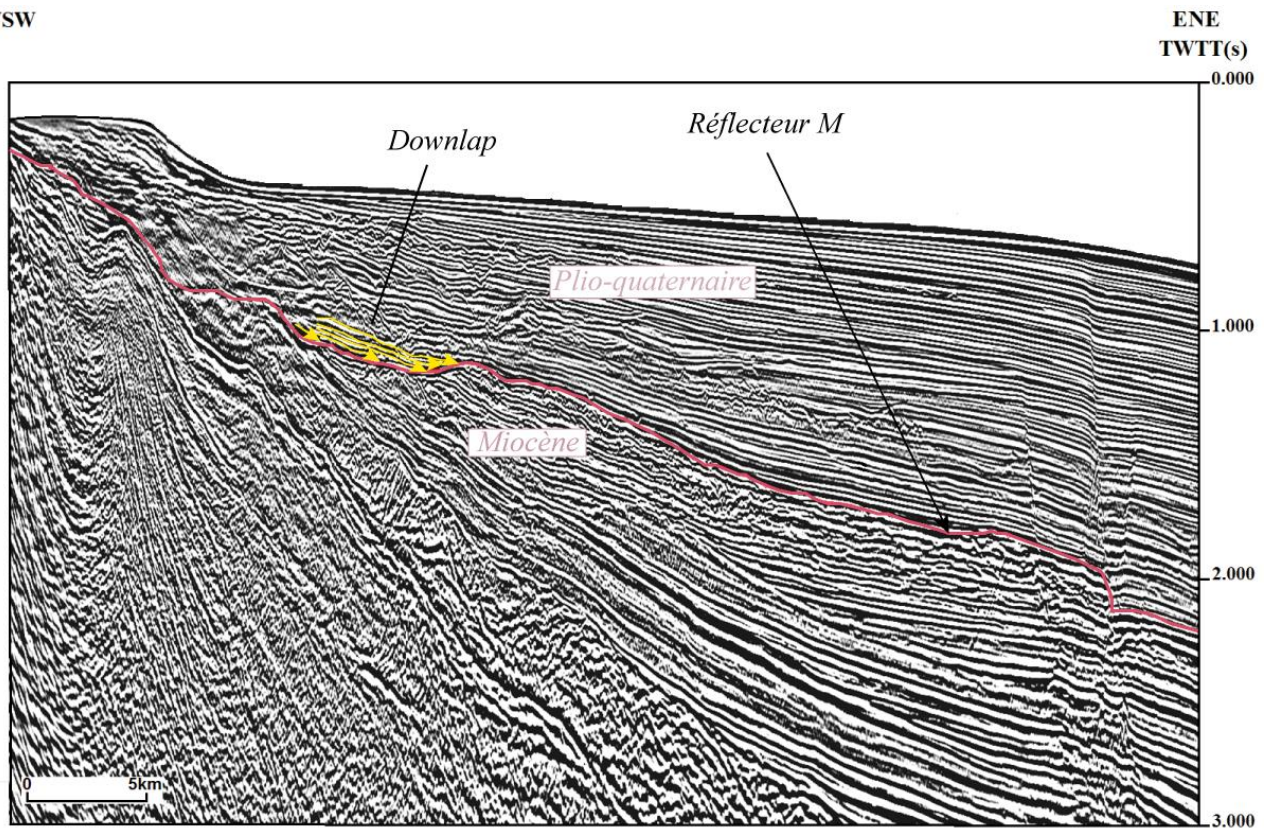


Figure 33 : Profil sismique montrant le dépôt Plio-Quaternaire en Downlap sur la discordance messinienne

IV.1.2. Terminaisons au sommet

IV.1.2.a. Toplap (biseau sommital)

C'est une terminaison latérale d'un réflecteur incliné, contre une surface de discontinuité sommitale moins inclinée.

En terme de signification géologique, la présence des toplap traduit une érosion qui se déroule à l'air libre ou sous une faible trache d'eau ou encore un arrêt de la sédimentation. Les milieux les plus favorables à ce type de terminaisons latérales sont les plateformes continentales anciennes ou actuelles.

Dans notre zone d'étude, On arrive à repérer des terminaisons en toplap, au pied de la pente continentale occidentale de la marge (Figure. 34). Leur

profondeur actuelle ne peut pas s'expliquer par les variations du niveau marin (même si celles-ci peuvent y contribuer), il faut envisager l'existence d'une subsidence postérieure.

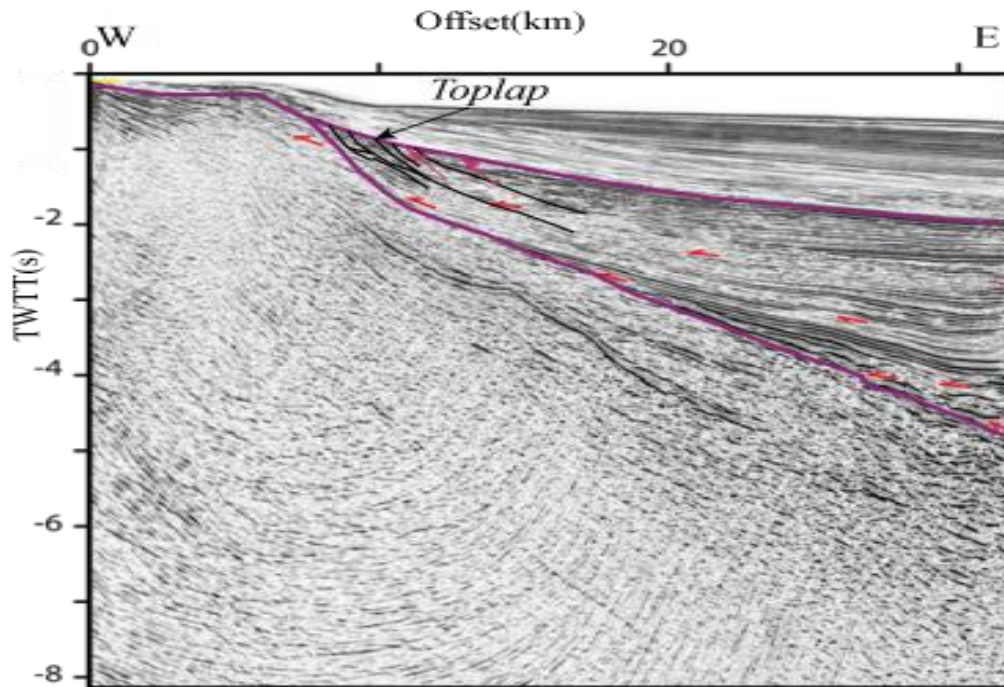


Figure 34 : Exemple de Toplap, zone d'érosion observée sur le bassin Martil-oued laou

IV.1.2.b. Troncature d'érosion

Par définition une troncature d'érosion est une terminaison d'un réflecteur horizontal ou incliné contre une surface d'érosion sommitale.

Dans notre zone d'étude, Le plio-quaternaire repose en discordance sur le Miocène indiquant en même temps une importante phase d'érosion qui a creusé le toit de la série Miocène (Figure 35).

IV.2. Applications

Une séquence sismique est une unité sédimentaire déposée pendant un laps de temps défini par l'âge de ses limites au toit et à la base, à l'endroit où celles-ci sont en conformité. Donc, à ce titre, la séquence a une signification

chronostratigraphique.

Par ailleurs, l'observation des relations géométriques des limites de séquences avec les réflecteurs sous et susjaccents permet d'aborder une reconstitution des environnements de dépôt. Si l'on prend, par exemple, un domaine de plate-forme :

- L'existence de « onlap » côtiers indique un épaissement de la tranche d'eau et donc une sédimentation aggradante et transgressive ;
- La présence de downlap caractérise une sédimentation progradante qui se fait dans le sens d'augmentation de la profondeur du milieu de dépôt ;
- Des terminaisons en « toplap » marqueraient une stabilité du niveau marin ou une baisse de celui-ci ;
- Les troncatures d'érosion sont associées essentiellement à la baisse de la tranche d'eau.

Dans la réalité, les choses sont beaucoup plus complexes, car une baisse ou une augmentation de la tranche d'eau, dépend de plusieurs facteurs dont la quantité des apports sédimentaires, les variations glacio-eustatiques et la tectonique. Le rôle que joue chacun de ces facteurs est difficile à estimer.

La géométrie de l'enveloppe de la séquence est interprétable en terme de dépôt. Ainsi les cartes isopaques peuvent permettre de visualiser les zones de dépôt préférentiel (depot-center) et leurs migrations spatio-temporelles.

Une approche globale des milieux et des processus de sédimentation nécessitera l'intégration des informations fournies par l'analyse des faciès sismiques, dont nous allons résumer les principes ci-dessous.

IV.3. Analyse des faciès sismiques: Configuration interne des unités de faciès

IV.3.1. Faciès à configuration parallèle

Ce type de faciès sismique montre un ensemble de réflecteurs d'amplitude variable, des réflecteurs de bonne continuité générale et plus ou moins parallèles.

Au niveau du bassin occidental méditerranéen, est présents dans toutes les unités physiographiques et témoigne, d'une part d'un taux de sédimentation relativement constant latéralement et d'autre part d'une alternance de niveaux sédimentaires de granulométrie différente.

Généralement, on trouve ce faciès dans la série Plio-Quaternaire et la partie supérieure du Miocène (Figure. 35).

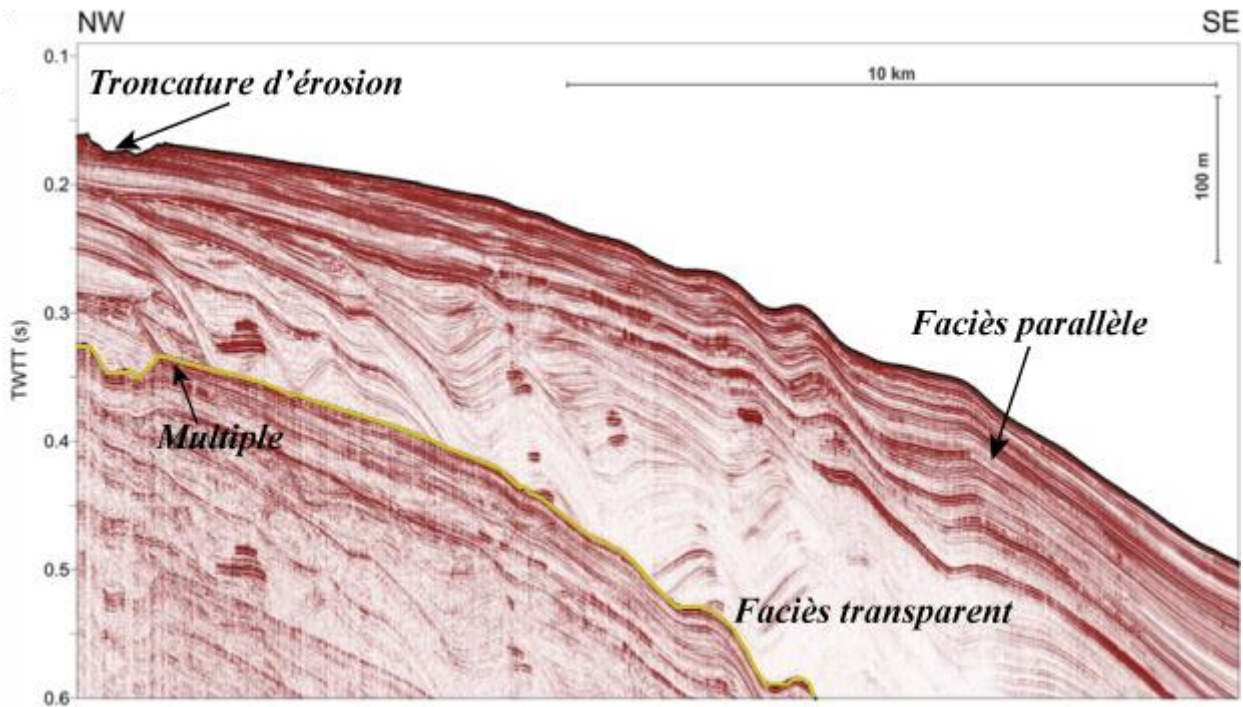


Figure 35 : Faciès à configuration parallèle

IV.3.2. Faciès à configuration transparente

Ce faciès transparent, est constitué d'un ensemble de réflecteurs discontinus et concordants mais de faible amplitude (peu réflectif) ou par une absence de réflexions, paraissant constituer une série homogène. Il est classiquement interprété comme le résultat d'une sédimentation homogène ou peu remaniée.

En mer d'Alboran (Figure. 36) comme ailleurs en Méditerranée, ce faciès est considéré comme caractérisant les dépôts du Pliocène dont la base est clairement soulignée par la surface d'érosion messinienne et le toit est supposé coïncider avec le faciès richement lité, attribué au Quaternaire. Nous faisons remarquer

que ce critère de transparence n'est pas toujours fiable pour différencier le Pliocène du Quaternaire.

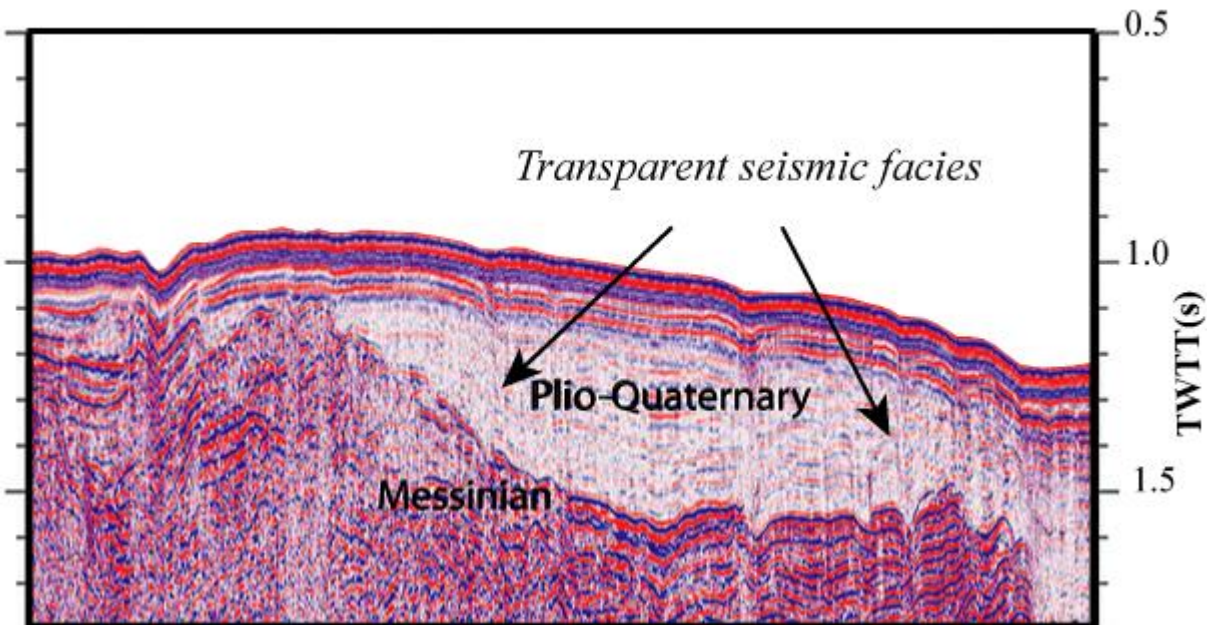


Figure 36 : Faciès à configuration transparente

IV.3.3. Faciès à configuration chaotique

Cette configuration se reconnaît par des réflexions enchevêtrées, de forte amplitude et discontinues. Sa présence dans le remplissage de certains chenaux témoigne d'une sédimentation hétérogène mise en place dans un milieu de forte énergie. Mais les répartitions les plus spectaculaires sont associées aux glissements en masse des sédiments.

Dans notre zone d'étude, ce faciès est relativement fréquent aussi bien sur les parties peu profondes que dans les bassins. Le déclencheur principal en est la tectonique, très active, qui caractérise cette partie de la Méditerranée (Figure. 37).

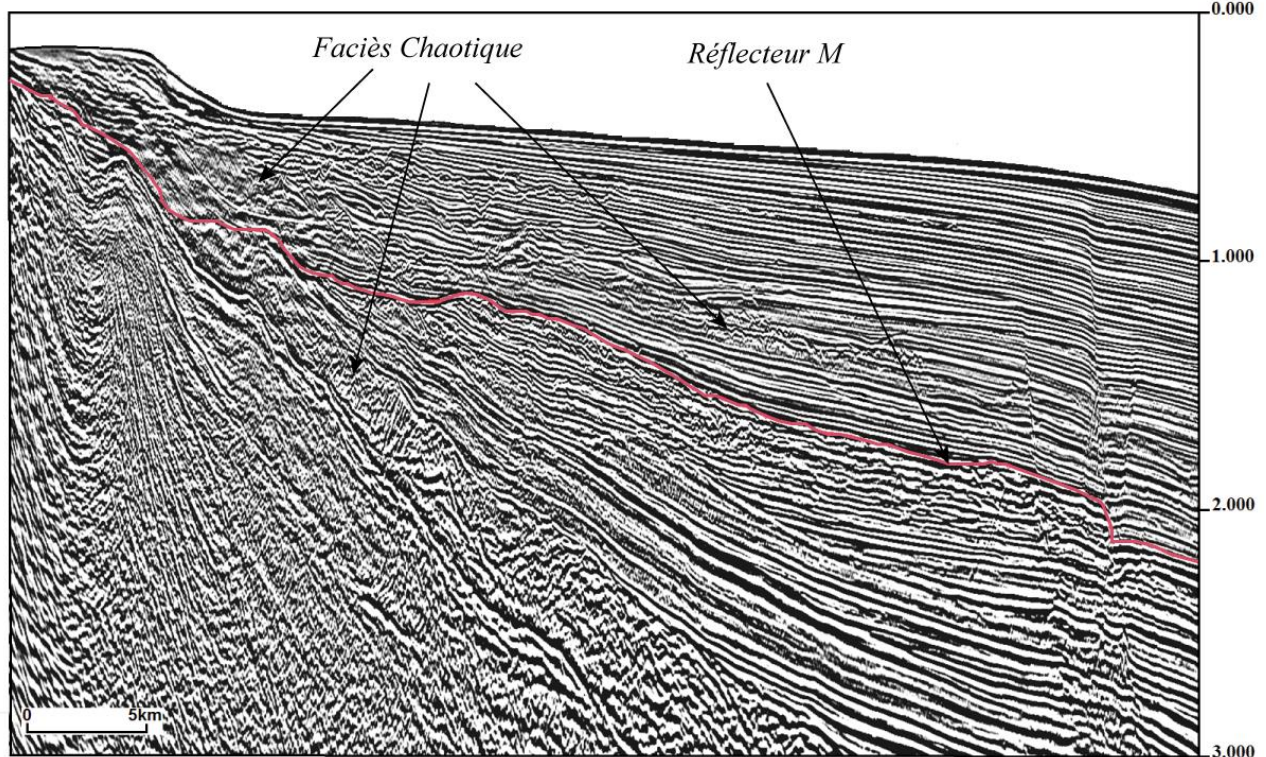


Figure 37 : Faciès à configuration chaotique

IV.3.4. Faciès à configuration convergente-divergente

Le long de ce profil (Figure. 38) les réflecteurs montrent une disposition en éventail. Ce faciès a souvent été associé au phénomène de subsidance. En Mer d'Alboran où nous rencontrons de remarquables exemple de se faciès, nous constatons qu'il peut aussi être induit par le soulèvement. Il conviendrait donc de l'associer à des mouvements tectoniques verticaux relatifs.

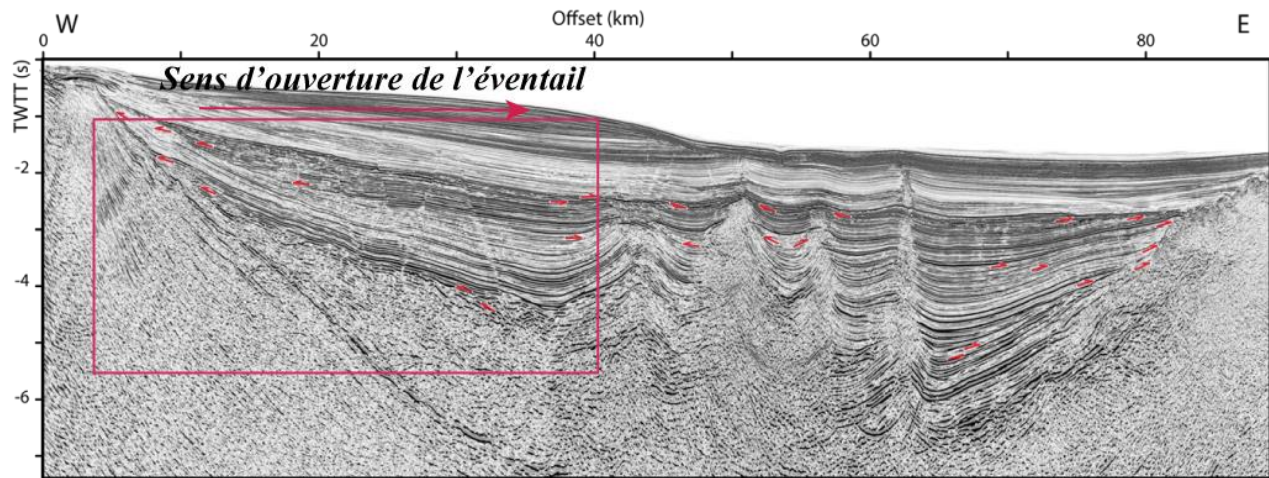


Figure 38: Faciès à configuration convergente divergente

IV.3.5. Faciès à configuration progradante

Le faciès progradant désigne une sédimentation qui se fait essentiellement suivant une composante latérale.

Les faciès progradants les plus souvent rencontrés dans les édifices sédimentaires des bordures de plate-formes continentales, ou dans les dépôts de remplissage d'anciens creux topographiques. Ce types de faciès se décline en faciès se décline en faciès oblique et sgmoïde.

Dans la marge méditerranéenne du Maroc, les deux types existent:

*** La configuration oblique qui, elle-même, comporte deux sous-types :**

- Le sous-type oblique parallèle caractéristique d'un dépôt se faisant uniquement par accrétion latérale. Les couches tronquées en « toplap » à leur sommet se terminent en « downlap » réels contre la limite inférieure de la séquence sismique. Nous signalons qu'il est beaucoup plus aisé de le voir sur la sismique haute résolution et relativement difficile sur la sismique industrielle.

- La configuration oblique tangentielle où les réflecteurs tronqués en toplap, au sommet, voient leurs pendages diminuer progressivement vers l'aval courant. Les réflexions se terminent contre la limite inférieure de l'unité de faciès en « downlap » réels ou apparents. Cette configuration est très fréquente le long de la bordure de la plateforme continentale marocaine.

* La configuration sigmoïde :

Comme son nom l'indique, elle résulte de la superposition de réflexions sigmoïdes. Les parties supérieure et inférieure y sont peu épaisse et faiblement pentées, alors que la partie médiane est plus épaisse et plus décline. L'existence d'une partie supérieure concordante au fond suggère un développement sédimentaire vertical contemporain de l'accrétion latérale.

En effet, il a été montré, qu'en général (Figure. 39), les cortèges sédimentaires progradants suivent le sens des variations du niveau de la mer :

Lors de la remontée, les dépôts s'organisent en prismes imbriqués de plus en plus récents vers le rivage, alors que pendant la baisse du niveau marin, ces prismes sont repris par l'érosion et ajoutés aux arrivées directes des sédiments pour être translatés vers la bordure extérieure de la plate-forme où ils alimentent la progradation.

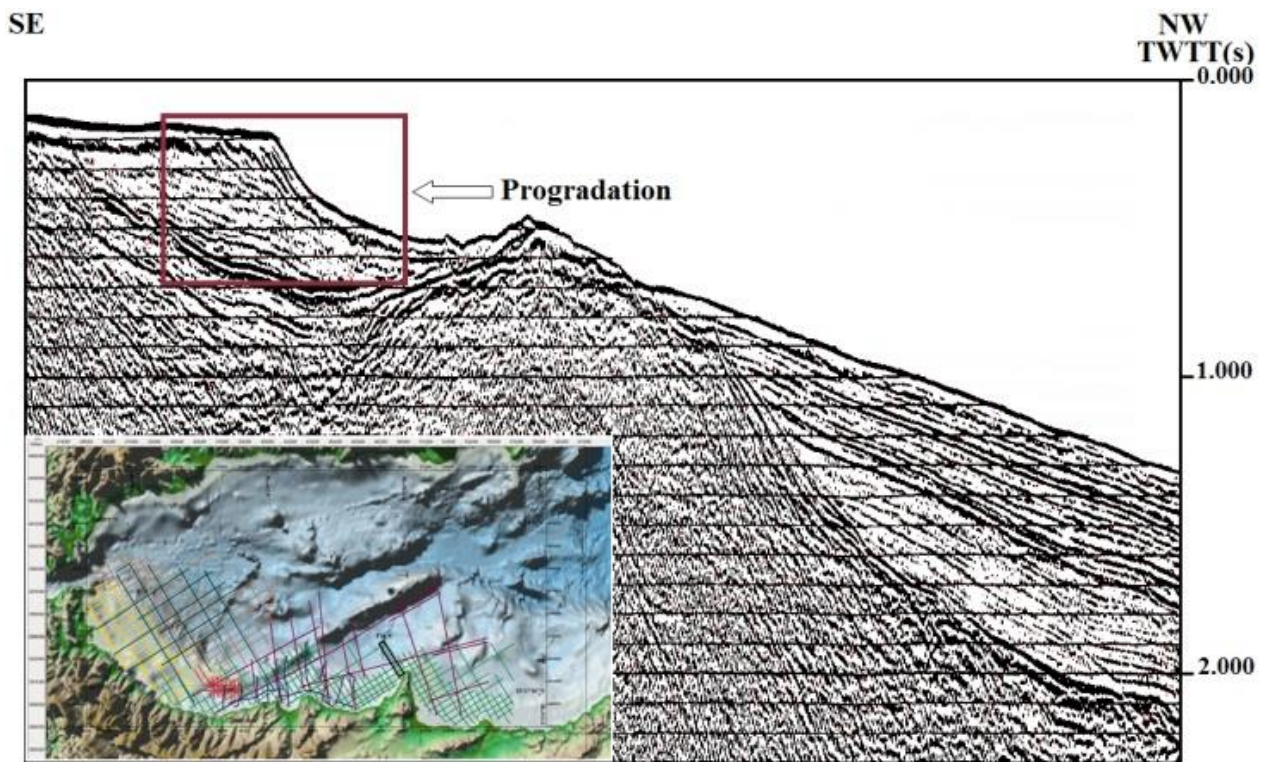


Figure 39 : Faciès à configuration progradante

IV.4. Le calage stratigraphique

Le calage stratigraphique de la sismique utilisée est réalisé à partir des forages pétroliers et ODP accessibles en mer d'Alboran. La maille, serrée, des profils sismiques acquis sur les marges marocaine et espagnole, le recoupement partiel entre les profils enregistrés sur les deux marges et la collaboration entre les scientifiques des deux rives ont permis de faire un bon calage stratigraphique à l'échelle de la mer d'Alboran. Le repère stratigraphique le plus évident dans cette zone et ailleurs en Méditerranée est la surface d'érosion messinienne.

IV.4.1. La Limite Miocène (Messinien) Pliocène

En mer d'Alboran, la sismique réflexion montre que le remplissage sédimentaire est généralement formé de deux niveaux stratifiés séparés par un réflecteur de forte amplitude relative. Cette limite datée par les forages pétroliers est connue dans l'ensemble de la Méditerranée ; il s'agit d'une surface d'érosion appelée « M » par [Montadert \(1978\)](#), plus exactement l'érosion qui a marqué le passage entre le Miocène et le Plio-Quaternaire c-à-d la fin de la Crise de la Salinité Messinienne (CSM) (Figures. 40 et 41).

Au dessus de cette surface le Plio-Quaternaire est, comme dans le reste de la Méditerranée, formé d'un niveau inférieur relativement transparent (essentiellement pliocène) et un niveau supérieur riche en réflecteurs (essentiellement quaternaire).

IV.4.2. Relation géométrique entre le Miocène et Le Plio-Quaternaire

Les profils sismiques, plus particulièrement ceux orientés parallèlement à la marge marocaine occidentale, ont permis d'identifier puis suivre le passage entre le Plio-Quaternaire et le Miocène.

Par endroits, la limite entre les deux niveaux Miocène et Plio-Quaternaire peut correspondre à une discordance angulaire (Figure. 40) comme c'est le cas dans le bassin Néogène de Tétouan-Oued Laou. Ailleurs, en mer d'Alboran, le contact entre le Plio-Quaternaire et le Miocène se fait en concordance (Figure. 41).

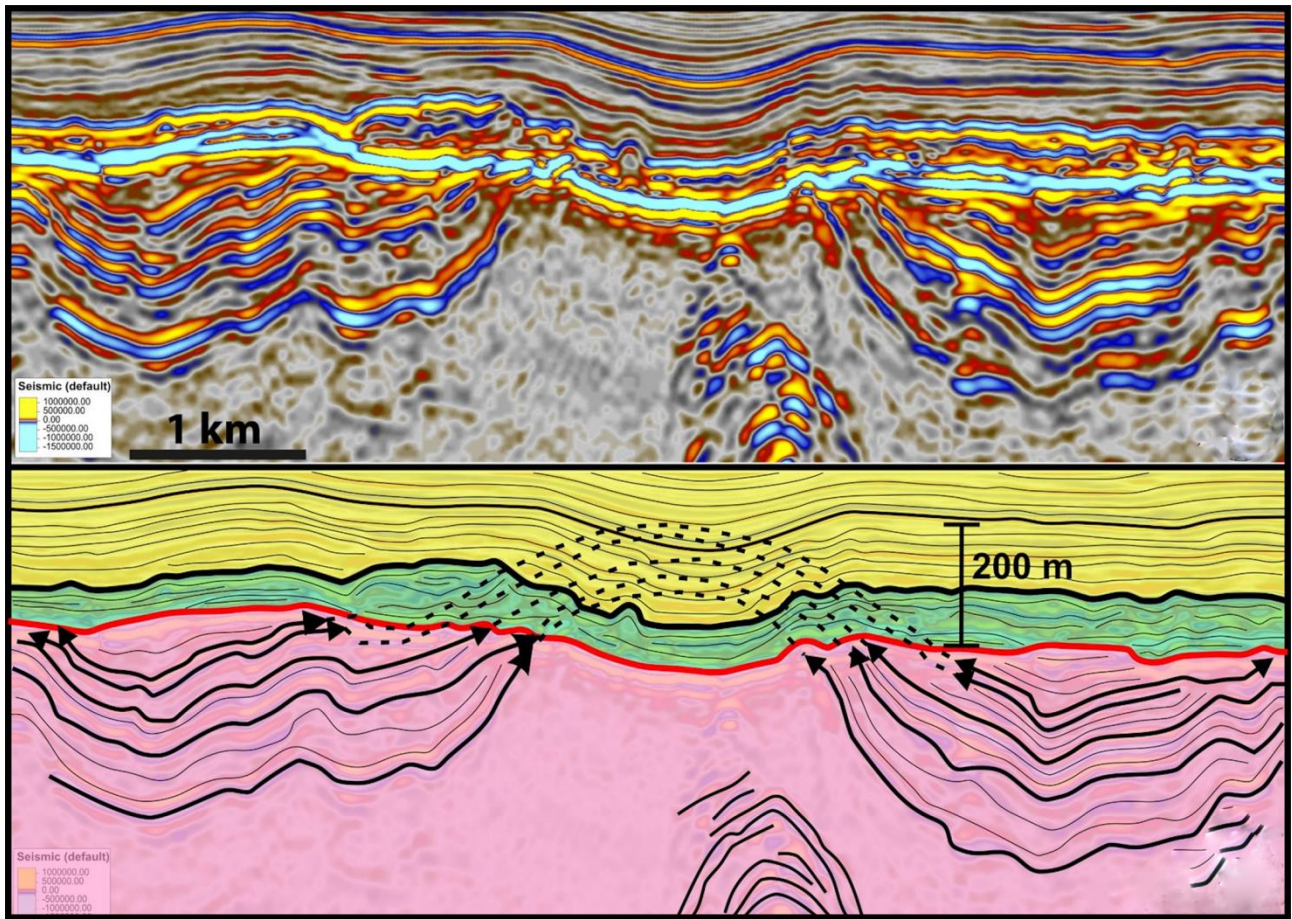


Figure 40 : Profil sismique illustrant le passage entre le Miocène et le Plio-Quaternaire correspondant à une discordance angulaire.

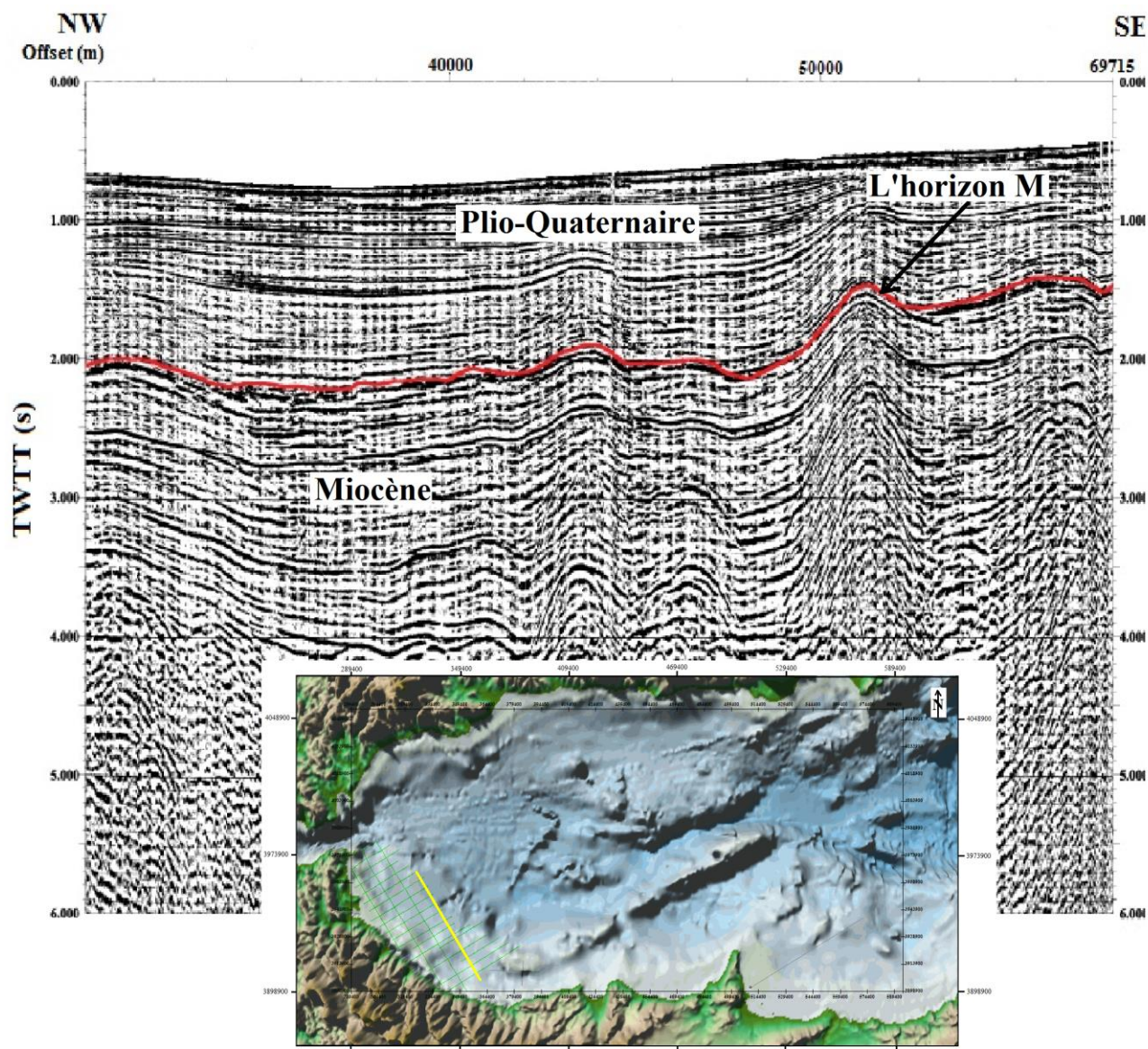


Figure 41: Contact concordant entre le Miocène et le Plio-Quaternaire

CHAPITRE II : LES EVOLUTIONS MAJEURES EN MER D'ALBORAN ET SA PERIPHERIE DEPUIS LE TORTONIEN (résultats et interprétations)

I. INTRODUCTION

La mer d'Alboran et les chaînes Rifaines et Bétiques de son pourtour sont un domaine clé pour comprendre l'évolution sédimentaire de toute la Mer Méditerranée.

Concernant la mer d'Alboran, l'accès aux nouvelles données collectées dans le cadre de la recherche pétrolière (sismique réflexion et forages), ajouté à celles récoltées lors des nombreuses campagnes de recherche menées par des organismes de recherche universitaires, et leurs exploitation dans le cadre de la collaboration, entre les communautés scientifiques marocaine et européenne a favorisé un grand progrès dans la compréhension de ce domaine (ex. [Ercilla et al., 2002, 2016](#) ; [d'Acremont et al., 2013, 2014](#) ; [Alonso et al., 2014](#) ; [Do Couto et al. 2016](#) ; [Juan et al. 2016](#) ; [Lafossé et al., 2017](#) ; [Rodriguez et al., 2017](#)).

De plus, le Chaînes du Rif et Bétique, où la mer d'Alboran est encaissée, intéressent depuis longtemps les chercheurs et, par conséquent, beaucoup d'informations sur les différents aspects géologiques de ces Chaînes alpines sont disponibles (e.g. [Comas et al., 1992, 1999](#); [Watts et al., 1993](#) ; [Chalouan et al., 2008](#) ; [Esteban et al., 2013](#) ; [Berndt et al., 2015](#) ; [Bessiere 2019](#)).

De nombreux travaux ont porté sur l'évolution, post-miocène supérieur, de la mer d'Alboran ([Bourgeois et al., 1992](#) ; [Comas et al., 1992, 1999](#) ; [Campos et al., 1992](#) ; [Watts et al., 1993](#) ; [Ercila et al., 2002, 2016](#) ; [Loget et Van Den Driessche, 2006](#) ; [Martinez del Olmo et Comas, 2008](#) ; [García-Castellanos et al., 2009](#) ; [Martínez-García et al., 2011](#) ; [d'Acremont et al., 2013, 2014](#) ; [Martínez-](#)

García et al., 2013, 2017 ; Alonso et al., 2014 ; Do Couto et al., 2016 ; Juan et al., 2016 ; Lafosse et al., 2017 ; Rodriguez et al., 2017), lorsque la région a connu des changements majeurs, liés à l'inversion tectonique. La conséquence principale de cette inversion fut la fermeture des corridors alimentant, en eau, la mer Méditerranée à partir de l'océan Atlantique. Cet événement a provoqué la crise de salinité messinienne (MSC), exprimée par le dépôt de séries épaisses de sel dans les parties les plus profondes de la mer Méditerranée (Hsü et al., 1973) et l'érosion dans les zones les moins profondes (Barr et Walker, 1973 ; Chumakov, 1973; Clauzon, 1973, 1978, 1982 ; Ryan et Cita, 1978 ; Savoye et Piper, 1991). La partie Sud de la mer d'Alboran et ses abords ont connu aussi de nombreux changements, tels que le soulèvement de la Ride d'Alboran et l'ouverture des bassins Néogènes. La ré-inondation de la Méditerranée et la fin du MSC s'est produite au Zanclean quand la mer Méditerranée a reçu de grandes quantités d'eau à travers le détroit de Gibraltar que la majorité des auteurs attribuent à cette époque (Garcia-Castellanos et al., 2009 ; Loget et Van Den Driessche, 2006). Il s'en suit l'envahissement, par l'eau de mer, des bassins (dans le Rif occidental) au Pliocène (Wildi et Wernli, 1977).

Dans cet ouvrage, basé sur l'interprétation de nombreux profils de sismique réflexion, nous proposerons une nouvelle chronologie de ces événements en les intégrant dans leur contexte général. Notre objectif principal est d'expliquer ce qui suit :

1. Les quantités de sels déposées dans les dépressions profondes de la mer Méditerranée au cours de la Crise de salinité messinienne. Elles sont estimées à 1 000 000 km³, donc huit fois supérieures à celles qui seraient obtenues si l'actuelle Méditerranée venait à s'évaporer (Suc et Clauzon, 1996). Un approvisionnement constant en eau de mer durant cette période est donc nécessaire ;

2. L'importance de l'érosion dans les parties les moins profondes, en particulier le canyon creusé en mer d'Alboran, par les eaux atlantiques.

II. CONTEXTE GEOLOGIQUE

Nous rappelons que la mer d'Alboran constitue la partie la plus occidentale de la mer Méditerranée. Bordée, au Nord, par la cordillère bétique, elle est limitée, au Sud, par le Rif et l'Ouest du Tell (Figure. 42). A l'Ouest et à l'Est, elle s'étend entre le détroit de Gibraltar et le bassin algéro-baléaire.

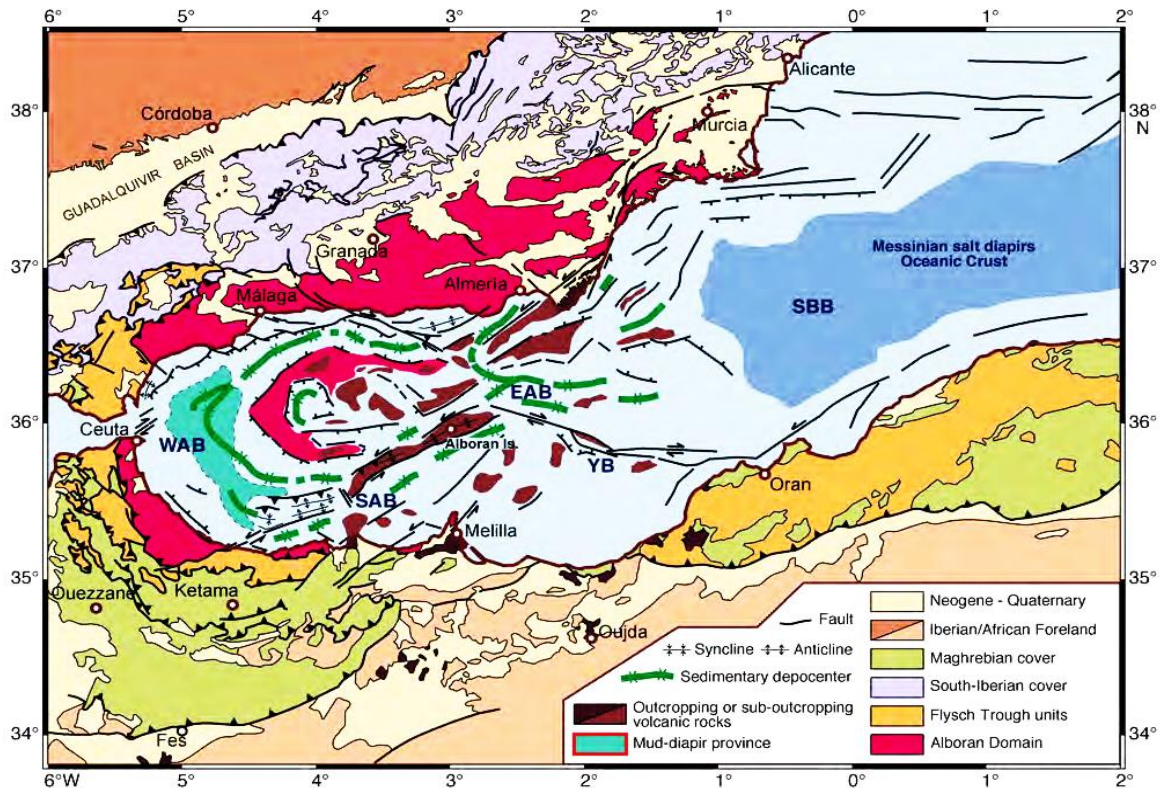


Figure. 42 : Carte géologique de la Mer d'Alboran et ses bordures (Comas et al., 1999). La carte montre les différents domaines du Rif et de la chaîne bétique et la complexité de la morphologie marine répartie entre hauts-fonds et bassins. WAB, Bassin Ouest-Alboran; Basin Est-Alboran; SAB, Bassin Sud-Alboran; YB, Bassin de Youssuf; SBB, Bassin Sud-Baléaire.

Le soulèvement des massifs alpins autour de la Méditerranée est une conséquence d'un contexte géodynamique dominée par la convergence entre l'Afrique et l'Eurasie (Dillon et al., 1980 ; Dewey et al., 1989), depuis le Crétacé (Dercourt et al., 1986; Dewey et al., 1989). L'ouverture (Platt et al., 1998; Comas et al., 1999) de la mer d'Alboran au Miocène inférieur est plus ou moins

tardive dans l'évolution de la région et soulève la question de connaître les véritables mécanismes d'une telle ouverture dans un système de collision presque pur. Etant, de plus, établi sur une croûte continentale amincie, son ouverture, dans un tel contexte, (où il devrait y avoir une chaîne de collision) ressemble à une anomalie géologique, qui continue aujourd'hui (Argus et al., 1989; DeMets et al., 1990; Serpelloni et al., 2007).

Le bassin Ouest-Alboran était le premier bassin à s'ouvrir, pendant la phase d'extension, qui a commencé vers 20 Ma (Comas et al., 1992, 1999 ; Watts et al., 1993 ; Soto et al., 1996, 2010 ; Chalouan et al., 1997 ; Mauffret et al., 2007 ; Iribarren et al., 2009). Selon certains auteurs (García-Deñás et al., 1992), ce serait un bassin allochtone qui s'est déplacé sur 500 à 600 km vers le SW pour atteindre sa position actuelle (Rosenbaum et al., 2002 ; Mauffret et al., 2004, 2007 ; Spakman et Wortel, 2004). Le bassin Sud-Alboran s'ouvrirait plus tard; au Tortonien (Ammar et al., 2003), en même temps que les bassins néogènes de Boudinar et Melilla–Nador (Guillemin et Houzay, 1982). Cette ouverture intervient dans un contexte géologique caractérisé par l'inversion tectonique (Comas et al., 1992, 1999 ; Chalouan et al., 1997 ; Mauffret et al., 2007) elle-même guidé principalement par le retrait de la zone de subduction de la Méditerranée occidentale (Do Couto et al., 2016). Son ouverture est accompagnée par d'importantes manifestations volcaniques (Hoernle et al., 1999 ; Ammar et al., 2007 ; Duggen et al., 2004, 2008), particulièrement abondantes (Figure. 42) dans le centre et l'Est de la Mer d'Alboran (Galdeano et al., 1974 ; Willet, 1997).

La physiographie de cette mer étroite est complexe (Fig. 11) est dominé par la Ride d'Alboran, qui subdivise la Mer d'Alboran en trois bassins, à savoir:

- Le bassin Ouest-Alboran (WAB) ;
- Le bassin Est-Alboran (EAB) ;
- Et le bassin Sud-Alboran (SAB).

Seuls les WAB et SAB borde la marge marocaine.

La Ride d'Alboran est un ensemble de hauts-fonds alignés selon une direction SW-NE (Figure. 42), entre la marge marocaine et l'île d'Alboran, qui en constitue la seule partie émergée. A l'Ouest, elle se prolonge par les bancs de Xauen Tofiño, qui montrent une direction E-W. La nature pétrographique de la Ride d'Alboran est volcanique, sédimentaire et volcano-sédimentaire ([Giermann et al., 1968](#) ; [Olivet et al., 1972](#) ; [Auzende et al., 1975](#)). Les bancs de Xauen et Tofiño forment une structure sédimentaire plissée et faillée étudiée par [Bourgeois et al. \(1992\)](#), [Chalouan et al. \(1997\)](#), et [Martínez-García et al. \(2013\)](#), comme le montrent les profils sismiques (Figure. 43). Par endroits, la Ride d'Alboran ([Campos et al., 1992](#) ; [Maldonado et al., 1992](#)) est traversée par de profonds couloirs de plus de 500 m ([Gensous et al., 1986](#)), permettant au WAB et SAB de communiquer. Ces mêmes auteurs ([Gensous et al., 1986](#)) ont interprété la Ride comme un anticlinal avant d'être interprété comme une structure en fleur flanquée de failles inverses ([Bourgeois et al., 1992](#) ; [Comas et al., 1992, 1999](#) ; [Martínez-García et al., 2011](#)) dont le soulèvement a commencé au Miocène supérieur.

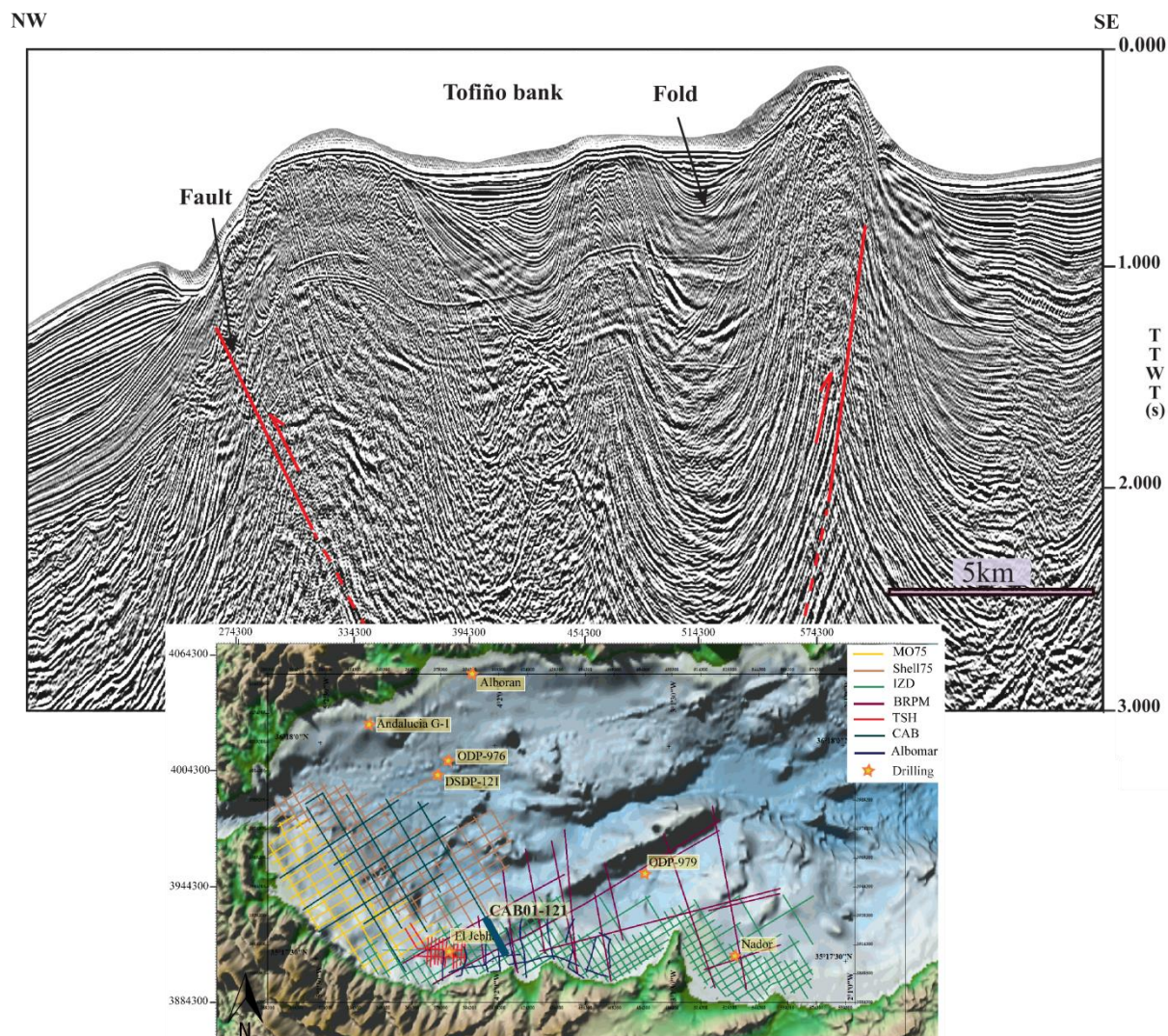


Figure 43 : Image sismique perpendiculaire à la Ride d'Alboran. Elle montre que, dans ce secteur, la Ride d'Alboran est une formation essentiellement sédimentaire plissée. Son soulèvement est le résultat de failles inverses visibles sur ses flancs.

Le bassin Ouest-Alboran (Figure. 11) se situe entre la Ride d'Alboran, les bancs de Xauen et Tofiño au Sud-Est, et le détroit de Gibraltar à l'Ouest. Sa profondeur ne dépasse pas 1500 m, et son fond est accidenté par de nombreux hauts-fonds formés de roches métamorphiques (Comas et al., 1992, 1999 ; Platt et al., 1998 ; Soto et Platt, 1999), dont la morphologie a fortement impacté le remplissage sédimentaire.

III. REMPLISSAGE SEDIMENTAIRE

III.1. Mer d'Alboran

Depuis les travaux de Bourgois et al. (1992), Jurado et Comas (1992), Comas et al. (1999) et Juan et al. (2016), le remplissage sédimentaire du WAB est largement connu, en particulier le Plio-Quaternaire, plus accessible.

Dans un travail, relativement récent, réalisé par Fernández-Ibáñez et Soto (2017) une stratigraphie détaillée a été présentée (Figure. 44). Les auteurs y distinguent six unités sismiques séparées par des discontinuités. Les forages ont montré que l'âge des dépôts sédimentaires correspondant est compris entre l'Aquitano-Burdigalien et le Plio-Quaternaire :

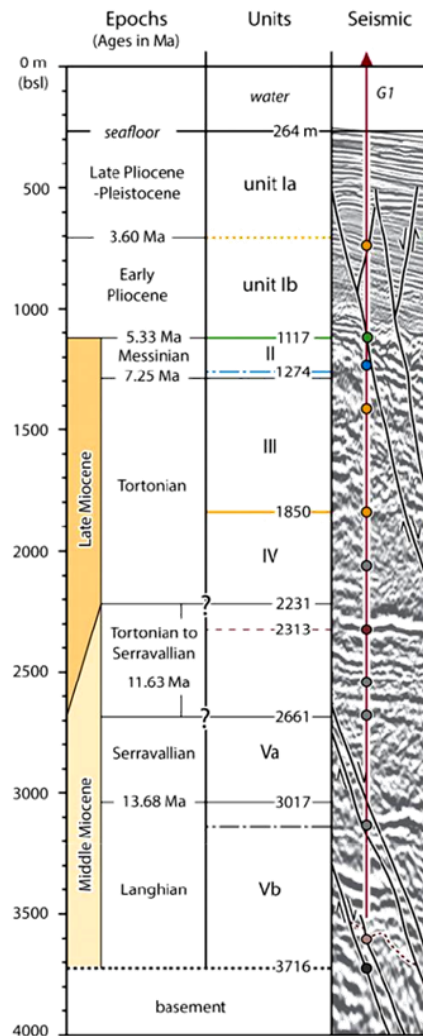


Figure 44 : Echelle stratigraphique de la sismique réflexion du forage commercial Andalusia G-1 (G1) dans le bassin occidental d'Alboran, d'après Fernández-Ibanez et Soto (2017)

- Unité VI (Aquitaniens–Burdigaliens) : Lorsqu'elle est présente, elle recouvre le substratum et est constituée de sédiments marins interstratifiés dans une matrice de schistes sous-compactés.

- Unité V (Serravallien inférieur-Languien) : Elle est formée d'argiles et de marnes et comprend des passages volcaniques.

- Unité IV (Serravallien au Tortonien inférieur) comprend principalement de turbidites formées de sable–limon–argile et boue.

- Unité III (Tortonien) turbidites qui comprennent une alternance grès, argilite et argile limoneuse.

- Unité II (dépôts messiniens) turbidites sableuses interstratifiées, sédiments carbonatés peu profonds, et faciès, avec des passages de gypse et d'anhydrite. Cela traduit une sédimentation dans un environnement variant du marin au lacustre.

- Unité I (Sédiments du Pliocène au Quaternaire) turbidites composées principalement de marnes pélagiques, de vases argileuses hémipélagiques, et de rares dépôts limono-sableux.

III.2. Bassins du Néogène

Dans l'état actuel des connaissances, on sait, depuis les travaux de [Guillemin et Houzay \(1982\)](#) sur le Rif oriental, que le début du remplissage sédimentaire, dans les bassins de Boudinar et Melilla–Nador, remonte au Tortonien. Sa mise en place se déroule dans un contexte régional caractérisé par la tectonique et le volcanisme ([Hoernle et al., 1999](#) ; [Duggen et al., 2004, 2008](#) ; [Ammar et al., 2007](#)).

Dans le bassin de Boudinar, la sédimentation montre 3 cycles :

1. Les sédiments du Tortonien étaient continentaux puis lagunaires, et ils sont formés de conglomérats rouges et de marnes ;
2. Le Messinien est essentiellement marneux et correspond à un

environnement de plate-forme ;

3. Le Pliocène est formé de galets à la base suivis par des marnes, puis du sable et des galets au sommet.

Dans les bassins du Rif occidental, les auteurs anciens attribuaient le début du remplissage sédimentaire (marnes suivies par une alternance de conglomérats et de sables surmontés par des sédiments quaternaires) est attribué au Pliocène (Wildi et Wernli, 1977), donc après la fin de la Crise de Salinité Messinienne (MSC) qui, elle-même, résulte de l'ouverture du détroit de Gibraltar à cette époque (Loget et Van Den Driessche, 2006 ; Garcia-Castellanos et al., 2009).

Nous montrerons que ces bassins sont plus anciens que le Pliocène, Il est important de préciser ce qui suit :

Les datations anciennes (Wildi et Wernli, 1977), ont été réalisées sur des sédiments prélevés à terre. Ces auteurs n'avaient pas la possibilité de connaître les limites des bassins côtiers en direction de la marge marocaine ;

Les images sismiques montrent que les structures connues à terre possèdent un prolongement en mer et par conséquent, les rias de la côte font partie des bordures de bassins plus importants ;

Dans les parties immergées de ces bassins, la sismique réflexion et la bonne connaissance stratigraphique établie à partir des forages montrent une sédimentation plu ancienne. La série sédimentaire inférieure est, ici, partiellement érodées par la surface messinienne et surmontée par une série transgressive du Pliocène. C'est cette dernière que l'on rencontre à terre.

IV. LA CRISE DE SALINITE MESSINIENNE

En Méditerranée, la MSC est considérée comme l'événement majeur qui a impacté toute la mer Méditerranée. Ce phénomène est directement lié à l'inversion tectonique qui a provoqué la fermeture des corridors (Figure. 45), qui alimentaient la mer Méditerranée en eau atlantique, à travers le Rif et la chaîne Bétique (Achalhi et al., 2016), il y a environ 6 Ma (Hsü et al., 1973 ; Gautier et al., 1994 ; Krijgsman et al., 1999 ; Duggen et al., 2003 ; Jolivet et al., 2006 ;

CIESM 2008 ; Garcia-Castellanos et Villasenor, 2011). Cela a causé l'assèchement de la Méditerranée, par évaporation puis le dépôt de grandes quantités de sels dans les parties les plus profondes situées à l'Est de la mer d'Alboran.

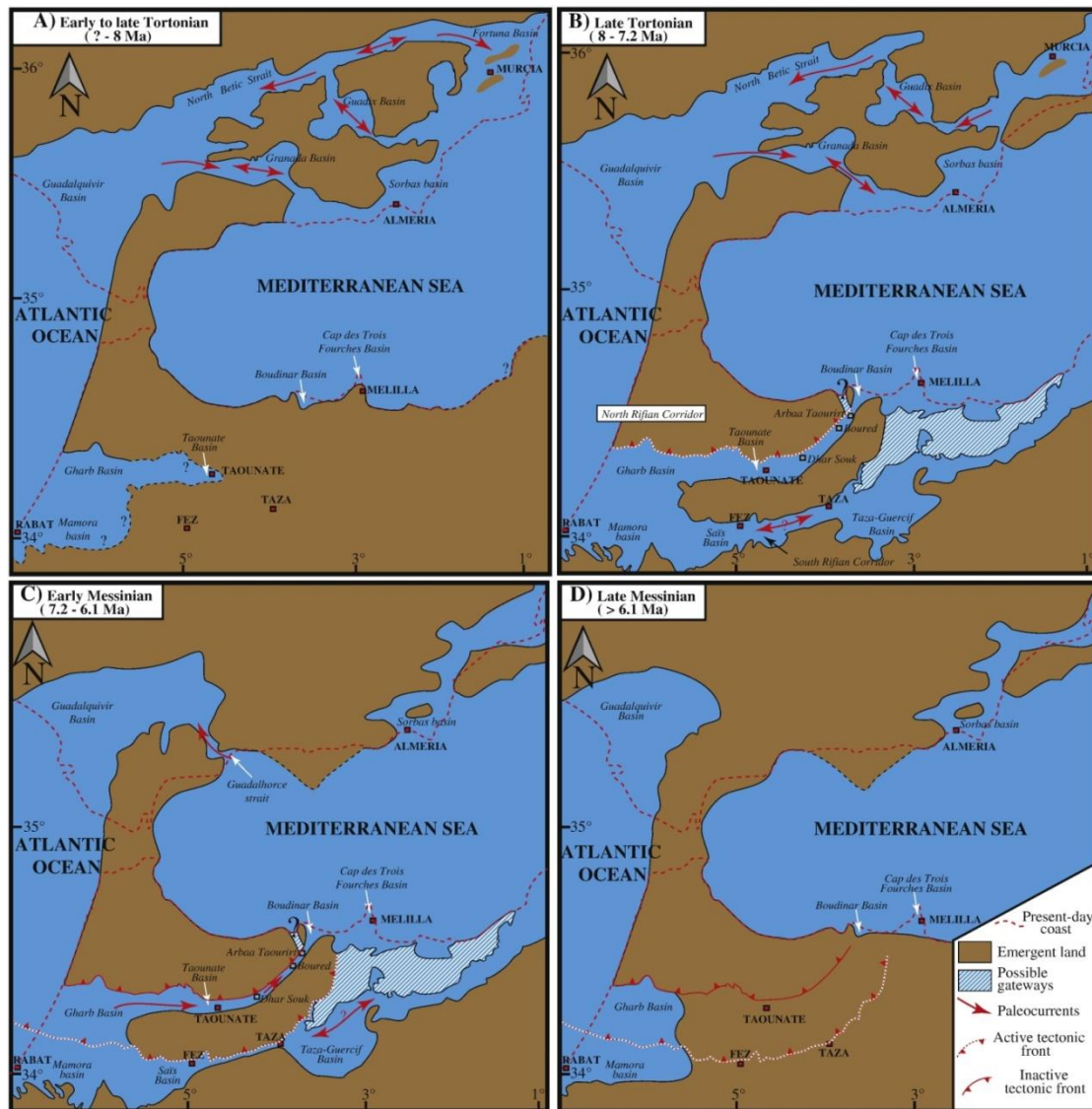


Figure 45 : Carte Paléogéographique montrant les connexions entre l'océan Atlantique et la Mer Méditerranée, à travers le Nord du Maroc et le Sud de l'Espagne, entre le Tortonien inférieur et Messinien. D'après Martin et al. (2001, 2009, 2014) and Flecker et al. (2015)

Les profils de sismique réflexion montrent que, partout en mer Méditerranée, la fin du MSC se traduit par une érosion générale des marges et le creusement de canyons devant certaines rivières (Barber, 1981; Gorini, 1993 ; Lofi et al., 2011 ;

Urgelès et al., 2011). L'érosion mis soulignée par un réflecteur de grande amplitude appelé "M" (Ryan, 1973) est un marqueur stratigraphique majeur.

V. MATERIEL ET METHODES

Ce travail est basé sur l'interprétation d'un maillage dense (Figure. 46) de profils de sismique réflexion industrielle 2D, collectés dans le cadre de la recherche pétrolière et académique. Tous les profils sismiques sont présentés en temps de parcours aller-retour (TWTT) de l'onde sismique. Le calibrage stratigraphique est effectué à partir des forages pétroliers et ODP (Figure. 46).

Les connaissances disponibles à terre sont également utilisées pour compléter nos informations sur la région. Le repère chronologique le plus importante, pour nous, est la limite entre le Miocène et le Plio-Quaternaire. Il est souligné par un réflecteur caractérisé par son caractère érosif, de forte amplitude et de bonne continuité générale, facile à suivre sur l'ensemble de la grille sismique utilisée dans ce travail et bien connu à l'échelle méditerranéenne.

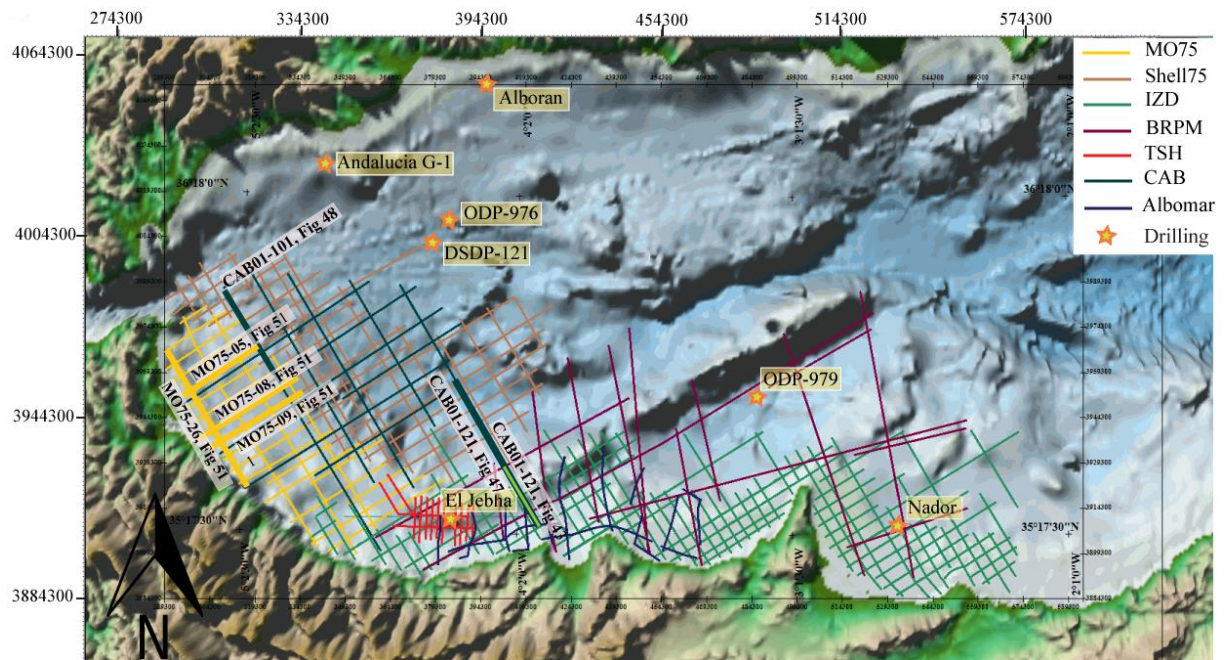


Figure 46 : Situation des profils sismiques et des forages sur la marge marocaine et en Mer d'Alboran. Les données sismiques sont en format SEG Y, sous Kingdom Suite.

VI. RESULTATS (NOUVELLE CHRONOLOGIE)

Afin de mieux comprendre les résultats que nous allons présenter, il est important d'en savoir plus sur le contexte géologique dans laquelle évolue la région depuis le Tortonien, l'âge de la transition du régime tectonique de la distension à la compression, et donc le début de ce qu'on appelle l'inversion tectonique, qui dure encore. Durant cette période, la région est sujette à une compression NW–SE (Martínez-García et al., 2017) bien que ces mêmes auteurs n'excluent pas l'existence d'autres directions de raccourcissement, ce qui révèle la complexité tectonique de cette région. Les principales conséquences de l'inversion tectonique se produisent en mer d'Alboran et dans la chaîne alpine de son pourtour.

VI.1. Soulèvement de la Ride d'Alboran et Glissement en masse des sédiments

La Ride d'Alboran est une structure en fleur, ébauchée dans une zone de décrochement depuis le Miocène supérieur (Bourgeois et al., 1992). Au pied de son flanc nord, la sismique réflexion montre un faciès chaotique (Figure. 47a, c) étendu sur environ 550 km², situé plus exactement au Nord du banc Xauen. Ce faciès, indiquant un remaniement des sédiments est le résultat de transport en masse (MTD) (Martínez del Olmo et Comas, 2008) dû au glissements de terrains sous-marins (Estrada et al., 1997 ; Martínez-García et al., 2009 ; Casas et al., 2011 ; Alonso et al., 2012, 2014 ; Vazquez et al., 2013 ; Ercila et al., 2016 ; Juan et al., 2016). Il est déclenché par le soulèvement de la Ride d'Alboran, surtout à ses débuts. L'importance des quantités de sédiments mobilisés (200 km³), permet de rendre compte de celle du mouvement de soulèvement qui en est la cause ainsi que de sa brutalité.

L'examen minutieux des profils sismiques (Figure. 47a) montre que le faciès chaotique est érodé par la surface messinienne et confirme donc que la mise en place du MTD date d'avant l'érosion généralisée qui a marqué le MSC. Le soulèvement de la Ride d'Alboran continu de nos jours, comme le montre la

déformation des dépôts plio-quaternaires et les séismes fréquents (par exemple, Bezzeghoud et Buforn, 1999 ; Stich et al., 2005) dans cette zone. Le faciès convergent-divergent qui caractérise la sédimentation sur les flancs de la Ride indique des mouvements verticaux relatifs plus ou moins continus durant cette période.

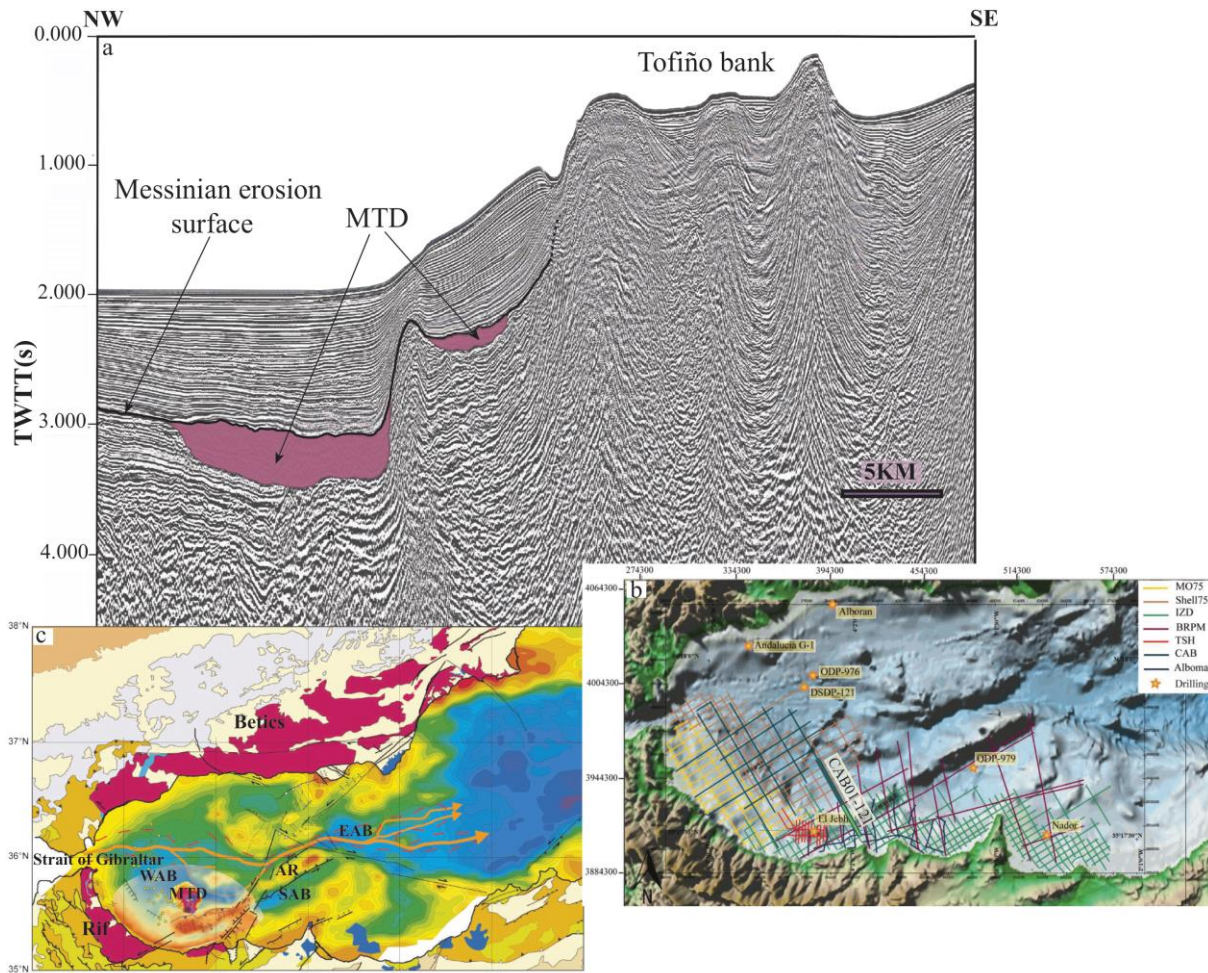


Figure 47 : –a, Position stratigraphique des masses sédimentaires glissées (MTD) ; b, Situation du profil utilisé pour son illustration ; c, distribution géographique du MTD dans le bassin Ouest-Alboran (WAB) ; EAB, Bassin Est-Alboran ; SAB, Bassin Sud-Alboran ; AR, Ride d’Alboran.

VI.2. L'ouverture du détroit de Gibraltar

En Méditerranée, la crise de salinité messinienne se traduit, entre autres, par le creusement de canyons sur les marges (Barber 1981 ; Gorini, 1993 ; Lofi et al., 2011 ; Urgeles et al., 2011). Ces canyons se situent au droit des fleuves côtiers qui en sont à l’origine.

En mer d'Alboran (Figure. 48), en plus de l'érosion généralisée, la particularité est l'existence d'un grand canyon, dans la continuité orientale du détroit de Gibraltar. Ce canyon (Figures. 48 et 49) d'environ 15 km de large et plus de 400 m de profondeur, relie le détroit de Gibraltar au bassin Est-Alboran (Figure. 50). Il est rejoint par ceux creusés, sur les marges, par les fleuves côtiers, pendant le Messinien.

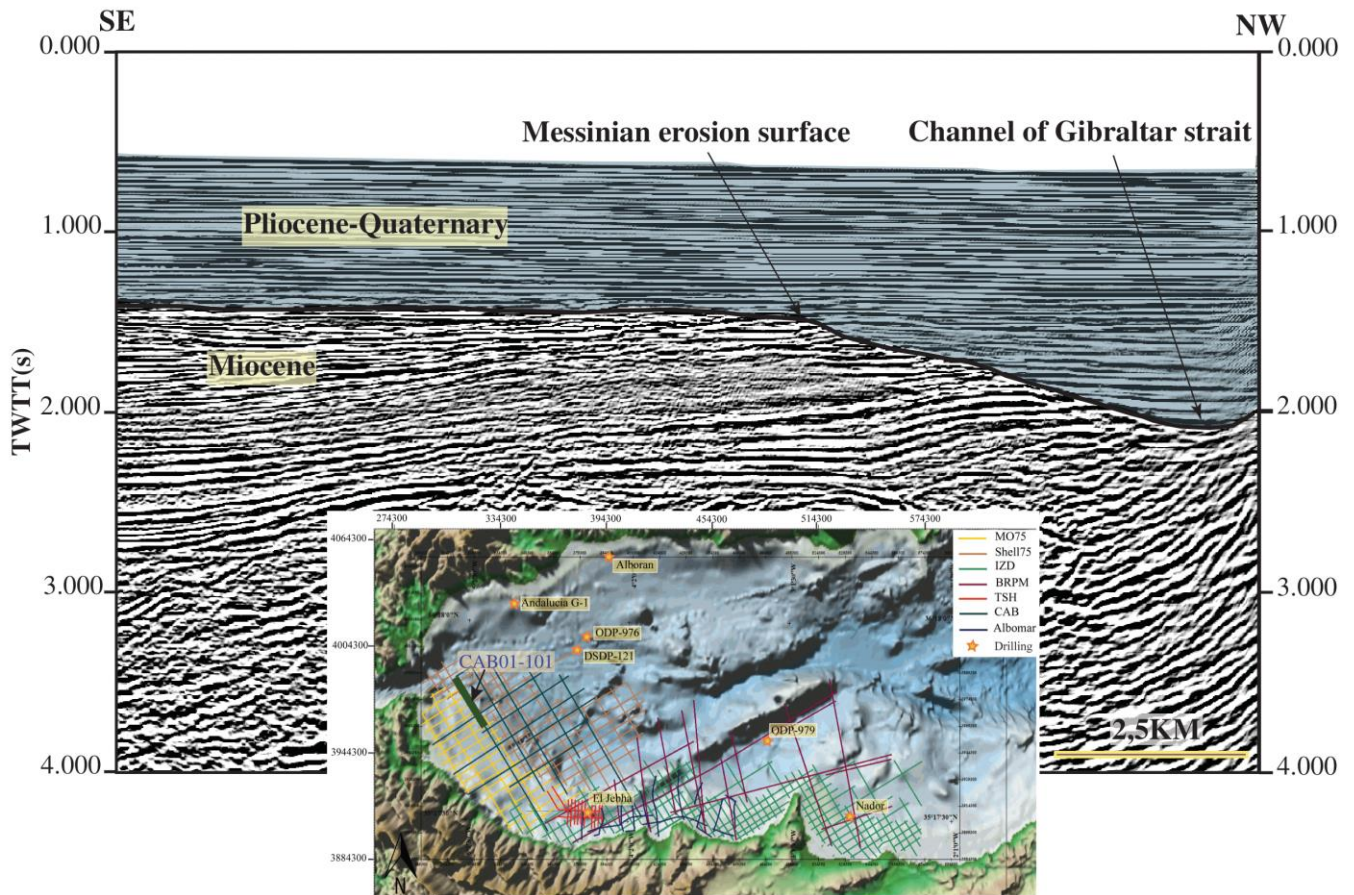
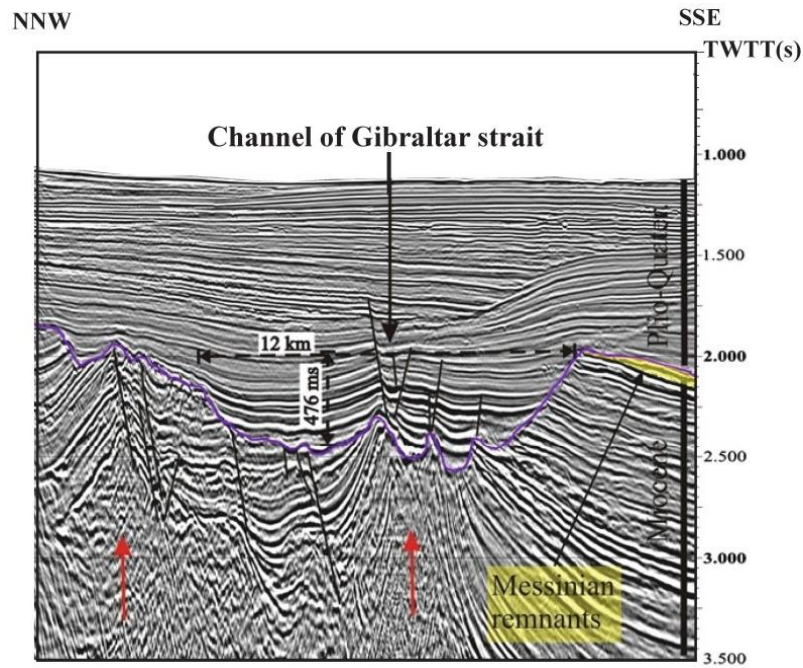


Figure 48 : Profil sismique illustrant l'importance de l'érosion en relation avec le fonctionnement du détroit de Gibraltar



**Figure 49 : Image sismique du canyon creusé par l'eau atlantique (Estrada et al. 2011a, b).
Noter l'importance de la largeur et la profondeur de ce chenal.**

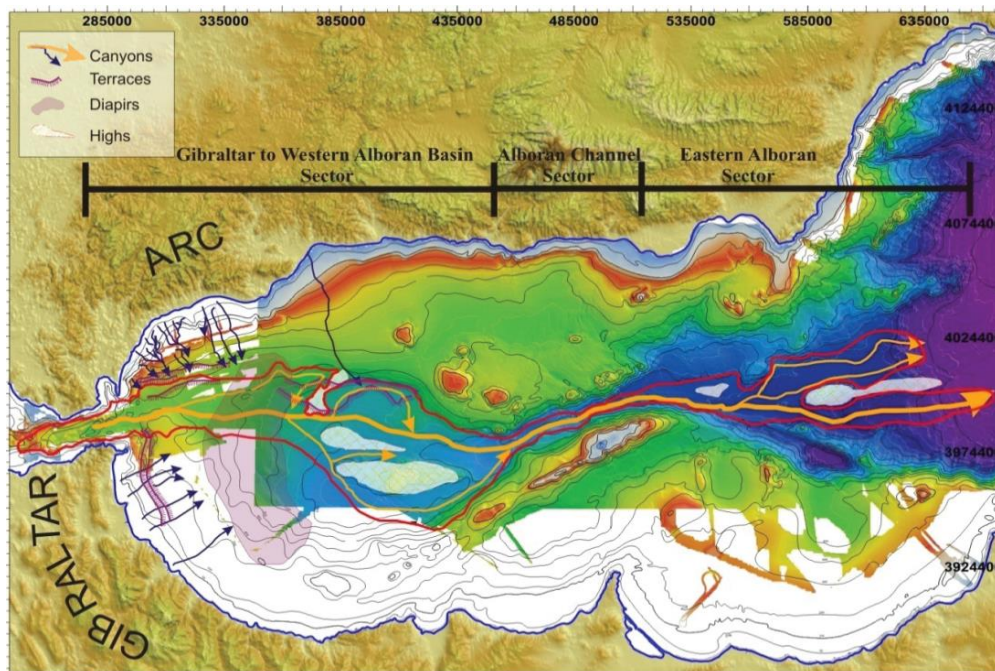


Figure 50 : Canyons messiniens dûs au détroit de Gibraltar et aux fleuves côtiers (taken from Estrada et al. 2011a, b).

Cette observation ajoutée aux dimensions de ce canyon suggère une érosion à l'air libre et pour un temps relativement long. Nous pensons donc que le détroit de Gibraltar était ouvert pendant le déroulement du MSC et fonctionnait comme

un chenal alimenté par les eaux de l'Atlantique. L'approvisionnement régulier en eau atlantique, des bassins les plus profonds de la mer Méditerranée durant cette période explique l'importance des dépôts de sel dans ces zones. Au Zanclean, la quantité d'eau de l'Atlantique qui traverse le détroit de Gibraltar augmente considérablement, comme l'admettent plusieurs auteurs dont [Garcia-Castellanos et al. \(2009\)](#) et permet l'inondation de la Méditerranée et donc la fin de la crise de salinité messinienne.

VI.3. Structuration des bassins du Néogène

Au Miocène supérieur, la mer d'Alboran s'élargit vers le SE, par l'ouverture du bassin Sud-Alboran ([Ammar et al., 2003](#)) et les bassins néogènes dans la partie interne du Rif. Leur âge est attribué au Tortonien ([Guillemin et Houzay, 1982](#)), dans le Rif oriental, et au Pliocène ([Wildi et Wernli, 1977](#)) dans le Rif occidental. L'interprétation des profils de sismique réflexion réalisés perpendiculairement et à proximité de la côte Ouest du Rif permet d'étudier la transition terre-mer et de montrer ainsi que le proche plateau continental est structuré en hauts-fonds et dépressions situés respectivement dans le prolongement des caps rocheux et des bassins Néogènes (Figure. 51). Le détroit de Gibraltar, se trouve au Nord et dans la continuité de ces horsts et grabens, et montre la même orientation. La carte isopaque (Figure. 52b) établie à partir des données de sismique réflexion reflètent, clairement, à la fois cette structuration et sa continuité entre terre et mer. Les axes de ces structures, plus ou moins parallèles entre elles, sont perpendiculaires à la côte et prolongent, respectivement, celles des bassins et des promontoires connus à terre selon une direction SW-NE. D'autre part, la profondeur varie de quelques mètres au-dessus des hauts-fonds à plusieurs centaines de mètres dans la dépression.

La principale est située en face d'oued Martil. La structuration susmentionnée serait le résultat de failles normales, et la structure est une succession de horsts et de grabens.

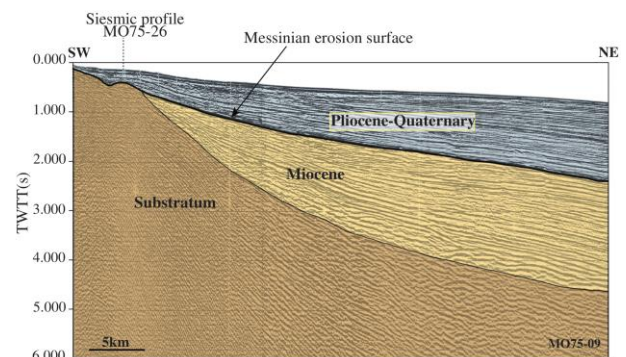
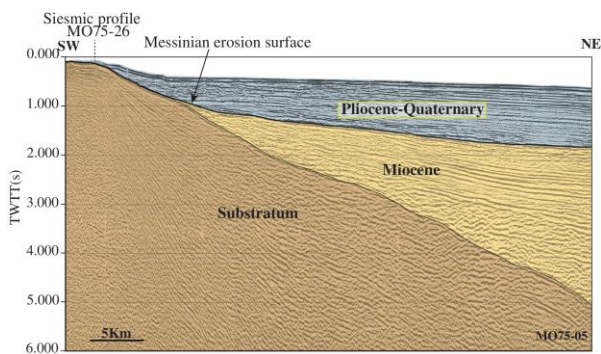
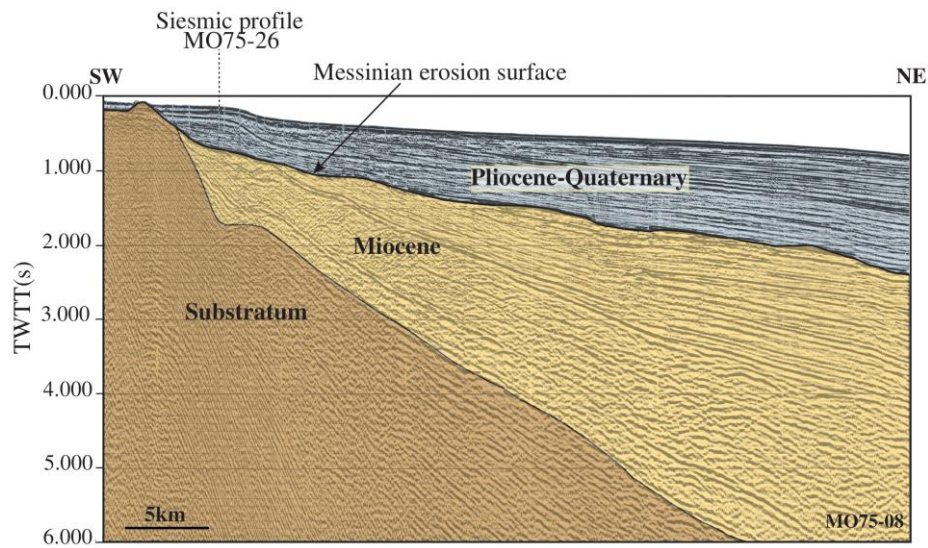
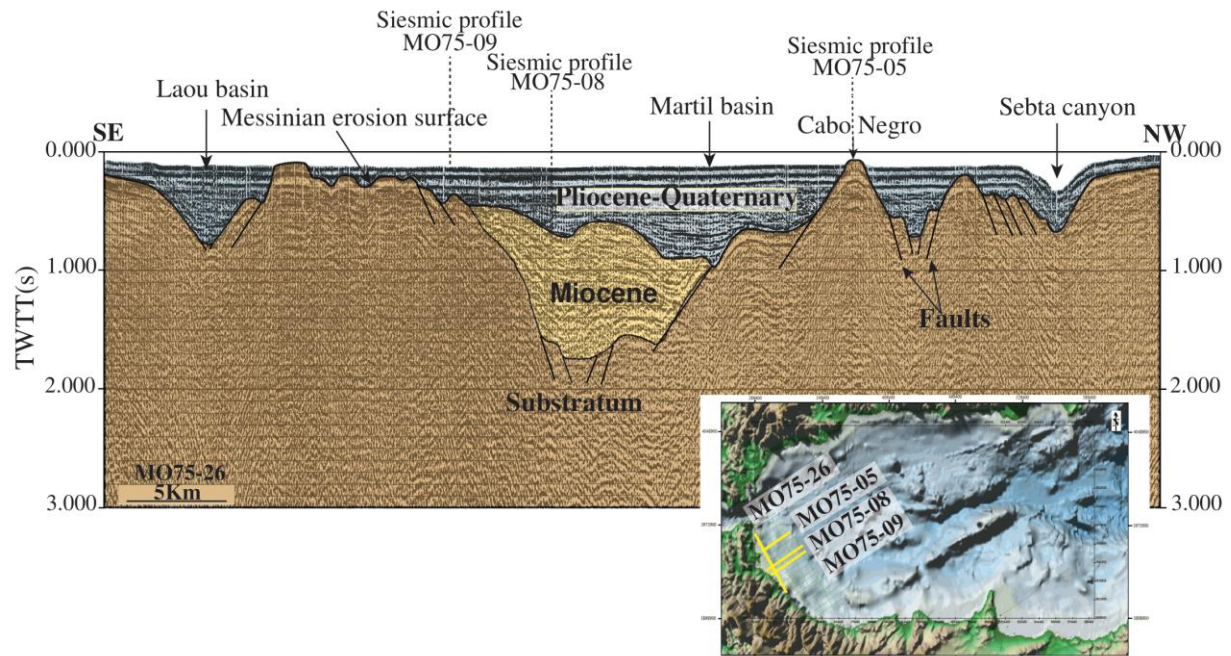


Figure 51 : Profils sismiques montrant la structuration en horts et grabens du plateau continental occidental de la Mer d'Alboran (MO75-26), la présence d'un remplissage sédimentaire miocène dans le bassin de Martil (MO75-26 and MO75-08) et son absence sur les hauts-fonds.

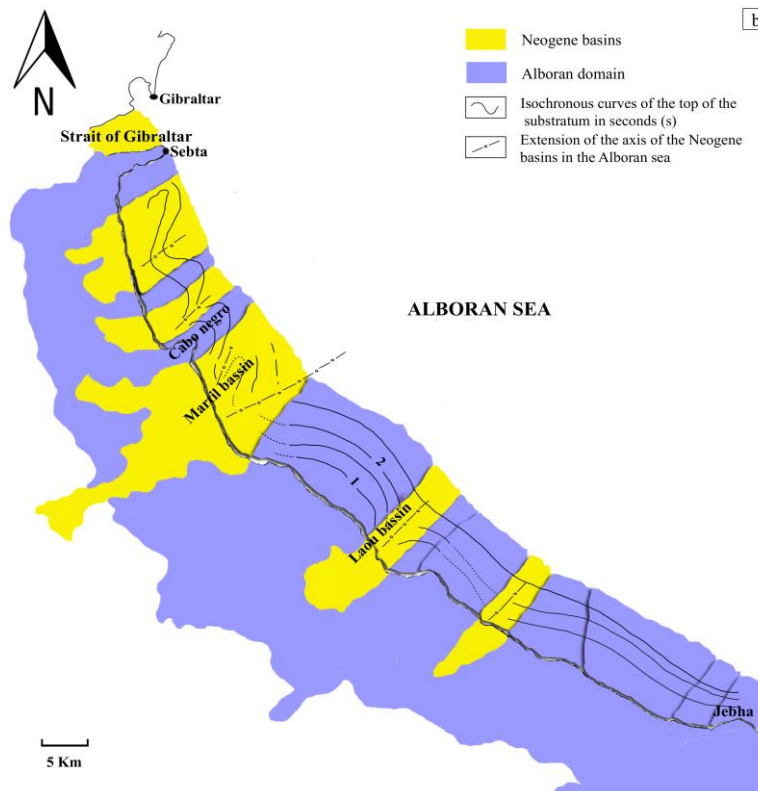
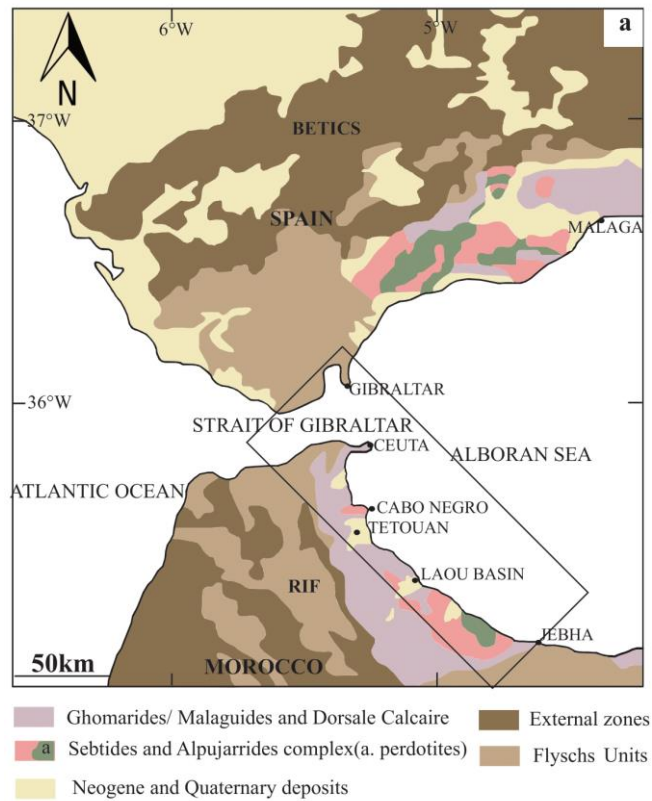


Figure 52 : (a) : Carte géologique du Rif occidental et du détroit de Gibraltar. (b) : Carte montrant la transition terre-mer des bassins néogènes

Dans la partie sous-marine des bassins côtiers, le remplissage sédimentaire se caractérise par l'existence d'une série plus ou moins épaisse, identifiée à la fois sur les profils parallèles et perpendiculaire (Figure. 51) à la ligne de côte. La plus importante série sédimentaire se trouve dans le prolongement en mer du bassin de Martil. Ici, le substratum est surmonté de deux Unités sédimentaires stratifiés, séparées par la surface d'érosion messinienne. Par conséquent, l'unité inférieure est miocène et l'unité supérieure est d'âge plio-quadernaire. Dans les dépressions peu profondes et sur les hauts-fonds, la couverture sédimentaire n'est plus représentée par le Plio-Quadernaire et son épaisseur dépend clairement de la topographie du substratum. Les profils perpendiculaires à la marge montrent que les dépôts du Miocène biseauté contre le sommet du substrat rocheux à des distances plus ou moins proches de la côte actuelle et confirmer ainsi la relation entre la topographie du sous-sol et l'avancement ou le retrait de la sédimentation par rapport à la ligne de rivage. La carte isochrone du remplissage sédimentaire superposée à la carte géologique du Rif occidental confirme la continuité des structures précitées entre mer et terre.

VII. DISCUSSION

Grâce à l'interprétation des profils sismiques, il a été montré (Figs. 48 et 49) que la mer d'Alboran se distingue par l'existence, à l'Est du détroit de Gibraltar, d'un chenal pouvant atteindre, par endroits, 15 km de largeur et plus de 400 m de profondeur. En terme de longueur, il va de la sortie orientale du détroit, jusqu'au bassin algéro-baléare. Ces observations permettent d'avancer les hypothèses suivantes :

Le creusement d'un chenal d'une telle importance a, sans doute eu lieu alors que la mer d'Alboran était à sec et exposés à l'érosion. De plus, la durée de l'érosion devait être assez longue pour atteindre de telles proportions ;

Le fait que ce canal part de la sortie du détroit de Gibraltar, qui l'alimentait, jusqu'au bassin algéro-baléares suggère que le bassin Ouest-Alboran était moins

profond et légèrement incliné vers l'Est et que la Ride d'Alboran était encore au stade d'ébauche ;

Cela nous permet de penser que le détroit de Gibraltar, existait déjà au Miocène mais il serait peu profond. L'eau de l'Atlantique, qui y passait traversait le WAB pour se jeter dans le bassin algéro-baléare. Les quantités d'eau devaient être beaucoup plus petites et donc loin de pouvoir compenser l'évaporation.

Cette hypothèse permet d'expliquer plusieurs faits :

- Les grandes quantités de sels rencontrées en Méditerranée et qui ne s'expliquent pas par l'évaporation des seules quantités d'eau alors présentes dans une Méditerranée complètement isolée. Un approvisionnement en Atlantiques, à travers le détroit de Gibraltar, a permis toute au long du Messinien, une alimentation plus ou moins régulière des parties profondes de la mer Méditerranée, en eau et donc en sel. L'eau était fournie par le détroit de Gibraltar (déjà ouvert) mais avec un débit inférieur à l'évaporation.

- L'importance de l'érosion à l'Est du détroit de Gibraltar incompréhensible dans un contexte d'inondation rapide engendrant une montée d'eau d'environ 10 m/jour ([Garcia-Castellanos et al., 2009](#)) au Zanclean. Une inondation de cette importance protégerait, au contraire, relativement rapidement le fond de l'érosion. Il est donc nécessaire d'envisager une longue période d'exposition au cours de laquelle le creusement du chenal s'est produit.

- Le détroit de Gibraltar s'est ouvert au Miocène et a fonctionné comme un fleuve alimenté par l'atlantique et qui se déverse dans le bassin algéro-baléare, comme en témoigne le grand canyon visible sur les profils sismiques dans le bassin occidental de la mer l'Alboran. Les dimensions qu'il a atteint (largeur, profondeur et longueur) suggèrent, en même temps, un débit, une durée suffisamment importants et une érosion à l'air libre.

Au Zanclean, le débit du détroit augmente considérablement, peut-être en relation avec la transgression pliocène.

- Le modèle de circulation que nous connaissons maintenant s'installe plus

tard ; pendant le Zanclean. La transgression pliocène a permis l'inondation de la Méditerranée et la fin de la crise messinienne

Un autre événement très important se produit également au cours de cette période. Il concerne le début du soulèvement de la Ride d'Alboran et les bancs associés (Tofiño et Xauen) (Figure. 11). La Sismique réflexion montre qu'il s'agit d'une structure en fleur ([Bourgois et al., 1992](#)). Le forage pétrolier El Jebha, situé sur le banc Xauen, a traversé une série sédimentaire allant du Serravallien au Plio-Quaternaire, sans toucher le substratum.

Ces données, ajoutées au fait que, dans le Bassin Sud-Alboran, la base du remplissage sédimentaire remonte au Miocène supérieur, montrent que le Banc de Xauen faisait partie du bassin Ouest-Alboran et confirme également qu'il a été coupé du bassin puis soulevé, progressivement. Ce soulèvement progressif est attesté par les faciès sismiques convergents/divergents rencontrés sur les flancs de la Ride d'Alboran (Figure. 47a). Les nombreux séismes que connaît la Ride d'Alboran et leur magnitude qui dépasse parfois 6 témoignent d'une activité tectonique encore importante aujourd'hui. La Ride d'Alboran est un important élément morpho-structural qui conditionne la circulation des masses d'eau en mer d'Alboran mais aussi la sédimentation.

Depuis le Tortonien, la mer d'Alboran et sa périphérie se caractérisent par des bouleversements géologiques majeurs à l'origine de la morphologie actuelle et qui ont également impactée la mer Méditerranée dans son ensemble :

- Au Tortonien, la région est soumise à une inversion tectonique. L'une des principales conséquences en est la fermeture progressive des communications entre l'océan Atlantique et la Méditerranée et l'élargissement de la mer d'Alboran, par l'ouverture de son bassin sud et les bassins néogènes dans le Rif : les bassins de Boudinar et Melilla–Nador dans le Rif oriental et les petits bassins comme Martil et Laou dans le Rif occidental. La sismique réflexion montre que dans le Rif occidental, ces bassins appartiennent à une succession de grabens plus ou moins profonds séparés par des horsts et que le détroit de Gibraltar est

probablement l'un des ces grabens. L'ouverture de ces bassins y compris le détroit de Gibraltar remonte au Miocène comme le montre l'existence de l'épaisse série sédimentaire miocène dans le bassin de l'Oued Martil.

- Au Messinien, la Méditerranée a connu un assèchement progressif, par évaporation et par conséquent le dépôt d'épaisses séries de sels, en particulier dans ses parties profondes alors que les zones émergées sont le siège d'intenses érosion. La mer d'Alboran est également marquée par l'érosion de ses marges et le creusement de canyons devant certaines rivières et à la sortie Est du détroit de Gibraltar. Le canyon qui lui est attaché peut être suivi jusqu'au bassin algéro-baléare. La sismique réflexion montre qu'en face du détroit de Gibraltar, le canyon s'étend sur plus de 15 km de largeur et plusieurs centaines de mètres de profondeur.

La littérature disponible associant ce canyon à l'ouverture du détroit de Gibraltar qui, selon les mêmes travaux, s'est produite au Pliocène et à causé l'inondation rapide de la Méditerranée, ne permet pas d'expliquer l'importance de cette érosion. En effet les proportions spectaculaires que ce canyon atteint nécessitent suffisamment de temps et un débit d'eau suffisamment important pour atteindre une telle importance, cela ne peut s'expliquer par une alimentation en eau de l'Atlantique traversant la mer d'Alboran puis sèche et montrant une pente topographique vers l'est permettant le flux. Le flux des eaux de l'Atlantique vers la Méditerranée devrait être beaucoup moins important que le débit actuel, qui n'a été atteint qu'au Zanclean.

Notre hypothèse permet également d'expliquer l'importance des sels déposés dans les bassins méditerranéens situés à l'Est de la mer d'Alboran et dont l'importance nécessite l'évaporation de plus d'eau que la Méditerranée en contient actuellement. L'approvisionnement continu en eau pendant le Messinien serait fourni par le détroit de Gibraltar.

Au Pliocène, la montée du niveau de la mer, au Pliocène, permet le passage de plus d'eau atlantique à travers le détroit de Gibraltar et la ré-inondation de la mer

Méditerranée. En conséquence, la crise de salinité messinienne et l'érosion en Méditerranée prennent fin. La sédimentation reprend dans un nouveau contexte marqué par des changements morphologiques dus au soulèvement de la Ride d'Alboran et son impact sur la circulation générale des masses d'eau. Sur la marge Sud de la mer d'Alboran, la transgression permet d'envahir les bassins Néogènes. Une sédimentation pliocène s'en suit.

VIII. CONCLUSION

L'inversion tectonique qui se produit dans la partie occidentale de la chaîne alpine périméditerranéenne et la mer d'Alboran constitue un événement géologique majeur qui a affecté non seulement ce domaine, mais aussi toute la mer Méditerranée.

La compression de cette période a conduit à la fermeture des corridors Sud et nord qui alimentaient la Méditerranée avec l'eau de l'Atlantique. Il en résulte l'assèchement progressif de la Méditerranée et le dépôt de sels dans les bassins profonds de la mer Méditerranée. L'importance des séries de sel suggère que l'évaporation de quantités d'eau supérieures à celles de la Méditerranée actuelle.

Les quantités d'eau manquantes venaient probablement de l'Atlantique par le détroit de Gibraltar qui était déjà ouvert.

La découverte de séries sédimentaires pré-messinienes dans les bassins néogènes du Rif occidental (considérés par les anciens auteurs comme Pliocène), l'orientation de leurs axes identique à celle du détroit de Gibraltar et l'appartenance de ce derniers à une succession de dépressions et hauts-fonds, ajoutées au grand canyon qui le liait au bassin algéro-baléare sont autant d'arguments qui appuient cette hypothèse.

De plus, le débit des eaux de l'Atlantique à cette époque devrait être encore faible et, par conséquent, la quantité d'eau atlantique qui se déversait dans les parties profondes de la Méditerranée était inférieure aux pertes par évaporation. C'est au Zanclean que le débit traversant le détroit de Gibraltar augmente considérablement, et la Méditerranée est submergée plus ou moins rapidement.

Pendant cette période, la Ride d'Alboran et les bancs, de Xauen Tofiño, situés au SW se mettent progressivement en place. Sur les flancs de ces hauts-fonds, les sédiments organisés en configuration parallèle surmontée de séries convergentes-divergentes indiquent un premier soulèvement brutal suivi d'une phase mouvements verticaux relatifs réguliers qui se poursuivent aujourd'hui.

La première phase de soulèvement provoque le glissement de grandes masses de sédiments vers le Nord. Les dépôts chaotiques qui les caractérisent sont encore visibles dans le bassin occidental de l'Alboran, malgré l'érosion messinienne qui les a touchées.

L'inversion tectonique est donc une période pendant laquelle la mer Méditerranée, en général, et la mer d'Alboran et sa périphérie, en particulier, ont subi de très grands changements morphologiques et sédimentaires, dont les conséquences sur l'évolution ultérieure de la région sont indiscutables.

CHAPITRE III : REPARTITION SPATIALE DES SEDIMENTS

(résultats et interprétations)

I. REPARTITION SPATIALE DES SEDIMENTS DANS LE BASSIN OUEST-ALBORAN ET SA MARGE MAROCAINE

I.1. Introduction

Beaucoup d'études ont été consacrées à la mer d'Alboran. Elles ont porté, pour l'essentiel, sur l'évolution géodynamique et structurale de cet espace situé dans un contexte complexe entre les plaques Eurasienne et Africaine. Dans le bassin Ouest-Alboran (Figure. 53) la couverture sédimentaire n'a bénéficié que de peu d'études (Jurado et Comas, 1992 ; Bourgois et al., 1992 ; Comas et al., 1992 ; Soto et al., 1996 ; Soto et al., 2010 ; Comas et al., 1997 ; Booth-Rea et al., 2007 ; Iribarren et al., 2009 ; Medaouri et al., 2014) qui ont porté, pour l'essentiel sur la partie profonde du bassin. Elles ont de surcroît principalement concerné le remplissage plio-quaternaire plus accessible par la sismique réflexion haute résolution. Le travail que nous présentons est basé sur l'analyse des données de sismique réflexion réalisées sur la marge marocaine et le bassin Ouest-Alboran et compilés dans une base Kingdom-suite. La transformation du temps de propagation des ondes sismique en profondeurs est faite sur la base d'une vitesse moyenne de 2000m/s.

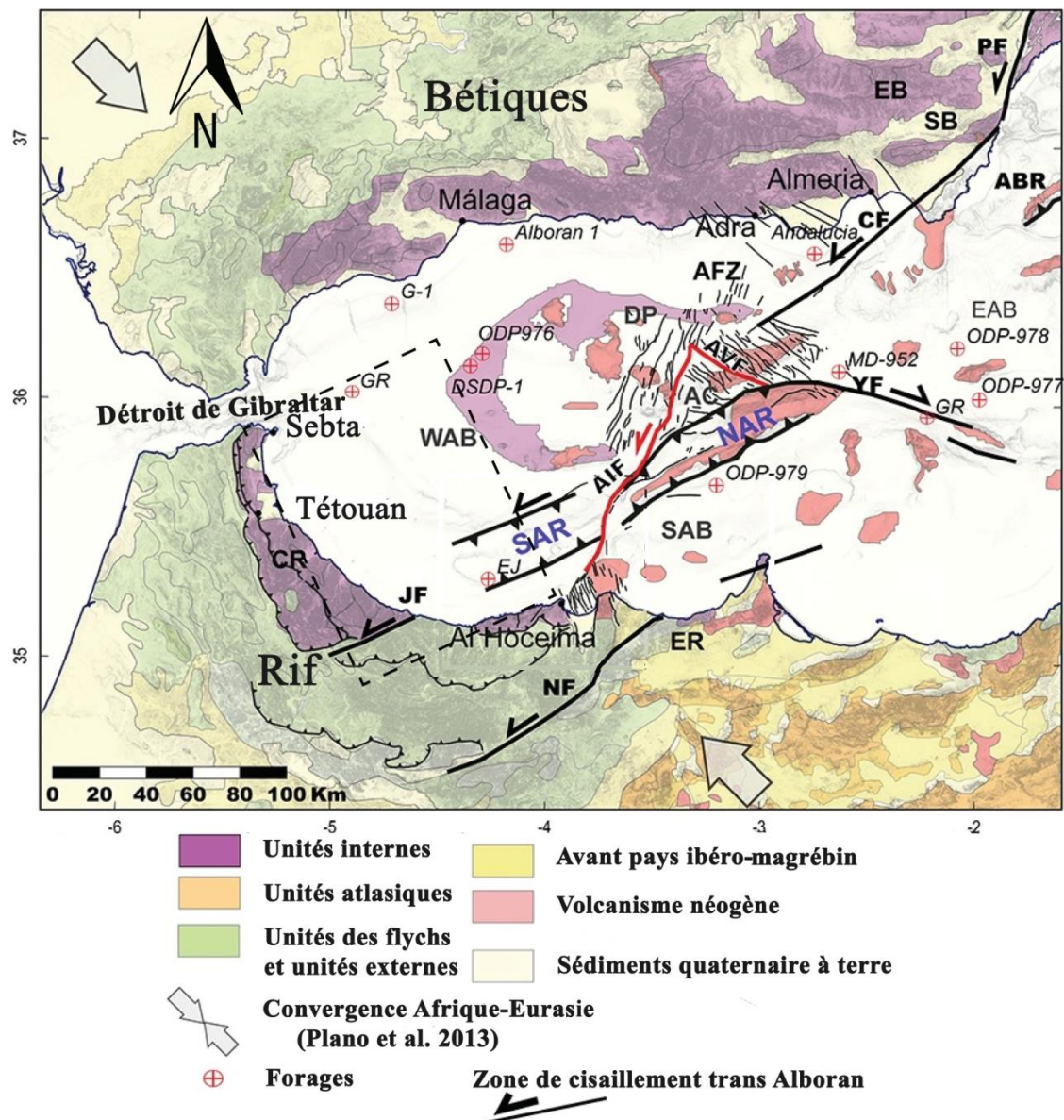


Figure 53 : Carte géologique de la Mer d'Alboran (Bourgeois et al., 1992 ; Comas et al., 1999 ; Leblanc et Olivier, 1984 ; Romagny et al., 2014 ; Lafosse et al., 2020) Modifiée. La carte montre une morphologie complexe répartie entre bassins et hauts-fonds. WAB : Bassin Ouest-Alboran ; EAB : bassin Est-Alboran ; SAB : bassin Sud-Alboran ; AC : Chenal d'Alboran ; AFZ : Zone de Failles Adra ; AVR : Faille d'Averroes ; ABR : Ride d'Abubacer ; CF : Faille de Carboneras ; CR : Rif central ; DJ : Plateau de Djibouti ; EB : Bétique orientale ; AIF : Faille AL-Idrissi ; ER : Rif Oriental ; JF : faille de Jebha ; NF : faille du Nekor ; SAR : Ride d'Alboran Sud ; SB : Bassin de Sorbas ; NAR : Ride d'Alboran Nord ; YF : Faille de Youssouf ; TASZ : La zone de cisaillement trans-Alboran indique le mouvement déduit pour la période Miocène supérieur - Pliocène. Les failles rouges sont la faille Al-Idrissi active actuelle et sa faille conjuguée Averroes.

I.2. Cadre morphologique

La mer d'Alboran se constitue (IOC-UNESCO) de trois bassins séparés par la Ride d'Alboran (Figure. 11) qui se prolonge vers l'Ouest par les bancs de Tofino

et Xauen. Ces deux ensembles présentent des orientations différentes : la Ride d'Alboran est formée par un ensemble de hauts-fonds alignés selon une direction NE-SW entre la marge marocaine et le bassin Est-Alboran, qui en constitue la seule partie émergée, les bancs de Tofino et Xauen, situés en face de la côte marocaine, montrent une orientation E-W.

La morphologie actuelle de la mer d'Alboran est la conséquence à la fois de l'héritage ancien et de l'évolution structuro-sédimentaire miocène et plio-quadernaire.

Récemment, la bathymétrie de la marge Nord a été précisée suite aux levées multifaisceaux ([Gràcia et al., 2006](#) ; [Ballesteros et al., 2008](#)). Au niveau de la marge méditerranéenne du Maroc, une opération similaire a été réalisée, en 2012, le long des Bokoyas et étendue, vers l'Est, jusqu' au large de Ras Tarf ([D'acremont et al., 2014](#) ; [Lafosse et al., 2018](#)).

Le bassin Ouest-Alboran, qui nous intéresse plus particulièrement (Figure. 11), se situe entre la Ride d'Alboran et les bancs de Xauen et Tofiño au SE et le détroit de Gibraltar au NW. Sa marge marocaine orientée NW-SE constitue le prolongement en mer du Rif occidental. Le bassin Ouest-Alboran ([Jurado et Comas 1992](#) ; [Bourgois et al., 1992](#) ; [Comas et al., 1992](#)) se présente comme une dépression (Figure. 11) parallèle à la marge marocaine. Sa profondeur maximum, d'environ 1500 m, se situe dans la partie SW, au pied de la Ride d'Alboran. La partie orientale est accidentée par de nombreuses remontées de socle acoustique, de nature essentiellement métamorphique. La jonction avec le Rif est faite par une marge qui ne montre pas une morphologie classique. En effet, une coupe bathymétrique, réalisée perpendiculairement à celle-ci, entre Cabo Negro et Martil (Figure. 54), montre que cette marge qui s'étend sur presque 50 km de largeur, se caractérise par une morphologie composée de quatre unités disposées en marche d'escalier. Il s'agit de :

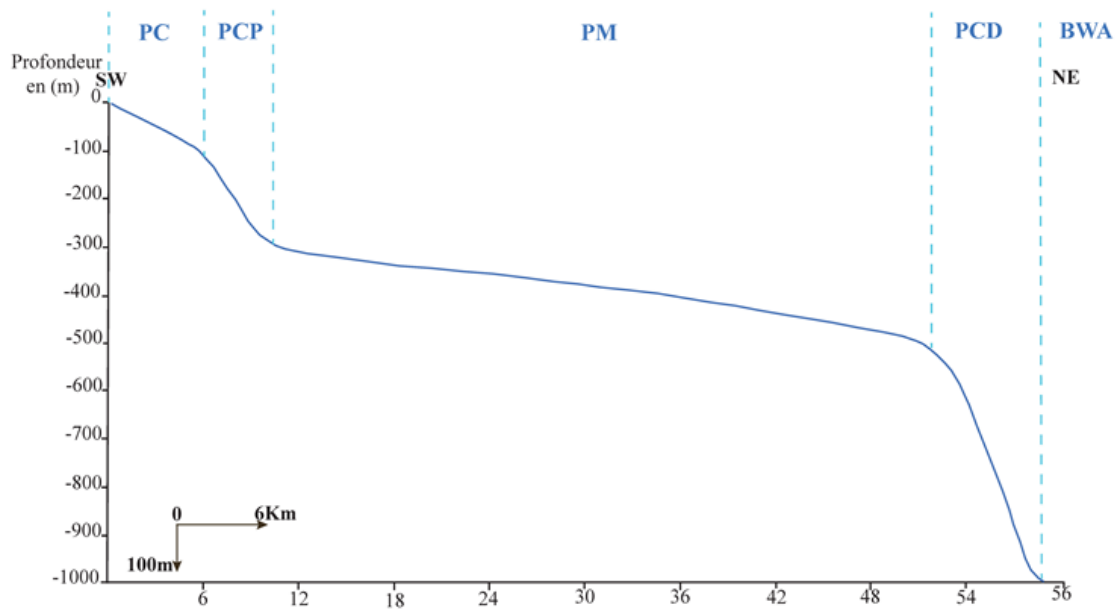


Figure 54 : Morphologie de la marge occidentale marocaine ; PC : Plateau Continental ; PCP : Pente Continentale Proximale ; PM : Plateau Marginal ; PCD : Pente Continentale Distale ; BWA : Bassin Ouest-Alboran.

- Une plateforme continentale (PC), large, en moyenne d'environ 8 km, située entre 0 et -120 m. Les irrégularités topographiques qui la caractérisent sont associées aux promontoires rocheux, qui s'avancent en mer, et au Canyon de Sebta, situé entre Cabo Negro et Sebta ;
- Une pente continentale (PCP), qualifiée de proximale, s'étend sur presque 3 km entre -120 m et -300 m ;
- Un plateau marginal (PM) qui, avec une largeur de 40 km, constitue l'unité morphologique dominante de la marge occidentale marocaine. Il est présent sur toute la marge méridionale du BWA entre -300 m à -500 m.
- La jonction avec le bassin est assurée par une deuxième pente (PCD = pente continentale distale) qui s'étendant entre -500 m et -1000 m sur environ 10 km.

I.3. Données et méthodes

Ce travail s'appuie sur l'exploitation d'une maille dense (Figure. 55) de profils de sismique réflexion industrielle 2D, collectés dans le cadre de la recherche pétrolière et académique. Il s'agit des profils MO75 réalisés par CHEVRON

OIL (1975) ; Shell (1975), BRPM (1980), ALBOMAR réalisés par ENIEPSA (1981), IZD et TSH réalisés par AMOCO OIL (1982 et 1983), et CAB réalisés par CONOCO PHILLIPS (2000 et 2001). La pénétration de la sismique étudiée atteint 8 secondes temps double pour les profils pétroliers les plus récents, ce qui permet de visualiser la totalité de la colonne sédimentaire. Le calage stratigraphique est fait à partir des forages pétroliers (Andalucia G-1) et ODP Pétroliers (Andalucia G-1) et ODP 976. De la marge espagnole et étendu à la marge marocaine grâce aux recoupements entre les données sismiques espagnoles et marocaines. Son extension à l'ensemble de la région est rendue possible grâce à la bonne continuité des réflecteurs sismiques et la densité de la maille disponible. Un autre repère stratigraphique, facilement reconnaissable dans toute la Méditerranée ([Auzende et al., 1971, 1975](#) ; [Mulder et Parry 1977](#) ; [Campillo et al., 1992](#) ; [Barber 1981](#) ; [Gorini 1993](#) ; [Guennoc et al., 2000](#) ; [Lofi et al., 2010](#) ; [Urgeles et al., 2011](#) ; [Comas et al., 1999](#) ; [Ben-Avraham et al., 1995](#) ; [Bertoni and Cartwright, 2007](#) ; [Lofi et al., 2011](#) ; [Gennesseaux et Lefebvre 1980](#) ; [Réhault et al., 1984](#) ; [Mauffret et al., 1978](#) ; [Maillard et al., 2006](#)), est utilisé ; il s'agit de la limite entre le Miocène et le Plio-Quaternaire. Sur la sismique réflexion, cette limite est soulignée par un réflecteur de forte amplitude et de bonne continuité générale et souvent surmonté par un faciès sismique relativement transparent. Il faut toutefois signaler que le forage El Jebha n'a pas été utilisé, parce qu'il a été planté sur le banc de Xauen où la stratification est très perturbée par la tectonique.

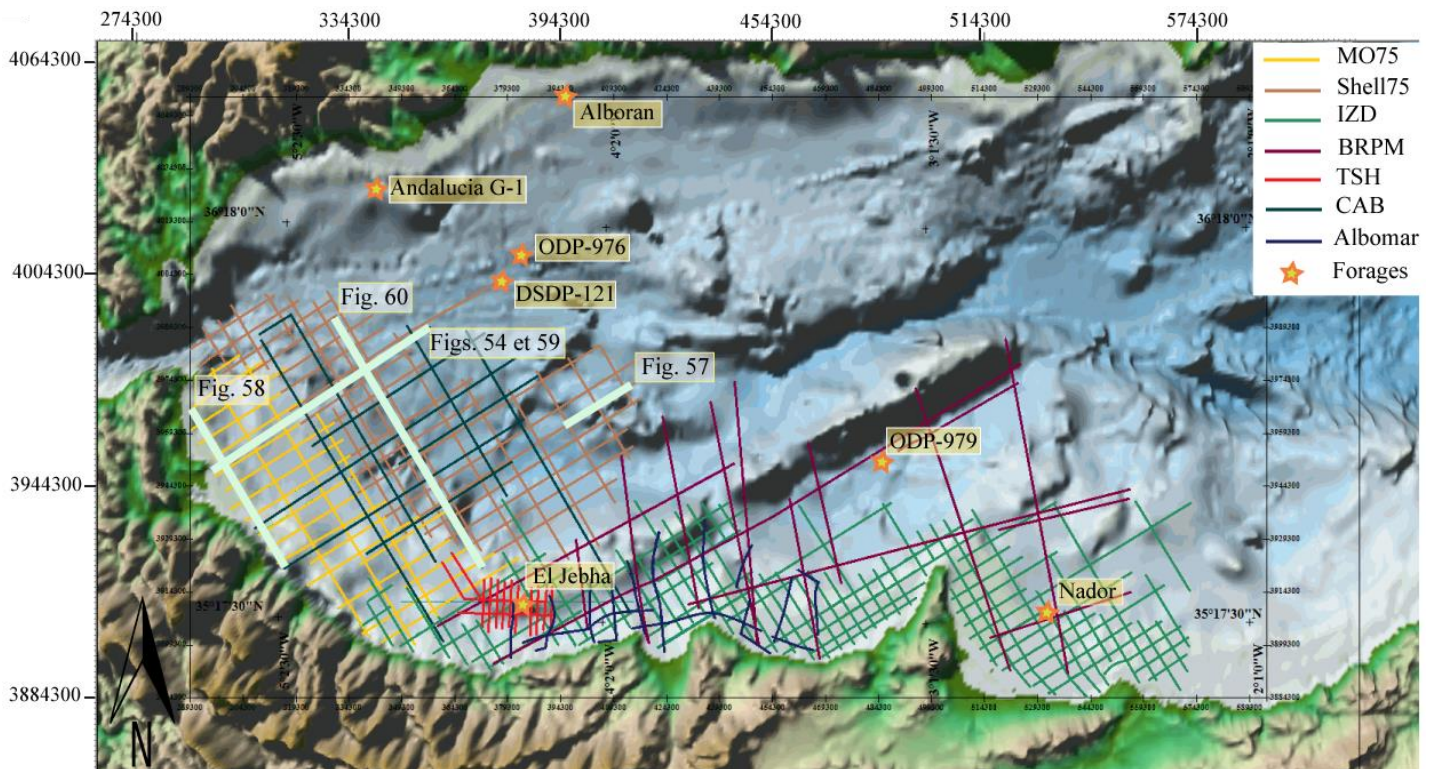


Figure 55 : Situation des profils sismiques disponibles sur la marge marocaine et forage en mer d'Alboran. Les données sismiques sont au format SEG Y et gérées par le logiciel Kingdom Suite.

Le but de cette étude est de montrer l'évolution dans l'espace et dans le temps de la couverture sédimentaire et de souligner les facteurs qui ont joué un rôle plus ou moins prépondérant dans cette organisation.

I.4. Le remplissage sédimentaire

Dans le bassin Ouest-Alboran le remplissage sédimentaire est connu dans ses grandes lignes (Jurado et Comas 1992 ; Bourgois et al., 1992 ; Comas et al., 1992). La couverture sédimentaire repose, ici, sur un socle métamorphique et son épaisseur était estimée à 8 km (Medaouri et al., 2014). L'accès aux données sismiques Conocco a permis de se rendre compte que le remplissage sédimentaire du bassin Ouest-Alboran est beaucoup plus important et peut dépasser localement 12 km d'épaisseur (Ammar et al., 2007). Cette épaisseur contraste avec celle rencontrée dans le bassin Sud-Alboran où elle ne dépasse pas 4 km (Comas et al., 1995 ; Booth-Rea et al., 2007 ; Mauffret et al., 2007,

Medaouri et al., 2012 ; Martínez-García et al., 2013).

La carte isopaque réalisée à l'échelle de la zone d'étude (Figure. 56) et les profils sismiques (Figures. 57 et 58) rendent compte d'une couverture sédimentaire très inégalement répartie : les centres de dépôt les plus importants occupent le fond du bassin Ouest-Alboran et la partie externe du plateau marginal, alors que sur le plateau continental marocain et les hauts-fonds, la couverture sédimentaire est globalement faible voire parfois absente. Les anciens travaux (Jurado et Comas, 1992 ; Bourgois et al., 1992 ; Comas et al., 1992) soulignaient un seul axe de dépôts orienté NNW-SSE comme celui de la province diapirique. La carte des isopaques (Figure. 56) fait ressortir un deuxième axe de dépôts qui relie oued Martil au chenal d'Alboran.

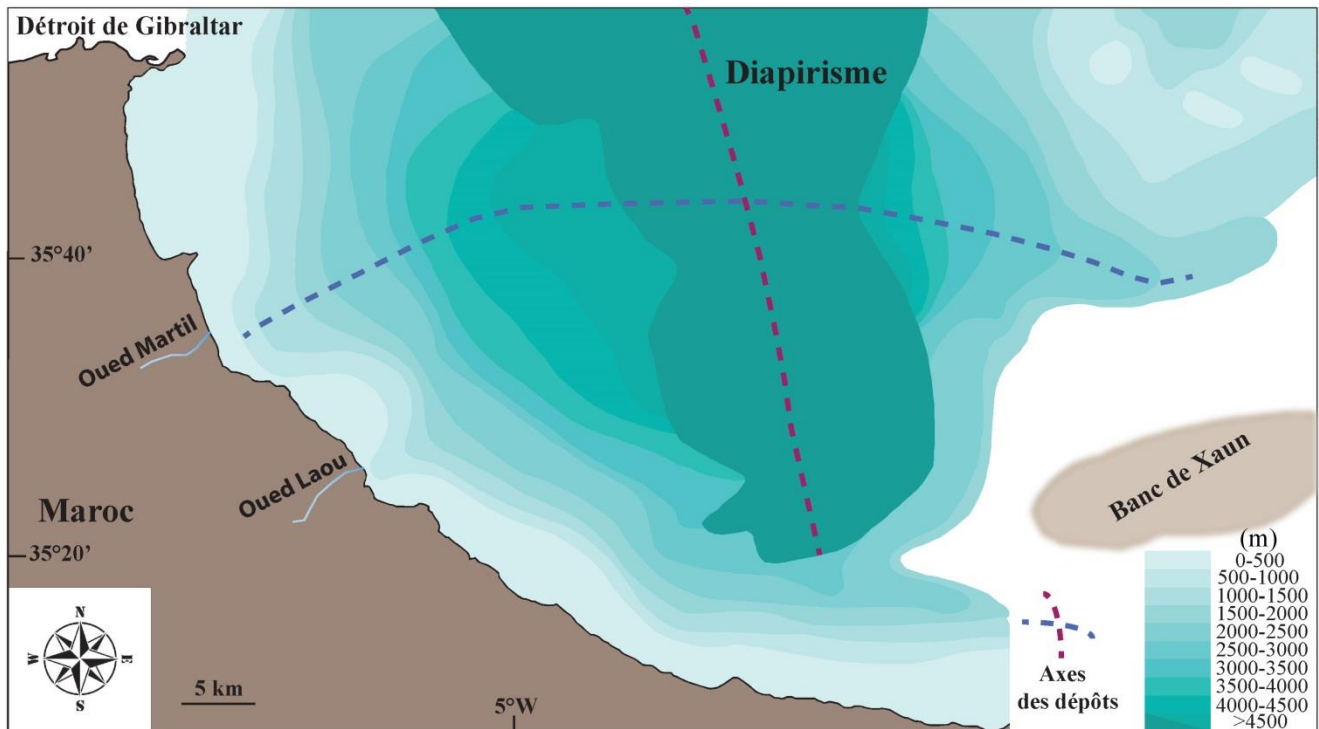


Figure 56 : Carte isopaque, effectuée à partir des profils sismiques, montrant la répartition spatiale du remplissage sédimentaire et l'orientation des centres de dépôts.

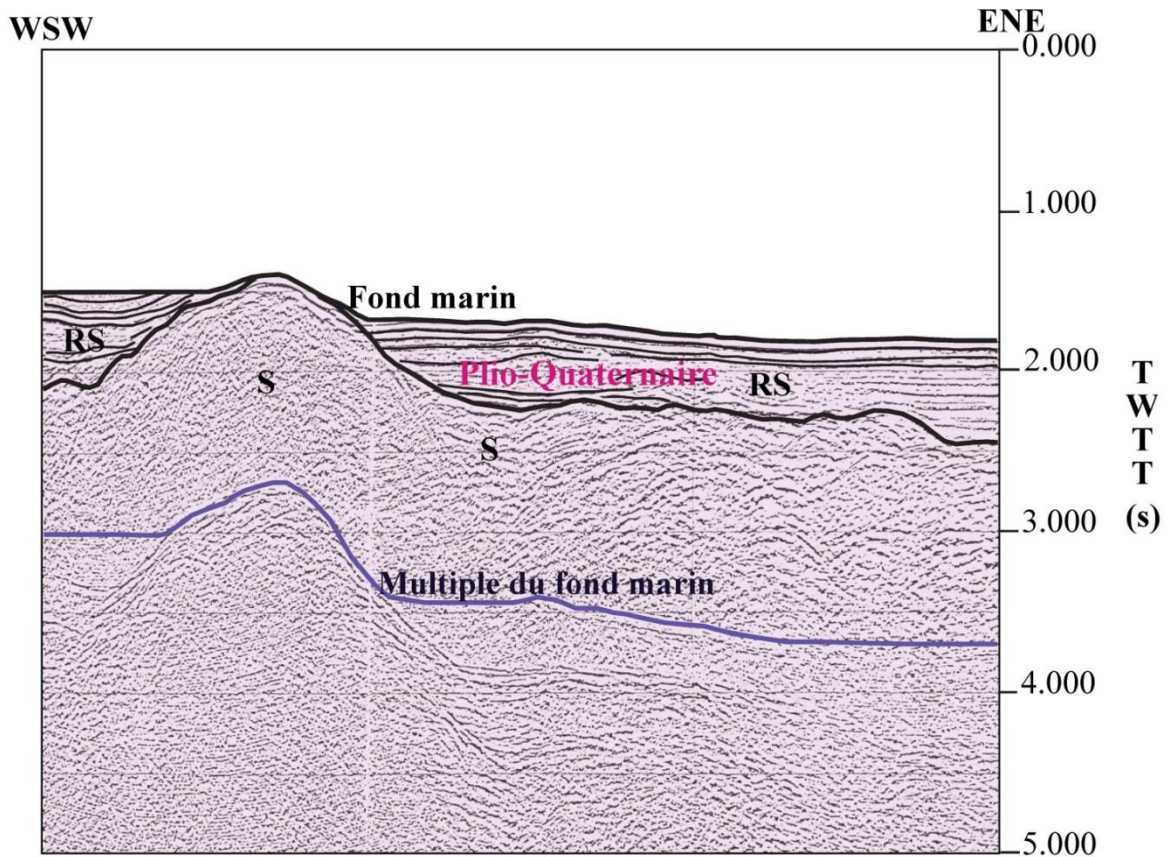


Figure 57 : Profil sismique (position Figure. 55) montrant l'absence ou la faiblesse des dépôts sédimentaires dans la partie orientale du bassin Ouest-Alboran. S : Substratum ; RS : Remplissage sédimentaire

Au niveau la plate-forme continentale, la carte isopaque et les coupes sismiques (Figures. 56 et 58) montrent une sédimentation discontinue dans la mesure où les dépôts, quasiment absents sur certains hauts-fonds, enregistrent une accumulation de plusieurs centaines de mètres dans le prolongement des bassins néogènes du Rif occidental (bassins d'oued Laou et oued Martil) attestant ainsi que la structuration tectonique du socle joue un rôle important dans la distribution des épaisseurs sédimentaires.

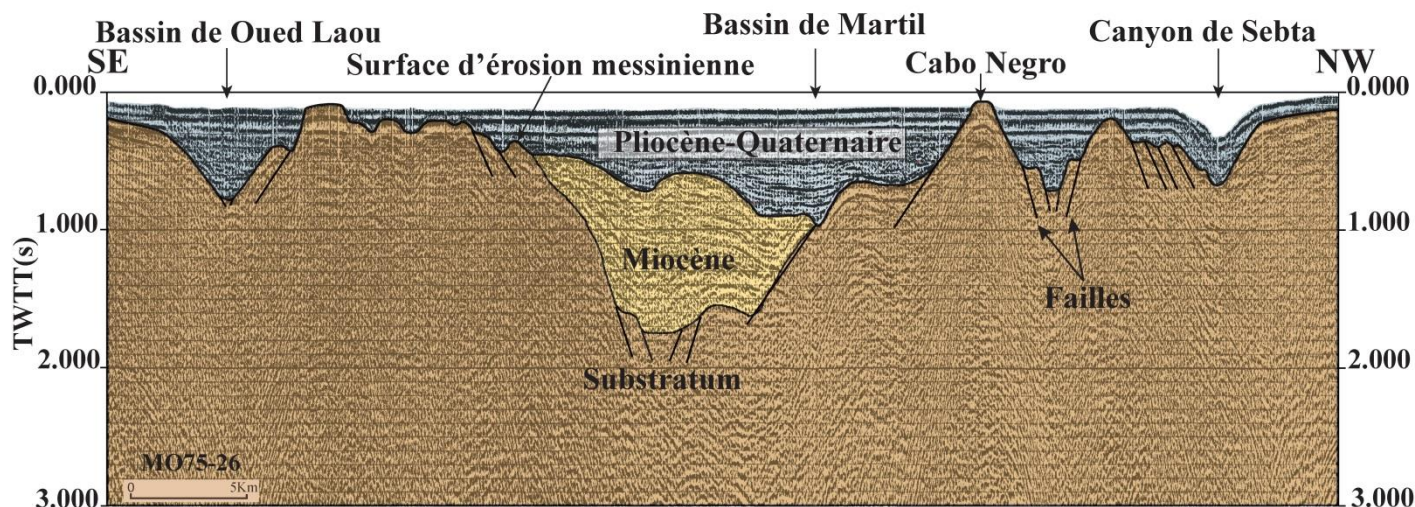


Figure 58 : Evolution des épaisseurs de la couverture sédimentaire sur le plateau continental : la coupe sismique (position Figure. 55) montre une structuration du substratum en horsts et grabens de profondeurs variables. A l'exception du graben de l'oued Martil ou elle comporte des dépôts miocènes et plio-quaternaires, la couverture sédimentaire représentée est réduite aux dépôts plio-quaternaires ou absente.

Plus au large, sur le plateau marginal (Figure. 54), la couverture sédimentaire s'épaissie rapidement (Figure. 59). La carte des épaisseurs, que nous avons établie (Figure. 56), montre un accroissement de la côte vers le centre du bassin. Elle passe de quelques dizaines de mètres sur la plate-forme interne à plus de 12 km dans le centre du bassin.

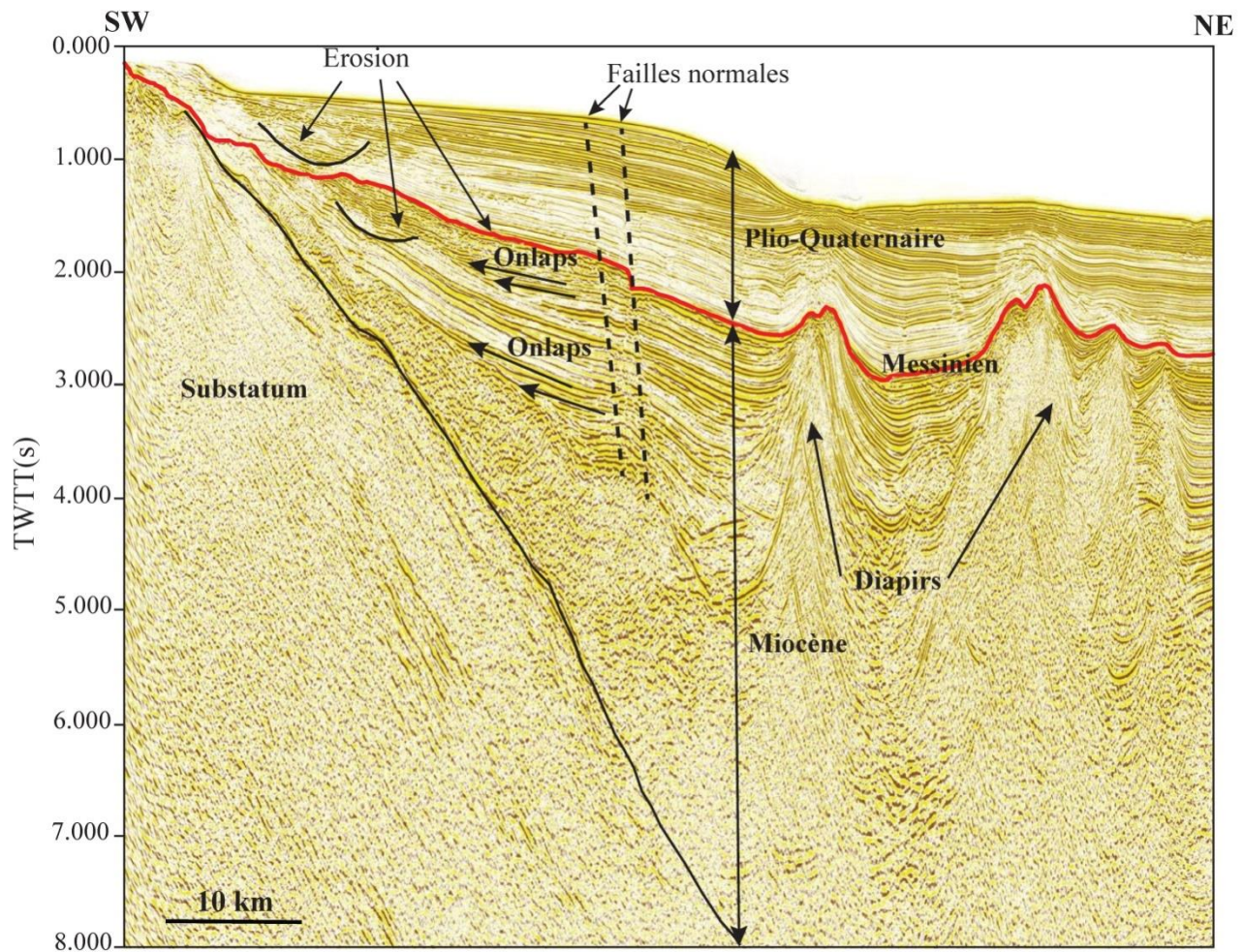


Figure 59 : Profil sismique (position Figure. 55) montrant la diminution de la couverture sédimentaire du bassin vers la côte et les principaux facteurs qui contrôlent son évolution tels que : la morphologie du substratum, les variations eustatiques du niveau marin (alternance de phases d'érosion et de séquences transgressives) ainsi que la mobilité latérale et verticale des dépôts argileux responsables du diapirisme et des failles qui affectent la couverture sus-jacente.

Cet épaissement brutal de la sédimentation s'accompagne de manifestations diapiriques au niveau du plateau marginal externe et surtout dans le bassin. Ces diapirs sont alimentés par les argiles du Burdigalien. La colonne sédimentaire comporte des séquences transgressives ou régressives les unes par rapport aux autres nettement visibles au niveau de la marge (Figure. 59). La colonne sédimentaire la plus complète ne se rencontre donc que dans le bassin. Elle va des argiles burdigaliennes ; constituant les sédiments les plus anciens de la mer d'Alboran jusqu'au séries quaternaires.

I.5. Discussion

Dans le bassin Ouest-Alboran, les premiers sédiments déposés sont attribués au Miocène inférieur ([Jurado et Comas, 1992](#)). Ils sont constitués d'argiles sous compactées, qui ont alimenté le champ diapirique (Figures. 56, 59 et 60) de la Mer d'Alboran. Ces argiles, présentes uniquement dans le bassin Ouest-Alboran, ont impacté à la fois l'évolution des épaisseurs et l'architecture des dépôts plus récents. En effet ces argiles ont fait l'objet de fluage latéral qui a causé une diminution de l'épaisseur sédimentaire sur les bordures. Le vide laissé par ce déplacement latéral des argiles est compensé par un effondrement de la couverture plus récente comme l'atteste la présence de failles normales visibles sur les profils uniquement dans la zone des diapirs. Au niveau du plateau marginal externe et du bassin, le fluage des argiles se fait vers le haut et rebrousse les séries sédimentaires traversées modifiant ainsi leur architecture.

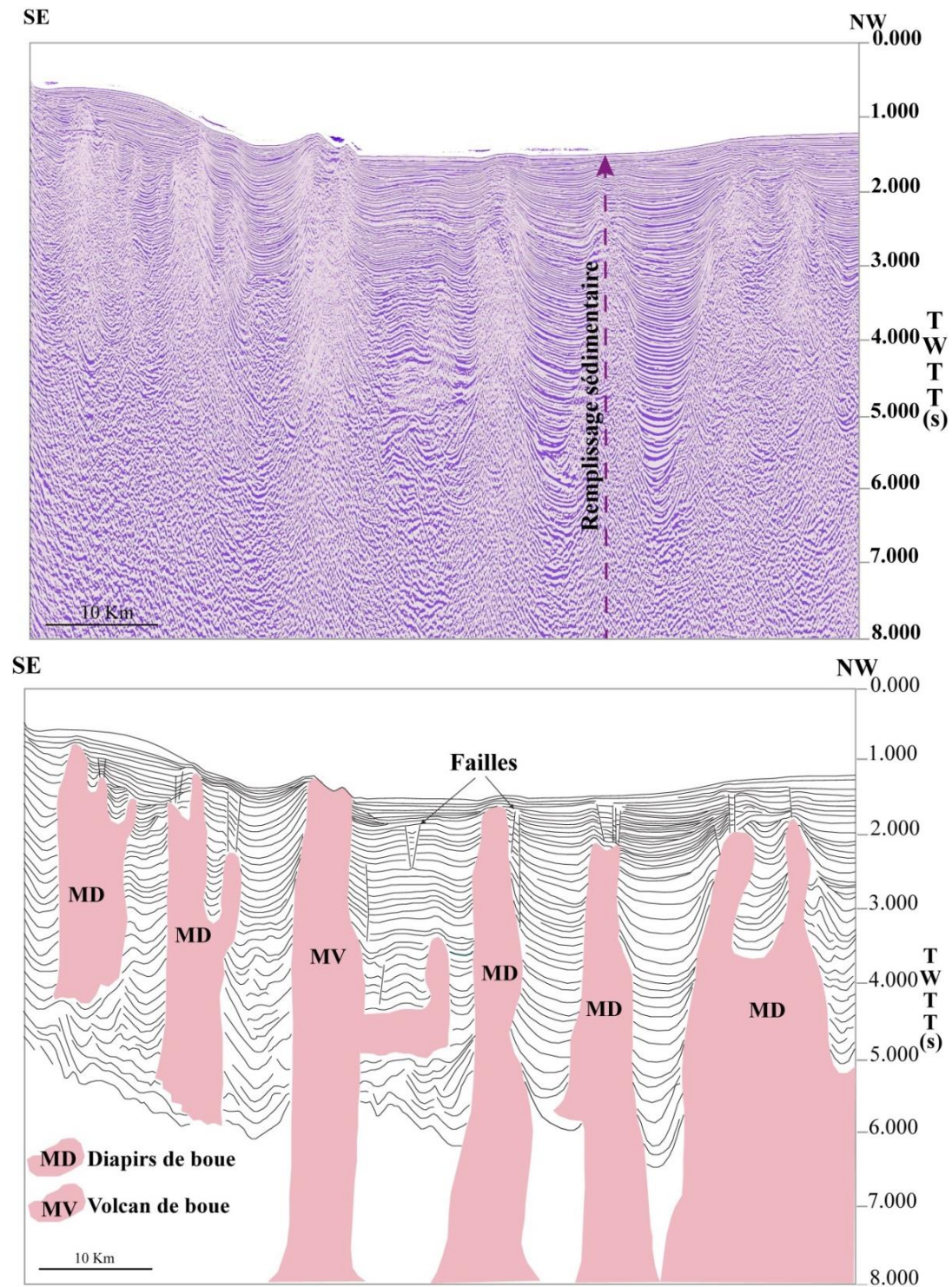


Figure 60 : Profil et Coupe sismique simplifiée (position Figure. 55) montrant l'importance de la couverture sédimentaire dans le bassin Ouest-Alboran. La base du remplissage sédimentaire, étant de nature argileuse, évolue en diapirs qui influencent l'architecture et la morphologie des dépôts plus récents.

La sismique réflexion industrielle montre (Figure. 60) que dans le centre du bassin, l'épaisseur de la couverture sédimentaire peut dépasser 12 km. Les travaux de Comas et al. (1992) y ont distingué six unités séparées par des discontinuités (Figure. 61) d'origine tectonique et/ou érosionnelle dont la plus remarquable est la surface d'érosion messénienne.

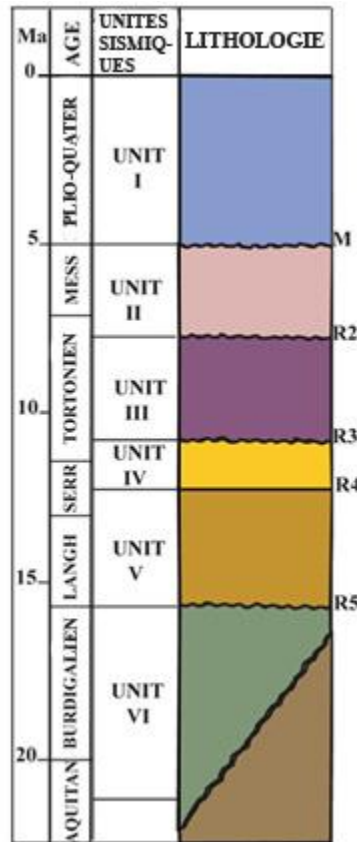


Figure 61 : Unités sismo-stratigraphiques et principales limites régionales d'après Jurado and Comas (1992) Modifiée. M : Discordance messinienne ; R : réflecteurs correspondant aux discordances majeures dans les sédiments.

Au niveau du bassin Ouest-Alboran et de la marge marocaine, la couverture sédimentaire est formée de dépôts miocènes et plio-quaternaires dans la partie distale (formée par le plateau marginal et la pente continentale distale). En Mer d'Alboran, l'érosion était la principale caractéristique pendant que les parties profondes de la Méditerranée recevaient des dépôts importants de sels. L'importance de l'érosion est également à l'origine de la disparition d'une partie plus ou moins importante du Tortonien.

Au niveau du plateau continental et de la pente continentale proximale, la série sédimentaire n'est plus représentée que par les dépôts plio-quaternaires (Figure. 59) sauf dans le prolongement du bassin de l'oued Martil où une sédimentation miocène est présente (Figure. 58). Ceci suppose que cette zone constituait un bras de mer occupant le graben le plus profond de cette zone.

En se basant sur les résultats susmentionnés et la comparaison avec la morphologie du substratum (Figure. 62) réalisée à partir des profils de sismique réflexion (Stich et al., 2003 ; Bufo et al., 2004 ; Akoglu et al., 2006 ; Biggs et al., 2006 ; Cakir et al., 2006 ; Stich et al., 2006 ; Serpelloni et al., 2007 ; Ammar et al., 2007), il ressort que la répartition des sédiments sur la marge Ouest méditerranéenne du Maroc est contrôlée essentiellement par cette dernière. En effet, les parties profondes abritent la série la plus complète et la plus épaisse.

L'axe de la sédimentation que les travaux antérieurs orientaient NNW-SSE n'est pas l'axe principal. La carte des isopaques révèle que l'axe allant de l'oued Laou au chenal d'Alboran est le plus important. Ceci indique probablement l'existence d'un couloir profond de même orientation.

En allant vers la côte, la série sédimentaire voit son épaisseur diminuer : les niveaux miocènes sont généralement absents soit parce qu'ils n'ont jamais été déposés soit parce qu'ils ont été érodés. L'explication la plus plausible reste le non dépôt vu que les terminaisons latérales des réflecteurs sismiques sont de type « onlap », ce qui traduit d'une part un phénomène transgressif et d'autre part un élargissement du domaine marin.

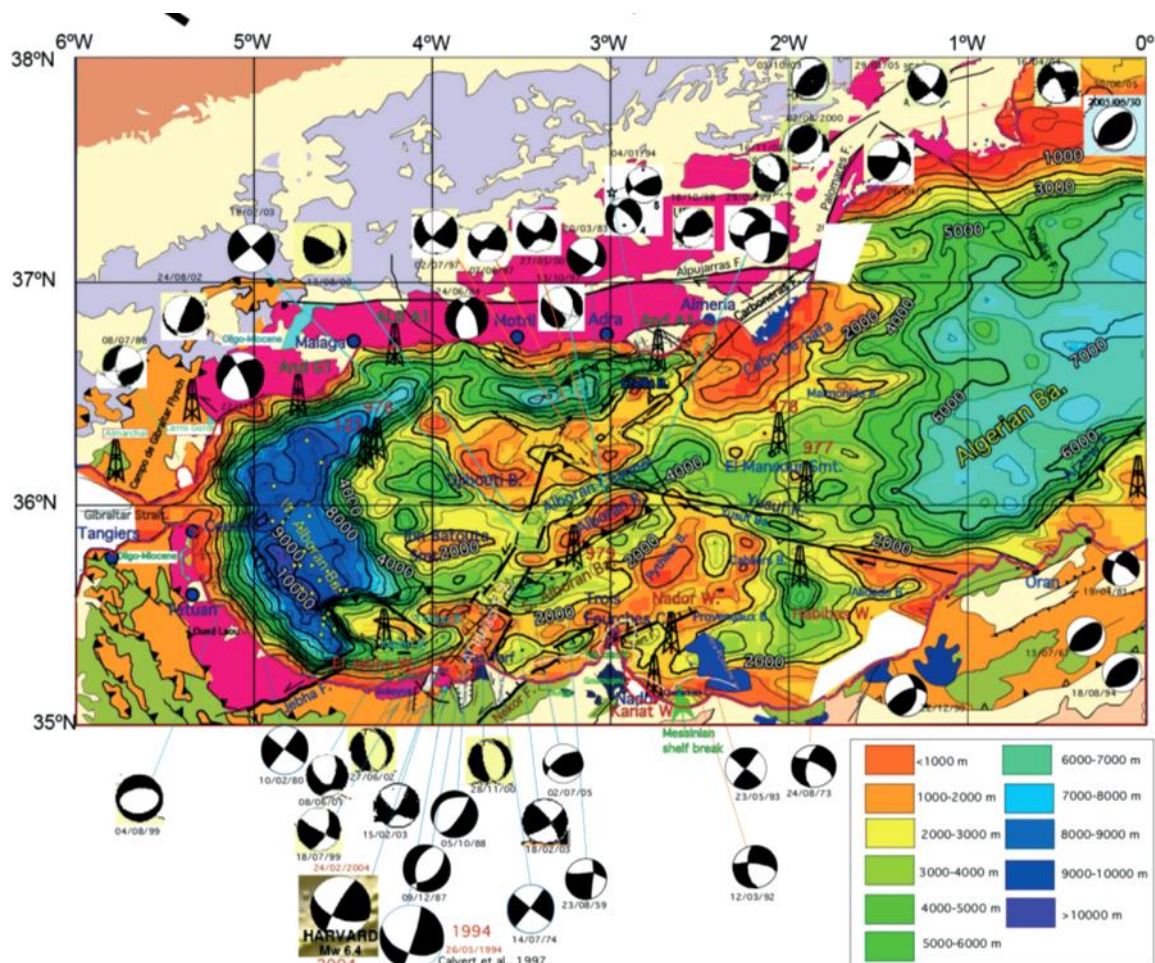


Figure 62 : Carte de la profondeur du substratum en Mer d'Alboran

(Stich et al., 2003 ; Buform et al., 2004 ; Akoglu et al., 2006 ; Biggs et al., 2006 ; Cakir et al., 2006 ; Stich et al., 2006 ; Serpelloni et al., 2007 ; Ammar et al., 2007).

La tectonique a dû jouer un grand rôle également dans cette répartition en conditionnant la morphologie du substratum, la fermeture des communications entre l'océan Atlantique et la mer Méditerranée (donc la CSM) puis leur rétablissement à travers le Déroit de Gibraltar et la structuration en horsts et grabens de la marge proximale (Benmarha et al., 2021). En plus de la tectonique au sens strict, une deuxième tectonique que nous appellerons « diapirique », enracinée dans la base du remplissage, structure la couverture plus récente. Son évolution latérale et verticale s'accompagne respectivement de failles verticales épidermiques au niveau de la marge et de déformations souples des séries traversées par les diapirs dans le bassin.

Les variations eustatiques du niveau marin sont un autre facteur qui a impacté la sédimentation. En dehors de la base argileuse chaotique, la série sédimentaire se caractérise par des unités transgressives séparées par des surfaces d'érosion dues aux bas niveaux marins. L'érosion généralisée et paroxysmale au Messinien devient localisées au Plio-Quaternaire et souvent en relation avec les oueds côtiers. La couverture sédimentaire est réduite sur le plateau continental actuel où elle n'est plus représentée que par les dépôts plio-quaternaires.

I.6. Conclusion

Depuis l'ouverture du bassin Ouest-Alboran au Miocène inférieur, il est le siège d'une sédimentation remarquable pouvant dépasser 12 km dans l'axe du bassin. Néanmoins, la répartition des dépôts et leur âge varient rapidement, surtout au niveau des marges. A l'échelle de la marge marocaine, l'épaisseur diminue progressivement du large vers la côte en se biseautant de la base vers le sommet.

Sur le plateau continental, son épaisseur se trouve très réduite et ne dépasse guère 500 m.

En raison du biseautage de la série sédimentaire, l'âge des dépôts est globalement de plus en plus récent en allant du large vers le continent. Mais les irrégularités topographiques du substratum sont à l'origine de certaines incursions comme c'est le cas au large de l'oued Laou.

Dans le bassin, les hauts-fonds sont surmontés par une série sédimentaire faiblement épaisse et dans certains cas sans aucune couverture sédimentaire.

Les nombreuses phases d'érosion qui ont caractérisé la région depuis le Messinien ont également conditionné la répartition des sédiments. Leurs actions et intensité varient aussi bien dans le temps que dans l'espace :

Dans le temps : l'érosion messinienne est la plus spectaculaire. Celle qui a marqué le Plio-Quaternaire est relativement moins forte.

Dans l'espace : nous avons constaté que l'érosion messiniennne se distingue par son caractère généralisé englobant le bassin et les marges et revêt une intensité

particulière en creusant des canyons au droit du détroit de Gibraltar et des oueds.

Par contre, les surfaces d'érosion plio-quaternaires sont présentes essentiellement dans les parties peu profondes de la marge.

Les principaux facteurs qui ont présidé au contrôle de la sédimentation sont :

- La distribution des épaisseurs sédimentaires est fortement influencée par la morphologie du substratum comme en atteste la corrélation entre dépressions et fortes épaisseurs d'une part et hauts-fonds et faibles épaisseurs d'autre part. Il est important de souligner que la morphologie, elle-même, est le résultat d'autres facteurs dont la tectonique et l'érosion.
- L'action des variations eustatiques de la tranche d'eau est un facteur prépondérant dans la détermination des épaisseurs sédimentaires. En effet les phases de dépôt et d'érosion correspondent respectivement aux hauts et bas niveaux marins.
- Et enfin la quantité et la qualité des sédiments : la nature argileuse des sédiments les plus anciens (Burdigaliens) du bassin Ouest-Alboran Influence l'architecture des corps sédimentaires par son comportement diapiriques la répartition des diapirs, quant à elle, est tributaire des épaisseurs des sédiments qui surmontent le réservoir argileux.

II. REPARTITION SPATIALE DES SEDIMENTS DANS LE BASSIN SUD-ALBORAN ET SA MARGE MAROCAINE

Cette zone se caractérise par une sédimentation qui s'accroît globalement de la côte vers le large. Dans le détail, au niveau de la plate-forme actuelle l'épaisseur sédimentaire est relativement faible <100m (Figure. 63). La zone marquée par cette épaisseur forme une bande étroite au tour du cap des Trois Fourches et s'élargit dans le centre de la baie de Bétoya.

Dans sa partie occidentale, elle semble se rétrécir en suivant la faille de Nékor à l'intérieur du bassin de Boudinar.

À partir de la pente continentale actuelle, l'épaisseur des sédiments s'accroît d'abord rapidement jusqu'à 600 m, au-delà on assiste à l'apparition de zones de

faible épaisseur coïncident avec la Remontée de hauts-fonds volcaniques organisés sous-forme d'une ride de direction NE-SW entre Ras-Tarf et Cap des Trois Fourches.

Cette ride est interrompue par des couloirs où les sédiments s'épaississent régulièrement jusqu'à atteindre des valeurs dépassant 1600 m dans la zone étudiée (Figure. 63).

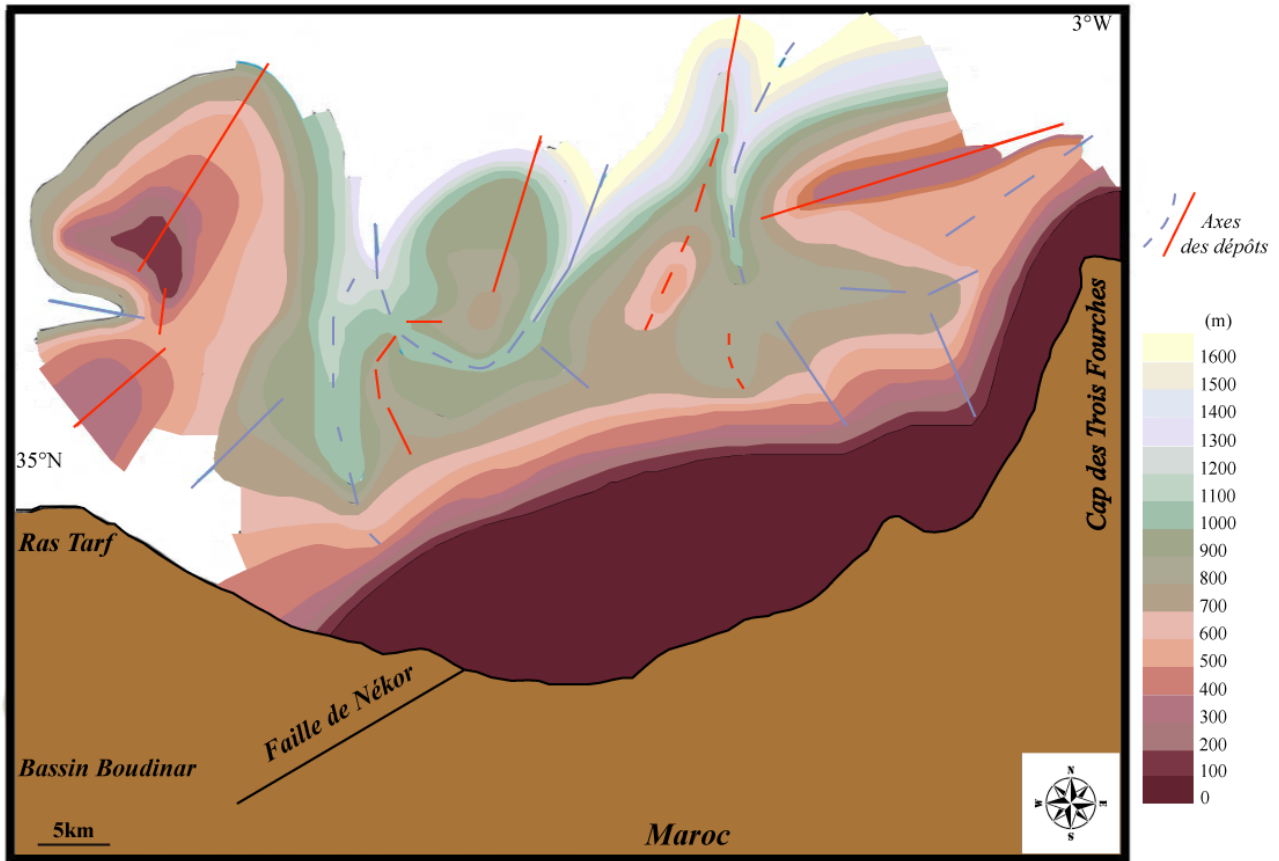


Figure 63 : Carte isopaque du bassin Sud-Alboran et sa marge marocaine, effectuée à partir des profils sismiques, montrant la répartition spatiale du remplissage sédimentaire et l'orientation des centres de dépôts

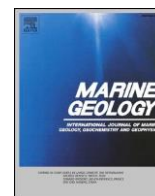
CHAPITRE IV: DISTRIBUTION AND ORIGIN OF SUB-MARINE LANDSLIDES IN THE ACTIVE MARGIN OF THE SOUTHERN ALBORAN SEA (WESTERN MEDITERRANEAN SEA) (*résultats et interprétations*)

Marine
Geology
445 (2022)

Contents lists available at ScienceDirect

Marine Geology

journal homepage: www.elsevier.com/locate/margo



Distribution and origin of submarine landslides in the active margin of the southern Alboran Sea (Western Mediterranean Sea)

E. d'Acremont^{a,*}, S. Lafuerza^a, A. Rabaute^a, M. Lafosse^a, M. Jollivet Castelot^a, C. Gorini^a, B. Alonso^b, G. Ercilla^b, J.T. Vazquez^c, T. Vadorpe^{d,e}, C. Juan^{b,f}, S. Migeon^g, S. Ceramicola^h, N. Lopez-Gonzalez^c, M. Rodriguezⁱ, B. El Moumni^j, O. Benmarha^k, A. Ammar^k

^a Sorbonne Université, CNRS-INSU, Institut des Sciences de la Terre Paris, ISTeP, F-75005 Paris, France

^b Instituto de Ciencias del Mar, CSIC, 08003 Barcelona, Spain

^c Instituto Español de Oceanografía (IEO), C.O. Málaga, 29640 Fuengirola, Málaga, Spain

^d Flanders Marine Institute (VLIZ), Wandelaarkaai 7, 8400 Oostende, Belgium

^e Department of Geology, Ghent University, Krijgslaan 281 S8, 9000 Gent, Belgium

^f Instituto Español de Oceanografía (IEO), C.O. Cádiz, 11006 Cádiz, Spain

^g Géoazur, Université de Nice-Sophia Antipolis-CNRS-OCA, France

^h National Institute of Oceanography and Applied Geophysics - OGS, 34010 Sgonico, TS, Italy

ⁱ Laboratoire de Géologie, Ecole normale supérieure, PSL Research University, CNRS UMR 8538, 24 rue Lhomond, 75005 Paris, France

^j Université Abdelmalek Essaadi, Morocco

^k Université Mohammed V-Agdal, Rabat, Morocco

ARTICLE INFO

Editor: Michele Rebesco

Keywords:

Alboran Sea
Submarine landslides
Triggering and preconditioning factors
Slope stability analysis
Seismic reflection
Morphostructural analysis
Al Idrissi fault zone

ABSTRACT

Earthquakes are the most commonly cited cause of offshore slope failure, followed by high sedimentation rates and ensuing pore pressure build-up. In the South Alboran Sea, the moderate seismicity ($M_w = 6.4$) of the strike-slip Al Idrissi Fault Zone does not appear to control directly the landslides distribution. To provide a preliminary geohazard assessment, we characterized the spatial distribution, the volume and the ages of the submarine landslides from multibeam and seismic reflection data in the southern part of the Alboran Sea. Since the Quaternary numerous submarine landslide processes have affected the marine sedimentary cover with volumes of the mass transport deposits (MTD) estimated between 0.01 and 15 km³. West of the Al Idrissi Fault Zone, along the South Alboran Ridge's northern flank, the distribution of the MTD follows the SW-NE bank and ridge trend that correlates with blind thrusts and folds covered by a plastered contourite drift. A pockmark field, related to fluid escape, is visible near landslide scars where the contourite drift is relatively thicker. In this area, landslide scars occur on variable slopes (2–24°) and their associated MTDs show variable decompacted volumes (0.01–10 km³). East of the Al Idrissi Fault Zone, between the Alboran Ridge and the Pytheas Bank, the mapped MTDs have uneven volume. The smaller ones (<1 km³) have their slide scars on steep slopes (>10°), whereas those of the largest ones (3–15 km³) occur on gentler slopes (<5°).

These observations and a slope stability analysis suggest that the combination of seismic shaking, blind thrusts activity, relatively high sedimentation rate of contourite deposits with potential weak layers, and fluid escape dynamics are likely the main controlling mechanisms. These causal factors would explain the concentration of landslide head scarps at the edge of the thickest parts of the contourite drifts (i.e. crest). Slides may have been controlled locally by fluid overpressures in line with blind thrusts. Additionally, low to moderate seismicity potentially triggered by nearby faults might regionally have played a role in destabilising the landslides since 1.12 Ma (Q2 unit), which coincides with the propagation of the Al Idrissi Fault Zone in the southern Alboran Sea.

* Corresponding author.

E-mail address: elia.dacremont@sorbonne-universite.fr (E. d'Acremont).

<https://doi.org/10.1016/j.margeo.2022.106739>

Received 15 August 2021; Received in revised form 19 January 2022; Accepted 27 January 2022

Available online 3 February 2022

0025-3227/© 2022 Elsevier B.V. All rights reserved.

1. Introduction

Submarine landslides, encompassing all forms of submarine slope failures, may translate into the destruction of seabed infrastructures and coastal areas' collapse into the sea. They can mobilize up to thousands of km³ of seafloor material (e.g. Storegga Slide, 8200 years ago; Hafliðason et al., 2004; Calvès et al., 2015), volumes that are substantially larger than their subaerial counterparts (Dussauge et al., 2003; Urgeles and Camerlenghi, 2013). Mobilization of seafloor volumes may trigger tsunamis (e.g., Papua-New Guinea in 1998, Tappin et al., 2001) and submarine cable breaks (e.g., Taiwan in 2006, Marle, 2007; Carter et al., 2014).

Mediterranean coasts have a history of tsunamis caused by submarine landslides (Nice in 1979, Dan et al., 2007; Gioia Tauro in 1977, Colantoni et al., 1992; Stromboli in 2002, Chiocci et al., 2008; among others). Earthquakes can generate submarine landslides and tsunamis (Messina in 1908, Valensise and Pantosti, 1992; Amorgos in 1956, Okal et al., 2009; Gioia Tauro landslides in 1977, Zaniboni et al. 2014; Boumerdès in 2003, Alasset et al., 2006; Cattaneo et al., 2012). A recent event of earthquakes generating submarine landslide and tsunami has

recently been documented on the Samos Island and Izmir coast (October 2020; Triantafyllou et al., 2021). In the southern part of the Alboran Sea, two studies, the ~1 km³ Alborani (Macías et al., 2015) and the ~2 km³ Xauen (Rodríguez et al., 2017) submarine slides, model the tsunami-genic potential at the Moroccan coastline and suggest local run-ups in the order of 1 m. These results illustrate that small submarine landslides would flood densely populated coastal cities in Spain and Morocco, demonstrating a regional geohazard. These examples illustrate that offshore landslides represent an important risk for the Mediterranean coastal communities, industry, and offshore infrastructure. The Spanish and Moroccan Mediterranean coasts hold several environmentally protected areas (UNEP/MAP, 2015), important maritime transport routes, and have great potential for aquaculture zones (e.g., in the Al Hoceima area, Nadal et al., 2018). The increasing number of infrastructures and population (expected to grow by 75% by 2025, UNEP/MAP/MED POL 2012) make the assessments of submarine landslide geohazards a key condition for their safe and sustainable development.

In the Alboran basin, tectonics, deep water currents and sea-level changes shaped the seafloor into its present-day topographic complexity with structural highs and depressions enclosed within a

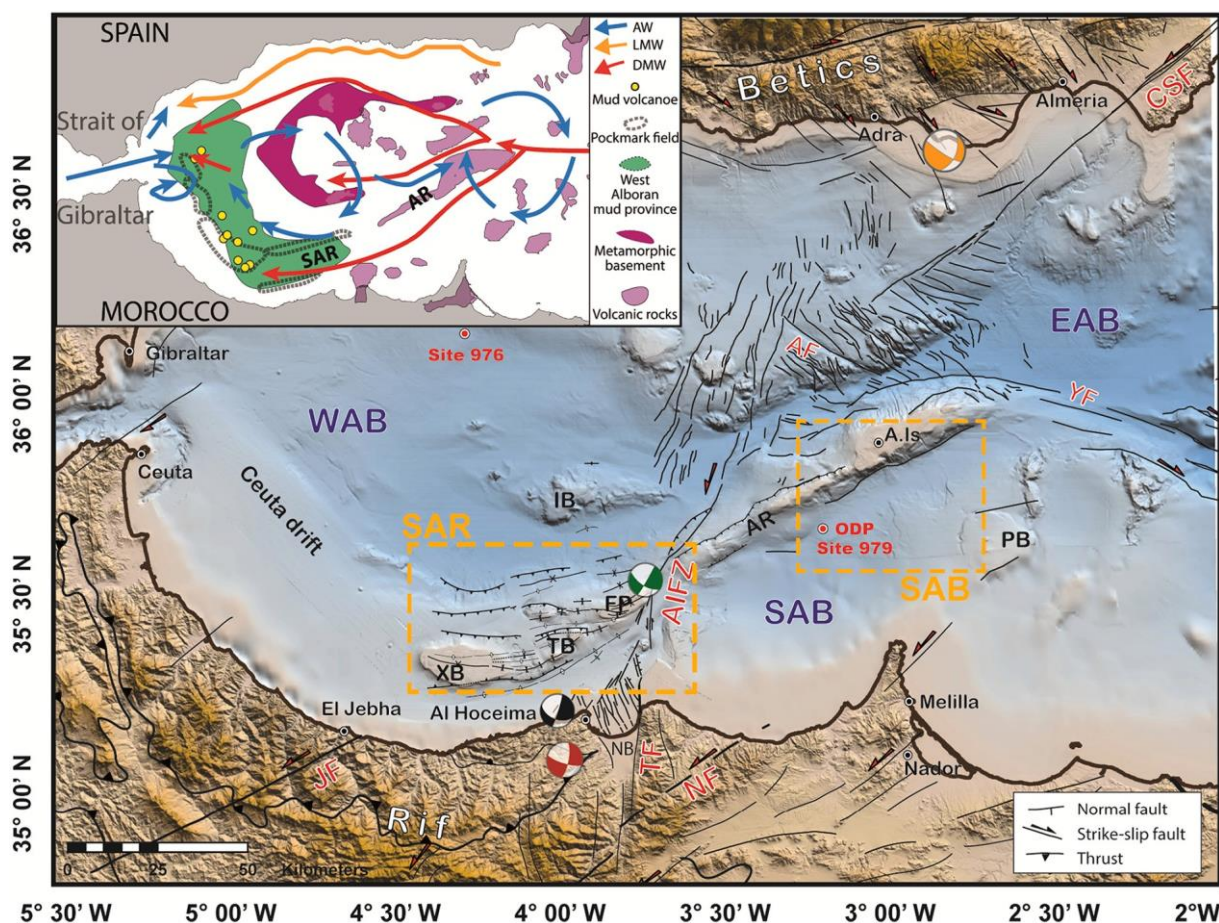


Fig. 1. Bathymetric map of the Alboran Sea showing the structural features of the area. Shaded bathymetry from compilation of ISTEP and CSIC multibeam cruises with GEBCO 2014 database, topography from SRTM database. Focal mechanism in black: 1994 main shock (El Alami et al., 1998; Biggs et al., 2006). Focal mechanism in red: 2004 main shock (van der Woerd et al., 2014). Focal mechanism in green: 2016 main shock (Kariche et al., 2017; Medina and Cherkaoui, 2017). Focal mechanism in orange: Location and moment tensor solution obtained for the 1910 Adra Earthquake from Stich et al. (2003). AF, Averroes Fault; AIFZ, Al Idrissi Fault Zone; A.Is, Alboran Island; AR, Alboran Ridge (Alboran ridge thrust front, ARTF); CSF, Carboneras Serrata Fault; EAB, East Alboran Basin; FP, Francesc Pages Seamount; IB, Ibn-Batouta Bank; JF, Jebha Fault; NB, Nekor Basin; NF, Nekor Fault; PB, Pytheas Bank; SAB, South Alboran Basin; SAR, South Alboran Ridge; TB, Tofiño Bank; WAB, West Alboran Basin; XB, Xauen Bank; YF, Yusuf Fault. Orange dashed areas SAB and SAR correspond to the two key sites of this study (South Alboran Basin and South Alboran Ridge respectively). Offshore structural features from Estrada et al. (2017); d'Acremont et al. (2020). Inset: water currents between Mediterranean Sea and Atlantic Ocean and main features of the basement. The arrows representing water masses are from Ercilla et al. (2019); AW, Atlantic Water; LMW, Light Mediterranean intermediate Water; DMW, Dense Mediterranean Water. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

relatively small area ($\sim 50,000 \text{ km}^2$) (e.g. [Ercilla et al., 2016](#); [Estrada et al., 2018](#)) ([Fig. 1](#)). Seafloor observations show the occurrence of landslides that have been related to seismic faults ([Estrada et al., 2018](#); [Galindo-Zaldivar et al., 2018](#)), fluid dynamics and contourite deposition ([Somoza et al., 2012](#)). Most of the recent seismicity (e.g., [Gràcia et al., 2019](#)) concentrates along the NNE-SSW Al Idrissi Fault Zone (AIFZ), which crosses the whole basin. In line with the seismogenic AIFZ, earthquake shaking could be considered as the main potential triggering mechanism of slope failures ([Galindo-Zaldivar et al., 2018](#)). However landslides are scarce in the most active area ([Figs. IIA, B](#)) and localize far from the Al Idrissi seismogenic zone merely along a NE-SW E-W folds and faults belt called the Alboran Ridge and the South Alboran ridge ([Fig. 1](#), AR and SAR respectively; [Lafosse et al., 2020](#)).

Sediment core studies reveal large variability in texture and geotechnical properties in the Alboran Basin with strong variability in the grain size of the contourite deposits ([Baraza et al., 1992](#); [Ercilla et al., 2021](#)). Stability analysis suggests that the sediment is stable under static gravitational loading but potentially unstable under seismic loading ([Baraza et al., 1992](#)).

Except in the northern part of the Alboran Basin ([Casas et al., 2011](#); [Alonso et al., 2014](#)), most of the submarine landslides' geometries and chronologies are yet to be described, and their causal factors still remain poorly known. The triggering and preconditioning factors causing the submarine landslide spatial distribution is still unresolved ([Fig. IIA, B](#)).

To provide a preliminary geohazard assessment, we characterized the spatial distribution, the volume and the ages of the submarine landslides from multibeam and seismic reflection data in the southern part of the Alboran Sea. We focus the discussion on the triggering and preconditioning factors, in particular with regards to slope steepness, fluid escapes, tectonic features and earthquakes by performing morpho-structural and slope stability analysis. Our data reveal that submarine landslides occurred repetitively throughout the Quaternary, notably after a tectonic reorganization of the Alboran Basin from 1.12 Ma.

2. Geological setting

The Alboran Sea was formed due to westward Tethyan slab retreat ([Calvert et al., 2000](#); [Jolivet et al., 2008](#); [Platt et al., 2003](#); [Spakman and Wortel, 2004](#); [Do Couto et al., 2016](#); [d'Acremont et al., 2020](#)) within a compressive context of the African-European convergence since the end of the Oligocene ([Comas et al., 1999](#); [Gutscher et al., 2002](#); [Jolivet et al., 2009](#); [Mauffret et al., 2007](#); [Mauffret et al., 1992](#)). Above the metamorphic and volcanic basement, a thick Miocene depocenter is located in the western basin where mud volcanoes and other shale tectonic processes affect the seafloor ([Fig. 1](#)) ([Pérez-Belzuz et al., 1997](#); [Comas et al., 1999](#)).

From the Tortonian onward, compressive tectonics reactivated extensional and strike-slip structures ([Estrada et al., 1997](#); [Martínez García et al., 2017](#); [d'Acremont et al., 2020](#)). Since the start of this tectonic inversion, 9 Ma ago, the topographic highs directed the water masses circulation and the location and geometry of contouritic systems ([Juan et al., 2016](#); [Lafosse et al., 2020](#); [d'Acremont et al., 2020](#)). Since 5.33 Ma and the end of the Messinian Salinity Crisis, the interaction between tectonic activity (i.e. thrust and fold growths, seismicity) and the formation of contourite systems and seamounts explain the morphological features of the seafloor ([Figs. I and III](#)) ([Juan et al., 2016, 2020](#)). Contourite drifts such as the 650 m thick Sebta drift ([Fig. 1](#)) are building up in the southern Alboran Sea due to the interaction of the Dense Mediterranean Waters (DMW [Fig. 1](#); which comprise the lower Tyrrhenian Dense Waters and Western Mediterranean Deep Waters), that accelerates toward the Strait of Gibraltar, and of the Modified Atlantic Water current (AW [Fig. 1](#); [Ercilla et al., 2015](#); [Juan et al., 2016](#); [Ercilla et al., 2019](#)). Contourite systems formed when the Gibraltar Strait opened ([Ercilla et al., 2002](#); [Juan et al., 2016](#)). In response to the continuous influence of Mediterranean water masses after the opening of the Strait of Gibraltar ([Juan et al., 2016](#)), contourite drifts (plastered,

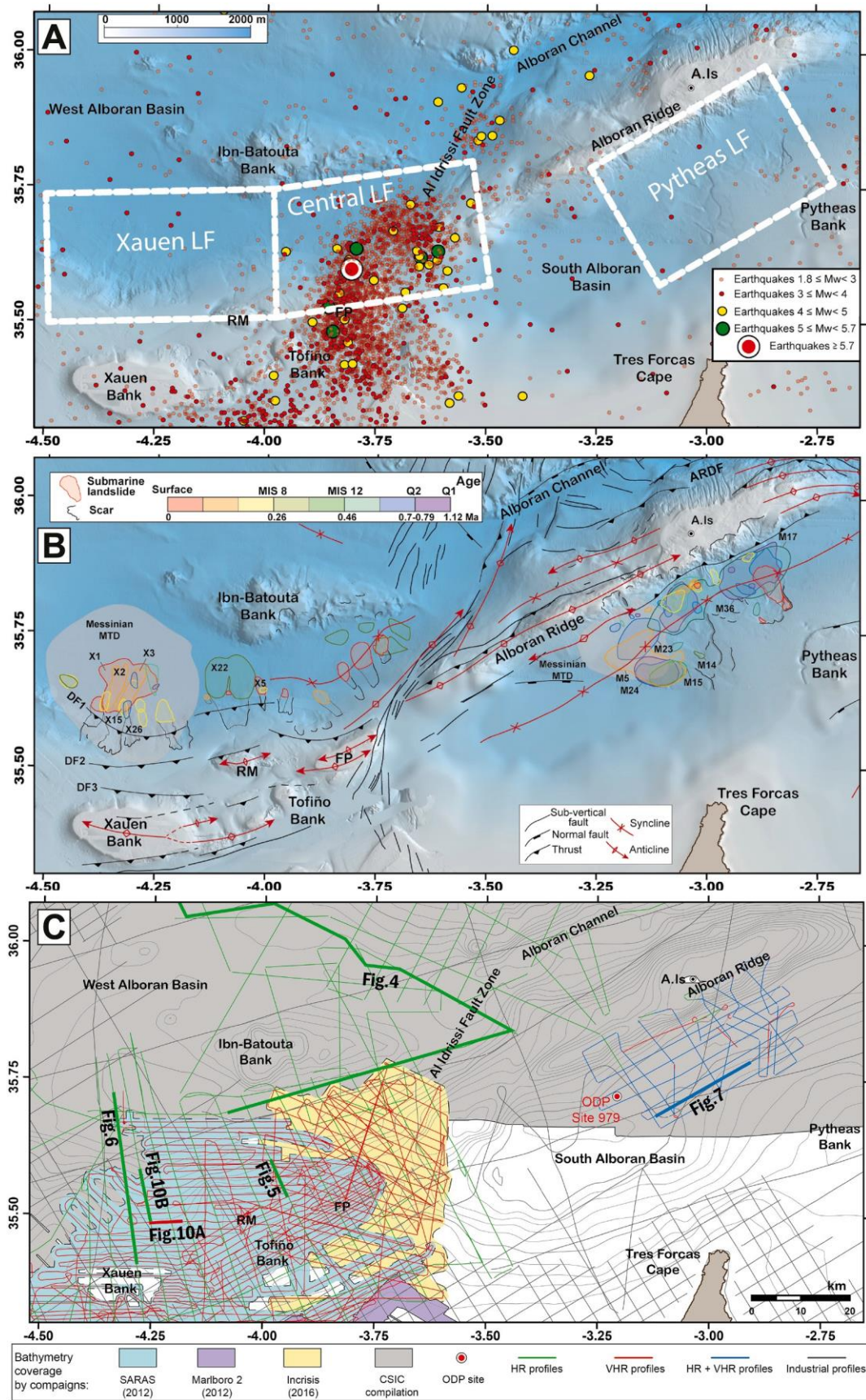
sheeted, elongated, separated, and confined monticular drifts) and associated erosive features (terraces, scarps, moats, and channels) mainly constitute the Pliocene-Quaternary sedimentary record. About 2.6 Ma ago, the surficial Atlantic waters and the deeper and dense Mediterranean waters favoured the erosion and the sediment accumulation in all Spanish and Moroccan margins and adjacent margins of the Alboran Sea ([Juan et al., 2016](#)). Contourite deposits built-up synchronously with the growth of thrusts, folds, mud diapirs and volcanoes, which led to important accumulation of sediments on slopes and basins ([Pérez-Belzuz et al., 1997](#); [Somoza et al., 2012](#); [Ercilla et al., 2015](#); [Juan et al., 2016](#)). The plastered drifts dominate the Spanish and Moroccan continental slopes whereas sheeted drifts dominate the sub-basins ([Juan et al., 2016, 2020](#)). Along the Moroccan margin, the Sebta drift ([Fig. 1](#)) is mainly composed of muds with intercalated layers (50 cm) of sandy muds, bounded by sharp surfaces and silty clay layers ([Ercilla et al., 2002](#)).

Strike-slip and reverse faults accommodated the convergence between the Eurasian and African plates ([Gràcia et al., 2019](#); [d'Acremont et al., 2020](#); [Estrada et al., 2021](#)). In the southern part of the Alboran basin, thrusts and folds form large E-W to NE-SW prominent morpho-structural highs ([Fig. IIB](#)). The Xauen-Tofiño Banks and Francesc Pagès Seamount form the South Alboran compressive Ridge above the thick Miocene shales (called SAR; [d'Acremont et al., 2020](#); [Lafosse et al., 2020](#)). North of the SAR, three blind thrusts limit the front of the compressional deformation ([d'Acremont et al., 2020](#); [Lafosse et al., 2020](#); called DF1, DF2, and DF3 in [Figs. IIB and IIIB](#)). Recent deformations are related to the growth of the anticline related to these blind thrust activities ([d'Acremont et al., 2020](#)). Eastward, the Alboran Ridge is a compressive structure with blind thrusts, accommodating the African plate indentation in the Alboran block ([Figs. I and IIA](#); [Martínez García et al., 2017](#); [Estrada et al., 2018](#)). Compared to the SAR, the Alboran Ridge is narrower and is characterized by steeper slopes ([Fig. 3](#)). The AIFZ ([Gràcia et al., 2019](#); [d'Acremont et al., 2020](#); [Lafosse et al., 2020](#); [Figs. I and II](#)) crosses these structures and extends over the Alboran basin from southern Spain (Campo de Dalías/Adra region) to Morocco (Al Hoceima area; [d'Acremont et al., 2014](#); [Lafosse et al., 2020](#)) ([Figs. II and II](#)). The AIFZ is a Quaternary NNE-SSW sinistral strike-slip structure ([Gràcia et al., 2019](#); [Lafosse et al., 2016, 2020](#)), conjugated with NW-SE dextral faults toward the northern tip of the Alboran Ridge (Yusuf Fault and Averroes Fault [Estrada et al., 2021](#); [Fig. 1](#)). Most of the seismicity in the Alboran Basin is concentrated along this NNE-SSW AIFZ ([Fig. IIA](#); [Grevemeyer et al., 2015](#); [Gràcia et al., 2019](#); [Stich et al., 2020](#)). In southern Spain, the Adra 1910 earthquake has been estimated up to magnitude M_w 6.1 ([Stich et al., 2003](#)), while in Northern Morocco, the Al Hoceima area has been affected by three recent seismic events (earthquakes, [Fig. 1](#)): May 26, 1994 ($M_w = 5.6$), February 21, 2004 ($M_w = 6.4$), January 25, 2016 ($M_w = 6.4$), ([Medina and Cherkaoui, 2017](#); [Galindo-Zaldivar et al., 2018](#); [Kariche et al., 2018](#); [Gràcia et al., 2019](#)). The February 21, 2004 event yielded 628 casualties ([Stich et al., 2005](#)). These earthquakes are located along the AIFZ or related segments. Historical earthquakes are also described with intensities between VIII and X (MSK Intensity; [Péláez et al., 2007](#); [Palano et al., 2015](#)). Long recurrence periods are suggested for these large earthquakes, due to the low plate convergence velocity (>1000 years, [Gràcia et al., 2019](#)).

3. Data and methods

3.1. Geophysical dataset

Two key areas, located west and east of the AIFZ, are investigated: the northern flank of the Xauen-Tofiño banks and Francesc Pagès Seamount (SAR region); and the South Alboran Basin confined between the Alboran Ridge and the Pytheas Bank (SAB region; [Figs. I and II](#)). The dataset includes swath-bathymetry and sub-bottom/seismic reflection profiles acquired during academic oceanographic campaigns



(caption on next page)

Fig. II. (A) Bathymetric and seismic epicentral map. Epicentres of the earthquakes recorded between 1964 and 2020 (Spanish Instituto Geografico Nacional (IGN) database). Landslide field location used in the text and Fig. IX (Xauen, Central and Pytheas) is represented by the white line. (B) Structural map (from d'Acremont et al., 2020; Lafosse et al., 2020) with the distribution of the submarine landslides from this study. Xx and Mx correspond to the code names of the MTDs described in this paper (see Appendix). DF1, DF2, DF3, deformation front highlighted by blind thrusts from d'Acremont et al., 2020. ARDF, Alboran Ridge Deformation Front from Martinez-Garcia et al. 2017. A.Is, Alboran Island; FP, Francesc Pagès Seamount; RM, Ramon Margalef High. (C) Swath bathymetric and seismic reflection coverage of the study area, from CONTOURIBER (2010), Marlboro-1 (2011), Marlboro-2 (2012), SARAS (2012), MONTERA (2012), and INCRISIS (2016) projects and the Fishing General Secretary (Spanish Government) (HR: high resolution; VHR: very high resolution). Thick lines correspond to seismic reflection profiles shown in this paper with the figure number.

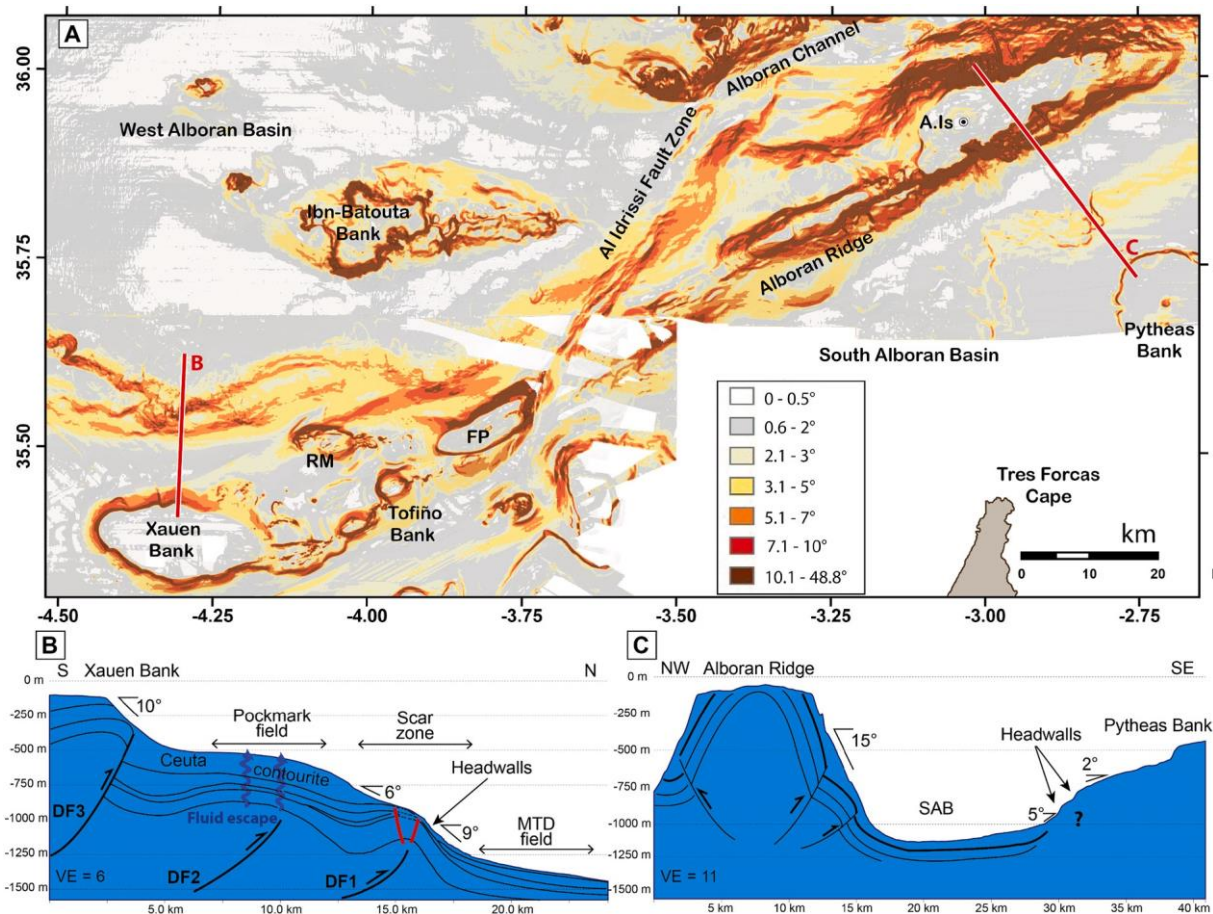


Fig. III. (A) Slope map of Southern Alboran Sea and slope failures. A.Is, Alboran Island; FP, Francesc Pagès Seamount; RM, Ramon Margalef High. (B)(C) Bathymetric profiles located in (A) with structural shape, slope values (from d'Acremont et al., 2020). VE, vertical exaggeration. DF1, DF2, DF3, deformation front highlighted by blind thrusts. MTD, Mass Transport Deposit.

CONTOURIBER (2010), Marlboro-1 (2011), Marlboro-2 (2012), SARAS (2012), MONTERA (2012), and INCRISIS (2016) (Fig. IIC). The multi-beam datasets were compiled into a 25 m resolution bathymetric map for the area of interest. Multibeam data were processed with the Ifremer CARAIBES and QPS QINSy softwares. High- and very high-resolution seismic reflection data were used for the geomorphological and stratigraphic interpretations. The seismic data originate from a multi-channel airgun system yielding 5 m and 10 m vertical resolution from academic and industrial acquisitions respectively, a single-channel SIG sparker system with 1 m of vertical resolution, and a TOPAS full ocean depth hull-mounted parametric echosounder system of decimetric vertical resolution (Fig. IIC).

3.2. Chronostratigraphy

The relative chronostratigraphy of submarine landslides is taken from the seismic stratigraphy of Juan et al. (2016) following the correlation of ODP Sites 976 and 979 with seismic reflection profiles

(Figs. IIC and IV). The following nine regional stratigraphic horizons are identified on the available seismic reflection lines from the Messinian to late Quaternary (Fig. IV):

- Top Messinian and base Pliocene horizon: M (5.33 Ma).
- Intra-Pliocene horizons: P0 (4.5 Ma) and P1 (3.3 Ma).
- Base Quaternary horizon: BQD (2.6 Ma).
- Intra-Quaternary horizons: Q0 (1.8 Ma), Q1 (1.12 Ma), Q2 (0.7 Ma), MIS12 and MIS8 horizons.

Between these horizons, up to seven stratigraphic units (PL1 to PL3 and QT1 to QT4) were distinguished (Juan et al., 2016; Fig. IV). Based on this chronostratigraphy obtained after correlation of ODP data and available seismic data (Juan et al., 2016), we can approximate when the submarine landslides were triggered (Fig. IV).

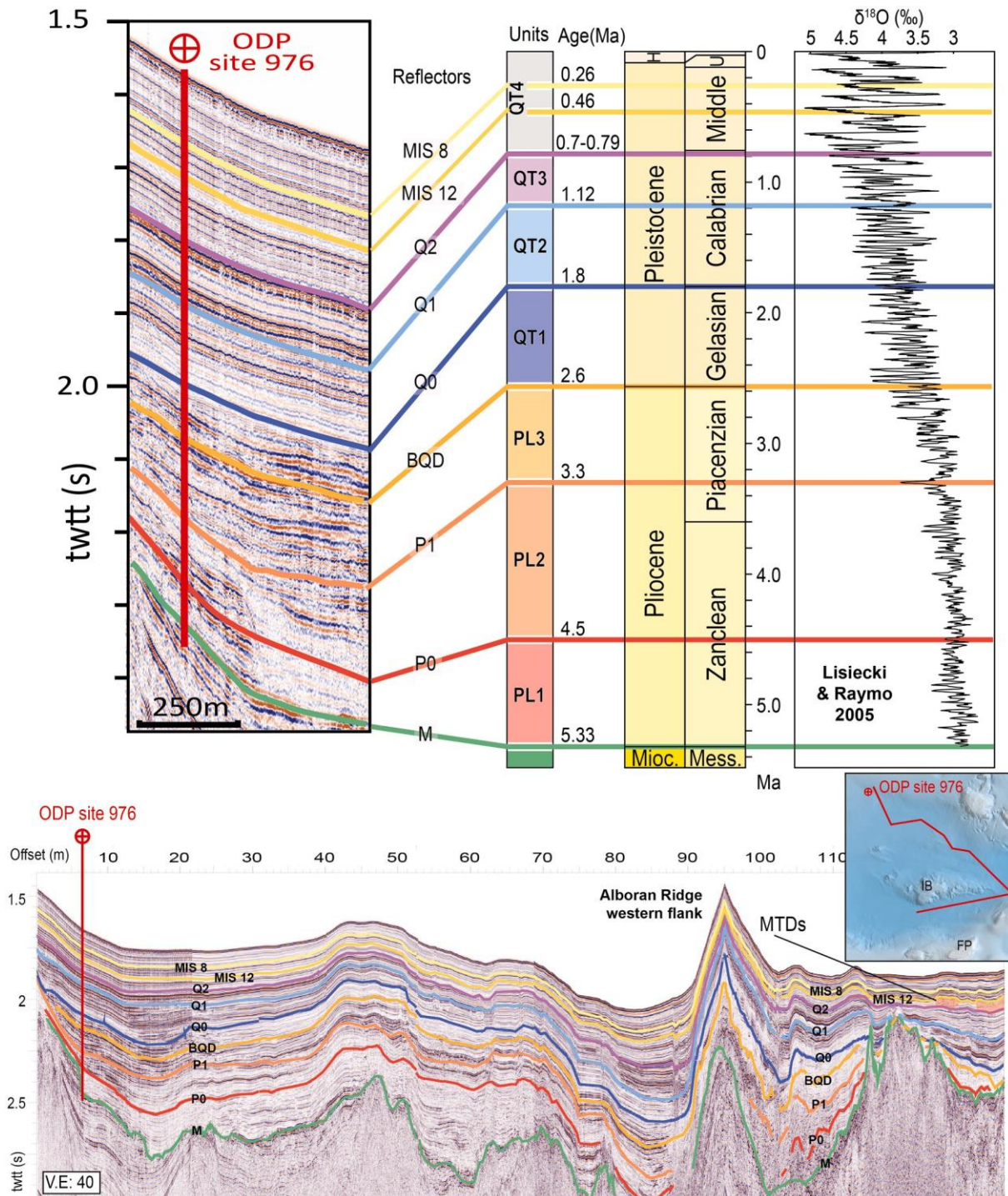


Fig. IV. Chronostratigraphic units and seismic horizons using ODP sites 976 (Units from Juan et al., 2016). Benthic $\delta^{18}O$ curve from Lisiecki and Raymo (2005). Composite seismic reflection profile used to follow the chronostratigraphic units from the ODP site 976 to the study area. IB, Ibn Batouta; FP, Francesc Pages, Mioc., Miocene; Mess., Messinian; H, Holocene; U upper. MIS 12 and MIS 8 represent Marine Isotope stages, we have used this term as the name of the reflectors.

3.3. Landslides: Terminology, characterization and classification

The term landslide encompasses the displacement of sediment and involves different types of processes, from slides and slumps to gravity currents or mass-flows (Hampton et al., 1996; Locat and Lee, 2002). Scars, evacuation areas, deposits are typically associated to a submarine landslide (Hampton et al., 1996). Their deposits are named Mass Transport Deposit (MTD; Hampton et al., 1996). In this study, we recognize MTDs from their seismic facies and their topography in the

bathymetry. Multibeam bathymetry and seismic reflection data are essential tools for identifying and characterizing submarine landslides (McAdoo et al., 2000; Principaud et al., 2015; Clare et al., 2016). The vertical resolution of the seismic lines presented in this study is between 30 cm and 10 m, depending on its stratigraphic position and seismic source. On seismic reflection profiles, a sharp interruption of the lateral continuity of well-layered deposits with top and bottom unconformity surfaces corresponds to the typical seismic facies of MTDs. The facies usually displays low-amplitude chaotic reflectors (Loncke et al., 2009;

Moscardelli and Wood, 2008). In sub-bottom parametric profiles, the MTDs upper and lower boundaries are high amplitude reflectors denoting a high impedance contrast with the surrounding well-layered deposits (Fig. V). Basal discontinuities sometimes correspond with erosional surfaces. Submarine landslide deposits observed on the seismic reflection lines can result from successive events with amalgamated deposits (mass transport complex) or from a single event (MTD) (Moscardelli and Wood, 2008). Discriminate multistage processes with the vertical resolution of the available dataset appears difficult, thus we thereby named all the mapped landslide deposits MTDs, even if some of them seem to belong to mass transport complex features (Moscardelli and Wood, 2008).

The mapping procedure used follows most of the suggestions provided by the global approach of Clare et al. (2019). We selected eight parameters (descriptors) to compare landslide events (Fig. 5; Appendices A1 to A4):

- six quantitative morphometric parameters including deposit surface (km^2), current and decompacted deposit volumes (both in km^3), runout (km), scarp height (m), and scar slope (degrees)
- two qualitative parameters: the type of MTD (debris flow deposit or slide deposit) and the presence or absence of an erosive base.

Some differences in seismic facies allow classifying them into debris flow deposit or slide deposit (Appendices A1 and A2):

- Debris flow deposit: Internal structure generally lacks coherent reflectors and appears acoustically transparent, semi-transparent, sometimes chaotic.
- Slide deposit: Highly disorganized sediments, locally with hyperbolic diffractions and/or continuous bedding. The same landslide can display different types of facies depending on the seismic source.

Each mapped submarine landslide has an associated volume of reworked material representing the MTD (Fig. V A and B). For some landslides, it has been possible to link this deposit (MTD) and its

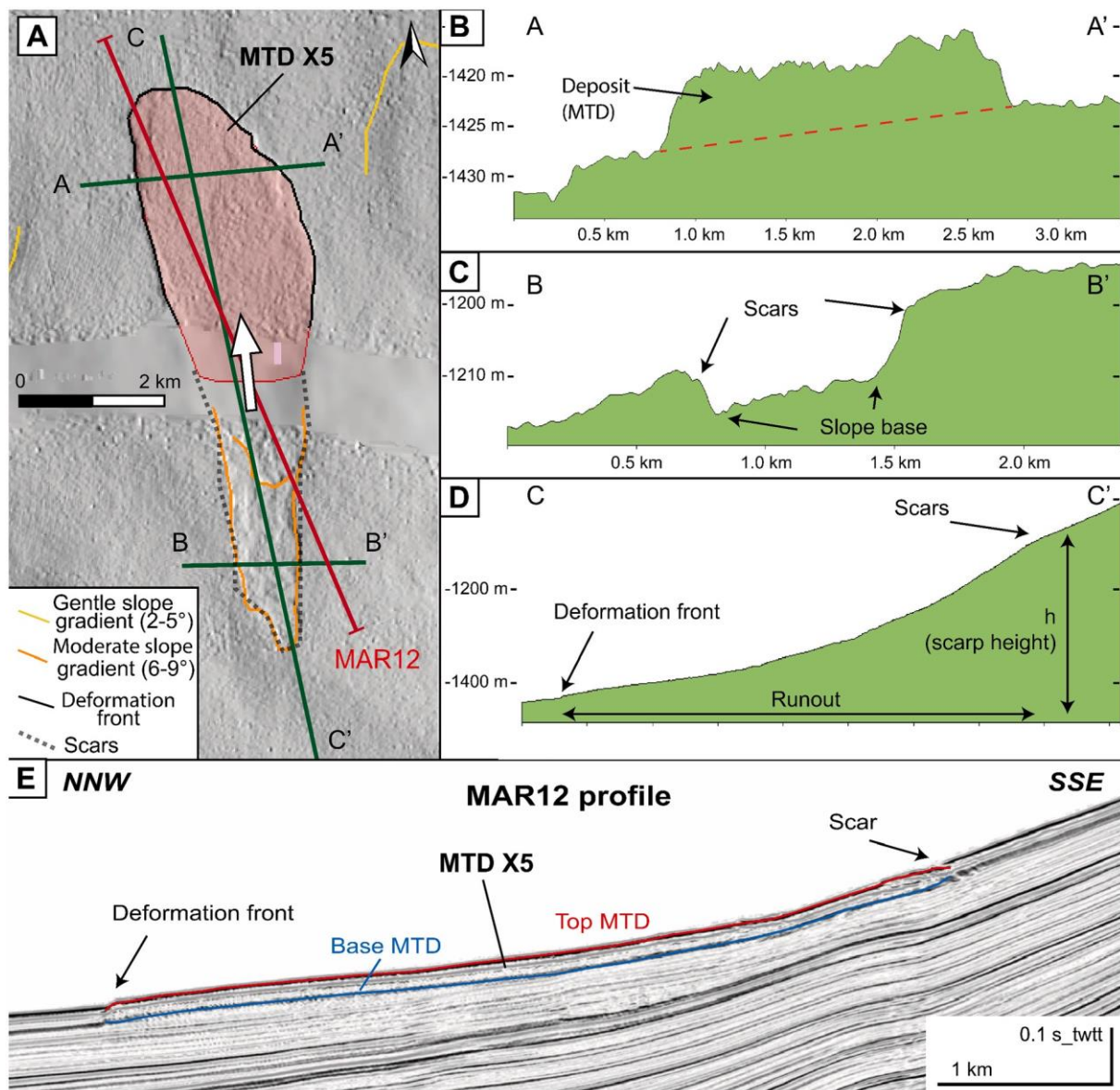


Fig. V. Characterization of a submarine landslide using bathymetry (A), slope profiles (B, C, D) and seismic reflection profile (E): example of MTD X5 along the Xauen Bank northern flank. The white arrow indicates direction of transport of the submarine landslide.

associated scar (Fig. V). In such cases, the runout distances between scars and deposits were computed. Conversely, when scars were not recognized, the minimum runout was estimated as the landslide deposit's length, as Urgeles and Camerlenghi (2013) suggested. Parameters for all mapped landslides, west and east of the Al Idrissi fault zone, are provided in Appendix (Tables A1 and A2) and illustrated in Fig. IIB. Two deposits at equivalent stratigraphic positions are described independently and interpreted as different events, although they could correspond to a unique event. This limitation is not a major issue since the purpose of the article is to discuss the causal factors of landslides independently of their dynamics.

For each mapped MTDs, we used kriging interpolation to create isopach maps. In order to convert two-way travel time into metric units, P-wave velocities between 1550 m.s^{-1} for superficial and near-surface MTDs mapped with parametric records and 1650 m.s^{-1} for buried MTDs mapped with the Sparker and airgun sources have been used (V_p values from ODP sites are taken from Martinez-Garcia et al., 2013; see Appendix A3). From mapped MTD surfaces (Fig. V), present-day volumes are estimated.

We determined decompacted MTD volume considering the following porosity law:

$$\text{Porosity } (\phi) = 73 - 9(\log_{10} d) \quad (1)$$

with depth (d) measured at ODP boreholes 976 and 979 (Eq. 1). The depth variation of porosity values for the upper 400 m of recovered materials on ODP sites 976 and 979 is given in Appendix A4. From the porosity law, the decompacted MTD volume (V_0) can be estimated using final porosity and volumes (ϕ_n and V_n , respectively) using Eq. 2:

$$V_0 = (1 - \phi_n)V_n / (1 - \phi_0) \quad (2)$$

3.4. Factor of safety approach for slope stability analysis

Causal factors of submarine landslides are usually discussed through the interaction between preconditioning factors and triggering mechanisms. Preconditioning factors are related to properties of the sediments of the sediments acquired during or evolved from the primary depositional process and act in longer time-scales (e.g. > 0.1 ky). It can include for instance high pore (gas and water) pressure caused by rapid sedimentation or gas seepage, the presence hydro-mechanical properties within sedimentary layers, or over-steepening of the slope gradient (Lee et al., 2007). This list is not exhaustive but illustrates most of the causal factors that deserve to be investigated in the Alboran Sea. At shorter timescales (e.g. seconds to decades), triggering mechanisms are considered initiating the slope failure by exerting external forces. They are as diverse as earthquakes, consequences of eustatic variations, tectonic movements or bottom currents eroding the toe of the slope (Rebesco et al., 2014).

According to the local context, we evaluate the role of seismicity on the stability of a range of slopes by calculating the factor of safety (FOS). A slope is considered to be under stable conditions when the resisting and driving forces are equal and under unstable conditions when the driving forces (stresses) exceed strengths. The FOS (Eq. 3) is defined as follows:

$$\text{FOS} = \frac{\text{resisting forces}}{\text{driving forces}} \quad (3)$$

The FOS can be calculated using a range of approaches, including the one-dimensional infinite slope method, the more sophisticated limit equilibrium analysis and the continuum mechanics methods in two and three-dimensions (Taylor, 1948). In the absence of required in situ data to perform improved slope stability analyses (i.e. in situ pore pressure conditions and mechanical properties of the sediments investigated), we choose the infinite slope and the pseudo-static approaches to evaluate in one dimension:

- the critical slope value based on the infinite slope approach (FOSis) (Milledge et al., 2012)
- the role of earthquakes based on the pseudostatic approach (FOSps) (Kramer, 1996)

For a matter of simplification, the following assumptions are made:

- investigated contourites are fine-grained in agreement with stratigraphic analyses (Juan et al., 2020) and present a mean sediment unit weight of $18 \text{ kN}\cdot\text{m}^{-3}$, the cohesion may vary from 0 to 10 kPa and mean friction angle of 30° , although at failure the critical friction angle may be as low as 10° (Ouyang and Mayne, 2017).
- the sediment column investigated is not affected by pore water pressures in excess of hydrostatic ($u = u_h$; $\Delta u = 0 \text{ kPa}$)

with u the pore fluid pressure, u_h the hydrostatic pressure and Δu the excess pore pressure

- sliding occurs along a pre-defined plane parallel to the face of the slope (according to the infinite slope approach)
- the failure can be approached by the Mohr-Coulomb criteria (Rashid et al., 2017).

3.4.1. Infinite slope approach (FOSis)

This method postulates that a potential failure surface is parallel to the local topography and located at a depth (H) smaller than the length (L) of the slope (Taylor, 1948). The slope can thus be considered as being of infinite length and width so that stresses are the same on the two planes perpendicular to the slope. These stresses are collinear, equal in magnitude and opposite in direction; therefore they balance each other out and can be ignored. This assumption has been proved valid for landslides with $H/L < 0.06$ (Milledge et al., 2012). Most of the landslides investigated show $H/L < 0.075$ (Appendices A1 and A2). The expression of the FOS following the one-dimensional infinite slope approach (FOSis) is:

$$\text{FOS}_{is} = \frac{\text{shear strength}}{\text{length gravity forces}} = \frac{\tau}{\tau_c} = \frac{c' + \cos\beta \cos\beta z (\gamma_s - \gamma_w) \tan \phi'}{\gamma_{sat} \cdot z \cdot \sin\beta \cdot \cos\beta} = \frac{c'}{\gamma_{sat} \cdot z \cdot \sin\beta \cdot \cos\beta} + \frac{\tan \phi'}{\tan\beta} \quad (4)$$

where c' is the effective soil cohesion (kPa), β is the slope inclination to the horizontal (rad), z is the depth of the sliding plane (m), ϕ' is the effective friction angle (rad), γ_{sat} the saturated sediment unit weight (kN/m^3), γ_w and γ_s the water and sediment unit weight (kN/m^3). Details about Eq. 4 are given in Appendix A5.

3.4.2. Pseudostatic approach (FOSps)

Although submarine landslides may occur without any seismic triggering, global compilations of earthquake-induced landslides illustrate that MTD areas correlate reasonably well with earthquake-prone areas (Keefer, 1984; Rodriguez et al., 1999). According to Keefer (1984), the minimum earthquake magnitude that triggers landslides is generally $M_L = 5.5$ ($\sim M_w = 5.6$).

In our study, the influence of earthquakes has been attempted by

using the pseudo-static FOSps approach (Kramer, 1996; Eq. 5). It represents the effects of the inertial forces F_h and F_v which act on the centroid of the failure mass during an earthquake (Appendix A5B). These two forces are dependent on pseudostatic seismic coefficients at the horizontal and vertical directions (k_h and k_v , respectively), which are linked to the recorded earthquake ground accelerations (Appendices A5 to A6). The selected expression of the pseudostatic approach, FOSps given in Eq. 6, is further detailed in Appendix (A5).

$$FOS_{ps} = \frac{\text{resisting forces}}{\text{static} + \text{pseudostatic driving forces}} \quad (5)$$

$$FOS_{ps} = \frac{c'_L + [(W - F_v)\cos\beta - F_h\sin\beta]\tan\phi}{(W - F_v)\sin\beta + F_h\cos\beta} \quad (6)$$

Where c'_L and ϕ are the Mohr-Coulomb strength parameters that describe the shear strength on the failure plane, W is the weight of the slope wedge involved in the failure and β the slope gradient. F_h and F_v are the inertial (pseudostatic) forces that act through the centroid of the failure mass. Values of k_h from 0 to 0.2 were selected to investigate the impact of earthquakes on the FOS_{ps} , with $k_h=0.2$ corresponding to violent and destructive earthquakes (Kramer, 1996). As a matter of

illustration, in the study area, the maximum moment magnitude recorded during monitored earthquake crisis in 2016 does not exceed 6.4 (Gràcia et al., 2019), thus the potential seismicity in the study areas should not exceed $k_h > 0.2$. The ground acceleration depends on the seismic coefficient (Appendix A6) and varies according to the epicentral distance (Idriss, 1991). Epicentral distances are considered the distance between landslide scars and earthquake epicentres. The empirical correlation of Idriss (1991) relating earthquake magnitudes and the attenuation of the peak ground acceleration (PGA) with the epicentral distance is used to confirm/discard whether the seismicity may trigger slope failures according to Eqs. (5) and (6) (Appendix A6).

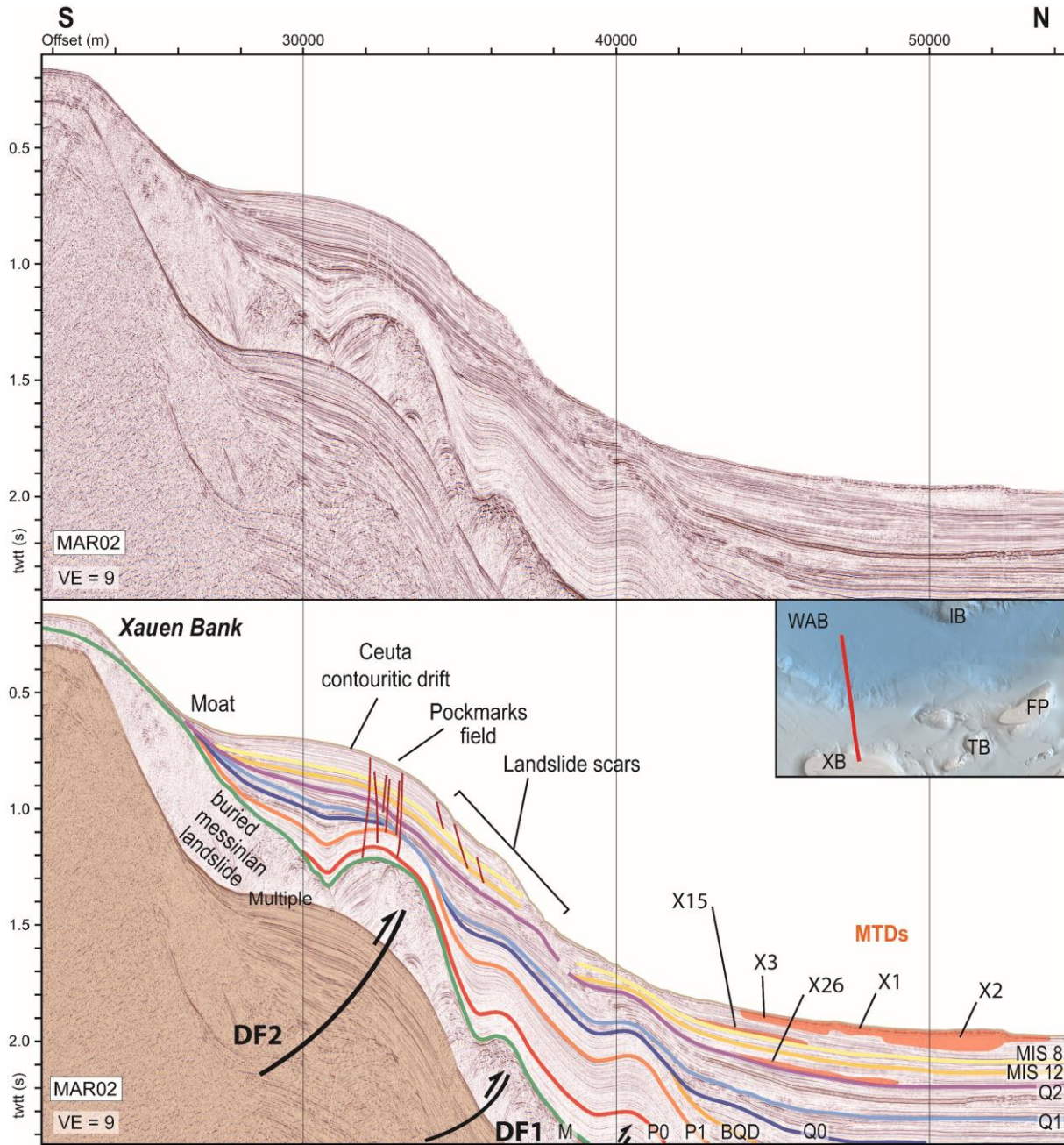


Fig. VI. High-resolution profile from Marlboro 1 campaign (MAR02), between the Xauen Bank (XB) and the southern WAB. It shows localization of landslide scars along slopes north to the Xauen Bank, where slope gradient is affected by contouritic sedimentation (Septa contourite drift) and northward vergence thrusts (DF1, DF2) as well as mass transport deposits (Xx mapped in Fig. IIB). TB Tofiño Bank, FP Francesc Pagès Seamount, IB Ibn Batouta seamount. P0, P1, BQD, Q0, Q1, Q2, MIS12 and MIS8 refer to seismic reflectors defined in Fig. IV.

3.4.3. Estimation of moment magnitude M_w

Based on the equations from [Yen and Ma \(2011\)](#) and following the framework of [Stirling et al. \(2013\)](#) relating fault surfaces and earthquake magnitudes, the potential moment magnitudes that could be expected for compressive structures can be estimated.

Because the Alboran Sea is a slowly deforming area with deformation rates under 10 mm/y ([d'Acremont et al., 2020](#)), we used the relationship of [Yen and Ma \(2011\)](#) for dip-slip earthquakes:

$$\log(\text{Surface}) = a \cdot \log(M_0) + b$$

$$a = 0.8; b = -12.45$$

$$\log(M_0) = 1.5 \cdot M_w + 16.05$$

where M_0 is the seismic moment; M_w the moment magnitude; a is the intercept, b is the slope. See §4.5 for the calculation of fault surface.

4. Results

4.1. Distribution of the mass transport deposits

A total of 67 submarine landslide features, including scars,

deformation fronts, and deposits ([Fig. V](#)) were described in the two SAR and SAB study areas (west and east of the AIFZ respectively, [Figs. IIB, VI to VIII](#); Appendices A1, A2). Twenty-eight MTDs have been determined in

the SAR region (Appendix A1) and thirty-eight in the SAB region (Appendix A2). MTD scars are either located along steep ($>10^\circ$) to moderate ($5\text{--}9^\circ$) to gentle ($2\text{--}4^\circ$) slopes ([Figs. III and VIII](#)). Most of the MTDs are concentrated at the toe of the plastered drifts ([Fig. VIII](#)) where slope gradients are moderate to steep (6 to 9° ; [Fig. IIB](#)) as occurred in the SAR region ([Fig. IIB](#)) or very low (2 to 5° ; [Fig. IIIC](#)) as observed in the SAB region along the northern Pytheas bank.

The SAB is a NE-SW striking synform, eastward of the AIFZ, limited northward and southward by the Alboran Ridge and the Pytheas Bank, respectively ([Fig. III](#)). In this area, MTDs are present in the SAB between 760 and 1100 m. MTD scars are present on the steep ($>10^\circ$) slope of the Alboran Ridge and the flatter ($2\text{--}4^\circ$) slope of the southward limb of SAB synform ([Figs. IIB, III, VII](#)). Scars found on the steep slopes of the Alboran Ridge coincide with a thrust-anticline structure ([Fig. IIIC](#)). Sediment failures mobilize the plastered drifts from the northern flank of the Pytheas Bank, whereas the southern edge of the Alboran Ridge lacks well-expressed contourite drifts.

In the SAR, westward of the AIFZ, MTD scars are present along moderate slopes ($6\text{--}9^\circ$) between 750 and 1125 m ([Figs. VI and VIII](#)). Those scars seem to coincide with blind thrusts and edges of contourite

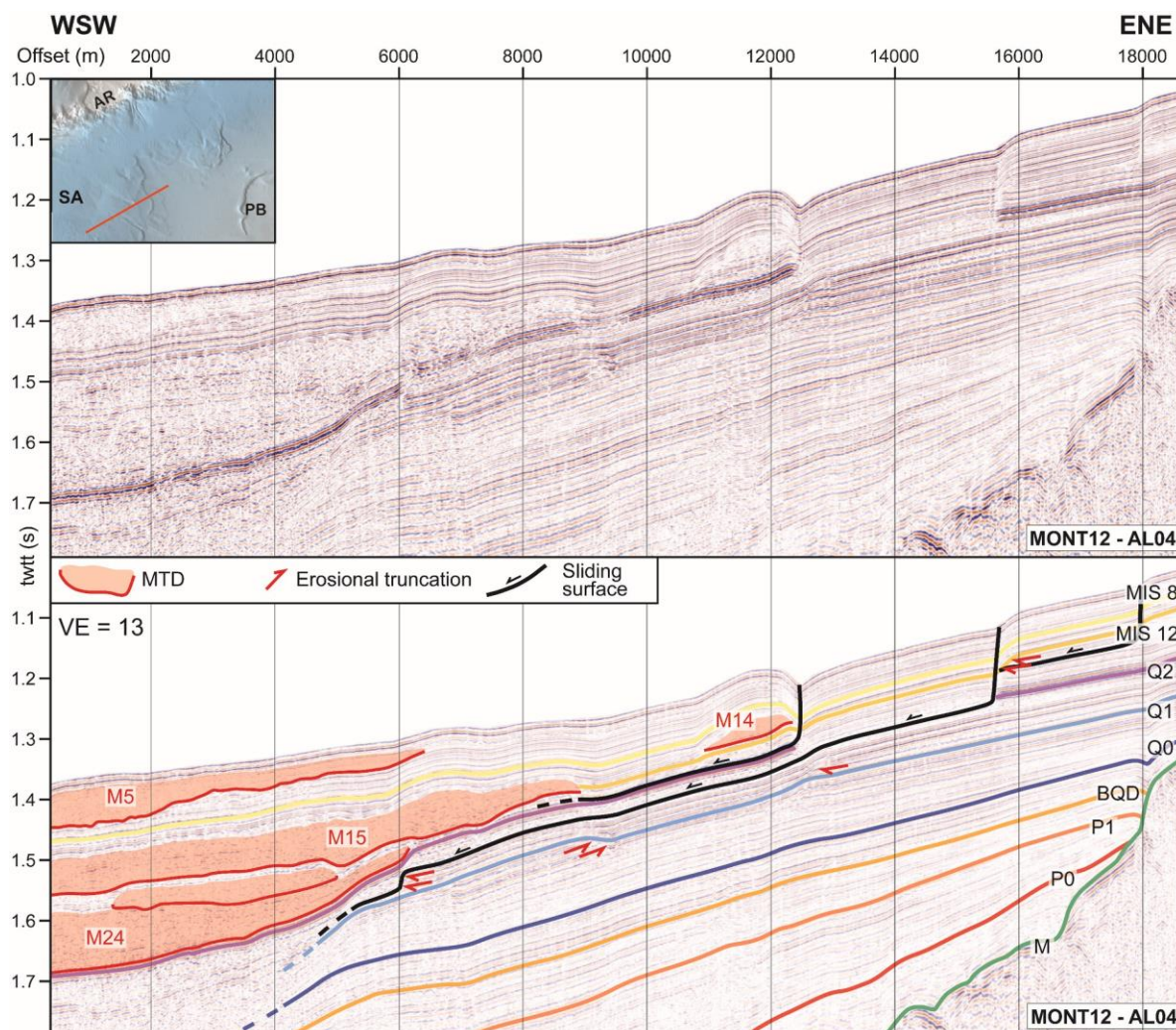


Fig. VII. High-resolution profile from MONTERA campaign (AL04), in the southern SAB. It highlights buried MTDs downward the slope and three decollement levels above the Q1 reflector. Mx Mass transport deposits represented in map [Fig. IIB](#). AR Alboran Ridge, PB Pytheas Bank, M, P0, P1, BQD, Q0, xx refer to seismic reflectors defined in [Fig. 4](#).

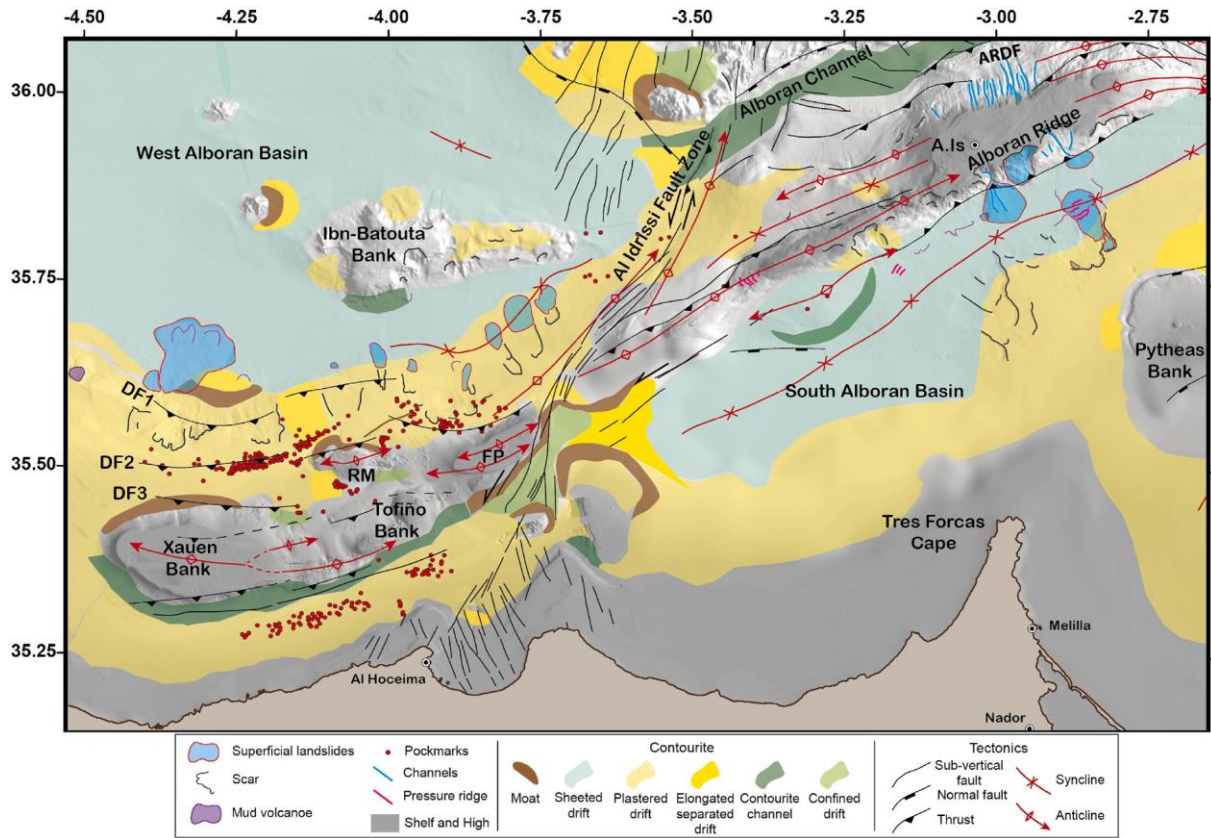


Fig. VIII. Morpho-structural map of the study area. Contourite deposits from [Ercilla et al., 2019](#), structural features from [d'Acremont et al. \(2020\)](#) and [Lafosse et al. \(2020\)](#). A.Is, Alboran Island; BBFZ, Boussekkour-Bokkoya Fault Zone; FP, Francesc Pagès Seamount; RM, Ramon Margalef High. DF1, DF2, DF3, deformation front highlighted by blind thrusts.

plastered drifts (Figs. III and VIII). The scars correspond to MTDs present in the deeper part of the basin between 1300 and 1400 m, where their clear bathymetric and stratigraphic signature are visible (Fig. VIII). They exhibit a 10 m positive topography and transparent seismic facies (Figs. III, VI, and VIII). Through the sedimentary sequence, historical landslide events

are recognized at the foot of the SAR and AR structural highs in the deep basin (Figs. IIC, VI, and VII).

Along the AIFZ, south of the Francesc Pagès seamount and north-west of the Alboran Ridge, no significant MTDs have been identified through the sedimentary record (Figs. IIB and VIII).

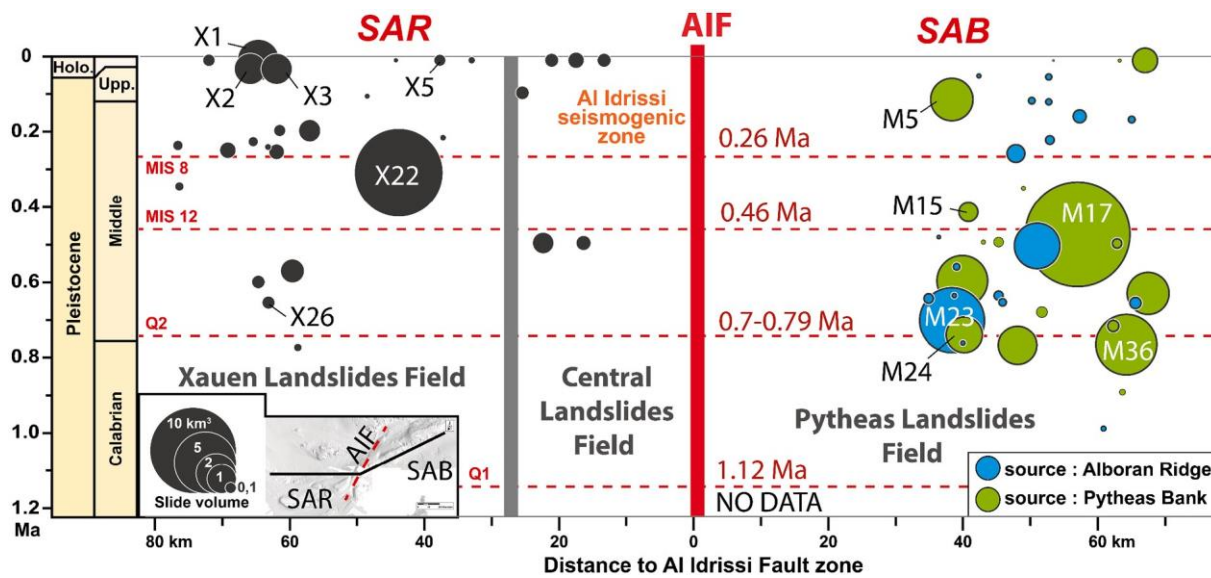


Fig. IX. Distribution of MTDs observed and quantified in the southern part of the Alboran Sea, west and east of the AIFZ. The three landslide fields are localized in the Fig. IIA: Xauen landslides field north to the Xauen and Tofino Banks; Central landslides field north of the Francesc Pagès Seamount; Pytheas landslides field between the Alboran Ridge and the Pytheas bank. The MTDs are represented according to their age, volumes and for those in the east, their sources. See Appendices A1 and A2 for MTD characteristics. Xx and Mx correspond to the code names of the MTDs described and shown in Fig. IIB.

4.2. Volumes and relative ages of the MTDs

The decompacted volumes of the investigated MTDs (from 0.01 to $\sim 15 \text{ km}^3$; Fig. IX; Appendix A1, A2) are of comparable magnitude as submarine landslides in most of the Mediterranean Sea (Urgeles and Camerlenghi, 2013). In the SAR region, estimates of decompacted volumes of Pleistocene MTDs range between 0.01 and 10.5 km^3 (Fig. IX; Appendix A1). In the SAB region, MTDs decompacted volumes from the southern flank of the Alboran Ridge range between 0.01 and 2.95 km^3 (average value $\pm 0.41 \text{ km}^3$) and between 0.02 to $\sim 15 \text{ km}^3$ MTDs (average value $\pm 4.8 \text{ km}^3$) for MTDs from the northern slope of the Pytheas Bank (Fig. IX; Appendix A2).

MTDs observed on the bathymetric and seismic reflection data through the sedimentary sequence are younger than the Q1 (1.12 Ma) reflector (Figs. IIB and IX). In the SAR region, the twenty-eight MTDs west of the AIFZ, are younger than 0.7–0.79 Ma (Q2 reflector to the seafloor; Fig. IX). In the SAB, the thirty-eight MTDs are younger than 1.12 Ma (Q1 reflector; Fig. IX). A Messinian buried MTD is identified (under the M reflector, Gorini et al., 2012) on the northern front of the SAR and in the south Alboran Basin (Figs. IIB, VI and X). With a volume of 200 km^3 , an area of 550 km^2 and a maximum thickness of 540 m, this giant MTD extends for over 40 km from the Xauen/Tofino banks to the deep basinfloor of the Western Alboran Basin (Gorini et al., 2012).

4.3. Structural and fluid escape features

The SAR and Alboran Ridge are folded by a series of synclines and anticlines and bounded by blind E-W and NE-SW thrust faults, respectively (Figs. IIIB, C and VIII). On the edges of these highs, the slope becomes steeper ($> 10^\circ$) (Fig. III). The north verging blind thrusts (DF1, DF2, DF3) affect the Messinian surface and the Pliocene-Quaternary contourite drift deposits are uplifted with a northern vergence (Figs. IIIB; 6 and 10). The sinistral AIFZ offsets the folded structural highs (Fig. IIA). MTDs described in the previous section are not aligned along the NNE-SSW AIFZ but along these folded structural highs (Fig. IIB).

In the SAR region, fluid escape features, such as pockmarks and mud volcanoes, are clearly expressed on the seabed by circular depressions and mounds, respectively (Figs. I inset; VIII and X). All the mapped pockmarks constitute two main fields oriented ENE-WSW located on the northern and southern flank of the SAR into plastered drifts (Figs. VIII). On the southern flank of the SAR, the pockmarks are aligned following the DF2 blind thrust sub-parallel to the Xauen-Tofino banks (Fig. VIII). The pockmarks are imaged at the subsurface as vertical pipes with low seismic amplitudes, indicating the circulation of fluids (Fig. X). Acoustic blanking zones extends from the messinian reflector (above a buried landslide) to the seabed as a set of columnar shapes (Fig. X).

Almost all mapped pockmarks are concentrated west of the AIFZ,

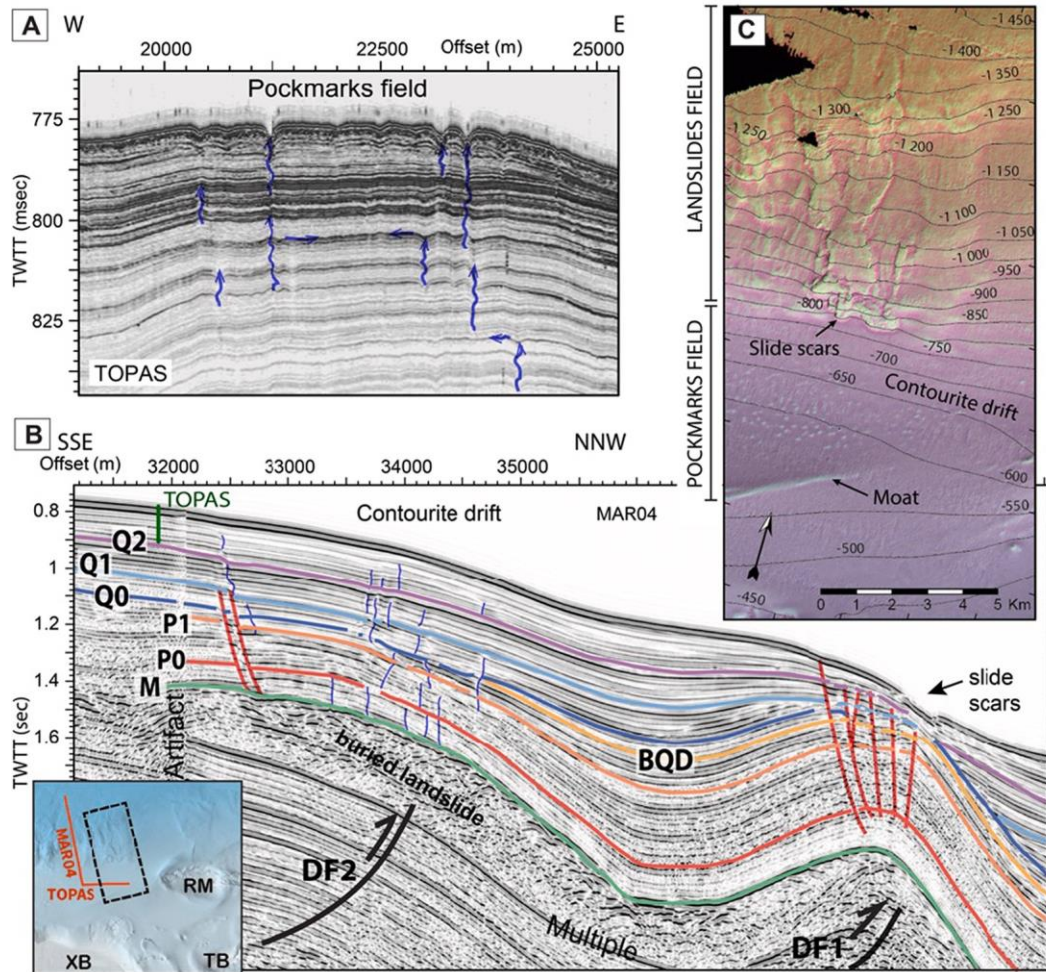


Fig. X. Fluid escape and compactional fault features through contourite drift in the SAR region (north Xauen Bank). A. Sub-seabed expression of fluid escapes and pockmarks on ultra-high resolution seismic reflection data (TOPAS). Location in B. B. High-resolution seismic reflection data showing the deformation below the contourite drift, associated to faults and fluid escapes. The normal faults here are interpreted as due to fold extrados extension from blind thrusts. Inset: in red location of MAR04 and TOPAS profiles, black rectangle corresponds to bathymetric zoom C. C. Seabed expression of pockmarks and landslide scar. Bathymetric data with contours every 50 m. XB, Xauen Bank; TB, Tofino Bank; RM, Ramon Margalef Seamount. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

where thick contourite deposits are present (600 msec TWTT since Pliocene time; Figs. VI, VII, X). The spatial relationship between fluid escape features along normal faults, blind thrusts, as well as the existence of MTD scars on the steeper slopes of the plastered drifts, is illustrated in Figs. III B.

4.4. Slope stability analysis

Calculations of the factor of safety (FOS) based on the infinite slope (FOS_{IS}) illustrate that the contourites investigated are stable for slope gradients higher than the friction angle (ϕ), independently of the cohesion (Fig. XI). For the three landslide fields (LF), namely the Xauen LF, Central and Pytheas LF, we found that instability may be only attained if ϕ reduces substantially, down to 10° . These results illustrate that slope steepness has no negative effects if the frictional properties are high (30° , Fig. XI). However, when combining both low friction angle ($<10^\circ$) and seismic activity ($0 < K_h < 0.2$), we found that the seafloor within the landslide fields (from scars to the deposits) may be affected by unstable configurations (Fig. XII).

To discuss the influence of earthquakes in triggering landslides, three landslide fields are defined according to their mean slope values and to their distance (from scars) to the main faults and/or to the epicentral earthquake locations (Figs. II and XIII):

- the Xauen landslide field where MTD scars are located along moderate to steep slope ($6-9^\circ$), where fluid escape features are present above blind thrust faults. MTD scars are at least 20 km west of the seismogenic AIFZ and less than 5 km from thrust faults DF1 and DF2, in the western part of the SAR region (Fig. IIA-B).
- The Central landslide field, where MTD scars are located along moderate to steep slope ($6-9^\circ$) is the closest to the AIFZ in the eastern part of the SAR region.
- The Pytheas landslide field, in the SAB region, where MTD scars are located along steep slopes ($>15^\circ$) on the Alboran ridge (i.e. thrust and fold, Fig. I) and on a gentle slope ($2-5^\circ$) on the northern Pytheas bank, both areas located more than 30 km from the AIFZ, Yusuf and Averroes faults.

For instance, $k_h > 0.1$ may destabilise the Pytheas LF whereas relatively low k_h values ($k_h \sim 0.05$) are enough to trigger landslides in the Central and Xauen LF (Fig. XII). Depending on the nature of the

contourites, their friction angle (ϕ) may vary and be relatively low (10°) compared to mean values (30°) (Ouyang and Mayne, 2017), which facilitates slope failure. According to these values of ϕ , and the link between the horizontal seismic coefficient and the peak ground acceleration, the following hypotheses can be considered:

- for contourites with $\phi \sim 30^\circ$, the required seismic coefficient to trigger failure is $k_h > 0.1$, i.e. $PGA \geq 0.2$ g. This PGA value is considered as the upper boundary required to destabilise sediments with classical frictional values.
- for contourites with $\phi \sim 10^\circ$, k_h values around 0.05 may trigger failure, which corresponds to $PGA \sim 0.1$ g. Accordingly, this PGA is considered the lower bound required to destabilise sediments with reduced frictional values.

4.5. Seismic potential of faults

Based on the depth converted profiles published in d'Acremont et al. (2020), we have estimated the surfaces of the thrusts DF1 and DF2 beneath the MTD's scars and the scaled moment magnitude M_w during their reactivation (Table 1, Appendix A6). Our estimate of the ruptured surface supposes that, in the SAR, thrust faults are shallow and root in a deep weak layer of under-compacted shales (d'Acremont et al., 2020). DF1 and DF2 are then approximated to faults of 4 km deep, with 30° dip and 8 km length (Figs. VII and VIII). Potential earthquakes have also been estimated in the Alboran Ridge according to the geometry of the reverse fault defined in Martinez-Garcia et al. (2013 and 2017) (Table 1). The Alboran Ridge main thrust fault (Fig. VIII) is then approximated to a fault segment of 5 km in depth and 57 km in length. A similar dip than the DF1 and DF2 thrusts was used (30°). From these rough fault characteristics, we estimate scaled moment magnitudes ranging from $M_w = 6.1$ and 6.7 (Appendix A7). Considering that the entire surface of the mapped faults would break, the moment magnitude is overestimated, our values are therefore to be considered as an upper bound.

5. Discussion

The fact that high numbers of MTD events can occur along low gradient slopes indicates that gravity is not the main force leading the slope to fail in SAR and SAB regions as FOS values of ~ 1.1 for gradients $<30^\circ$ suggests (Fig. XI). Therefore, other processes seem to be controlling sediment failure.

5.1. Influence of slope gradient, sedimentation, oceanographic fluctuation and fluid escape on the distribution of MTDs

5.1.1. Volume of MTD versus slope

In the SAB region, MTD volumes are higher when the source comes from the gently dipping ($2-5^\circ$) northern Pytheas bank (average of ~ 4.8 km³), compared to those who originate from the steep ($>10^\circ$) slope of the Alboran Ridge (average of 0.4 km³; Figs. III, VIII-X, Appendix A2).

Since MIS 8, a significant frequency of low-volume MTDs are recorded in the sediment column, they originate from scars located on the steep Alboran Ridge slope (9 MTDs, Fig. IX). This demonstrates that the steeper the slope is, the higher the frequency of slope failures is, the lower the volume of each MTD event are (Fig. IX). Indeed, the slope gradient influences the failure frequency and sediment thickness involved in the failures. In high slope area, the rupture area is limited and continuous instability can favour more collapses at adjacent locations. The size of the surface available for sediment destabilization also depends on the slope values. The gentler the slope at the scars area, the greater is the volume potentially destabilized (e.g. Urlaub et al., 2015). On the high slope gradients of the Alboran Ridge, thin packages of contourite sediments are subject to sliding (Figs. IIB, III and IX), as demonstrated by the decompacted volumes (average of 0.4 km³) interpreted as evidences of a continuous destabilization on a steep slope. In the SAB, the relatively

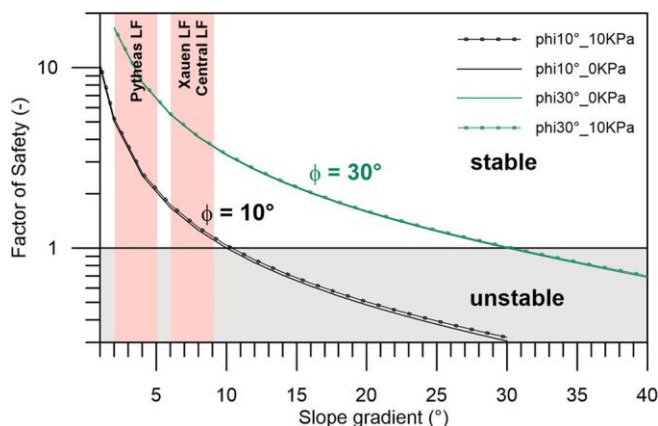


Fig. XI. Factor of safety calculations based on the infinite slope approach (FOS_{IS}) illustrating that according to the Mohr-Coulomb criteria, the minimum slope angle required to trigger a failure is the friction angle. Calculations for three values of cohesions illustrates the restricted effects on the stability. Area of the three landslide fields (LF) according to their slope gradients are represented in pink. ϕ friction angle (phi); Cohesion (XKPa). (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

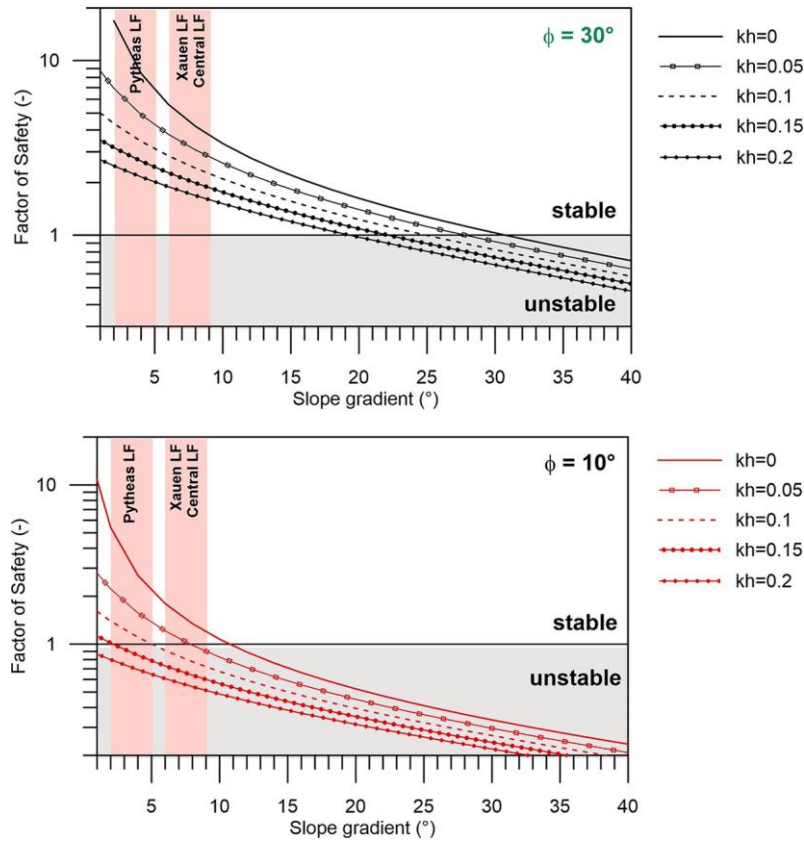


Fig. XII. Factor of safety calculations based on the pseudostatic approach (FOSPS) for seismic coefficients k_h from 0 to 0.2. Top: scenario of sediments with a friction angle of 30° . Bottom: scenario of sediments with a friction angle of 10° . Instability may be attained for the Xauen and Central Landslide Fields (LF) if $k_h > 0.05$, and for the Pytheas LF $k_h > 0.1$. ϕ friction angle; k_h pseudostatic seismic coefficient.

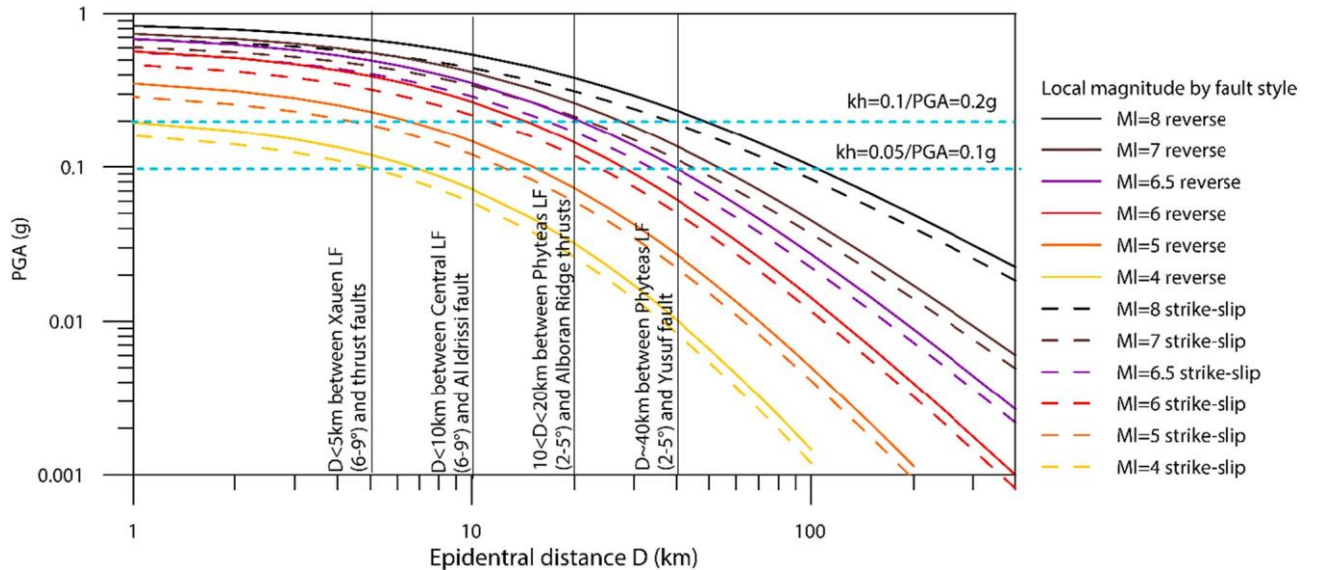


Fig. XIII. Peak Ground Accelerations (PGA) obtained for reverse and strike-slip earthquakes as function of the epicentral distance. k_h pseudostatic seismic coefficient. MI earthquake magnitude. D- distance between the landslide field (scar features) and the closest tectonic structure (See Appendix A6 for details on the attenuation relationship).

lower slope gradients ($2-5^\circ$) of the Pytheas Bank would explain less frequent (3 MTDs identified since MIS8 compared to 9 from the AR source) but more voluminous events, which can be as high as 15.6 km^3 (IX; Appendix A2).

5.1.2. Overpressure versus sedimentation rates and tectonics

High sedimentation rates in the mounded part of the investigated contourites could have generated pore fluid pressures as described by [Rebesco and Camerlenghi \(2008\)](#) and potentially fluid escapes (i.e. pockmarks; [Figs. VIII and X](#)). As a consequence, the reduction of the

Table 1

Scaled moment magnitudes (Mw) for compressive structures present on the Xauen landslide field (DF1 and DF2) and the major thrust of the Alboran Ridge deformation front (ARDF). Values are calculated according Wesnousky et al. (1983) (W) and Yen and Ma (2011) (YaM) approaches. See Appendix A7 for the location of the faults.

Faults	Length (Km)	Surface (km2)	M _w _(W)	M _w _(YaM)
DF1a	18.71	149.69	6.50	6.49
DF2a	21.24	169.91	6.61	6.53
DF1b	16.74	133.92	6.41	6.45
DF2b	12.52	100.16	6.17	6.34
ARDF	57	285	6.17	6.72

effective stress which has a negative effect on the sediments strength, can certainly impact the slope stability (Laberg and Camerlenghi, 2008). Previous observations from the Mediterranean Sea show that fluid escape features lower the sediment strength (Blinova et al., 2011; Perez-Belzuz et al., 1997; Somoza et al., 2012; Lafuerza et al., 2012; Urgeles and Camerlenghi, 2013).

The sedimentation rates recorded from ODP sites 976 and 979 for the Quaternary period are 34 cm/ky and 20 cm/ky respectively (Comas et al., 1996). Based on the available stratigraphic framework (Fig. IV; Appendix A3), Pliocene-Quaternary estimated sedimentation rates for the contourite drifts range between 7 and 32 cm/kyr. In the mounded part of Alboran Sea contourites, Alonso et al. (2021) reported sedimentation rates of 11–190 cm/ky for the Late Pleistocene to Holocene periods. Although variable, they include high sedimentation rates, which supports our hypothesis. Furthermore, if contourites contain permeable lenses, lateral transfer of fluids could be expected downslope and explain the concentration of submarine slide scars at the edge of contourite drifts north of the SAR (Fig. IIIB).

The SAR and SAB regions are very contrasting in terms of fluids and sedimentary escape features (mud volcanoes and pockmarks). West of the AIFZ, seismic data reveal that pockmarks affect uplifted contourite drifts (Figs. IIIB, VI, VIII, and X) and these pockmarks fields are inline above the DF2 blind thrust fault (Figs. II and VI). East of the AIFZ, no major fluid and sedimentary escape features are detected at the bathymetry resolution.

The slide scars are located between DF1 and DF2 (Figs. II and VIII) suggesting a structural control of both pockmarks and MTD scar location. Differential-compaction normal faults are located at the top of blind thrust faults that remobilize an old Messinian MTD (Figs. VI and X; Gorini et al., 2012). These faults allow fluids to migrate vertically from deep successions (including the Messinian landslide, Fig. X) toward the seabed. Pockmarks may develop in response to the fluid pipe propagation in unconsolidated sediments in the near surface (Figs. IIIB, VI and XB). Similar spatial distribution of fluid escape features controlled by buried landslides has been illustrated, for instance, in the Niger submarine delta (Riboulot et al., 2013).

The presence of pockmarks at the top of contouritic drifts could indicate important fluid circulations (Figs. 3B and X) that would precondition the slope stability as suggested by Baraza and Ercilla (1996); Rebesco et al. (2014); Miramontes et al. (2018). We interpret that the distribution of MTDs east and west of the AIFZ is mainly driven by the location of the structural highs (Fig. IIC).

5.1.3. Weak layer formation versus oceanographic fluctuations

Contourites are typically described in literature as sources of weak layers acting as a potential preconditioning factor of slope failure (Rebesco, 2005; Laberg and Camerlenghi, 2008; Rebesco et al., 2014). The type of deposit, the grain size, and the thickness of contourite drift vary with the sea-level fluctuations and changes in the bottom current intensity (Ercilla et al., 1994; Juan et al., 2016; Alonso et al., 2021) and drive the occurrence of weak layers.

Coarse-grained contourites (sand-sized) may undergo more easily liquefaction in response to cyclic loading, possibly inducing failure (e.g.

Sultan et al., 2004). Cyclic loading could result from the high frequency and high amplitude glacio-eustatic fluctuations, which profoundly modify the slope stability since mid-Calabrian times (1.12 Ma) (Rohling et al., 2014; Baraza et al., 1990; Casas et al., 2011). In the north and west margin of the Alboran Basin, Ercilla et al. (2002), Juan et al. (2016), Alonso et al. (2021) observe successions of sandy mud deposits and silty clay intervals during sea-level lowstand and highstand, respectively. Sandy contourites, related to periods of high-intensity bottom currents, are interbedded within fine-grained contourites (Ercilla et al., 2002; Alonso et al., 2021; López-González et al., 2019).

Near the continental Moroccan margin, sandy contourites (with high liquefaction potential) are identified along the Sebta drift (Ercilla et al., 2002) (Fig. I). In the SAB region, plastered drift seems to be fine-grained at least since the last 25 ka and coarse-grained in the moat (Alonso et al., 2021). The presence or absence of coarse grains depends on current intensity which is maximum in the moat part whose location likely varies according to eustatic oscillations (Frigola et al., 2007). Studies in the Gulf of Cadiz have shown that the classical model of contourite grain-size sequences, depending of the bottom current intensity, is much more complex than expected (Mulder et al., 2013). This strong variability in grain-size suggests that it is very difficult to emphasize if weak layers of coarse grains sediments are likely to occur in the studied area without core analysis. Based on these arguments we make the hypothesis that most of the contourite affected by the landslide scars (Fig. VIII) are fine-grained but sand cannot be excluded if the moat was closer in the past.

5.2. Influence of growth folds and thrust faults on the distribution of the MTD

We propose that the SAR and Alboran Ridge tectonic structures control the distribution of the MTDs. MTDs are inline with the direction of blind thrusts and axial planes of folds (Fig. IIB). These tectonic structures form topographic highs, interacting with the dense bottom current circulation, and favouring local contourite drift sedimentation.

Along the seismogenic AIFZ, MTDs are noticeably less abundant than further east and west (Figs. II and IX). The available seismic reflection coverage south of the SAR highlights this paucity of submarine land-slides (Fig. 2). This surprising observation can be related to “seismic strengthening” by earthquakes (Sawyer and DeVore, 2015; Ten Brink et al., 2016). In the AIFZ repeated exposure to earthquake energy could gradually increase shear strength by shear-induced compaction (Sawyer and DeVore, 2015).

North of the SAR, the MTD scars (Figs. IIB and IIIB) are above the normal faults on top of the frontal DF1 blind thrust. The DF1 and DF2 blind thrusts uplift the northern wedge of the contourite drift (Figs. VI and XB). The MTDs are distributed in the deep basin parallel to the headwall of the DF1 blind thrusts (Figs. IIB and VIII). Also, thrusting results in steeper slopes than folding, as observed North of the Xauen-Tofiño banks and along the Alboran Ridge (Fig. IIIB, C). The northward and southward thrust vergences along the Xauen-Tofiño banks and Alboran ridge respectively, control the local slopes leading to the location of landslides.

Blind thrusts and folds are active since the late Tortonian, with a last tectonic phase starting around 1.8 Ma to 1.12 Ma illustrated by the DF1 to DF3 structures on the SAR (Martínez-García et al., 2013; Lafosse et al., 2020; d’Acremont et al., 2020) (Fig. IIC). The creation of the topographic barriers generates an uneven seafloor on which contourite sedimentation began. However, observed MTD are younger than 1.12 Ma (Fig. IX). The vertical resolution of the seismic profiles (around 5 m) in deeper parts of the subsurface prevents the observation of MTDs thinner than 5 m. Increase of the MTDs volume after 1.12 Ma would only reflect this limitation in seismic resolution, rather than the absence of MTDs before 1.12 Ma. Despite this, the activity of these tectonic structures coincides roughly with the onset of MTD from 1.12 Ma. Tectonics creates topographic highs, beneficial for contourite drift growth (Juan

et al., 2016) and slope failures.

5.3. What are the candidate faults triggering the submarine landslides?

To accommodate the oblique convergence between the African-Eurasian plates, strike-slip and reverse fault structures are present (Martinez Garcia et al., 2017; Estrada et al., 2018, 2021; d'Acremont et al., 2020; Lafosse et al., 2020). Based on the Idriss (1991) equation relating earthquake local magnitude M_L , epicentral distance and ground accelerations (Figs. XII and XIII; Appendix A6), the minimum earthquake magnitude required to obtain the upper and lower bound of PGA, namely 0.1 g and 0.2 g in the investigated landslide fields are discussed below. Since PGA varies according to the distance (D) to faults, the earthquake magnitude is discussed considering the distance between the landslide field and the closest tectonic structure (Figs. XII and XIII, Appendix A6):

- Pytheas LF is 40 km from Yusuf fault. At this site, $PGA = 0.1$ g can be obtained for a $M_L = 6.5$ of both reverse and strike-slip style. Values of $PGA = 0.2$ g could occur only for $M_L = 8$, which are too strong according to the recorded seismicity (Gràcia et al., 2019). Therefore, these landslides could be explained as the result of the interaction between a moderate activity of the strike-slip Yusuf fault and a contourite characterized by reduced friction angle. Seismic reflection studies propose that the Averroes fault links with the Yusuf fault segment since 1.1 Ma (Perea et al., 2018; Martinez-Garcia et al., 2013), suggesting generation of earthquakes up to $M_w = 7.6$ (Perea et al., 2018). Then, magnitudes high enough to trigger the destabilization at a regional scale and leading to an increase of the volume of the MTD could be possible. Seismic events have been recorded in the South Alboran Basin, close to the Pytheas scars (Fig. IIA). However, those events seem too distant with too small magnitudes to generate the required ground acceleration.
- Pytheas LF is located at a distance of 10-20 km from the Alboran Ridge. At this site, $PGA = 0.1$ g is obtained for a $M_L = 5$ of reverse style and values of $PGA = 0.2$ g for $M_L = 6.5$ for a reverse style. Obtained values of M_L suggest that active potential reverse faults along the Alboran Ridge can be a better candidate to generate sufficient ground acceleration and induce slope destabilization. We estimate potential earthquakes between $M_w = 6.1$ and 6.7 from these structures (Table 1, Appendix A7). Recent characterization of the earthquakes occurring during the 2016 crisis near the Al-Idrissi fault (Stich et al., 2020) shows that reverse foreshock occurred at a depth of 12 km, indicating crustal-scale reverse faulting on similarly oriented faults in the SAR and Alboran Ridge regions.
- The Central LF is 10 km west from the Al-Idrissi fault. Here, $PGA = 0.1$ g is attained by a $M_L = 5.5$ of strike slip style and $PGA = 0.2$ g by a $M_L = 6$ of strike-slip style. These results demonstrate that landslides observed in this area may have been triggered by faults of at least $5.5 < M_L < 6$. This agrees with the average $M_w 6.4$ earthquake on NNE-SSW structural segments reported on the AIFZ (Gràcia et al., 2019; Stich et al., 2020).
- The Xauen LF is located 5 km from thrust faults DF1 et DF2. On the other hand, the Xauen LF is more than 20 km west of the seismogenic AIFZ, which implies that the highest PGA expected for a $M_L = 6.4$ would be lower than 0.1 g (Fig. VIII). At this site, reverse faults of $M_L = 4$ could have generated $PGA = 0.1$ g and of $M_L = 5$ to generate $PGA = 0.2$ g. Moreover, this value is in the range of $M \approx 6$ calculated for potential reverse faults triggered by the DF1, DF2 and Alboran ridge thrusts (Figs. IIC and IIIB). Therefore, thrust faults DF1 and DF2 are the best candidates to trigger slope instabilities in this landslide field.

Several faults accommodate the Quaternary deformation and trigger earthquakes near the study areas (Figs. I and IIA). The active AIFZ concentrates the seismicity (Fig. II) with $M_w = 6.4$ earthquakes on NNE-SSW structural segments (Galindo-Zaldivar et al., 2018; Gràcia et al.,

2019). The strike-slip Averroes and the Yusuf faults are less seismically active than the AIFZ (Estrada et al., 2021) but have an important topographic expression on the seafloor (Estrada et al., 2018, 2021). Away from the AIFZ, no significant earthquake has been reported during the historical and instrumental period along the SAR and Alboran Ridge (Source IGN 2022; Fig. IIA) but the MTDs are in line with local blind reverse faults (Fig. IIB). Above the frontal blind reverse fault (DF1) and the Alboran Ridge thrust front (AR, Fig. I) the seafloor is disturbed (Fig. XB) showing recent activity. Some authors propose that the blind reverse faults are active during Pliocene-Quaternary times to accommodate the regional shortening (Martinez-Garcia et al., 2013; Lafosse et al., 2020; d'Acremont et al., 2020). Consequently, we propose that the Pytheas, Central and Xauen landslides fields could have been triggered by the AIFZ, Averroes/Yusuf fault segments and blind thrust faults.

Moreover, MTD occurrence since ~Q2-Q1 (1.12–0.79 Ma) (Fig. IX), is consistent with the Alboran Sea tectonic reorganization occurring (i) along the Averroes and Yusuf Faults since 1.1 Ma (Martinez-Garcia et al., 2013; Martinez Garcia et al., 2017; Perea et al., 2018); (ii) along the AIFZ and in the Nekor Basin after 1.12–0.8 Ma (Fig. VIII) (Galindo-Zaldivar et al., 2018; Giaconia et al., 2015; Lafosse et al., 2016 and Lafosse et al., 2020); (iii) along the SAR and Alboran Ridge blind thrusts with their reactivation since 1.8–1.1 Ma (Martinez-Garcia et al., 2013; Lafosse et al., 2016, 2020; d'Acremont et al., 2020).

6. Conclusions

Morphological and seismic reflection data reveal at least sixty-seven submarine MTDs within the Quaternary deposits in the southern part of the Alboran Basin. The factors resulting in slope failure in the Alboran Sea are diverse, and usually a combination of several factors is needed. Despite the reported effect of seismicity on slope stability, the distribution of recorded low to moderate magnitude earthquakes along the AIFZ does not seem to match the investigated landslides' location. Instead, the slope failures west of the AIFZ likely resulted from a combination of uplift of topographic highs, contourite drift build-up and fluid flow. East of the AIFZ, slope failures are located along the SW-NE trend of the Alboran Ridge. The morphological analysis reveals that most of the submarine landslides with high volumes occur at low slopes (2–5°) mostly on the Pytheas Bank slopes, where active faults are far. The observation of MTDs recorded only from 1.1 Ma is consistent with the formation of the AIFZ around that time, supporting seismic shaking as the main triggering mechanism. Alternatively, potential high sedimentation rates during the Quaternary contourite deposition may have generated pore fluid overpressure and upward fluid migration, as supported by the presence of a pockmark field reducing the sediment resistance. Slope stability analysis shows that if the slope stability is locally preconditioned (reducing friction angles up to 10°), the required PGA to trigger a slope failure may reduce (from 0.2 g to 0.1 g), and such a PGA value could be generated by the local blind thrusts in the Xauen landslide field. The exact ages of these MTDs and the geotechnical properties are necessary to address the link between seismicity, sedimentation, oceanographic fluctuations, tectonism, and submarine landslide processes.

Declaration of Competing Interest

The authors declare that they have no known competing financial interests or personal relationships that could have appeared to influence the work reported in this paper.

Acknowledgements

We thank the members of the SARAS and Marlboro cruises in 2011 and 2012. Reviews by Daniel Minisini, Davide Gamboa and Aggie Georgiopolou are gratefully acknowledged. This work was funded by the French programs *Actions Marges*, *Défi Risques Naturels* CNRS-IRD

(MITI-ALARM) and UPMC-Emergence (ALARM project), the ALBAMAR JCJC ANR-17-03CE-0004, the EUROFLEETS program (FP7/2007-2013; n°228344), project FICTS-2011-03-01. Seismic reflection data were processed using the Seismic UNIX SU and Geovector© software. The processed seismic data were interpreted using Kingdom IHS Suite© software. This work also benefited from the DAMAGE (AEI/FEDER CGL2016-80687-R) and FAUCES (Ref CTM2015-65461-C2-R; MINCIU/FEDER) Projects financed by “Ministerio de Economía y Competitividad y al Fondo Europeo de Desarrollo Regional” (FEDER). This work acknowledges the ‘Severo Ochoa Centre of Excellence’ accreditation of

ICM-CSIC (CEX2019-000928-S).

Seismic reflection and bathymetric data collected during the MARLBORO and SARAS cruises are stored at SISMER repository (<http://doi.org/10.17600/11480100>, <https://doi.org/10.17600/12450090>, and <https://campagnes.flotteoceanographique.fr/campagnes/12000010>). Landslide parameters for MTDs mapped during this study are given in the appendix.

Appendix A. Supplementary data

Supplementary data to this article can be found online at <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2022.106739>.

References

- Alasset, P.-J., Hébert, H., Maouche, S., Calbini, V., Meghraoui, M., 2006. The tsunami induced by the 2003 Zemmouri earthquake (MW = 6.9, Algeria): modelling and results. *Geophys. J. Int.* 166, 213–226. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2006.02912.x>.
- Alonso, B., Ercilla, G., García, M., Vázquez, J., Juan, C., Casas, D., Estrada, F., d’Acremont, E., Gorini, C., El Moumni, B., Farrán, M., 2014. Quaternary Mass-Transport Deposits on the North-Eastern Alboran Seamounts (SW Mediterranean Sea). In: *Submarine Mass Movements and Their Consequences*. Springer, pp. 561–570.
- Alonso, B., Juan, C., Ercilla, G., Cacho, I., López-González, N., Rodríguez-Tovar, F.J., Dorador, J., Francés, G., Casas, D., Vidorpe, T., Vázquez, J.T., 2021. Paleocyanographic and paleoclimatic variability in the Western Mediterranean during the last 25 cal. kyr BP. New insights from contourite drifts. *Mar. Geol.* 106488 <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2021.106488>.
- Baraza, J., Ercilla, G., 1996. Gas-charged sediments and large pockmark-like features on the Gulf of Cadiz slope (SW Spain). *Mar. Pet. Geol.* 13, 253–261. [https://doi.org/10.1016/0264-8172\(95\)00058-5](https://doi.org/10.1016/0264-8172(95)00058-5).
- Baraza, J., Lee, H.J., Kayen, R.E., Hampton, M.A., 1990. Geotechnical characteristics and slope stability on the Ebro margin, western Mediterranean. *Mar. Geol.* 95, 379–393. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(90\)90125-4](https://doi.org/10.1016/0025-3227(90)90125-4).
- Baraza, J., Ercilla, G., Lee, H.J., 1992. Geotechnical properties and preliminary assessment of sediment stability on the continental slope of the northwestern Alboran Sea. *Geo-Mar. Lett.* 12, 150–156. <https://doi.org/10.1007/BF02084926>.
- Blinova, V.N., Comas, M.C., Ivanov, M.K., Poludetkina, E.N., Matveeva, T.V., 2011. Active mud volcanism in the West Alboran Basin: Geochemical evidence of hydrocarbon seepage. *Mar. Pet. Geol.* 28, 1483–1504. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2011.06.001>.
- Calvert, A., Sandvol, E., Seber, D., Barazangi, M., Roecker, S., Mourabit, T., Vidal, F., Alguaiel, 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, 10871–10898.
- Calvès, G., Huuse, M., Clift, P.D., Brusset, S., 2015. Giant fossil mass wasting off the coast of West India: the Nataraja submarine slide. *Earth Planet. Sci. Lett.* 432, 265–272. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2015.10.022>.
- Carter, L., Gavey, R., Talling, P.J., Liu, J.T., 2014. Insights into Submarine Geohazards from Breaks in Subsea Telecommunication Cables. *Oceanography* 27, 58–67.
- Casas, D., Ercilla, G., Yenes, M., Estrada, F., Alonso, B., García, M., Somoza, L., 2011. The Baraza Slide: model and dynamics. *Mar. Geophys. Res.* 32, 245–256. <https://doi.org/10.1007/s11001-011-9132-2>.
- Cattaneo, A., Babonneau, N., Ratzov, G., Yelles, K., Brac, R., 2012. Searching for the seafloor signature of the 21 May 2003 Boumerdes earthquake offshore central Algeria. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 2159–2172. <https://doi.org/10.5194/nhess-12-2159-2012>.
- Chiocci, F.L., Romagnoli, C., Tommasi, P., Bosman, A., 2008. The Stromboli 2002 tsunamigenic submarine slide: Characteristics and possible failure mechanisms. *J. Geophys. Res.* 113, 1–11. <https://doi.org/10.1029/2007JB005172>.
- Clare, M.A., Clarke, J.E.H., Talling, P.J., Cartigny, M.J.B., Pratomo, D.G., 2016. Preconditioning and triggering of offshore slope failures and turbidity currents revealed by most detailed monitoring yet at a fjord-head delta. *Earth Planet. Sci. Lett.* 450, 208–220. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2016.06.021>.
- Clare, M., Chaytor, J., Dabson, O., Gamboa, D., Georgiopoulou, A., Eady, H., Hunt, J., Jackson, C., Katz, O., Krastel, S., León, R., Micallef, A., Moernaut, J., Moriconi, R., Moscardelli, L., Mueller, C., Normandeau, A., Patacci, M., Steventon, M., Urlaub, M., Völker, D., Wood, L., Jobe, Z., 2019. A consistent global approach for the morphometric characterization of subaqueous landslides. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 477, 455–477. <https://doi.org/10.1144/SP477.15>.
- Colantoni, P., Gennesseaux, P.M., Vanney, J.R., Ulzega, A., Megarig, G., Trombetta, A., 1992. Processi dinamici del canyon sottomarino di Gioia Tauro (Mare Tirreno). *Giornale di geologia* 199–213.
- Comas, M.C., Zahn, R., Klaus, A., 1996. Proc. ODP, Init. Reports.
- Comas, M., Platt, J.P., Soto, J.I., Watts, A.B., 1999. The origin and tectonic history of the Alboran basin: insights from leg 161 results. *Ocean Drilling Program* 161, 555–580.
- d’Acremont, E., Gutscher, M.-A., Rabaute, A., de Lépinay, B.M., Lafosse, M., Poort, J., Ammar, A., Tahayt, A., Le Roy, P., Smit, J., 2014. High-resolution imagery of active d’ faulting offshore Al Hoceima, Northern Morocco. *Tectonophysics* 632, 160–166.
- d’Acremont, E., Lafosse, M., Rabaute, A., Teurquety, G., Couto, D.D., Ercilla, G., Juan, C., Lépinay, B.M., Lafuerza, S., Galindo-Zaldívar, J., Estrada, F., Vázquez, J.T., Leroy, S., Poort, J., Ammar, A., Gorini, C., 2020. Polyphase tectonic evolution of fore-arc basin related to STEP fault as revealed by seismic reflection data from the Alboran Sea (W-Mediterranean). *Tectonics* n/a. <https://doi.org/10.1029/2019TC005885>.
- Dan, G., Sultan, N., Savoye, B., 2007. The 1979 Nice harbour catastrophe revisited: Trigger mechanism inferred from geotechnical measurements and numerical modelling. *Mar. Geol.* 245, 40–64. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2007.06.011>.
- Do Couto, D., Gorini, C., Jolivet, L., Lebre, N., Augier, R., Gumiaux, C., d’Acremont, E., Ammar, A., Jabour, H., Auxietre, J.-L., 2016. Tectonic and stratigraphic evolution of the Western Alboran Sea Basin in the last 25 Myrs. *Tectonophysics*. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.03.020>.
- Dussauge, C., Grasso, J.-R., Helmstetter, A., 2003. Statistical analysis of rockfall volume distributions: Implications for rockfall dynamics. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 108. <https://doi.org/10.1029/2001JB000650>.
- Ercilla, G., Alonso, B., Baraza, J., 1994. Post-Calabrian sequence stratigraphy of the northwestern Alboran Sea (southwestern Mediterranean). *Mar. Geol.* 120, 249–265. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(94\)90061-2](https://doi.org/10.1016/0025-3227(94)90061-2).
- Ercilla, G., Baraza, J., Alonso, B., Estrada, F., Casas, D., Farrán, M., 2002. The Sebta Drift, Alboran Sea, southwestern Mediterranean. *Geological Society, London, Memoirs* 22, 155–170. <https://doi.org/10.1144/gsl.mem.2002.022.01.12>.
- Ercilla, G., Juan, C., Alonso, B., Estrada, F., Vázquez, J.T., Casas, D., Hernández-Molina, F.J., El Moumni, B., d’Acremont, E., Gorini, C., 2015. Interaction between Alongslope and Downslope Sedimentary Processes in the Alboran Sea during the Pliocene and Quaternary.
- Ercilla, G., Juan, C., Hernández-Molina, F.J., Bruno, M., Estrada, F., Alonso, B., Casas, D., li Farran, M., Llave, E., García, M., 2016. Significance of bottom currents in deep-sea morphodynamics: an example from the Alboran Sea. *Mar. Geol.* 378, 157–170.
- Ercilla, G., Juan, C., Periañez, R., Alonso, B., Abril, J.M., Estrada, F., Casas, D., Vázquez, J.T., d’Acremont, E., Gorini, C., El Moumni, B., Do Couto, D., Valencia, J., 2019. Influence of alongslope processes on modern turbidite systems and canyons in the Alboran Sea (southwestern Mediterranean). *Deep-Sea Res. I Oceanogr. Res. Pap.* 144, 1–16. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2018.12.002>.
- Ercilla, G., Vázquez, J.-T., Alonso, B., Bárcenas, P., Casas, D., d’Acremont, E., Estrada, F., Fernández-Salas, L.M., Galindo-Zaldívar, J., Juan, C., Lobo, F., López-González, N., Palomino, D., Sánchez-Guillamón, O., Chourak, M., Gil, A., Gómez-Ballesteros, M., El Moumni, B., Peláez, J.A., Valencia, J., Gorini, C., 2021. Seafloor Morphology and Processes in the Alboran Sea. In: Báez, J.C., Vázquez, J.-T., Camiñas, J.A., Malouli Idrissi, M. (Eds.), *Alboran Sea - Ecosystems and Marine Resources*. Springer International Publishing, Cham, pp. 157–205. https://doi.org/10.1007/978-3-030-65516-7_6.
- Estrada, F., Ercilla, G., Alonso, B., 1997. Pliocene-Quaternary tectonic-sedimentary evolution of the NE Alboran Sea (SW Mediterranean Sea). *Tectonophysics, Structural Controls on Sedimentary Basin Formation* 282, 423–442. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(97\)00227-8](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(97)00227-8).
- Estrada, F., Galindo-Zaldívar, J., Vázquez, J.T., Ercilla, G., d’Acremont, E., Alonso, B., Gorini, C., 2018. Tectonic indentation in the central Alboran Sea (westernmost Mediterranean). *Terra Nova* 30, 24–33.
- Estrada, F., González-Vida, J.M., Peláez, J.A., Galindo-Zaldívar, J., Ortega, S., Macías, J., Vázquez, J.T., Ercilla, G., 2021. Tsunami generation potential of a strike-slip fault tip in the westernmost Mediterranean. *Sci. Rep.* 11, 16253. <https://doi.org/10.1038/s41598-021-95729-6>.
- Frigola, J., Moreno, A., Cacho, I., Canals, M., Sierro, F.J., Flores, J.A., Grimalt, J.O., Hodell, D.A., Curtis, J.H., 2007. Holocene climate variability in the western Mediterranean region from a deepwater sediment record. *Paleoceanography* 22, 2. <https://doi.org/10.1029/2006PA001307>.
- Galindo-Zaldívar, J., Ercilla, G., Estrada, F., Catalán, M., d’Acremont, E., Azzouz, O., Casas, D., Chourak, M., Vázquez, J.T., Chalouan, A., 2018. Imaging the growth of recent faults: the case of 2016–2017 seismic sequence sea bottom deformation in the Alboran Sea (Western Mediterranean). *Tectonics* 37, 2513–2530.
- Giaconia, F., Booth-Rea, G., Ranero, C.R., Gràcia, E., Bartolome, R., Calahorra, A., Iacono, C.L., Vendrell, M.G., Cameselle, A.L., Costa, S., Peña, L.G., Martínez-Loriente, S., Perea, H., Viñas, M., 2015. Compressional tectonic inversion of the Alvaro-Balearic basin: Latest Miocene to present oblique convergence at the Palomares margin (Western Mediterranean). *Tectonics* 34, 1516–1543. <https://doi.org/10.1002/2015TC003861>.
- Gorini, C., d’Acremont, E., El Abbassi, M., Do Couto, D., Migeon, S., Ammar, A., Estrada, F., Ercilla, G., Alonso, B., Poort, J., Jabour, H., 2012. Giant Slide in the South Alboran Margin: Upper Miocene Margin Inversion or Messinian Sea Level Fall? Presented at the EGU, Vienna (Austria).
- Gràcia, E., Grevenmeyer, I., Bartolome, R., Perea, H., Martínez-Loriente, S., de la Peña, L. G., Villaseñor, A., Klinger, Y., Iacono, C.L., Díez, S., 2019. Earthquake crisis unveils the growth of an incipient continental fault system. *Nat. Commun.* 10, 1–12.

- Grevenmeyer, I., Gràcia, E., Villaseñor, A., Leuchters, W., Watts, A.B., 2015. Seismicity and active tectonics in the Alboran Sea, Western Mediterranean: Constraints from an offshore-onshore seismological network and swath bathymetry data. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 120, 8348–8365. <https://doi.org/10.1002/2015JB012073>.
Received.
- Gutscher, M.-A., Malod, J., Rehault, J.-P., Contrucci, I., Klingelhoefer, F., Mendes-Victor, L., Spakman, W., 2002. Evidence for active subduction beneath Gibraltar. *Geology* 30, 1071–1074. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2002\)030<1071:EFASBG>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2002)030<1071:EFASBG>2.0.CO;2).
- Hafliadason, H., Sejrup, H.P., Nygård, A., Mienert, J., Bryn, P., Lien, R., Forsberg, C.F., Berg, K., Masson, D., 2004. The Storegga Slide: architecture, geometry and slide development. *Marine Geology, COSTA - Continental Slope Stability* 213, 201–234. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2004.10.007>.
- Hampton, M.A., Lee, H.J., Locat, J., 1996. Submarine landslides. *Rev. Geophys.* 34, 33–59. <https://doi.org/10.1029/95RG03287>.
- Idrissi, I.M., 1991. Earthquake Ground Motions at Soft Soil Sites. Presented at the Second International Conferences on Recent Advances in Geotechnical Earthquake Engineering and Soil Dynamics, St Louis, Missouri, p. 9.
- Jolivet, H., Augier, R., Faccenna, C., Negro, F., Rimmel, G., Agard, P., Robin, C., Rossetti, F., Crespo-Blanc, A., 2008. Subduction, convergence and the mode of backarc extension in the Mediterranean region. *Bull. Soc. géol. Fr* 179, 525–550.
- Jolivet, L., Faccenna, C., Piromallo, C., 2009. From mantle to crust: stretching the Mediterranean. *Earth Planet. Sci. Lett.* 285, 198–209.
- Juan, C., Ercilla, G., Hernández-Molina, F.J., Estrada, F., Alonso, B., Casas, D., García, M., Llave, E., Palomino, D., Vázquez, J.-T., 2016. Seismic evidence of current-controlled sedimentation in the Alboran Sea during the Pliocene and Quaternary: Palaeoceanographic implications. *Mar. Geol.* 378, 292–311. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2016.01.006>.
- Juan, C., Ercilla, G., Estrada, F., Alonso, B., Casas, D., Vázquez, J.T., d'Acremont, E., Medialdea, T., Hernández-Molina, F.J., Gorini, C., 2020. Multiple factors controlling the deep marine sedimentation of the Alboran Sea (SW Mediterranean) after the Zanclean Atlantic Mega-flood. *Mar. Geol.* 106138.
- Kariche, J., Meghraoui, M., Timoulali, Y., Cetin, E., Toussaint, R., 2018. The Al Hoceima earthquake sequence of 1994, 2004 and 2016: stress transfer and poroelasticity in the Rif and Alboran Sea region. *Geophys. J. Int.* 212, 42–53. <https://doi.org/10.1093/gji/ggx385>.
- Keefer, D.K., 1984. Landslides caused by earthquakes. *GSA. Bulletin* 95, 406–421. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1984\)95<406:LCBE>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1984)95<406:LCBE>2.0.CO;2).
- Kramer, S.L., 1996. *Geotechnical Earthquake Engineering*. Prentice-Hall Civil Engineering and Engineering Mechanics Series.
- Laberg, J.S., Camerlenghi, A., 2008. Chapter 25 the significance of contourites for submarine slope stability. In: Rebescio, M., Camerlenghi, A. (Eds.), *Developments in Sedimentology, Contourites*. Elsevier, pp. 537–556. [https://doi.org/10.1016/S0070-4571\(08\)10025-5](https://doi.org/10.1016/S0070-4571(08)10025-5).
- Lafosse, M., Acremont, E., Rabaute, A., Tahayt, A., Ammar, A., Gorini, C., 2016. Evidence of quaternary transtensional tectonics in the Nekor basin (NE Morocco). *Basin Res.* 1–20. <https://doi.org/10.1111/bre.12185>.
- Lafosse, M., d'Acremont, E., Rabaute, A., Estrada, F., Jolivet-Castelot, M., Vazquez, J.T., Galindo-Zaldivar, J., Ercilla, G., Alonso, B., Smit, J., Ammar, A., Gorini, C., 2020. Plio-Quaternary tectonic evolution of the southern margin of the Alboran Basin (Western Mediterranean). *Solid Earth* 11, 741–765. <https://doi.org/10.5194/se-11-741-2020>.
- Lafuerza, S., Sultan, N., Canals, M., Lastras, G., Cattaneo, A., Frigola, J., Costa, S., Berndt, C., 2012. Failure mechanisms of Ana slide from geotechnical evidence, Eivissa channel, Western Mediterranean Sea. *Mar. Geol.* 307, 1–21.
- Lee, H.J., Locat, J., Desgagnés, P., Parsons, J.D., McAdoo, B.G., Orange, D.L., Puig, P., Wong, F.L., Dartnell, P., Boulanger, E., 2007. Submarine mass movements on continental margins. In: *Continental Margin Sedimentation: From Sediment Transport to Sequence Stratigraphy*, p. 62.
- Locat, J., Lee, H.J., 2002. Submarine landslides: advances and challenges. *Can. Geotech. J.* 39, 193–212. <https://doi.org/10.1139/t01-089>.
- Loncke, L., Gaullier, V., Droz, L., Ducassou, E., Migeon, S., Mascle, J., 2009. Multi-scale slope instabilities along the Nile deep-sea fan, Egyptian margin: a general overview. *Mar. Pet. Geol.* 26, 633–646. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2008.03.010>.
- López-González, N., Alonso, B., Juan, C., Ercilla, G., Bozzano, G., Cacho, I., Casas, D., Palomino, D., Vázquez, J.-T., Estrada, F., Bárcenas, P., d'Acremont, E., Gorini, C., Moumni, B.E., 2019. 133,000 years of Sedimentary Record in a Contourite Drift in the Western Alboran Sea: Sediment sources and Paleocurrent Reconstruction. *Geosciences* 9, 345. <https://doi.org/10.3390/geosciences9080345>.
- Macías, J., Vázquez, J.T., Fernandez-Salas, L.M., González-Vida, J.M., Bárcenas, P., Castro, M.J., Díaz-del-Río, V., Alonso, B., 2015. The Al-Borani submarine landslide and associated tsunami. A modelling approach. *Marine Geology*. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2014.12.006>.
- Marine Litter Assessment in the Mediterranean UNEP/MAP, Athens, 2015. ISBN No: 978--92--807--3564--2.
- Marle, G., 2007. Subsea Landslide is Likely Cause of SE Asian Communications Failure., ICPC Press Release Explaining the Likely Cause of Submarine Telecommunications Failures Following the Subsea Earthquake off Taiwan in 2006.
- Martinez Garcia, P., Comas, M., Lonergan, L., Watts, A.B., 2017. From extension to shortening: tectonic inversion distributed in time and space in the Alboran Sea, Western Mediterranean. *Tectonics* 36, 2777–2805. <https://doi.org/10.1002/2017TC004489>.
- Martinez-García, P., Comas, M., Soto, J.I., Lonergan, L., Watts, A.B., 2013. Strike-slip tectonics and basin inversion in the Western Mediterranean : the Post-Messinian evolution of the Alboran Sea. *Basin Res.* 25, 361–387. <https://doi.org/10.1111/bre.12005>.
- Mauffret, A., Maldonado, A., Campillo, A.C., 1992. Tectonic framework of the eastern Alboran and western Algerian Basins, western Mediterranean. *Geo-Mar. Lett.* 12, 104–110. <https://doi.org/10.1007/bf02084919>.
- Mauffret, A., Ammar, A., Gorini, C., Jabour, H., 2007. The Alboran Sea (Western Mediterranean) revisited with a view from the Moroccan margin. *Terra Nova* 19, 195–203. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2007.00734.x>.
- McAdoo, B.G., Pratson, L.F., Orange, D.L., 2000. Submarine landslide geomorphology, US continental slope. *Mar. Geol.* 169, 103–136. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(00\)00050-5](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(00)00050-5).
- Medina, F., Cherkaoui, T.-E., 2017. The South-Western Alboran Earthquake Sequence of January-March 2016 and its Associated Coulomb stress changes. *OJER* 06, 35–54. <https://doi.org/10.4236/ojer.2017.61002>.
- Milledge, D.G., Griffiths, D.V., Lane, S.N., Warburton, J., 2012. Limits on the validity of infinite length assumptions for modelling shallow landslides. *Earth Surf. Process. Landf.* 37, 1158–1166. <https://doi.org/10.1002/esp.3235>.
- Miramontes, E., Garziglia, S., Sultan, N., Jouet, G., Cattaneo, A., 2018. Morphological control of slope instability in contourites: a geotechnical approach. *Landslides* 15 (6), 1085–1095. <https://doi.org/10.1007/s10346-018-0956-6>.
- Moscaredelli, L., Wood, L., 2008. New classification system for mass transport complexes in offshore Trinidad. *Basin Res.* 20, 73–98. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2117.2007.00340.x>.
- Mulder, T., Hassan, R., Ducassou, E., Zaragosi, S., Gonthier, E., Hanquiez, V., Marchès, E., Toucanne, S., 2013. Contourites in the Gulf of Cadiz: a cautionary note on potentially ambiguous indicators of bottom current velocity. *Geo-Mar. Lett.* 33, 357–367. <https://doi.org/10.1007/s00367-013-0332-4>.
- Nadal, N., Amine, M.M., El Madani, K., 2018. *Aquaculture Marine Marocaine : Potentiel et nécessités de développement (DEPF Etudes)*. Agence Nationale Pour le développement de l'Aquaculture.
- Okal, E.A., Synolakis, C.E., Uslu, B., Kalligeris, N., Voukouvalas, E., 2009. The 1956 earthquake and tsunami in Amorgos, Greece. *Geophys. J. Int.* 178, 1533–1554. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2009.04237.x>.
- Ouyang, Z., Mayne, P.W., 2017. Effective friction angle of soft to firm clays from flat dilatometer. *Proceedings of the Institution of Civil Engineers - Geotechnical Engineering* 170, 137–147. <https://doi.org/10.1680/jgeen.16.00073>.
- Palano, M., González, P.J., Fernández, J., 2015. The Diffuse Plate boundary of Nubia and Iberia in the Western Mediterranean: Crustal deformation evidence for viscous coupling and fragmented lithosphere. *Earth Planet. Sci. Lett.* 430, 439–447. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2015.08.040>.
- Pelaez, J.A., Chourak, M., Tadili, B.A., Brahim, L.A., Hamdache, M., Casado, C.L., Solares, J.M.M., 2007. A catalog of Main Moroccan Earthquakes from 1045 to 2005. *Seismol. Res. Lett.* 78, 614–621. <https://doi.org/10.1785/gssrl.78.6.614>.
- Perea, H., Gràcia, E., Martínez-Loriente, S., Bartolome, R., de la Peña, L.G., de Mol, B., Moreno, X., Iacono, C.L., Diez, S., Tello, O., Gómez-Ballesteros, M., Dañobeitia, J.J., 2018. Kinematic analysis of secondary faults within a distributed shear-zone reveals fault linkage and increased seismic hazard. *Mar. Geol.* 399, 23–33. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2018.02.002>.
- Pérez-Belzuz, F., Alonso, B., Ercilla, G., 1997. History of mud diapirism and trigger mechanisms in the Western Alboran Sea. *Tectonophysics, Structural Controls on Sedimentary Basin Formation* 282, 399–422. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(97\)00226-6](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(97)00226-6).
- Platt, J.P., Whitehouse, M.J., Kelley, S.P., Carter, A., Hollick, L., 2003. Simultaneous extensional exhumation across the Alboran Basin: Implications for the causes of late orogenic extension. *Geology* 31, 251. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2003\)031<0251:SEEATA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2003)031<0251:SEEATA>2.0.CO;2).
- Principaud, M., Mulder, T., Gillet, H., Borgomano, J., 2015. Large-scale carbonate submarine mass-wasting along the northwestern slope of the Great Bahama Bank (Bahamas): Morphology, architecture, and mechanisms. *Sedimentary Geology, Carbonate Slopes and Gravity Deposits* 317, 27–42. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2014.10.008>.
- Rashid, H., MacKillop, K., Sherwin, J., Piper, D.J.W., Marche, B., Vermooten, M., 2017. Slope instability on a shallow contourite-dominated continental margin, southeastern Grand Banks, eastern Canada. *Marine Geology, Advancements in Understanding Deep-Sea Clastic Sedimentation Processes* 393, 203–215. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2017.01.001>.
- Rebescio, M., 2005. *SEDIMENTARY ENVIRONMENTS | Contourites*. In: Selley, R.C., Cocks, L.R.M., Plimer, I.R. (Eds.), *Encyclopedia of Geology*. Elsevier, Oxford, pp. 513–527. <https://doi.org/10.1016/B0-12-369396-9/00497-4>.
- Rebescio, M., Camerlenghi, A., 2008. 2008. Contourites. In: Rebescio, M., Camerlenghi, A. (Eds.), *Developments in Sedimentology*, 60. Elsevier, Amsterdam.
- Rebescio, M., Hernández-Molina, F.J., Van Rooij, D., Wählin, A., 2014. Contourites and associated sediments controlled by deep-water circulation processes: state-of-the-art and future considerations. *Mar. Geol.* 352, 111–154.
- Riboulot, V., Cattaneo, A., Sultan, N., Garziglia, S., Ker, S., Imbert, P., Voisset, M., 2013. Sea-level change and free gas occurrence influencing a submarine landslide and pockmark formation and distribution in Deepwater Nigeria. *Earth Planet. Sci. Lett.* 375, 78–91. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.05.013>.
- Rodríguez, C.E., Bommer, J.J., Chandler, R.J., 1999. Earthquake-induced landslides: 1980–1997. *Soil Dyn. Earthq. Eng.* 18, 325–346. [https://doi.org/10.1016/S0267-7261\(99\)00012-3](https://doi.org/10.1016/S0267-7261(99)00012-3).
- Rodríguez, M., Maleuvre, C., Jolivet-Castelot, M., d'Acremont, E., Rabaute, A., Lafosse, M., Ercilla, G., Vázquez, J.-T., Alonso, B., Ammar, A., Gorini, C., 2017. Tsunamigenic submarine landslides along the Xauen-Tofiño banks in the Alboran Sea (Western Mediterranean Sea). *Geophys. J. Int.* 209, 266–281. <https://doi.org/10.1093/gji/ggx028>.

- Rohling, E.J., Foster, G.L., Grant, K.M., Marino, G., Roberts, A.P., Tamisiea, M.E., Williams, F., 2014. Sea-level and deep-sea-temperature variability over the past 5.3 million years. *Nature* 508, 477–482. <https://doi.org/10.1038/nature13230>.
- Sawyer, D.E., DeVore, J.R., 2015. Elevated shear strength of sediments on active margins: evidence for seismic strengthening. *Geophys. Res. Lett.* 42 <https://doi.org/10.1002/2015GL066603>.
- Somoza, L., Medialdea, T., León, R., Ercilla, G., Vázquez, J.T., Farran, M., Hernández-Molina, J., González, J., Juan, C., Fernández-Puga, M.C., 2012. Structure of mud volcano systems and pockmarks in the region of the Sebta Contourite Depositional System (Western Alborán Sea). In: *Marine Geology, Hydrocarbon Leakage Through Focused Fluid Flow Systems in Continental Margins*, 332–334, pp. 4–26. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2012.06.002>.
- 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.
- Stich, D., Batllo, J., Morales, J., Ramon, M., Savka, D., 2003. Source parameters of the M $W = 6.1$ 1910 Adra earthquake (southern Spain). *Geophys. J. Int.* 539–546.
- Stich, D., Mancilla, F.D.L., Baumont, D., Morales, J., 2005. Source analysis of the Mw 6.3 2004 Al Hoceima earthquake (Morocco) using regional apparent source time functions. *J. Geophys. Res.* 110 <https://doi.org/10.1029/2004JB003366>.
- Stich, D., Martín, R., Morales Soto, J., López Comino, J.Á., de Mancilla Pérez, F., 2020. Slip Partitioning in the 2016 Alboran Sea Earthquake Sequence (Western Mediterranean). <https://doi.org/10.3389/feart.2020.587356>.
- Stirling, M., Goded, T., Berryman, K., Litchfield, N., 2013. Selection of Earthquake Scaling Relationships for Seismic-Hazard Analysis. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 103, 2993–3011. <https://doi.org/10.1785/0120130052>.
- Sultan, N., Cochonat, P., Canals, M., Cattaneo, A., Dennielou, B., Haflidason, H., Laberg, J.S., Long, D., Mienert, J., Trincardi, F., Urgeles, R., Vorren, T.O., Wilson, C., 2004. Triggering mechanisms of slope instability processes and sediment failures on continental margins: a geotechnical approach. *Marine Geology, COSTA - Continental Slope Stability* 213, 291–321. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2004.10.011>.
- Tappin, D.R., Watts, P., McMurtry, G.M., Lafoy, Y., Matsumoto, T., 2001. The Sissano, Papua New Guinea tsunami of July 1998 — offshore evidence on the source mechanism. *Mar. Geol.* 175, 1–23. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(01\)00131-1](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(01)00131-1).
- Taylor, D.W., 1948. *Fundamentals of soil mechanics*. *Soil Science* 66, 161.
- Ten Brink, U.S., Andrews, B.D., Miller, N.C., 2016. Seismicity and sedimentation rate effects on submarine slope stability. *Geology* 44, 563–566. <https://doi.org/10.1130/G37866.1>.
- Triantafyllou, I., Gogou, M., Mavroulis, S., Lekkas, E., Papadopoulos, G.A., Thravlos, M., 2021. The Tsunami Caused by the 30 October 2020 Samos (Aegean Sea) Mw7.0 Earthquake: Hydrodynamic Features, Source Properties and Impact Assessment from Post-Event Field Survey and Video Records. *Journal of Marine Science and Engineering* 9, 68.
- Urgeles, R., Camerlenghi, A., 2013. Submarine landslides of the Mediterranean Sea: Trigger mechanisms, dynamics, and frequency-magnitude distribution. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* 118, 2600–2618. <https://doi.org/10.1002/2013JF002720>.
- Urlaub, M., Talling, P.J., Zervos, A., Masson, D., 2015. What causes large submarine landslides on low gradient ($<2^\circ$) continental slopes with slow (~ 0.15 m/kyr) sediment accumulation? *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 120, 6722–6739. <https://doi.org/10.1002/2015JB012347>.
- Valensise, G., Pantosti, D., 1992. A 125 Kyr-long geological record of seismic source repeatability: the Messina Straits (southern Italy) and the 1908 earthquake (Ms 7.1/2). *Terra Nova* 4, 472–483. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.1992.tb00583.x>.
- Wesnousky, S.G., Scholz, C.H., Shimazaki, K., MatSuda, T., 1983. Earthquake frequency distribution and the mechanics of faulting. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 88, 9331–9340. <https://doi.org/10.1029/JB088iB11p09331>.
- Yen, Y.-T., Ma, K.-F., 2011. Source-Scaling Relationship for M 4.6–8.9 Earthquakes, specifically for Earthquakes in the Collision Zone of Taiwan. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 101, 464–481. <https://doi.org/10.1785/0120100046>.

CHAPITRE V : CONCLUSION GENERALE ET PERSPECTIVES

La mer Méditerranée occupe une position géographique insolite entre l'Afrique, l'Asie et l'Europe. Sur le plan Géologique, elle s'inscrit dans un espace marqué par le rapprochement entre les plaques Africaine et Eurasienne.

La Mer d'Alboran, qui en constitue l'extrémité occidentale, baigne la totalité de la côte Nord du Maroc et celle de l'Algérie occidentale, au Sud et la côte espagnole entre le détroit de Gibraltar et cabo de Gata. Elle, de ce faite, entièrement enclavée dans le système orogénique rifo-bétique, dont elle forme une étape plus ou moins récente de l'évolution géologique.

Les forages pétroliers et ODP, qui ont été réalisés dans différents domaines de cette mer, montre qu'elle a été ébauchée au Miocène inférieur (Aquitarien) par l'ouverture de son bassin le plus occidental appelé le Bassin Ouest-Alboran. Celui-ci est vu par certains auteurs comme un bassin allochtone qui s'était déplacé, d'Est en Ouest, sur plus de 500 km, porté par le bloc d'Alboran ou un domaine plus large appelé ALKAPEKA. Ce déplacement est largement utilisé pour expliquer la forme de l'Arc de Gibraltar et l'organisation des nappes de charriage dans le Rif et les cordillères bétiques.

Dans le bassin Ouest-Alboran, la sismique réflexion montre l'existence d'un remplissage sédimentaire d'épaisseurs variables :

Il est remarquablement épais dans l'axe du bassin qui, il faut le préciser, se situe au pied de la marge marocaine. Les premiers dépôts qui s'y sont mis en place sont des argiles sous-compactées dans lesquelles le diapirisme, caractéristique de ce bassin, s'enracine.

La cartographie de la colonne sédimentaire, faite à partir des données sismique, révèle l'existence d'une couverture de plus de 12 km d'épaisseur dans le bassin et qui n'excède guère quelques centaine de mètres sur le plateau continental.

Les terminaisons latérales, en onlap, des réflecteurs sismiques et l'âge de plus en plus récent des dépôts les plus anciens, en direction du continent attestent

d'une translation progressive de la ligne de rivage dans la même direction. L'existence de plusieurs phase d'érosion dans la série sédimentaire indique des phases d'érosion ; imputables à des baisses de la tranches d'eau. La morphologie du substratum a également joué un rôle important dans la répartition des sédiments : les hauts-fonds sont surmontés par une série sédimentaire faiblement épaisse voire quasi inexistante alors que les dépressions accueillent une série relativement épaisse.

Le bassin Sud-Alboran où le forage ODP 979 n'a rencontré qu'une couverture sédimentaire plio-quadernaire. La sismique réflexion montre des dépôts plus anciens que les connaissances sur les bassins néogènes à terre permettent d'attribuer au Miocène supérieur. Il s'agit donc d'un bassin ouvert plus tardivement.

La série sédimentaire est là beaucoup moins épaisse et sa répartition est régie en plus des facteurs classiques (morphologie, tectonique, courantologie et variations eustatiques, la quantité et la qualité des apports sédimentaires) par le volcanisme qui se rencontre à partir de Ras Tarf vers l'Est.

Dans l'ensemble de la mer d'Alboran et de ses marges, La crise de Salinité Messinienne s'exprime par une érosion omniprésente. Elle correspond, sur les profils sismiques, à un réflecteur de forte amplitude daté à partir des forages. Ce réflecteur est facile à reconnaître, car il est souvent surmonté par un faciès sismique relativement transparent à la base et plus richement lité au sommet.

Alors que dans les dépressions profondes de la Méditerranée, la Crise de Salinité Messinienne a engendré des dépôts salifères (à l'origine du dipirisme) connu dans ces zones, en mer d'Alboran on ne connaît pas de dépôts de sels conséquents. L'expression la plus remarquée de cette période est l'érosion généralement plane, mais parfois, elle prend l'allure de canyons au droit des cours d'eau. L'un des plus importants canyons que nous y avons associé est celui qui prolonge le détroit de Gibraltar vers l'Est. Montrant environ 20 km de largeur et plus de 400 m de profondeur, ce canyon est expliqué, dans ce travail,

comme un cours d'eau marin qui approvisionnait les bassins profonds de la Méditerranée. Sa situation géographique et son importance ainsi que la découverte de séries sédimentaires dans une structure tectonique similaire au détroit de Gibraltar, confortent l'idée que ce dernier s'était ouvert au Miocène supérieur et non pas au Pliocène comme cela est admis jusqu'à présent.

En définitive, la mer d'Alboran et ses bordures continentales représentent une zone géologiquement intéressante. L'activité tectonique y a joué et joue encore un rôle très important a façonné les bordures et la morphologie sous-marine.

L'importante activité sismique qui caractérise la zone actuellement est due à ce contexte tectonique complexe.

Beaucoup d'études sont encore nécessaires pour améliorer nos connaissances sur cette région et surtout sur sa partie marocaine qui semble la plus active.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Achalhi M, Münch P, Cornée JJ, Azdimousa A, Melinte-Dobrinescu M, Quillévéré F, Drinia H, Fauquette S, Jiménez-Moreno G, Merzeraud G, Moussa AB, El Kharim Y, Feddi N (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. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2016.06.040>.
- Aït Brahim L (1983) "Étude de la déformation du Néogène à l'Actuel sur la bordure Sudrifaine dans le contexte du rapprochement des plaques Afrique-Europe." Thèse de 3e cycle, université Mohamed V, Rabat, Maroc (178p).
- Aït Brahim L (1991) "Tectonique cassante et états de contraintes récents au Nord du Maroc." Thèse d'état, Université Mohammed V.
- Aït Brahim L & Chotin P (1984) Mise en évidence d'un changement de direction de compression dans l'avantpays 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 (1990) Oriental Moroccan Neogene volcanism and strike-slip faulting. *J Afr Earth Sci* 11(3–4):273–280.
- Akoglu AM, Cakir Z, Meghraoui M et al (2006) The 1994-2004 Al Hoceima (Morocco) earthquake sequence : conjugate fault ruptures deduced from InSAR. *Earth and Planetary Science Letters*, 252 : 467-480.
- Alonso B, Ercilla G, Vázquez JT, Juan C, Casas D, Estrada F, Garcia M, Farran M, D'Acremont E, Gorini CH (2012) Caracterización morfo-sísmica de las inestabilidades sedimentarias del sector oriental del mar de Alboran durante el Cuaternario (SO Mediterraneo), *Geo-Temas* 13, pp. 196–199. ISSN: 1576–5172.
- Alonso B, Ercilla G, García M, Vazquez JT, Juan C, Casas D, Estrada F, d'Acremont E, Gorini C, El Moumni B, Farran M (2014) Quaternary mass-transport deposits on the north-eastern Alboran seamounts (SW Mediterranean Sea). *Submarine Mass Movements and Their Consequences*. 37, *Advances in Natural and Technology Hazards Research*. Springer International Publishing, 2014. ISBN 978-3-319-00971-1. pp. 561 -570., in: *Submarine Mass Movements and Their Consequences*. pp. 561–570. https://doi.org/10.1007/978-3-319-00972-8_50.
- Ammar A (1996) "Evolution structuro-sédimentaire de la partie méridionale de la mer d'Alboran depuis le Miocène, à partir de l'exploitation des données sismiques

- multitraceindustrielle." Thèse d'état, Université Mohammed V.
- Ammar A, Tejera De Leon, El Moumni B, et Semlali H (2003) "La structuration de la ride d'Alboran : Une conséquence du contrôle de l'évolution du bassin d'Alboran par les discontinuités anciennes." Notes et mémoires du Service Géologique du Maroc.
- Ammar A, Mauffret A, Gorini C, Jabour H (2007) the tectonic structure of the Alboran margin of morocco 26.
- Anderson (1951) "Océanographie géologique et géophysique de la Méditerranée occidentale." Edition du centre national de la recherche scientifique. 15, Quai antole-France- Paris VII (1962).
- Andrieux J (1971) "La structure du Rif central. Étude des relations entre la tectonique de compression et les nappes de glissement dans un tronçon de la chaîne alpine." Notes et mémoires du Service Géologique du Maroc 235.
- Andrieux CP, Nadjo L, Savéant JM, Electroanal J. Chem. 42 (1973) 223-242.
- Andrieux J et Mattauer M (1973) Précision sur un modèle explicatif de l'arc de Gibraltar. Bulletin Société Géologique France (7), XV, 115-118
- Argus DF, Gordon RG, DeMets C, Stein S (1989) Closure of the Africa-Eurasia-North America Plate motion circuit and tectonics of the Gloria Fault. Journal of Geophysical Research: Solid Earth 94, 5585–5602. <https://doi.org/10.1029/JB094iB05p05585>.
- Arnone RA, Wiesenburg DA, et Saunders K D (1990) "The Origin and characteristics of the Algerian current." J. Geophysical research **95**(2): 1587-1598.
- Augier R (2004) Evolution Tardi-Orogenique des Cordillères Bétiques (Espagne): Apports d'une étude intégrée. Ph.D Thesis, Université Pierre et Marie Curie, Paris, 400 pp.
- Augier R, Agard P, Monié P, Jolivet L, Robin C and Booth-Rea G (2005) Exhumation, doming and slab retreat in the Betic Cordillera (SE Spain): in situ $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages and P–T–d–t paths for the Nevado- Filabride complex. *Journal of Metamorphic Geology*, v.23, p.357-381.
- Asebry L (1984). "Etude géologique de la zone subrifaine : Nouvelle interprétation paléogéographique et structurale du Rif externe ; exemple du Moyen Ouerrha, Maroc." Thèse de 3ème cycle de l'Université Mohammed V-Agdal.
- Asebry L, Bourgois J, Cherkaoui TE, and Azdimousa A (1993) Evolution tectonique récente de la zone de faille du Nékor: importance paléogéographique et structurale dans le Rif externe, Maroc, Journal of African Earth Sciences (and the Middle East), 17(1), 65-74.
- Asebry L, Bourgois J, Cherkaoui TE, Azdimousa A (1994) "Recent tectonic evolution along the Nekor fault - paleogeographic and structural importance in the External Rif

- (Morocco)." *Journal of African Earth Sciences* 17: 65-74.
- Auzende J.M., Bonnin J., Olivet J.L. et al. 1971. Upper Miocene Salt Layer in the Western Mediterranean Basin. *Nature Physical Science*, v.230, p.82-84.
- Auzende JM, Rehault JP, Pastouret L, Szep B, Olivet JL (1975) Les bassins sédimentaires de la mer d'Alboran. *Bulletin de la Societe Geologique de France* S7-XVII, 98–107. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.S7-XVII.1.98>.
- Azdimousa A (1991) "La géologie des bordures méridionales de la mer d'Alboran des Tamsamani jusqu'au cap des Trois Fourches (Rif oriental, Maroc)." Thèse de 3ème cycle, Université Mohammed 1, Fac. Sci. Oujda : 219.
- Azdimousa A, Bourgeois J, Poupeau G, Vázquez M, Asebriy L, Labrin E (2013) Fission track thermochronology of the Beni Bousera peridotite massif (Internal Rif Morocco) and the exhumation of ultramafic rocks in the Gibraltar Arc. *Arabian Journal of Geosciences*, <http://dx.doi.org/10.1007/s12517-013-0924-933>.
- Azdimousa A, Jabaloy-Sánchez A, Talavera C, Asebriy L, González-Lodeiro F, Evans NJ (2019) Detrital zircon U-Pb ages in the Rif Belt (northern Morocco): Paleogeographic implications. *Gondwana Res.* 70, 133–150. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2018.12.008>
- Balanyá JC and García-Dueñas V (1987) Les directions structurales dans le Domaine d'Alborán de part et d'autre du Détroit de Gibraltar. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, v.304, p.929-932.
- Balanyá JC, García-Dueñas V, Azañón JM (1997) Alternating contractional and extensional events in the Alpujarride nappes of the Alboran Domain (Betics, Gibraltar Arc). *Tectonics* 16, 226–238.
- Ballesteros M, Rivera J, Muñoz A et al (2008) Alboran Basin, southern Spain. Part II : neogene tectonic implications for the orogenic belt model. *Mar. Petrol. Geol.* 25, 75–101.
- Benmarha O, Ammar A, Medina F (2021) The major changes in Alboran Sea and its periphery since the Tortonian. *Arab J Geosci* 14, 2708. <https://doi.org/10.1007/s12517-021-08851-0>.
- Benzaggagh M, Mokhtari A, Rossi P, Michard A, El Maz A, Chalouan A, Saddiqi O, Rjimiati, E (2014) Oceanic units in the core of the External Rif (Morocco): intramargin hiatus or South-Tethyan remnants? *J. Geodyn.* 77, 4–21.
- Barber PM (1981) Messinian subaerial erosion of the proto-Nile Delta. *Marine Geology* 44, 253–272. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(81\)90053-0](https://doi.org/10.1016/0025-3227(81)90053-0).
- Barr FT, Walker BR (1973) Late Tertiary channel system in northern Libya and its

- implications on Mediterranean Sea level changes. In: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project (Eds W.B.F. Ryan and K.J. Hsu), Vol. 13, Part 2, pp. 1244—1250. U.S. Government Printing Office, Washington, DC.
- Ben-Avraham Z, Tibor G, Limonov AF et al (1995) Structure and tectonics of the eastern Cyprean Arc. *Marine and Petroleum Geology*, v.12, p.263-271.
- Berndt T, Ruiz-Martínez VC, Chalouan A (2015) New constraints on the evolution of the Gibraltar Arc from palaeomagnetic data of the Sebta and Beni Bousera peridotites (Rif, northern Africa). *J. Geodyn.* 84: 19–39. DOI: 10.1016/j.jog.2014.09.014.
- Bertoni C, & Cartwright JA (2007) Major erosion at the end of the Messinian Salinity Crisis : evidence from the Levant Basin, Eastern Mediterranean. *Basin Research*, v.19, p.1-18.
- Bessière E (2019) Évolution géodynamique des Zones Internes des Cordillères Bétiqes (Andalousie, Espagne): Apports d'une étude pluridisciplinaire du Complexe Alpujárride
Eloïse Bessière.
Institut des Sciences de la Terre (To cite this version: HAL Id: tel-02392008).
- Bétoux J P (1980) "Mean water fluxes across sections in the Mediterranean Sea, evaluated on the basis of water and salt budgets and observed salinities." *Oceanologica acta*3: 79-88.
- Bezzeghoud M, Buform E (1999) Source parameters of the 1992 Melilla (Spain, MW= 4.8), 1994 Alhoceima (Morocco, MW= 5.8), and 1994 Mascara (Algeria, MW= 5.7) earthquakes and seismotectonic implications. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 89, 359–372.
- Biggs J, Bergman E, Emmerson B et al (2006) Fault identification for buried strike-slip earthquakes using InSAR : The 1994 and 2004 Al Ho-ceima, Morocco earthquakes. *Geophys. J. Int.*, 166, 1347-1362, <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2006.03071.x>.
- Biju-Duval B, Moore J C et al (1984) "Reports. DSDP, 78A." Washington (U.S. Govt. Printing Office).
- 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*, v.182(4), p.279-303.
- Bird P (2003) An updated digital model of plate boundaries. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 4 (3), 1027.
- Blinova VN, Comas MC, Ivanov MK, Poludektina EN and Matveeva TV (2011) Active mud volcanism in the West Alboran Basin: Geochemical evidence of hydrocarbon seepage.

Marine and Petroleum Geology, v.28, p.1483-1504.

- Bonardi G, de Capoa P, Di Staso A, Estévez A, Martin-Martin M, Martin-Rojas I, Perrone V, Tent-Manclus JE (2003). Oligocene-to-Early Miocene depositional and structural evolution of the Calabria-Peloritani Arc southern terrane (Italy) and geodynamic correlations with the Spain Betics and Morocco Rif. *Geodin. Acta* 16, 149–169.
- Booth-Rea G, Ranero CR, Martinez-Martinez JM et al (2007) Crustal types and tertiary tectonic evolution of the Alborán sea, western Mediterranean. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 8, Q10005, <http://dx.doi.org/10.1029/2007GC001639>.
- Bormans M, Garret C and Thompson KR (1986) Seasonal variability of the surface inflow through the Strait of Gibraltar. *Oceanol. Acta*, 9: 403-414
- Bormans M and Garret C (1989) The effect of Rotation on the Surface Inflow through the Strait of Gibraltar. *Journal of Physical Oceanography*, 19 :1535 – 1542.
- Bouillin JP (1986) Le “bassin maghrebin”; une ancienne limite entre l’Europe et l’Afrique a l’Ouest des Alpes. *Bull. la Soc. Geol. Fr.* II, 547–558. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.ii.4.547>
- Bourgeois J (1978) La transversale de Ronda (Cordillères bétiques, Espagne). Données géologiques pour un modèle d'évolution de l'arc de Gibraltar. *Annales scientifiques de l'Université de Besançon, France*, 445 pp.
- Bourgeois J, Mauffret A, Ammar A, Demnati A (1992) Multichannel seismic data imaging of inversion tectonics of the Alboran Ridge (western Mediterranean Sea). *Geo-Marine Letters* 12, 117–122. <https://doi.org/10.1007/BF02084921>.
- Bruno M, Alonso JJ, C’ozar A, Vidal J, Ruiz-Cañavate A , Echevaria F , Ruiz J (2002) The boiling-water phenomena at Camarinal Sill, the Strait of Gibraltar. *Deep- Sea Res. Part II: Top. Stud. Oceanogr.* 49 (19), 4097–4113. [https://doi.org/10.1016/S0967-0645\(02\)00144-3](https://doi.org/10.1016/S0967-0645(02)00144-3)
- Bryden H L, Stonunel H M (1982) "Origin of the Mediterranean outflow." *J. Mar. Res.*, Suppl. 44: 55-71.
- Buorn E., Bezzeghoud M. & Udías A y Pro C. 2004. Seismic sources in the Iberia-African plate boundary and their tectonic implications. *Pure and Applied Geophysics*, 161 : 623-646.
- Buorn E, and Udías A (2010) Azores-Tunisia, A Tectonically Complex Plate Boundary. In: Dmowska, R., (Ed), *Advances in Geophysics*, Elsevier, p.139-182.
- Cacho I, Grimalt J O, Sierro F J, Shackleton N and Canals M (2000). "Evidence for enhanced Mediterranean thermohaline circulation during rapid climatic coolings." *Planetary*

Science Letters 83(3-4): 417-429.

- Cakir Z, Meghraoui M., Akoglu AM et al (2006) Surface deformation associated with the M 6.4 24 February 2004 Al Hoceima ,Morocco, earthquake deduced from InSAR : implications for the active tectonics along North Africa. Bulletin of the Seismological Society of America, 96 : 1-10.
- Calvert A, Sandvol E, Seber D, Barazangi M, Roecker S, Mourabit T, Vidal F, Alguaeil G and Jabour N (2000) Geodynamic evolution of the lithosphere and upper mantle beneath the Alboran region of the western Mediterranean: Constraints from travel time tomography, Journal of Geophysical Research, v.105(B5), p.10871-10898.
- Campillo AC, Maldonado A & Mauffret A (1992) Stratigraphic and tectonic evolution of the western Alboran Sea : Late Miocene to recent. Geo-Marine Letters, v.12, p.165-172.
- Campos J, Maldonado A, Campillo AC (1992) Post-Messinian evolutionary patterns of the central Alboran Sea. Geo-Marine Letters 12:173–178.
- Casas D, Ercilla G, Yenes M, Estrada F, Alonso B, García M, Somoza L (2011) The Baraza Slide: model and dynamics. Mar Geophys Res 32, 245–256. <https://doi.org/10.1007/s11001-011-9132-2>.
- Casciello E, Fernández M, Vergés J, Cesarano M., Torne M (2015) The Alboran 299 domain in the western Mediterranean evolution: the birth of a concept. Bull. la Société Géologique Fr. 186, 371–384. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.186.4-5.371>
- Cathles LM, Su Z, Chen D (2010) The physics of gas chimney and pockmark formation, with implications for assessment of seafloor hazards and gas sequestration. Mar Pet Geol 27 (1):82–91
- Caulet J P (1972) "Les sédiments organogènes du précontinent algérien,." Thèse d'État, Mémoire du Muséum National de l'histoire Naturelle, Paris, XX,: 1-289.
- Chalouan A, and Michard A (1990) The Ghomarides nappes, Rif coastal range, Morocco: a variscan chip in the Alpine belt. Tectonics, v.9(6), p.1565-1583.
- Chalouan A, Saji R, Michard A, Bally AW (1997) Neogene tectonic evolution of the south western Alboran Basin as inferred from seismic data off Morocco, AAPG Bull., 81, 1161–1184.
- Chalouan A, Michard A, El Kadiri K, Negro F, de Lamotte DF, Soto JJ, Saddiqi O (2008) The Rif Belt, in: Continental Evolution: The Geology of Morocco. Springer, pp. 203–302.
- Cheney R E et Doblar RA (1982) "Structure and variability of the Alboran Sea frontal system." J. Geophysical research 87: 585-594.
- Chumakov IS (1973) Pliocene and Pleistocene deposits of the Nile Valley in Nubia and Upper

- Egypt. In: Ryan WBF, Hsü KJ, et al. (Eds.), Initial Reports of Deep Sea Drilling Project, vol. 13. U.S. Government Printing Office, Washington, pp. 1242e1243.
- CIESM (Antón J, Çağatay MN, De Lange G, Flecker R, Gaullier V, Gunde-Cimerman N, Hübscher C, Krijgsman W, Lambregts P, Lofi J, Lugli S, Manzi V, McGenity TJ, Roveri M, Sierro FJ, Suc J) (2008) The Messinian Salinity Crisis from mega-deposits to microbiology - A consensus report. In: CIESM, CIESM Workshop Monographs, Monaco, 168 pp.
- Clauzon G (1973) The eustatic hypothesis and the pre-Pliocene cutting of the Rhone Valley. In "Leg 13", Ryan, WBF, Hsu KJ et al. edit., Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 13, Washington (U. S. Government Printing Office), p. 1251-1256.
- Clauzon G (1978) The Messinian Var canyon (Provence, Southern France) – Paleogeographic implications. *Mar. Geol.*, 27, p. 231-246.
- Clauzon G (1982) Le canyon messinien du Rhône, une preuve décisive du "desiccated deep-basin model" [Hsü, Cita et Ryan, 1973]. *Bull. Soc. Géol. Fr., sér. 7*, 24, 597—610.
- Cloetingh S, Van der Beek PA, Van Rees D, Roep TB, Biermann C et Stephenson RA (1992) "Flexural interaction and the dynamics of Neogene extensional basin formation in the Alboran-Betic region,." *Geo-Marine Letters* 12: 66-75.
- Comas MC, García-Dueñas V, Jurado MJ (1992) Neogene tectonic evolution of the Alboran Sea from MCS data. *Geo-Marine Letters* 12, 157–164. <https://doi.org/10.1007/BF02084927>.
- Comas MC, Dãnobeitia JJ, Alvarez-Marron J et al (1995) Crustal reflections and structure in the Alboran basin : preliminary results of the ESCI – Alboran survey. *Rev. Soc. Geol. Espana* 8 (4), 75–88.
- Comas MC, Dañobeitia JJ, Alvarez-Marrón J et al (1997) Crustal reflections and structure in the Alboran Basin : preliminary results of the ESCI-Alboran Survey. *Rev. Soc. Geol. Esp.*, 8:76–88.
- Comas MC, Platt JP, Soto JI, Watts AB (1999) The origin and tectonic history of the Alboran basin: insights from Leg 161 results. In: Zahn R, Comas MC, Klaus A. (Eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, pp. 555–580. <https://doi.org/10.2973/odp.proc.sr.161.1999>.
- Coppier G, Griveaud P, De Larouziere FD, Montenat C, Ott d'Estevou P (1989) Example of neogene tectonic indentation in the eastern betic cordilleras: the arc of aguilas (Southeastern Spain). *Geodin Acta* 3(1):37–51

- Crespo-Blanc A, Orozco M, García-Dueñas V (1994) Extension versus compression during the Miocene tectonic evolution of the Betic chain. Late folding of normal fault systems. *Tectonics* 13, 78–88.
- Crespo-Blanc A and 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). *Journal of Structural Geology*, v.23, p.1615-1630.
- d'Acremont E, Alonso B, Ercilla G, Vadorpe T (2013) Active Sedimentation and Tectonics in the South Alboran Sea: Preliminary Results of the Marlboro and Saras Surveys.
- d'Acremont E, Gutscher MA, Rabaute A, Mercier de Lépinay B, Lafosse M, Poort J, Ammar A, Tahayt A, Le Roy P, Smit J, Do Couto D, Cancouët R, Prunier C, Ercilla G, Gorini C (2014) High-resolution imagery of active faulting offshore Al Hoceima, Northern Morocco. *Tectonophysics* 632, 160–166. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.06.008>.
- d'Acremont E, Lafosse M, Rabaute A, Teurquety G, Couto D, Ercilla G, Juan C, L'épinay BM, Lafuerza S, Galindo-Zaldivar J, Estrada F, Vazquez JT, Leroy S, Poort J, Ammar A, Gorini C (2020) Polyphase tectonic evolution of fore-arc basin related to STEP fault as revealed by seismic reflection data from the Alboran Sea (W-Mediterranean). *Tectonics* n/a. <https://doi.org/10.1029/2019TC005885> e2019TC005885.
- Daudet M, Mouthereau F, Bricau S, Crespo-Blanc A, Gautheron C, & Angrand P (2020) Tectono-stratigraphic and thermal evolution of the western Betic flysch: Implications for the geodynamics of South Iberian margin and Alboran domain. *Tectonics*, 39, e2020TC006093. <https://doi.org/10.1029/2020TC006093>
- De Capoa P, Di Staso A, Perrone V, Zaghloul MN (2007) The age of the foredeep sedimentation in the Betic–Rifian Mauretanian Units: A major constraint for the reconstruction of the tectonic evolution of the Gibraltar Arc. *Comptes Rendus Geosci.* 339, 161–170.
- DeMets C, Gordon RG, Argus DF, Stein S (1990) Current Plate motions. *Geophysical Journal International*, v.101, p.425-478.
- Dercourt J, Zonenshain LP, Ricou LE, Kazmin VG, Le Pichon X, Knipper AL, Grandjacquet C, Sbertshikov IM, Geyssant J, Lepvrier C, Pechersky DH, Boulin J, Sibuet JC, Savostin LA, Sorokhtin O, Westphal M, Bazhenov ML, Lauer JP, Biju-Duval B (1986) Geological evolution of the tethys belt from the atlantic to the pamirs since the LIAS. *Tectonophysics* 123, 241–315. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(86\)90199-X](https://doi.org/10.1016/0040-1951(86)90199-X).
- Dewey JF, Helman ML, Knott SD, Turco E, Hutton DHW (1989) Kinematics of the western

- Mediterranean. Geological Society, London, Special Publications 45, 265–283.
<https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.045.01.15>.
- Dillon WP, Robb JM, Greene HG, Lucena JC (1980) Evolution of the continental margin of southern Spain and the Alboran Sea. *Marine Geology* 36, 205–226.
[https://doi.org/10.1016/0025-3227\(80\)90087-0](https://doi.org/10.1016/0025-3227(80)90087-0).
- Docherty CA et Banda E (1995) Evidence for the eastward migration of the Alboran Sea based on regional subsidence analysis: A case for basin formation by delamination of the subcrustal lithosphere. *Tectonics*, 14, 804–818
- Do Couto D, Gorini C, Jolivet L, Lebret N, Augier R, Gumiaux C, d'Acremont E, Ammar A, Jabour H, Auxietre JL (2016) Tectonic and stratigraphic evolution of the Western Alboran Sea Basin in the last 25 Myrs. *Tectonophysics* 677–678, 280–311.
<https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.03.020>.
- Duggen S, Hoernle K, van den Bogaard P, Rüpke L, Phipps Morgan J (2003) Deep roots of the Messinian salinity crisis. *Nature* 422, 602–606.
<https://doi.org/10.1038/nature01553>
- Duggen S, Hoernle K, van den Bogaard P, 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. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(03\)00632-0](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(03)00632-0).
- 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*, v.46, p.1155–1201.
- Duggen S, Hoernle K, Klügel A, Geldmacher J, Thirlwall M, Hauff F, Lowry D, Oates N (2008) Geochemical zonation of the Miocene Alborán Basin volcanism (westernmost Mediterranean): geodynamic implications. *Contrib Mineral Petrol* 156, 577–593.
<https://doi.org/10.1007/s00410-008-0302-4>.
- Dumont JF & Morel jl (1981-1987) Le Rif au Plio-Quaternaire: un arc induit par le rapprochement Afrique- Europe. *Notes et Mem. servo geo./, Maroc*, 321, 225–232.
- Durand-Delga M et Mattauer G (1960): sur l'origine ultra-rifaine de certaines nappes du Rif septentrional. *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, 2:22–23.
- Durand Delga M, Kornprobst J (1963) Esquisse géologique de la région de Sebta (Maroc). *Bull. la Soc. Geol. Fr.* 7, 1040–1057.
- Durand-Delga M, Hottinger L, Marcais J, Mattauer M, Milliard Y et Suter C (1960–1962)

- Donnees actuelles sur la structure du Rif. Livre mem. P. Fallot, M&m. h.-ser. Sot. gko/. France, I, 339-422
- Durand-Delga M (1972) la courbure de Gibraltar; extrémité occidentale des chaînes alpines, unit l'Europe et l'Afrique. *Eclogae Geol. helv.*, n°2, vol. 65 :267-278.
- Durand-Delga M (1980) La Méditerranée occidentale, étapes de sa genèse et problèmes structuraux liés à celle-ci. *Bull. Soc. géol. Fr.* 10, 203–224.
- El Azzouzi M, Bellon H, Coutelle A, Réhault JP (2014) Miocene magmatism and tectonics within the Peri-Alboran orogen (western Mediterranean). *J Geodyn* 77:171–185
- El Bakili A(2021) Evolution tectono-metamorphique et chronologique des unités métamorphiques de Rif interne (Beni Bousera, Nord du Maroc). Thèse en cotutelle entre : L'Université Mohammed V-Faculté des sciences de Rabat et l'université de Nice Sophia Antipolis- laboratoire Geoazur.
- Ercilla G, Baraza J, Alonso B, Estrada F, Casas D, Farrán M (2002) The Sebta Drift, Alboran Sea, southwestern Mediterranean. *Geological Society, London, Memoirs* 22, 155–170. <https://doi.org/10.1144/GSL.MEM.2002.022.01.12>.
- Ercilla G, Juan C, Hernández-Molina FJ, Bruno M, Estrada F, Alonso B, Casas D, Farran Marcel lí, Llave E, García M, Vázquez JT, D'Acremont E, Gorini C, Palomino D, Valencia J, El Moumni B, Ammar A (2016) Significance of bottom currents in deep-sea morphodynamics: An example from the Alboran Sea. *Marine Geology* 378, 157–170. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2015.09.007>.
- Ercilla G, Vázquez JT, Alonso B, Bárcenas P, Casas D, d'Acremont E, Estrada F, Fernández-Salas, LM, Galindo-Zaldívar J, Juan C, Lobo F, López-González N, Palomino D, Sánchez-Guillamón O, Chourak M, Gil A, Gómez-Ballesteros M, El Moumni B, Peláez JA, Valencia, J, Gorini C (2021) Seafloor Morphology and Processes in the Alboran Sea, in: Báez, J.C., Vázquez, J.-T., Camiñas, J.A., Malouli Idrissi, M. (Eds.), *Alboran Sea - Ecosystems and Marine Resources*. Springer International Publishing, Cham, pp. 157–205. https://doi.org/10.1007/978-3-030-65516-7_6
- Esteban M (1979) Significance of the Upper Miocene coral reefs of the Western Mediterranean. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v.29, p.169-188.
- Esteban M, Braga JC, Martín JM and Santisteban C (1996) Western Mediterranean reef complexes, In: Franseen, E.K., et al., (Eds.), *Models for carbonate stratigraphy from Miocene reef complexes of Mediterranean regions: SEPM (Society for Sedimentary Geology) Concepts in Sedimentology and Paleontology Series*, v.5, p.55-72.
- Esteban J J, Tubía JM, Cuevas J, Seward D, Larionov A, Sergeev S, Navarro-Vilá F (2013)

- Insights into extensional events in the Betic Cordilleras, southern Spain: New fission-track and U–Pb SHRIMP analyses. *Tectonophysics*, 603, 179–188. doi:10.1016/j.tecto.2013.05.027.
- Estrada F, Ercilla G, Alonso B (1997) Pliocene-Quaternary tectonic-sedimentary evolution of the NE Alboran Sea (SW Mediterranean Sea). *Tectonophysics* 282, 423–442. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(97\)00227-8](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(97)00227-8).
- Estrada F, Ercilla G, Garcia-Castellanos D, Gorini C, Alonso B, Juan C, Ammar A, Elabbassi M (2011) El final de la crisis de salinidad Messiniense: integración de un modelo matemático con las evidencias geomorfológicas. *Geogaceta*, 50-2, 153-155.
- Estrada F, Ercilla G, Gorini C, Alonso B, Vazquez JT, Garcia-Castellanos D, Juan C, Maldonado A, Ammar A, Elabbassi M (2011) Impact of pulsed Atlantic water inflow into the Alboran Basin at the time of the Zanclean flooding. *Geo-Marine Letters*, v.31, p.361-376.
- Estrada F, Galindo-Zaldívar J, Vázquez JT, Ercilla G, d'Acremont E, Alonso B, Gorini C (2018) Tectonic indentation in the central Alboran Sea (westernmost Mediterranean). *Terra Nova* 30:24–33.
- Etheve N, de Lamotte DF, Mohn G, Martos R, Roca E, Blanpied C(2016) Extensional vs contractional Cenozoic deformation in Ibiza (Balearic Promontory, Spain): Integration in the West Mediterranean back-arc setting. *Tectonophysics* 682: 35–55
- Fabrés J, Calafat A, Sánchez-Vidala A, Canals M, Heussner S (2002) Composition and spatio-temporal variability of particle fluxes in the Western Alboran Gyre, Mediterranean Sea. *J. Mar. Syst.* 33–34, 431–456. [https://doi.org/10.1016/S0924-7963\(02\)00070-2](https://doi.org/10.1016/S0924-7963(02)00070-2).
- Faccenna C, Becker TW, Auer L, Billi A, Boschi L, Brun JP, Capitanio FA, Funicello F, Horvath F, Jolivet L, Piromallo C, Royden L, Rossetti F, Serpelloni E (2014) Mantle dynamics in the Mediterranean. *Rev Geophys* 52:283–332. <https://doi.org/10.1002/2013RG000444>
- Feinberg H, Saddiqi O, Michard A (1996) New constraints on the bending of the Gibraltar Arc from paleomagnetism of the Ronda peridotite (Betic Cordilleras, Spain), In: Morris A., Tarling D.H. (Eds.), *Paleomagnetism and Tectonics of the Mediterranean Region*, Geological Society London, Special Publication, v.105, p.43-52.
- Fernández-Ibáñez F, Soto JI (2017) Pore pressure and stress regime in a thick extensional basin with active shale diapirism (western Mediterranean). *AAPG Bulletin*, V. 101, no. 2, pp. 233–264. <https://doi.org/10.1306/07131615228>.

- Flecker R, Krijgsman W, Capella W, de Castro Martíns C, Demitrieva E, Mayser JP, Marzocchi A, Modestu S, Ochoa Lozano D, Simon, 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 FJ, Bachiri N, Barboun N, Chakor Alami A, Chacon B, Flores JA, Gregory J, Howard J, Lunt D, Ochoa M, Pancost R, Vincent S, Yousfi MZ (2015) Evolution of the Late Miocene Mediterranean-Atlantic gateways and their impact on regional and global environmental change. *Earth-Sci. Rev.* 150, 365–392.
- Flinch JF (1996) Accretion and extensional collapse of the external Western Rif (Northern Morocco). In: *Peri-Tethys Memoir 2: Structure and Prospects of Alpine Basins and Forelands*. M^m Enclosures 1–2. *Mus Nat Hist Nat*, Paris, 170:61–85
- Flinch JF, Bally AW, and Wu S (1996) Emplacement of a passive-margin evaporitic allochthon in the Betic Cordillera of Spain. *Geology*, v.24, p.67-70.
- Folkard A M, Davies PA et Prieur L (1994). "The surface temperature field and dynamical structure of the Almeria-Oran front from simultaneous shipboard and satellite data." *Journal of Marine Systems*5: 205-222.
- Font J (1988) The path of Levantine Intermediate Water to the Alboran Sea, *Deep. Sea. Res.*34, 1745-1755.
- Frasca D, Diaz A, Romero M, Landin AM, Blomberg BB (2015) Cytomegalovirus (CMV) seropositivity decreases B cell responses to the influenza vaccine. *Vaccine* 33:1433–1439. doi:10.1016/j.vaccine.2015.01.071
- Galdeano A, Courtillot V, Le Borgne E, Le Mouel JL, Rossignol JC (1974) An aeromagnetic survey of the southwest of the Western Mediterranean: Description and tectonic implications. *Earth and Planetary Science Letters* 23, 323–336. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(74\)90122-8](https://doi.org/10.1016/0012-821X(74)90122-8).
- Galindo-Zaldívar J, Ercilla G, Estrada F, Catalán M, d’Acremont E, Azzouz O, Casas D, Chourak M, Vázquez JT, Chalouan A, Sanz de Galdeano C, Benmakhlouf M, Gorini C, Alonso B, Palomino D, Rengel JA, Gil AJ (2018) Imaging the growth of recent faults: the case of 2016–2017 seismic sequence sea bottom deformation in the Alboran Sea (Western Mediterranean). *Tectonics* 37(8):2513–2530. <https://doi.org/10.1029/2017TC004941>
- Garcia S M, Zerbi A, Aliaume C, Do Chi T and Lasserr G (2003) The ecosystem approach to fisheries. Issues, terminology, principles, institutional foundations, implementation and out-look. *FAO Fisheries Technical Paper*, 443. 71 pp

- Gracia E., Pallas R., Soto J.I. et al. 2006. Active faulting offshore SE Spain (Alboran Sea) : implications for earthquake hazard assessment in the Southern Iberian Margin. *Earth Planet. Sci. Lett.* 241, 734–749.
- Garcia-Castellanos D, Estrada F, Jiménez-Munt I, Gorini C, Fernàndez M, Vergés J, De Vicente R (2009) Catastrophic flood of the Mediterranean after the Messinian salinity crisis. *Nature* 462, 778–781. <https://doi.org/10.1038/nature08555>.
- Garcia-Castellanos D, Villaseñor A (2011) Messinian salinity crisis regulated by competing tectonics and erosion at the Gibraltar arc. *Nature* 480, 359–363. <https://doi.org/10.1038/nature10651>.
- García-Dueñas V, Balanyá JC, Martínez-Martínez JM (1992) Miocene extensional detachments in the outcropping basement of the North Alborán Basin (Betics) and their tectonic implications
Geol. Marine Lett., 12, pp. 88-95
- Gascard JC et Richez C (1985) water masses and Circulation in Western Alboran Sea and in the strait of Gibraltar. *Prog. Oceano.*, 15 : 157-216.
- Gautier F, Clauzon G, Suc JP, Cravatte J, Violanti D (1994) Age et durée de la crise de salinité messinienne. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris*, v.318, p.1103-1109.
- Gennesseaux M. & Lefebvre D. 1980. Le Golfe du Lion et le Paléo-Rhône messinien. *Géologie Méditerranéenne*, v.7, p.71-80.
- Gensous B, Tesson M, Winnock E (1986) La marge meridionale de la Mer d'Alboran: Caracteres structuro-sedimentaires et evolution recente. *Marine Geology* 72, 341–370. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(86\)90127-1](https://doi.org/10.1016/0025-3227(86)90127-1).
- Giermann G, Pfannenstiel M, Winmenauer W (1968) relations entre morphologie, tectonique et volcanisme en mer d'Alboran (mediterranee occidentale). resultats preliminaires de la campagne jean-charcot (1967).
- Gorini C (1993) Géodynamique d'une marge passive: le Golfe du Lion (Méditerranée occidentale).
- Guennoc P, Gorini C & Mauffret A (2000) Histoire géologique du Golfe du Lion et cartographie du rift oligo- aquitainien et de la surface messinienne. *Géologie de la France*, v.3, p.67-97.
- Guibout P (1987) "Atlas hydrologique de la Méditerranée." *Int. Rep. Of the Lab. d'Océanographie Physique du Museum, Paris* : 174p.
- Guillemin M, Houzay JP (1982) Le Néogène post-nappes et le Quaternaire du Rif nord-

- oriental ; Stratigraphie et tectonique des bassins de Melilla, du Kert, de Boudinar et du piedmont des Kebdana, Notes et memoires du Service Géologique: Marokko, Division de la Géologie. Editions du Service géologique du Maroc.
- Gutscher MA, Malod J, Rehault JP, Contrucci I, Klingelhoefer F, Mendes-Victor L and Spakman W (2002) Evidence for active subduction beneath Gibraltar. *Geology*, v.30(12), p.1071-1074.
- Gutscher M (2004) What Caused the Great Lisbon Earthquake? *Science*, v.305(5688), p.1247-1248.
- Heburn GW, La Violette PE (1990) Variations in the structure of the anticyclonic gyres found in the Alboran sea. *J Geophys Res* 95:1599–1613.
- Hilário A, Comas MC, Azevedo L, Pinheiro L, Ivanov MK, Cunha MR (2011) First record of a Vestimentifera (Polychaeta: Siboglinidae) from chemosynthetic habitats in the western Mediterranean Sea—Biogeographical implications and future exploration. *Deep-Sea Res I Oceanogr Res Pap* 58(2):200–207.
- Hlila R, Chalouan A, El Kadiri K, Sanz de Galdeano C, Martín-Pérez JA, Serrano F, López-Garrido AC, 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.
- Hoernle K, van den Bogaard P, Duggen S, Mocek B, Garbe-Schönberg D (1999) Evidence for Miocene subduction beneath the Alboran Sea: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating and geochemistry of volcanic rocks from holes 977A and 978A. In: Zahn R, Comas MC, Klaus A. (Eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results* 161, pp. 357–373.
- Hopkins TS (1989) "La fisica del mar. El Mediterráneo Occidental (ed. by R. Margalef)." Omega, S.A., Barcelona : 102-127.
- Houzay J P (1975) "Géologie du bassin de Boudinar (Rif oriental, Maroc)." Ph. Doctoral Thesis, University of Paris Sud, Orsay.
- Hsü KJ, Cita MB, Ryan WBF (1973) Origin of the Mediterranean evaporite. In: *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project* (Eds WBF Ryan and KJ Hsu), Vol. 13, Part 2, pp. 1203—1231. U.S. Government Printing Office, Washington DC.
- Iribarren L, Vergés J, Fernández M (2009) Sediment supply from the Betic–Rif orogen to basins through Neogene. *Tectonophysics* 475, 68–84. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2008.11.029>.
- Jolivet L, Augier R, Robin C, Suc JP, Rouchy JM (2006) Lithospheric-scale geodynamic

- context of the Messinian salinity crisis. *Sedimentary Geology* 188–189, 9–33. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2006.02.004>.
- Jolivet L, Augier R, Faccenna C, Negro F, Rimmele G, Agard P, Robin C, Rossetti F and Crespo-Blanc A (2008) Subduction, convergence and the mode of backarc extension in the Mediterranean region. *Bulletin De La Société Géologique De France*, v.179, p.525-550.
- Jolivet L, Faccenna C and Piromallo C (2009) From mantle to crust: Stretching the Mediterranean. *Earth and Planetary Science Letters*, v.285, p.198-209.
- Juan C, Ercilla G, Javier Hernández-Molina F, Estrada F, Alonso B, Casas D, García M, Farran M, Llave E, Palomino D, Vázquez JT, Medialdea T, Gorini C, D'Acremont E, El Moumni B, Ammar A (2016) Seismic evidence of current-controlled sedimentation in the Alboran Sea during the Pliocene and Quaternary: Palaeoceanographic implications. *Marine Geology* 378, 292–311. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2016.01.006>.
- Juan C, Ercilla G, Estrada F, Alonso B, Casas D, Vázquez JT, d'Acremont E, Medialdea T, Hernández-Molina FJ, Gorini (2020) Multiple factors controlling the deep marine sedimentation of the Alboran Sea (SW Mediterranean) after the Zanclean Atlantic Mega-flood. *Marine Geology* 106138
- Jurado MJ, Comas MC (1992) Well log interpretation and seismic character of the cenozoic sequence in the northern Alboran Sea. *Geo-Marine Letters* 12, 129–136. <https://doi.org/10.1007/BF02084923>.
- Kenyon NH, Ivanov MK, Akhmetzhanov AM, Akhmanov GG (2000) Multidisciplinary study of geological processes on the North East Atlantic and Western Mediterranean Margins. Preliminary Results of Geological and Geophysical Investigations during the TTR-9 Cruise of R/V Professor Logachev, June–July, 1999. IOC Technical Series, 56 UNESCO 136 pp.
- Kinder TH. et Parrilla G (1984) "Hydrographic structure in the western Alboran Sea. In *Donde Va? Meeting report*. Edited by G. PARILLA. Instituto Español de Oceanografía. Madrid, 1984a."
- Klitgord KD & Schouten H (1986) Plate kinematics of the central Atlantic, in *The Geology of North America*, 17: The Western North Atlantic Region, pp. 351–378, eds Vogt, P.R. & Tucholke, B.E., The Geological Society of America, Boulder, CO
- Kopf AJ (2002) Significance of mud volcanism. *Rev Geophys* 40(2):2–52 Koulali A, Ouazar

- D, Tahayt A, King RW, Vernant P, Reilinger RE, McClusky S, Mourabit T, Davila JM, Amraoui N (2011) New GPS constraints on active deformation along the Africa–Iberia plate boundary. *Earth Planet Sci Lett* 308(1):211–217. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.05.048>
- Korres G, Pinardi N et Lascaratos A (2000) The ocean response to low frequency interannual atmospheric variability in the Mediterranean sea. Part I : Sensitivity experiments and energy analysis. *J. Clim.*, 13 : 705-731.
- Krijgsman W, Hilgen FJ, Raffi I, Sierro FJ, Wilson DS (1999) Chronology, causes and progression of the Messinian salinity crisis. *Nature* 400, 652–655. <https://doi.org/10.1038/23231>.
- Lacombe H et Tchernia P (1972). "caractères hydrologiques et circulation des eaux en Méditerranée in : D.J Stanley, *The Mediterranean sea: A natural sedimentation laboratory*."Dowden, Hutchinson and Ross, Strasbourg: 25-36.
- Lacombe H (1984) General physical oceanography of the Mediterranean Sea. In : *Proceeding of the NATO Advanced Research Workshop, La Spezia*, edited by H. Charnock
- Lafosse M, d'Acremont E, Rabaute A, Mercier de Lépinay B, Tahayt A, Ammar A, Gorini C (2017) Evidence of quaternary transtensional tectonics in the Nekor basin (NE Morocco). *Basin Res* 29, 470–489. <https://doi.org/10.1111/bre.12185>.
- Lafosse M, Gorini C, Le Roy P et al (2018) Late Pleistocene-Holocene history of a tectonically active segment of the continental margin (Nekor basin, Western Mediterranean, Morocco). *Marine and Petroleum Geology*, 97, 370-389.
- Lafosse M, D'Acremont E, Rabaute A et al (2020) Plio-Quaternary tectonic evolution of the southern margin of the Alboran Basin (Western Mediterranean). *Solid Earth*, 11, 741–765, <https://doi.org/10.5194/se-11-741-2020>.
- Lanoix F (1972) "Etude hydrologique et dynamique de la mer d'Alboran " Thèse de 3ème cycle de l'Université Paris VI.
- Lanoix F (1974) "Projet Alboran. Etude hydrologique et dynamique de la mer d'Alboran. technical report." NATO. Brussels 66 : 39pp.
- La Violette PE (1986) Short-term measurements of surface currents associated with the Alboran sea Gyre during Donde Va? *J. Phys. Oceanogr.*, 16 : 262-279.
- León R, Somoza L, Medialdea T, González FJ, Gimenez-Moreno CJ, Pérez-López R (2014) Pockmarks on either side of the Strait of Gibraltar: formation from overpressured shallow contourite gas reservoirs and internal wave action during the last glacial sea-level lowstand? *Geo-Mar Lett* 34(2–3):131–151

- Leblan D (1975) Etude géologique du Rif externe oriental au nord de Taza (Maroc). Notes et Mém. Serv. Géogr. Phys., 22: 267-277.
- Leblanc D & Olivier P (1984) Rôle of strike-slip faults in the Betic-Rifian orogeny. *Tectonophysics*, 101, 345–355, [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(84\)90120-3](https://doi.org/10.1016/0040-1951(84)90120-3), 1984.
- Leprêtre R, Frizon de Lamotte D, Combier V, Gimeno-Vives O, Mohn G, Eschard R (2018) The Tell-Rif orogenic system (Morocco, Algeria, Tunisia) and the structural heritage of the southern Tethys margin. *Bull Soc Geol Fr* 189:10. <https://doi.org/10.1051/bsgf/2018009>
- Lofi J, Déverchère J, Gaullier V et al (2010) Atlas of the “Messinian Salinity Crisis” seismic markers in the Mediterranean and Black seas, CCGM / Mémoires de la SGF, v.179, 72 pp.
- Lofi J, Sage F, Déverchère J et al (2011) 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*, v.182, p.163-180.
- Lofi J, Déverchère J, Gaullier V, Herve G, Gorini C, Guennoc P, Loncke L, Maillard A, Sage F, Thinon I (2011) Seismic Atlas of the Messinian Salinity Crisis markers in the Mediterranean and Black Seas.
- Loget N, Van Den Driessche J (2006) On the origin of the Strait of Gibraltar. *Sedimentary Geology* 188–189, 341–356. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2006.03.012>.
- Lonergan L, White N (1997) Origin of the Betic–Rif mountain belt. *Tectonics* 16:504–522
- López-Rodríguez C, De Lange G J, Comas M, Martínez-Ruiz F, Nieto F, Sapart CJ, Mogollón JM cent, deep-sourced methane/mud discharge at the most active mud volcano in the western Mediterranean Mar. *Geol.*, 408 (2019), pp. 1-17
- Luján M, Crespo-Blanc A, Balanyá JC (2006) The Flysch Trough thrust imbricate (Betic Cordillera): A key element of the Gibraltar Arc orogenic wedge. *Tectonics* 25, n/a–n/a.
- Mattauer M (1963) : la style tectonique des chaînes tellienne et rifaine. *Géol. Rundschau*, t. 53, n°1: 269-313.
- Martínez-García P, Comas M, Soto J, Lonergan L, Watts A (2013) Strike-slip tectonics and basin inversion in the Western Mediterranean: the Post-Messinian evolution of the Alboran Sea. *Basin Res* 25:361–387
- Mathys M, Thiessen O, Theilen F, Schmidt M (2005) Seismic characterisation of gas-rich near surface sediments in the Arkona Basin, Baltic Sea. *Mar Geophys Res* 26:207–224
- Millot C (1987) "Circulation in the Western Mediterranean." *Oceanologica acta* 10 (2): 143-

- Millot C (1990) "The Gulf of Lions' hydrodynamics." *Continental shelf research* 10: 885-894.
- Millot C & Taupier-Letage I (2005) Circulation in the Mediterranean Sea. In A. Saliot (Ed.), *The Mediterranean Sea. Handbook of environmental chemistry* (vol. 5K, pp. 29–66). Springer. <https://doi.org/10.1007/b107143>
- Maldonado A, Campillo AC, Mauffret A, Alonso B, Woodside JM, Campos J (1992) Alboran Sea Late Cenozoic tectonic and stratigraphic evolution. *Geo-Marine Letters* 12:179–186.
- Marcias J et Sutter G (1966) Aperçu structural sur la région du Rif oriental. *Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc*, 27, 198: 35-42.
- Martínez del Olmo W et Comas MC (2008) Arquitectura sísmica, olistostromas y fallas extensionales en el norte de la cuenca oeste del mar de Alborán. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, v.21(3-4), p.151-167.
- Martínez-Díaz JJ, Hernández-Enrile JL (2004) Neotectonics and morphotectonics of the southern Almería region (Betic Cordillera-Spain) kinematic implications. *Int J Earth Sci* 93:189–206
- Martínez-García P, Comas M, Soto JI, Lonergan L, Pérez-Hernandez S (2009) Recent submarine slides in the Alboran Ridge, *Geogaceta*, 47, 89–92.
- Martínez-García P, Comas M, Soto JI, Lonergan L, Watts AB (2013) Strike-slip tectonics and basin inversion in the Western Mediterranean: The Post-Messinian evolution of the Alboran Sea: *Basin Research*, v. 25, p. 361–387, doi:10.1111/bre.12005.
- Martínez-García P, Comas M, Lonergan L, Watts AB (2017) From Extension to Shortening: Tectonic Inversion Distributed in Time and Space in the Alboran Sea, Western Mediterranean: Tectonic Inversion in the Alboran Sea. *Tectonics* 36, 2777–2805. <https://doi.org/10.1002/2017TC004489>.
- Martínez-García P, Soto JI, Comas M (2011) Recent structures in the Alboran Ridge and Yusuf fault zones based on swath bathymetry and sub-bottom profiling: evidence of active tectonics. *Geo-Mar Lett* 31, 19–36. <https://doi.org/10.1007/s00367-010-0212-0>.
- Martín JM, Braga JC, Betzler C (2001) The Messinian Guadalhorce corridor: the last northern, Atlantic–Mediterranean gateway. *Terra Nova* 13, 418–424.
- Martín JM, Braga JC, Aguirre J, Puga-Bernabéu Á (2009) History and evolution of the North-Betic Strait (Prebetic Zone, Betic Cordillera): a narrow, early Tortonian, tidal dominated, Atlantic–Mediterranean marine passage. *Sediment. Geol.* 216 (3–4),

- Martín JM, Puga-Bernabéu Á, Aguirre J, Braga JC (2014) Miocene Atlantic Mediterranean seaways in the Betic Cordillera (southern Spain). *Rev. Soc. Geol. Esp.* 27 (1), 175–186 (27 (1)).
- Martínez-Martínez JM and Azañón JM (1997) Mode of extensional tectonics in the southeastern Betics (SE Spain): Implications for the tectonic evolution of the peri-Alboran orogenic system. *Tectonics*, v.16, p.205-225.
- Mauffret A, Fail JP, Montadert L, Sancho J et Winnoc E (1973) "Northwestern Mediterranean sedimentary basin from seismic reflection profile." *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 57 (11): 2245-2262.
- Mauffret A, EL- Robrini A et Gennessaux M (1987) Indice de la compression récente en mer Méditerranée : un bassin losangique sur la marge nordalgérienne. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (8), III, 6: 1195-1206.
- Mauffret A, Montadert L, Lavergne M et al (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*, v.42, p.889-896.
- Mauffret A, Maldonado A and Campillo AC (1992) Tectonic framework of the eastern Alboran and western Algerian Basins, western Mediterranean. *Geo-Marine Letters*, v.12, p.104-110
- Mauffret A, Frizon de Lamotte D, Lallemand S, Gorini C, Maillard A (2004) E-W opening of the Algerian Basin (Western Mediterranean). *Terra Nova* 16, 257–264. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2004.00559.x>.
- Mauffret A, Ammar A, Gorini C, Jabour H (2007) The Alboran Sea (Western Mediterranean) revisited with a view from the Moroccan Margin. *Terra Nova* 19, 195–203. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2007.00734.x>.
- Maillard A, Gorini C, Mauffret A et al (2006) Offshore evidence of polyphase erosion in the Valencia Basin (Northwestern Mediterranean) : Scenario for the Messinian Salinity Crisis. *Sedimentary Geology*, v.188-189, p.69-91.
- Medaouri M, Bracene R, Déverchère J et al (2012) Structural styles and neogene petroleum system around the Yusuf-Habibas ridge (Alboran basin, Mediterranean sea). *Leading Edge* 31, 776–785.
- Medaouri M, Jacques D, Graindorge D et al (2014) The transition from Alboran to Algerian basins (Western Mediterranean Sea) : Chronostratigraphy, deep crustal structure and tectonic evolution at the rear of a narrow slab rollback system. *Journal of Geodynamics*

- 77 (2014) 186–205, <http://dx.doi.org/10.1016/j.jog.2014.01.003>.
- Michard A, Negro F, Saddiqi O, Bouybaouène ML, 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. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2005.11.011>
- Michard A, Mokhtari A, Lach P, Rossi P, Chalouan A, Saddiqi O, Rjmati EC (2018) Liassic age of an oceanic gabbro of the External Rif (Morocco): implications for the Jurassic continent–ocean boundary of Northwest Africa. *CR Geoscience* 350(6):299–309
- Millot C & Taupier-Letage I (2005) Circulation in the Mediterranean Sea. In A. Saliot (Ed.), *The Mediterranean Sea. Handbook of environmental chemistry* (vol. 5K, pp. 29–66). Springer. <https://doi.org/10.1007/b107143>. (GRID-Arendal., 2013).
- Morel J L (1989) "États de contrainte et cinématique de la chaîne rifaine (Maroc) du Tortonien à l'actuel." *Geodinamica Acta* 3 (4) : 283-294.
- Mulder CJ & Parry GR (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*, p.401-410.
- Munksgaard NC (1984) High ^{18}O and possible pre-eruptional Rb-Sr isochrons in cordierite-bearing Neogene volcanics from SE Spain. *Contrib Mineral Petr* 87(4):351–358
- Negro F, Beyssac O, Goffé B, Saddiqi O, Bouybaouène ML (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. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2006.00639.x>
- Nocquet JM (2012) Present-day kinematics of the Mediterranean: A comprehensive overview of GPS results. *Tectonophysics*, v.579, p.220-242.
- Olivet JL, Pautot G, Auzende JM (1972) Structural framework of selected regions of the western mediterranean. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project* 13, 321–334.
- Olivier P (1984) Evolution de la limite entre zones internes et zones externes dans l'arc de Gibraltar (Maroc-Espagne). Université Paul Sabatier, Toulouse.
- Orszag-Sperber F (2006) Changing perspectives in the concept of “Lago-Mare” in Mediterranean Late Miocene evolution. *Sedimentary Geology*, v.188–189, p.259-277.
- Palomino D, Vázquez JT, Ercilla G, Alonso B, López-González N, Díaz-del-Río V (2011) Interaction between seabed morphology and water masses around the seamounts on the Motril Marginal Plateau (Alboran Sea, Western Mediterranean). *Geo-Mar Lett*

- Palomino D, Alonso B, Lo Iacono C, Casas D, D'Acremont E, Ercilla G, Gorini C, Vázquez JT (2015) Seamounts and seamount-like structures of the Alborán Sea. In: Würtz M, Rover M (eds) Atlas of the Mediterranean seamounts and seamount-like structures. IUCN, Gland, Switzerland, pp 21–57
- Palomino D, López-Gonzalez N, Vázquez JT, Fernández-Salas LM, Rueda JL, Sanchez-Leal R, Díaz del Río V (2016) Multidisciplinary study of mud volcanoes and diapirs and their relationship to fluid escapes and bottom currents in the Gulf of Cádiz Continental Slope. *Mar Geol* 378:196–212
- Parrilla G, Thomas H, KINDER and Ruth H Preller (1986) "Deep and Intermediate Mediterranean Water in the western Alboran Sea." *Deep-Sea Research* 33(1): 55-88.
- Pedrerá A, Ruiz-Constán A, Galindo-Zaldívar J, Chalouan A, Sanz de Galdeano C, Marín-Lechado C, Ruano P, Benmakhlouf M, Akil M, López-Garrido CA, Chabli A, Ahmamou M and González-Castillo L (2011) Is there an active subduction beneath the Gibraltar orogenic arc? Constraints from Pliocene to present-day stress field. *Journal of Geodynamics*, v.52(2), p.83-96.
- Pérez-Belzuz F, Alonso B, and Ercilla G (1997) History of mud diapirism and trigger mechanisms in the Western Alboran Sea. *Tectonophysics*, v.282, p.399-422.
- Perkins H, Kinder TH, La Violette P (1990) "The Atlantic inflow in the western Alboran Sea." *Journal of physical oceanography* 20: 242-263.
- Pierre C, Caruso A, Blanc-Valleron MM, Rouchy JM & Orzsag-Sperber F (2006). 1451 Reconstruction of the paleoenvironmental changes around the Miocene–Pliocene boundary 1452 along a West–East transect across the Mediterranean. *Sedimentary Geology*, 188, 319-340.
- Pinardi N et Masetti E (2000) variability of the large scale general circulation of the Mediterranean sea from observations modelling : a review. *Palaeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.*, 158: 153-173.
- Platt J P et Vissers RLM (1989) "Extensional collapse of thickened continental lithosphere: A working hypothesis for the Alboran Sea and Gibraltar arc." *Geology* 17 (540-543).
- Platt JP, Soto JJ, Whitehouse MJ, Hurford AJ, Kelley SP (1998) Thermal evolution, rate of exhumation, and tectonic significance of metamorphic rocks from the floor of the Alborán extensional basin, western Mediterranean, *Tectonics*, 17, 671 –689.
- Platt JP, Allerton S, Kirker AI, Mandeville C, Mayfield A, Platzman E and Rimi A (2003) The ultimate arc: Differential displacement, oroclinal bending, and vertical axis

- rotation in the External Betic-Rif arc. *Tectonics*, v.22, TC001321.
- Platt JP, Behr WM, Johanesen K and Williams JR (2013) The Betic-Rif Arc and Its Orogenic Hinterland: A Review. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, v.41, p.313-357.
- Platzman ES, Platt JP and Olivier P (1993) Palaeomagnetic rotations and fault kinematics in the Rif Arc of Morocco. *Journal of the Geological Society*, v.150, p.707-718.
- Poem-Group (1992) General circulation of the Eastern Mediterranean. *Earth-Sci. Rev.*, 32 : 285-309
- Prieur L et Sournia A (1994). "An interdisciplinary study of the Almeria-Oran front, SW Mediterranean Sea." *J. Mar. Syst.* 5 (187-203).
- Puig P, Palanques A, Guillén J, El Khatab M (2004) Role of Internal Waves in the Generation of Nepheloid Layers on the Northwestern Alboran Slope: Implications for Continental Margin Shaping.
- Rampnoux JP, Angelier J, Colletta B, Fudral S, Guillemin M, Pierre G (1977) Les résultats de l'analyse structurale et de la néotectonique des littoraux; B, Les résultats de l'analyse structurale au Maroc. *Bulletin de la Société Géologique de France* 594–599.
- Rehault JP, Boillot G & Mauffret A (1984) The Western Mediterranean Basin geological evolution. *Marine Geology*, v.55(3-4), p.447-477.
- Rebesco M, Hernández-Molina FJ, Van Rooij D, Wåhlin A (2014) Contourites and associated sediments controlled by deep-water circulation processes: state-of-the-art and future considerations. *Mar Geol* 352:111–154
- Riding R, Braga JC, Martin JM and Sanchez-Almazo IM (1998) Mediterranean Messinian Salinity Crisis: constraints from a coeval marginal basin, Sorbas, southeastern Spain. *Marine Geology*, v.146, p.1-20.
- Riding ., Braga JC and Martin JM (2000) Late Miocene Mediterranean desiccation: topography and significance of the 'Salinity Crisis' erosion surface on-land in southeast Spain: Reply. *Sedimentary Geology*, v.133, p.175-184.
- Rodríguez-Fernández J, Comas MC (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.
- Rodriguez M, Maleuvre C, Jollivet-Castelot M, d'Acremont E, Rabaute A, Lafosse M, Ercilla G, Vázquez JT, Alonso B, Ammar A, Gorini C (2017) Tsunamigenic submarine landslides along the Xauen–Tofiño banks in the Alboran Sea (Western Mediterranean Sea). *Geophysical Journal International* 209, 266–281.

<https://doi.org/10.1093/gji/ggx028>.

- Romagny A, Münch P, Cornée JJ et al (2014) LateMiocene to present-day exhumation and uplift of the InternalZone of the Rif chain : Insights from low temperature thermochronometry and basin analysis, *J. Geodyn.*, 77, 39–55, <https://doi.org/10.1016/j.jog.2014.01.006>.
- Rosenbaum G, Lister GS, Duboz C (2002) Reconstruction of the tectonic evolution of the western Mediterranean since the Oligocene. *J.Virt.Ex* 08. <https://doi.org/10.3809/jvirtex.2002.00053>.
- Rossetti F, Faccenna C and Crespo-Blanc A (2005) Structural and kinematic constraints to the exhumation of the Alpujarride Complex (Central Betic Cordillera, Spain). *Journal of Structural Geology*, v.27, p.199-216.
- Rouchy JM (1982) La genèse des évaporites messiniennes de Méditerranée. *Bulletin du 1473 Muséum National d'Histoire Naturelle Paris, Science de la Terre*, pp. 1–280.
- Rouchy JM and Caruso A (2006) The Messinian salinity crisis in the Mediterranean basin: A reassessment of the data and an integrated scenario. *Sedimentary Geology*, v.188-189, p.35-67.
- Rouchy J M and Saint-Martin JP (1992) Late Miocene events in the 1474 Mediterranean as 1475 recorded by carbonate-evaporite relations: *Geology*, v. 20, p. 629– 632.
- Roveri M, Flecker R, Krijgsman W, Lofi J, Lugli S, Manzi V, Sierro FJ, Bertini A, Camerlenghi A, De Lange G, Govers R (2014) The Messinian salinity crisis: past and future of a great challenge for marine sciences. *Mar. Geol.* 352, 25–58
- Ryan WBF (1969) The floor of the Mediterranean sea. Part 1: The structure and evolution of the sedimentary basins, University of Columbia.
- Ryan WBF (1973) Geodynamic implications of the Messinian crisis of salinity. In: *Messinian Events in the Mediterranean* (Ed. C.W. Drooger), pp. 26—38. North-Holland Publ. Co., Amsterdam, Netherlands.
- Ryan WBF, Cita MB (1978) The nature and distribution of Messinian erosional surface-indication of a several kilometer-deep Mediterranean in the Miocene. *Mar. Geol.* 27, 193e230.
- Salat et Font, (1987) water mass structure near and offshore the catalan coast during the winters of 1982 and 1983. *Ann. Geophys.*, 5B(1): 49-54.
- Sánchez-Gómez M, Azañón JM, García-Dueñas V, Soto JI (1999) Correlation between metamorphic rocks recovered from Site 976 and the Alpujarride rocks of the Western Betics, in Zahn R, Comas M.C, Klaus A, et al., *Proceedings of the Ocean Drilling*

- Program, Scientific Results, v. 161: College Station, Texas, Ocean Drilling Program, p. 307–317
- Schlager W (2005) Carbonate sedimentology and sequence stratigraphy. SEPM concepts in sedimentology and paleontology No. 8, Tulsa, Oklahoma
- Stanley D J (1977) "Post-Miocene depositional structural displacement in the mediterranean." Ocean basins and margins, Nairn A.E.M, Kanes W.H and Stehli F.O Edition, plenum Press New York and London (77-130).
- Savoye B, Piper DJW (1991) The Messinian event on the margin of the Mediterranean Sea in the Nice area, southern France. *Mar. Geol.*, 97, p. 279-304.
- 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. Université de Málaga, Espagne.
- Serrano F, Sanz de Galdeano C, El Kadiri K, Guerra-Merchán A, López-Garrido AC, Martín-Martín M, Hlila 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.
- Serrano F, Guerra-Merchán A, El Kadiri K, Sanz de Galdeano C, López-Garrido AC, Martín-Martín M, Hlila R (2007) Tectono-sedimentary setting of the Oligocene–early Miocene deposits on the Betic–Rifian internal zone (Spain and Morocco). *Geobios* 40:191–205
- Serpelloni E, Vannucci G, Pondrelli S, Argnani A, Casula G, Anzidei M, Baldi P, Gasperini P (2007) Kinematics of the Western Africa-Eurasia plate boundary from focal mechanisms and GPS data. *Geophysical Journal International* 169, 1180–1200. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2007.03367.x>.
- Somoza L, Medialdea T, León R, Ercilla G, Tomás Vázquez J, Farran M, Hernández-Molina J, González J, Juan C and Fernández-Puga MC (2012) Structure of mud volcano systems and pockmarks in the region of the Sebta Contourite Depositional System (Western Alborán Sea). *Marine Geology*, v.332-334, p.4-26.
- Sosson M, Morrillon AC, Bourgois J, Féraud G, Poupeau G, Saint-Marc P (1998) Late exhumation stages of the Alpujarride Complex (western Betic Cordilleras, Spain): new thermochronological and structural data on Los Reales and Ojen nappes. *Tectonophysics* 285, 253–273.
- Soto JI, Comas MC, de la Linde J (1996) Espesor de sedimentos en la cuencade Alborán mediante una conversión sísmica corregida. *Geogaceta*, v.20, p.382-285.

- Soto JI & Platt JP (1999) Petrological and structural evolution of high-grade metamorphic rocks from the floor of the Alboran Sea basin, Western Mediterranean. *J. Petrol.*, 40, 21-60.
- Soto JI, Fernández-Ibáñez F, Talukder AR, Martínez-García P (2010) Miocene shale tectonics in the Alboran Sea (western Mediterranean). In: Wood, L., (Ed), *Shale tectonics*. AAPG Memoir 93, p.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.A. (Eds.), *The TRANSMED Atlas. The Mediterranean Region from Crust to Mantle*. Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg, pp. 31–52. https://doi.org/10.1007/978-3-642-18919-7_2.
- Stich D, Ammon CJ & Morales J (2003) Moment tensor solution for small and moderate earthquakes in the Ibero-Maghreb region. *Journal of Geophysical Research*, 108 : doi: 10.029/2002JB002057.
- Stich D, Mancilla FdL, Baumont D, Morales J (2005) Source analysis of the Mw 6.3 2004 Al Hoceima earthquake (Morocco) using regional apparent source time functions. *J. Geophys. Res.* 110. <https://doi.org/10.1029/2004JB003366>.
- Stich D, Serpelloni E, de Lis Mancilla F d L et al (2006) Kinematics of the Iberia–Maghreb plate contact from seismic moment tensors and GPS observations. *Tectonophysics*, 426, 295–317, <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2006.08.004>.
- Suc JP & Clauzon G (1996) La crise de salinité messinienne, une histoire fabuleuse. *Bulletin de la Société Fribourgeoise des Sciences Naturelles*, 85(1/2): 9-23.
- Suc JP, Gorini C, Rabineau M, Rubino JL, Popescu SM, Leroux E, Bache F, Do Couto D, Melinte-Dobrinescu MC, Jolivet L, Gargani J, Loget N, Mocochain L, Pellen R, Hippolyte JC, Le Strat P, Aslanian D (2019) La Crise de salinité messinienne, *Géochronique*, 151, pp. 24-30. ISSN : 0292-8477
- Suter G (1965) La région du moyen Ouerrha (Rif, Maroc). Etude préliminaire sur la stratigraphie et la tectonique. *Notes Service Géologique du Maroc*. Notes serv. géol. Maroc, t. 18, 24, 7–17.
- Suter G (1980). "Carte structurale de la chaîne rifaine au 1/500 000." *Notes et mémoires Service géologique du Maroc* 245b.
- Taha M (1986). Apport de la microtectonique cassante aux problèmes des trajectoires de contraintes et de leurs perturbations (exemple du Nord de Montpellier). Université de

Langedoc, Montpellier. PhD Thesis.

- Tapponier R (1977) Evolution tectonique du système alpin en Méditerranée : poinçonnement et écrasement rigide plastique. Bull. Soc. Géol. F., (7),XIX : 3-460
- Tintore J, Laviolette PE, Blade I et Cruzado A (1988) "A study of an intense density front in the eastern Alboran sea: The Almeria Oran front." Geophysical researche 103(1384-1397).
- Tintore J, Gomis D et Alonso S (1991) "Mesoscale dynamics and vertical motion in the Alboran Sea." Journal of Physical oceanography 21 (811-823).
- Torres-Roldan RL, Poli R, Peccerillo A (1986) An Early Miocene arc-tholeiitic dike event from the Alboran sea: evidence for precollisional subduction and back-arc crustal extension in the westernmost Mediterranean. Geol Rundsch 75:219–234
- Tucker ME & Wright VP (1990) Carbonate sedimentology. Blackwell, Oxford
- Turner SP, Platt JP, George RMM, Kelley SP, Pearson DG, Nowell GM (1999) Magmatism Associated with Orogenic Collapse of the Betic–Alboran Domain, SE Spain. J. Petrol. 40, 1011–1036. <https://doi.org/10.1093/petroj/40.6.1011>
- Urgeles R, Camerlenghi A, GarciaCastellanos D, De Mol B, Garcés M, Vergés J, Haslam I, Hardman M (2011) New constraints on the Messinian sealevel drawdown from 3D seismic data of the Ebro Margin, western Mediterranean: Messinian sealevel drawdown from 3D seismic data. Basin Research 23, 123–145. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2117.2010.00477.x>.
- Van Hinsbergen DJJ, Vissers RLM, Spakman W (2014) Origin and consequences of western Mediterranean subduction, rollback, and slab segmentation. Tectonics 33, 393–419. <https://doi.org/10.1002/2013TC003349>
- Vázquez A (2006) Ondas Internas en el Estrecho de Gibraltar y Procesos de Mezcla Inducidos. Thesis. Universidad de Cádiz, In Spanish, p. 292
- Vázquez JT, Alonso B, Ercilla G, Carmen J, Estrada F, Garcia M (2013) Mass movement deposits and tectonics relation as a main factor to control the stratigraphical architecture of the South Alboran Basin (Alboran Sea, Western Mediterranean), in Regional Committee on Atlantic Neogene Stratigraphy (RCANS) Congress: Two decades of Atlantic Neogene study, Huelva, Abstract Book VRCANS, pp. 46–47, <http://hdl.handle.net/10272/7006>.
- Vázquez JT, Alonso B, Fernández-Puga MC, Gómez-Ballesteros M, Iglesias J, Palomino D, Roque C, Ercilla G, Díaz-del-Río V (2015) Seamounts along the Iberian Continental Margins. Bol Geol Min 126(2):483–514

- 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*, v.49(3-4), p.123-129.
- Watts AB, Piatt JP, Buhl P (1993) Tectonic evolution of the Alboran Sea basin. *Basin Research* 5, 153–177. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2117.1993.tb00063.x>.
- Wildi W, Wernli R (1977) Stratigraphie et micropaléontologie des sédiments pliocènes de l'Oued Laou (côteméditerranéenne marocaine). *Archives des Sciences Genève*, v.30, p.213-228.
- Wildi W (1983) La chaîne tello-rifaine (Algérie, Maroc, Tunisie): structure, stratigraphie et évolution du Trias au Miocène. *Revue Géologie Dynamique et Géographie Physique*, v.24, p.201-297.
- Willet A (1997) Marine geophysical investigations of the Alboran Sea, (Doctoral thesis), Oxford University, Oxford.
- Woodside JM & Maldonado A (1992) "Styles of compressional neotectonics in the Eastern Alboran Sea." *Geo-Marine Letters* 12: 111–116.
- Würtz M & Rovere M (2015) Atlas of the Mediterranean seamounts and seamount-like structures. IUCN, Gland, Switzerland, 276 pp
- wüst G (1961) on the vertical circulation of the Mediterranean sea. *J. Geoph. Res.*, 66 :3261-3271.
- Zavattarelli M and Mellor G L A (1995) Numerical Study of the Mediterranean Sea Circulation, American Meteorological Society
- Zeck HP (1996) Betic-Rif orogeny: subduction of Mesozoic Tethys lithosphere under eastward drifting Iberia, slab detachment shortly before 22 Ma, and subsequent uplift and extensional tectonics. *Tectonophysics* 254(1-2):1–16
- Zeck HP, Albat F, Hansen BT, Torres-Roldán RL, García-Casco A, 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 AM, DeAlteriis G, Henriët PJ, Dañobeitia JJ, Masson G D, Mulder T, Ramella R, Somoza L and Díez S (2009) The quest for the Africa–Eurasia plate boundary west of the Strait of Gibraltar. *Earth and Planetary Science Letters*, v.280 (1-4), p.13-50.