



HAL
open science

De l'amincissement continental à l'inversion tectonique : Interaction entre processus tectoniques et systèmes sédimentaires

Elia d'Acremont

► **To cite this version:**

Elia d'Acremont. De l'amincissement continental à l'inversion tectonique : Interaction entre processus tectoniques et systèmes sédimentaires. Sciences de la Terre. Sorbonne Université; Institut des Sciences de la Terre de Paris, ISTeP, 2019. tel-04043575

HAL Id: tel-04043575

<https://hal.sorbonne-universite.fr/tel-04043575>

Submitted on 23 Mar 2023

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

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



Distributed under a Creative Commons Attribution - NonCommercial - NoDerivatives 4.0
International License

UFR 918, Terre, Environnement, Biodiversité

De l'amincissement continental à l'inversion tectonique : Interaction entre processus tectoniques et systèmes sédimentaires

Habilitation à diriger les recherches

Elia d'Acremont

Institut des Sciences de la Terre de Paris
Sorbonne Université

Soutenue le 12 novembre 2019

Devant le jury composé de :

José Miguel Azañon	Univ. de Grenade	Rapporteur
Jacques Deverchère	Univ. Bretagne Occidentale	Rapporteur
Serge Lallemand	Géosciences Montpellier	Rapporteur
Agnès Maillard	GET Toulouse	Examinatrice
Claudio Rosenberg	Sorbonne Université	Président du jury
Isabelle Thinon	BRGM	Examinatrice
Christian Gorini	Sorbonne Université	Invité
Sylvie Leroy	Sorbonne Université	Invitée

AVANT-PROPOS

Ce mémoire d'habilitation de recherche présente une synthèse des travaux de recherche que j'ai menés depuis ma thèse, soutenue en 2002 au laboratoire de Tectonique de l'Université Pierre et Marie Curie, ainsi que mes projets de recherche future. Au cours de ces années j'ai eu la chance de travailler sur différentes thématiques et chantiers en utilisant principalement les mêmes méthodes et démarches : des données de géophysique marine couplées avec une approche terre-mer. Afin que ce mémoire suive une ligne directrice claire, je ne présenterai que les résultats de mes activités de recherche portant sur le sujet de ce mémoire « de l'amincissement continental à l'inversion tectonique », thématique principale de mes années de recherche. Mes travaux passés et actuels sur la marge équatorienne, la plaque Caraïbe et la ride méditerranéenne ne seront pas abordés. L'ensemble de mes travaux bénéficient de l'apport de nombreux collègues, thésards et stagiaires qui ont permis de couvrir des champs disciplinaires complémentaires aux miens et m'ont permis d'avancer avec enthousiasme dans mes recherches. Ces travaux n'auraient pas pu être réalisés sans l'appui du personnel technique et administratif que je remercie infiniment. Un grand merci à tous pour l'aide, les échanges et le soutien apportés au cours de ces années. Une tendre pensée à mes deux magnifiques enfants qui reviennent régulièrement de l'école les poches pleines de cailloux.

TABLE DES MATIERES

RESUME -----	7
CHAPITRE 1 : ÉVOLUTION STRUCTURALE DES MARGES PASSIVES EN CONTEXTE DE DIVERGENCE OBLIQUE --	15
1. INTRODUCTION-----	15
2. OUVERTURE DU GOLFE D'ADEN ORIENTAL -----	17
2.1. <i>Structure des marges continentales conjuguées</i> -----	18
2.2. <i>Localisation et caractérisation de la transition océan-continent</i> -----	19
2.3. <i>Évolution structurale de la déchirure continentale à l'océanisation</i> -----	23
3. STRUCTURE ET EVOLUTION DE LA MARGE CENTRALE DU MOZAMBIQUE-----	25
3.1. <i>Structure de la marge du Mozambique central</i> -----	27
3.2. <i>Évolution structurale de la marge centrale du Mozambique</i> -----	30
CHAPITRE 2 : ÉVOLUTION STRUCTURALE ET SEDIMENTAIRE D'UN BASSIN EN CONTEXTE DE REACTIVATION OBLIQUE : L'INVERSION DU BASSIN D'ALBORAN -----	33
1. INTRODUCTION-----	33
2. PARTITIONNEMENT DE LA DEFORMATION D'UN BASSIN D'ARRIERE-ARC EN CONTEXTE DE RACCOURCISSEMENT OBLIQUE ----	35
2.1. <i>Les failles récentes</i> -----	36
2.2. <i>Structure de détail du bassin offshore de Nekor</i> -----	38
3. RELATION ENTRE SYSTEMES SEDIMENTAIRES, EUSTATISME ET TECTONIQUE -----	43
3.1. <i>Histoire Pléistocène-Holocène d'un segment tectoniquement actif de marge</i> -----	43
3.2. <i>Distribution et origine des glissements sous-marins</i> -----	45
4. MODELE D'EVOLUTION STRUCTURALE DU BASSIN SUD D'ALBORAN, DU MIOCENE A L'ACTUEL -----	63
CHAPITRE 3 : PERSPECTIVES – PROJET DE RECHERCHE -----	83
1. INTRODUCTION-----	83
2. LIEN TERRE-MER DANS LE DOMAINE SUD ALBORAN -----	84
2.1. <i>Imagerie des failles actives à terre</i> -----	84
2.2. <i>Imagerie terre-mer à l'échelle crustale</i> -----	85
3. CAMPAGNE ALBACORE : ALBORAN CORING CRUISE -----	87
4. NOUVEAUX CHANTIERS -----	91
4.1. <i>Nord Caraïbe</i> -----	91
4.2. <i>Chypre</i> -----	92
4.3. <i>Sicile</i> -----	94
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES -----	97
ANNEXE 1 : CURRICULUM VITAE -----	117
ANNEXE 2 : Distribution and origin of submarine landslides in the active margin of the southern Alboran Sea (W Mediterranean Sea) -----	129
ANNEXE 3 : SELECTION DE PUBLICATIONS -----	133

RESUME

Ce manuscrit qui porte sur la dynamique des bassins et des marges en termes d'interaction tectonique et sédimentaire s'articule en trois chapitres, les deux premiers présentent mes travaux de recherche et le troisième mes perspectives de recherche. En annexe est présenté mon curriculum vitae étendu.

Au cours de mes activités de recherche, j'ai utilisé plusieurs méthodes géophysiques complémentaires pour l'étude d'un processus géodynamique : l'ouverture et la réactivation des bassins océaniques, sur des chantiers-clés que sont le Golfe d'Aden, la marge centrale du Mozambique et le bassin d'Alboran. J'aborderai tout d'abord les processus d'amincissement de la lithosphère continentale jusqu'à rupture et initiation de la lithosphère océanique (Chantiers Golfe d'Aden et Mozambique) avant d'aborder la réactivation des bassins par inversion tectonique (Bassin d'Alboran).

Le Golfe d'Aden est un bassin océanique jeune (rifting Oligo-Miocène) bordé de marges continentales conjuguées bien identifiées, peu nourries et dont la partie proximale est actuellement émergée. Son orientation moyenne N75°E est très oblique par rapport à sa direction d'ouverture N30°E, indiquée par les failles transformantes. Il s'étend d'ouest en est à partir de l'Afar sur près de 1500 km, avec une influence du point chaud qui décroît progressivement vers l'est. L'objectif était de préciser les structures des marges conjuguées et celles du domaine océanique, d'étudier le passage entre le rifting et l'accrétion ainsi que son évolution, et de tenter de comprendre l'influence du point chaud Afar sur la lithosphère en extension.

La fragmentation du supercontinent Gondwana est à l'origine de la marge passive du Mozambique central, l'Afrique et l'Antarctique ayant été séparées pendant la période Jurassique moyen. Bien que la cinématique des plaques, pendant la phase d'accrétion océanique, soit bien contrainte, l'ajustement initial des continents africain et antarctique, leurs premiers mouvements relatifs et les premières architectures de marge restent encore mal connus. Des profils de sismique réflexion multi-traces ont été utilisés pour identifier les principaux domaines de croûte et sa structuration dans les régions d'Angoche et de Beira au niveau de la marge centrale du Mozambique (Senkans et al. 2019). L'interprétation sismique couplée aux résultats des données géophysiques et géologiques existantes nous ont permis de proposer un modèle de déchirure continentale. Ce modèle est en faveur d'un rifting polyphasé de la marge centrale du Mozambique. Nos résultats suggèrent une segmentation de la marge centrale du Mozambique avec une océanisation localisée d'abord dans le segment d'Angoche. La formation de la première croûte océanique dans le segment de Beira est probablement retardée par la formation et l'avortement du rift situé au nord de Beira.

Dans le domaine d'Alboran, l'inversion tectonique en contexte de convergence oblique, la variation des directions de convergence au cours du temps, ainsi que l'héritage structural du bassin engendrent un fort partitionnement de la déformation (d'Acremont et al. 2014 ; Lafosse et al. 2016). La géométrie des failles récentes en mer a été précisée grâce aux données d'imagerie haute résolution des campagnes océanographiques pilotées par l'ISTEP et par le CSIC (d'Acremont et al. 2014 ; Lafosse et al. 2016 ; Estrada et al. 2018 ; Galindo Zaldivar et al. 2018). D'autre part, l'initiation, la géométrie, la nature et le développement de la sédimentation du bassin offshore, dominée par la sédimentation gravitaire et contouritique, sont influencés par les variations morphologiques rapides dues à l'inversion tectonique (Ercilla et al. 2016, 2019; Juan et al. 2016 ; Rodriguez et al. 2017). L'importance de ce couplage entre les flux sédimentaires et l'activité tectonique intense depuis le Tortonien a été

caractérisée par l'identification des cortèges sédimentaires et des surfaces majeures associées aux séquences syn-tectoniques, et par la cartographie des séquences d'extension régionale (Lafosse et al. 2018). Nos résultats impliquent que la convergence Afrique-Eurasie ne peut à elle seule expliquer le comportement transtensif du bassin de Nekor. Ils pourraient donc indiquer l'influence de processus plus profonds (délamination, déchirure du slab) en accord avec la direction d'échappement vers le SO du bloc Bético-Rifain.

Mon projet de recherche s'appuie sur des données de géophysiques acquises à terre et en mer. Je continuerai à valoriser les données des campagnes océanographiques acquises en mer d'Alboran Marlboro-1, -2 et SARAS (2011, 2012) mais de nouvelles acquisitions sont programmées ou à soumettre aux appels d'offres à venir (AlbaCore et projets Chypre, Sicile...). Sur le domaine d'Alboran, les données de ces campagnes de terrain permettront (i) d'imager les structures à l'échelle crustale ; (ii) de mettre en évidence des niveaux profonds liés au bassin Serravalién-Tortonien réactivé ; (iii) d'imager les failles actives à terre liées aux événements sismiques d'Al Hoceima et de les relier aux données offshore ; (iv) de confirmer ou infirmer la présence dans les séries quaternaires de cortèges sédimentaires cycliques à 100 000 ans ; et enfin (v) de préciser le modèle d'évolution structurale et cinématique du bassin Alboran depuis sa formation.

L'objectif est d'utiliser les résultats des acquisitions récentes à terre (projet DAMAGE), d'autres projets géophysiques à venir couplés avec la future campagne de carottage en mer sur le N/O Marion Dufresne (Albacore) afin de réaliser une étude intégrée des interactions entre les systèmes sédimentaires, l'activité tectonique pliocène-quaternaire et les variations du niveau marin. Les thématiques portent sur les différents systèmes sédimentaires, la géomorphologie, la tectonique, la géodynamique et la cinématique. Depuis 5 millions d'années les failles actives et les plis de croissance ont un contrôle sur les circulations des masses d'eau enregistrées dans les dépôts de contourites. Les variations du niveau de la mer contrôlent les interfaces entre ces masses d'eau. L'ensemble des processus de dépôts (contourites, turbidites) et d'érosion (terrasses marines) enregistrent les interactions entre processus sédimentaires et tectonique active. La stratigraphie séquentielle à haute résolution, calée en temps grâce aux carottes de la campagne Albacore, nous permettra de quantifier les mouvements verticaux de la marge sud inversée. La caractérisation en mer comme à terre des objets géologiques attribués à l'inversion/réactivation du bassin permettra de quantifier les mouvements horizontaux et verticaux. Une analyse de la répartition géographique et stratigraphique des sorties de fluides, des glissements sous-marins, des contourites, des structures tectoniques néoformées et héritées ainsi que de la répartition des séismes et des propriétés mécaniques des sédiments, sera réalisée en vue de contraindre leurs interactions et en particulier les facteurs favorisant et contrôlant les glissements gravitaires. Ces différents objets géologiques sont des signes directs ou indirects de la réactivation du bassin.

Des projets de campagnes à la mer, à Chypre et en Sicile sur ces mêmes thématiques seront également développés.

ABSTRACT

This manuscript, which investigates the dynamics of basins and margins in terms of tectonic and sedimentary interaction, is divided into three chapters, the first two presenting my research work and the third my research perspectives. In the appendix is my extended curriculum vitae.

During my research activities, I have used several complementary geophysical methods to study a geodynamic process : the opening and reactivation of ocean basins at key sites such as the Gulf of Aden, the central margin of Mozambique and the Alboran basin. I will first discuss the processes of thinning of the continental lithosphere until the rupture and initiation of the oceanic lithosphere (Gulf of Aden and Mozambique sites) before addressing the reactivation of the basins by tectonic inversion (Alboran Basin).

The Gulf of Aden is a young oceanic basin (Oligo-Miocene rifting) bordered by well identified, slightly sedimented conjugated continental margins, the proximal part of which is currently emerging. Its average orientation N75°E is very oblique with respect to its opening direction N30°E, indicated by transform faults. It extends from west to east from the Afar for nearly 1500 km, with an influence of the hot spot that gradually decreases towards the east. The objective was to clarify the structures of the conjugated margins and those of the oceanic domain, to study the transition from rifting to oceanic spreading and its evolution, and to try to understand the influence of the Afar hot spot on the expanding lithosphere.

The fragmentation of the Gondwana supercontinent is at the origin of the passive margin of central Mozambique, with Africa and Antarctica having been separated during the Middle Jurassic period. Although the kinematics of the plates, during the oceanic spreading phase, is well constrained, the initial adjustment of the African and Antarctic continents, their first relative movements and the first margin architectures are still poorly understood. Seismic reflection profiles were used to identify the main crustal domains and their structure in the Angoche and Beira regions at the central margin of Mozambique. Seismic reflection interpretation coupled with the results of existing geophysical and geological data have enabled us to propose a continental rifting model. This model favours a multi-phase rifting of Mozambique's central margin. Our results suggest a segmentation of Mozambique's central margin with oceanization first located in the Angoche segment. The formation of the first oceanic crust in the Beira segment is probably delayed by the formation and abortion of the rift north of Beira.

In the Alboran domain, tectonic inversion in the context of oblique convergence, the variation of convergence directions over time, as well as the structural inheritance of the basin generate a strong partitioning of the deformation (d'Acremont et al. 2014; Lafosse et al. 2016). The geometry of recent faults at sea has been precised using high-resolution imagery data from oceanographic campaigns leaded by ISTEP and CSIC (d'Acremont et al. 2014; Lafosse et al. 2016; Estrada et al. 2017; Galindo Zaldivar et al. 2018). On the other hand, the initiation, geometry, nature and development of sedimentation in the offshore basin, dominated by gravity and contouritic sedimentation, are influenced by rapid morphological variations due to tectonic inversion (Ercilla et al. 2016, 2019; Juan et al. 2016; Rodriguez et al. 2017). The importance of this interaction between sediment fluxes and intense tectonic activity since the Tortonian was characterized by the identification of sedimentary wedges and major surfaces associated with syn-tectonic sequences, and by the mapping of regional extensive sequences (Lafosse et al. 2018). Our results imply that African-Eurasian convergence alone

cannot explain the transtensive behaviour of the Nekor basin. It could therefore indicate the influence of deeper processes (delamination, slab tearing) in agreement with the SW movement of the Betic-Rifian block.

My research project is based on geophysical data acquired onshore and offshore. I will continue to valorize the data from the oceanographic campaigns acquired in the Alboran Sea Marlboro-1, -2 and SARAS (2011, 2012) but new acquisitions are planned or to be submitted to future calls (AlbaCore and projects Cyprus, Sicily...). On the Alboran domain, the data from these field campaigns will make it possible (i) to image structures at a crustal scale; (ii) to highlight deep levels linked to the reactivated Serravalien-Tortonian basin; (iii) to image the active faults onshore related to the seismic events of Al Hoceima and link them to offshore data; (iv) to confirm or not the presence in the quaternary series of cyclic sedimentary processions at 100,000 years; and finally (v) to specify the structural and kinematic evolution model of the Alboran basin since its formation.

The objective is to use the results of recent onshore acquisitions (DAMAGE project), other future geophysical projects, coupled with the future offshore drilling campaign on the N/O Marion Dufresne (Albacore) to conduct an integrated study of interactions between sedimentary systems, pliocene-quaternary tectonic activity and sea-level variations. The themes cover the sedimentary systems, geomorphology, tectonics, geodynamics and kinematics. Since 5 million years, active faults and growth folds have controlled the circulation of water masses recorded in contourite deposits. Sea-level variations control the interfaces between these water bodies. All deposition (contourites, turbidites) and erosion (marine terraces) processes record the interactions between sedimentary and active tectonic processes. The high-resolution sequential stratigraphy, time-calibration using the Albacore campaign cores, will allow us to quantify the vertical movements of the inverted south margin. The offshore and onshore characterization of the geological features attributed to the inversion/reactivation of the basin will make it possible to quantify horizontal and vertical movements. An analysis of the geographical and stratigraphic distribution of fluid seepages, submarine slides, contourites, new and inherited tectonic structures, as well as the distribution of earthquakes and the mechanical properties of sediments, will be carried out in order to constrain their interactions and in particular the factors promoting and controlling gravity slides. These various geological objects are direct or indirect signs of the reactivation of the basin.

Projects for offshore campaigns, in Cyprus and Sicily on these same themes will also be developed.

INTRODUCTION GENERALE

Au cours de mes activités de recherche, j'ai utilisé plusieurs méthodes géophysiques complémentaires pour l'étude d'un processus géodynamique : l'ouverture et la déformation des bassins océaniques, sur des chantiers-clés que sont le Golfe d'Aden, la marge centrale du Mozambique et le bassin d'Alboran (Fig. 1).

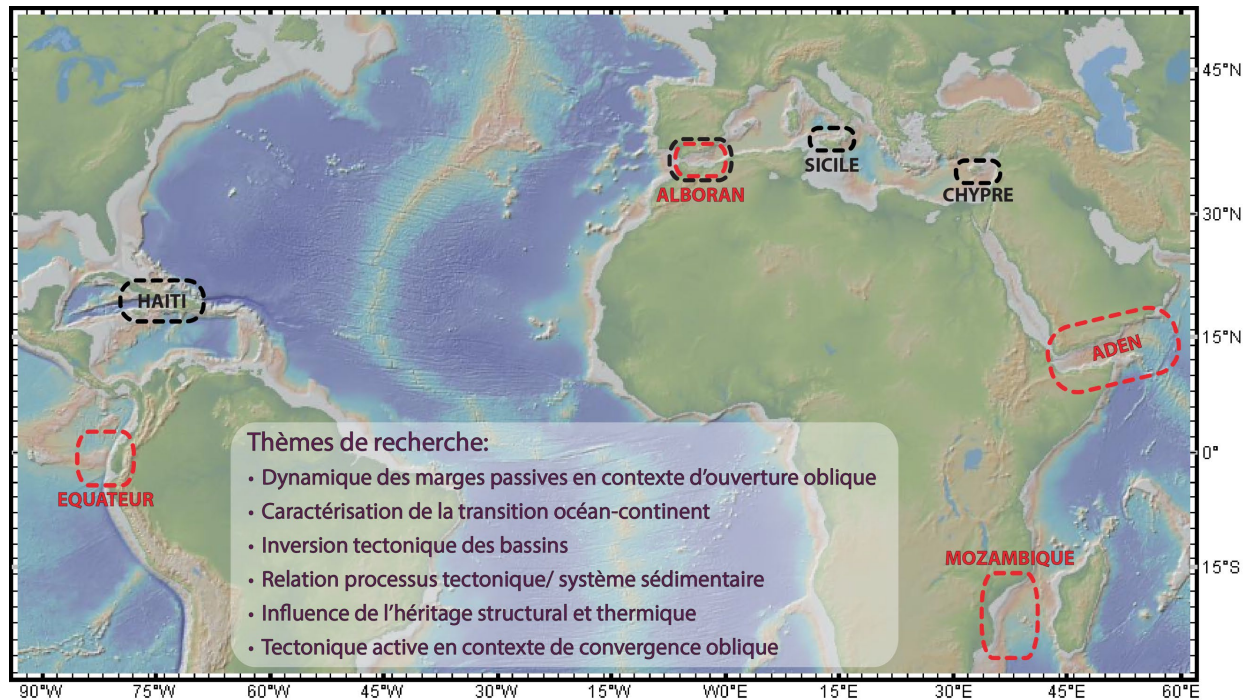


Figure 1 : Localisation des zones d'étude. En rouge en cours d'étude, en noir les projets de recherche.

L'extension lithosphérique lors de l'ouverture d'un bassin océanique implique des processus thermo-mécaniques dont les interactions complexes contrôlent la déformation et l'évolution de la lithosphère jusqu'à la création d'une limite de plaques : développement de failles et zones de cisaillements, segmentation, exhumation et fusion partielle, métamorphisme, hydrothermalisme/serpentinisation, érosion/délaminage en base de lithosphère... Ces processus sont impliqués aussi bien dans le cas de la lithosphère continentale que dans celui de la lithosphère océanique. L'inversion tectonique en contexte de convergence oblique, la variation des directions de convergence au cours du temps, ainsi que l'héritage structural du bassin engendrent un fort partitionnement de la déformation. L'initiation, la géométrie, la nature et le développement de la sédimentation du bassin offshore, dominée par la sédimentation gravitaire et contouritique, sont influencés par les variations morphologiques rapides dues à l'inversion tectonique. Ce sont tous ces processus que nous développerons dans les deux premiers chapitres de ce manuscrit. La troisième partie sera dédiée aux projets de recherche que je souhaite réaliser dans les prochaines années.

Le golfe d'Aden et la mer d'Alboran, bassins jeunes et étroits (rifting oligo-miocène), sont des régions favorables, sinon idéales, pour étudier les mécanismes de formation et déformation des bassins océaniques en contexte de divergence et de convergence obliques, car les structures sont accessibles étant peu sédimentées et sans évaporites, l'étude sur le terrain permet, en complément des études

en mer, de contraindre l'évolution temporelle du champ de contraintes et de voir le système dans son ensemble.

La marge passive du Mozambique central est une marge bien plus ancienne, elle s'est formée par fragmentation du supercontinent Gondwana pendant la période Jurassique moyen. Son histoire cinématique multiphasée ainsi que l'influence de pulses magmatiques lors de sa formation et de son évolution en font une marge intéressante à étudier.

Sur ces trois chantiers de nombreuses campagnes en mer et à terre ont été réalisées, permettant de rassembler un vaste jeu de données complémentaires. La qualité des données acquises ainsi que leur traitement nous ont permis de proposer des modèles structuraux d'évolution de ces bassins. L'objectif de mes travaux est de préciser le style et les modalités de formation et de déformation des marges continentales et des bassins dans différents contextes géodynamiques (arrière-arc, ...), de quantifier la déformation, et d'étudier les interactions entre processus superficielles et profonds.

Les différents stades de vie des chantiers étudiés est un atout pour comprendre leurs dynamiques et leurs modalités d'évolution structurale et sédimentaire. En effet comme pour beaucoup de problèmes géologiques, aucune observation long terme des zones étirées n'est valable à l'échelle humaine. Pour interpoler le problème, nous avons uniquement à notre disposition le stade pré-rift ou le stade post-rift très souvent réactivé. Un des objectifs de mes travaux de recherche est d'étudier plusieurs stades de vie des marges passives pour retrouver les mécanismes à l'origine de leur formation et leur modalité de déformation. Seule une étude pluridisciplinaire, alliant géophysique, géologie et modélisation, peut permettre de répondre aux questions fondamentales qui se posent actuellement dans le cadre de l'extension lithosphérique, de la mise en place des marges passives et de leur évolution et réactivation.

Les bassins continentaux ont enregistré, dans le cas des marges passives la totalité de l'extension jusqu'à la rupture continentale et la création d'une limite de plaque, dans le cas des rifts avortés la phase d'extension s'est arrêtée avant la phase de rupture continentale. Ma démarche a été d'utiliser des approches géologiques et géophysiques complémentaires pour préciser : la nature, l'origine et l'évolution des roches, la géométrie et la structure 3D de la zone d'amincissement (socle et couverture sédimentaire), la géométrie du Moho, l'évolution structurale à l'échelle de la zone étirée. Un enjeu majeur est de connaître le degré de symétrie, de préciser la géométrie des structures extensives et notamment des grandes zones de cisaillement pour en déduire le régime de déformation dominant pendant l'étirement (cisaillements simple et/ou pur).

L'inversion tectonique d'un bassin océanique est reconnue comme étant un mécanisme primordial dans la déformation intraplaque. Cependant l'initiation et l'évolution spatio-temporelles des structures en inversion, la distinction entre structures héritées et néoformées et l'influence sur l'évolution du bassin des structures héritées à l'échelle crustale restent encore mal comprises. C'est le processus d'inversion tectonique qui motive l'étude engagée en Mer d'Alboran, avec toutes ses manifestations originales (compétition sédimentation – érosion – tectonique, héritage structural, naissance de bassins perchés, croissance et connexion des failles actives, glissements gravitaires associés et courants de turbidité, partitionnement de la déformation).

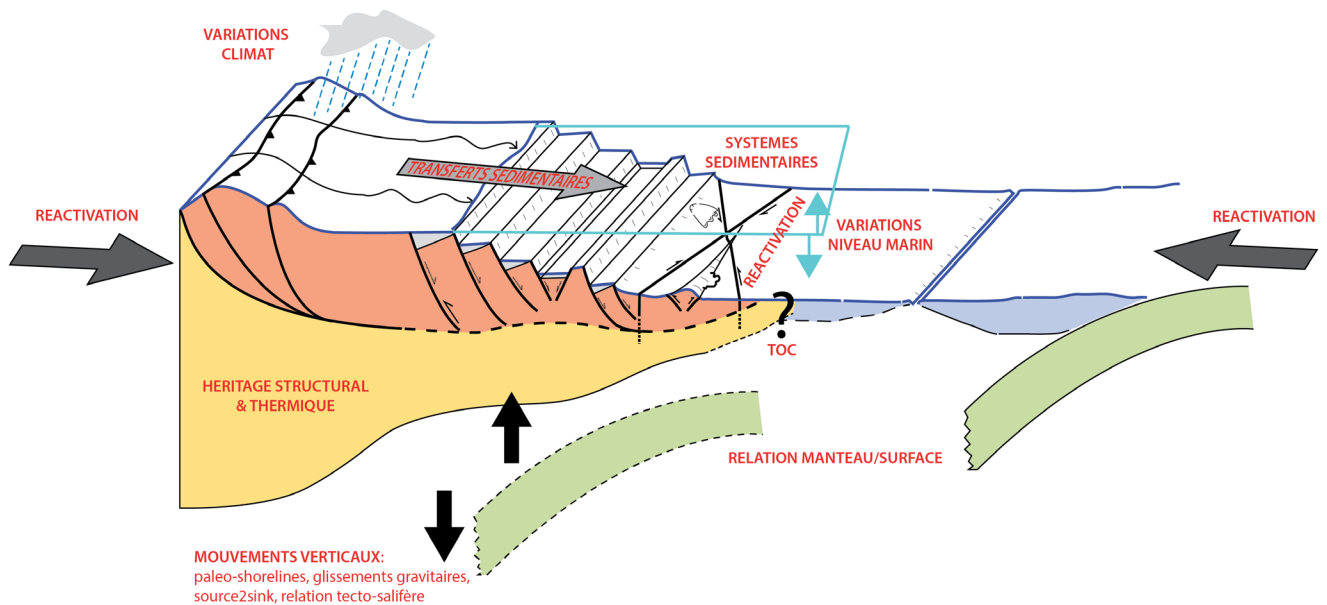


Figure 2 : Schéma simplifié des thématiques de recherches présentées dans ce mémoire. Les notions de variabilité latérale des segments et de propagation ne sont pas représentées.

Les principales questions sur lesquelles mes travaux de recherche portent sont :

- Quelle est la structuration de ces marges continentales ? Quelles sont la structure et la nature de la zone de transition océan-continent ? A quoi sont dues les variabilités structurales entre les segments ?
- Comment se localise la déformation par rapport aux hétérogénéités multi-échelles de la lithosphère ?
- Quelle est l'origine des structures inverses ? Néof ormation ou réactivation de structures héritées ?
- Quelles sont les relations entre les processus sédimentaires de surface au sens large (sédimentation/érosion, tectonique gravitaire, transport en masse, halocinèse, argilocinèse,...) et les processus à l'échelle lithosphérique ?
- Quel est le couplage entre phénomènes profonds/superficiels ? Notamment entre les processus mantelliques et crustaux et leurs signatures dans la colonne sédimentaire.
- Quel est le comportement mécanique du manteau lithosphérique subcontinental lors de la formation et déformation des marges ?

L'objectif de mon travail est :

- de mieux contraindre les modalités de l'extension lithosphérique lors de la rupture continentale et de l'initiation de l'accrétion océanique ;
- d'analyser l'évolution structurale de ces bassins et leur réactivation ;
- de déterminer quel est le couplage entre les processus de surface tels que les glissements gravitaires, les systèmes de contourites, les sorties de fluides et les processus plus profonds tels que les déformations cassantes et ductiles, les niveaux de décollements, la dynamique mantellique.

CHAPITRE 1

ÉVOLUTION STRUCTURALE DES MARGES PASSIVES EN CONTEXTE DE DIVERGENCE OBLIQUE

1. INTRODUCTION

Cette étude commencée durant ma thèse et poursuivie grâce aux projets et financements de l'ANR YOCCMAL, Actions Marges et Pamela, concerne les mécanismes de rupture continentale et d'exhumation de la croûte inférieure et du manteau, lors de la formation des marges continentales passives ainsi que l'étude de leur évolution structurale jusqu'à l'initiation de l'accrétion océanique. Elle porte sur les modalités de l'extension lithosphérique associées à la création d'une limite de plaque et à l'ouverture des bassins océaniques. L'accent a été mis sur les processus thermo-mécaniques qui contrôlent les déformations et l'évolution de la lithosphère au cours du temps, et notamment sur le passage peu renseigné entre une lithosphère continentale amincie et une lithosphère océanique.

En contexte peu volcanique, l'accrétion océanique ne succède pas nécessairement à la rupture continentale. Le manteau ou la croûte inférieure peuvent être exhumés jusqu'à la surface, formant une zone de transition océan-continent (TOC) qui peut s'étendre sur plusieurs dizaines de kilomètres de large. Dans cette zone peuvent affleurer des roches mantelliques et localement leurs produits de fusion partielle. L'exhumation de ces roches mantelliques peut entraîner des transformations majeures du manteau (fusion partielle, serpentinisation) jusqu'à la création d'une croûte océanique vraie. La TOC marque donc le passage progressif d'un environnement très étiré à un environnement très étendu, de la croûte continentale à la croûte océanique à l'état stable (e.g. Nonn et al. 2017 ; Péron-Pinvidic et Osmundsen, 2016).

L'autre point concerne l'évolution de la segmentation dans l'espace et dans le temps, depuis les processus de déchirure continentale jusqu'à la mise en place et l'évolution d'une dorsale océanique. La segmentation structurale peut perdurer ou évoluer au cours du temps, le moteur de l'évolution de cette segmentation est souvent discuté. Les causes de cette segmentation sont attribuées à des processus thermiques, cinématiques, géodynamiques, à l'héritage structural et thermique. Il est rare sur une zone d'étude de pouvoir reconstituer à grande échelle et précisément, l'évolution structurale depuis la déchirure continentale jusqu'à la mise en place et le développement du plancher océanique. Le chantier du Golfe d'Aden est particulièrement propice pour ce genre d'étude.

L'interprétation des structures profondes de la croûte terrestre est une tâche intrinsèquement compliquée et encore plus difficile dans le cas des marges volcaniques où les coulées de lave empêchent la pénétration des ondes sismiques dans la croûte sous-jacente, tels des écrans acoustiques. La complexité et l'inaccessibilité des marges passives notamment volcaniques font que de nombreuses questions restent sans réponse. Par quel mécanisme l'étirement lithosphérique est-il pris en compte ? Y-a-t-il une relation entre les épisodes tectoniques hérités et la localisation ou la géométrie des failles ? Comment le régime thermique et notamment la présence de matière magmatique dans la croûte affecte-t-il le style de déformation ? La première découverte de marges continentales hyper-étendues

(Boillot et al. 1980) a contribué à affiner les idées originales de McKenzie (1978) et Wernicke (1981). Des études plus récentes ont montré que l'extension de la croûte terrestre peut être accommodée par l'activation de zones de cisaillement intracrustales qui pourraient causer une exhumation vers le bassin de la croûte inférieure et/ou du manteau subcontinental (Lavie et Manatschal, 2006 ; Clerc et al. 2015 ; Jolivet et al. 2015). Ces progrès récents ont modifié le vocabulaire utilisé pour décrire les marges passives, des termes tels que sédiments syn-exhumation, bassin SAG, domaine exhumé, état d'équilibre, croûte proto-océanique ou croûte océanique embryonnaire devenant de plus en plus courants malgré la compréhension relativement faible de la véritable nature de ces domaines (Péron-Pinvidic et Manatschal, 2009).

L'objectif des études présentées ci-après, est de préciser la structure des marges conjuguées et du domaine océanique, d'étudier le passage entre la déchirure continentale et l'accrétion océanique, et de tenter d'évaluer l'influence d'une anomalie thermique tel le point chaud Afar sur la lithosphère en extension. Dans le cadre des programmes Actions Marges et Pamela ainsi que de l'ANR YOCCMAL, des campagnes géophysiques ont été réalisées à terre et en mer. L'exploitation des données géophysiques des campagnes Encens-Sheba (2000), ANC (2001), Encens, Encens-Flux (2006), Marges-Aden (2012) et MOZ35 (2016), a permis de proposer un modèle d'ouverture du Golfe d'Aden et du bassin du Mozambique depuis le rifting jusqu'à l'accrétion océanique. L'influence de l'héritage structurale, de l'obliquité du rifting et de la présence d'anomalies thermiques a été particulièrement étudié donnant lieu à plusieurs publications (d'Acremont et al. 2003, 2005, 2006, 2010 ; Leroy et al. 2004, 2010a, 2010b, 2012 ; Bellahsen et al. 2006, 2013a, 2013b ; Tiberi et al. 2007 ; Lucazeau et al. 2008, 2009, 2010 ; Autin et al. 2010a, 2010b, 2013 ; Fournier et al. 2010 ; Watremez et al. 2011, 2013, in prep. ; Bache et al. 2011 ; Senkans et al. 2019). Une partie de ces papiers est résumée ci-après.

2. OUVERTURE DU GOLFE D'ADEN ORIENTAL

Les marges passives montrent une grande variété d'éléments structuraux et magmatiques dans les séquences tardi-syn-rifts et le début de l'accrétion océanique. Il y a encore peu de consensus concernant les modalités de la rupture continentale notamment sur l'importance relative entre rhéologie lithosphérique, magmatisme et processus asthénosphériques. Les controverses viennent en grande partie du manque d'images disponibles à grandes profondeurs et avec de bonnes résolutions.

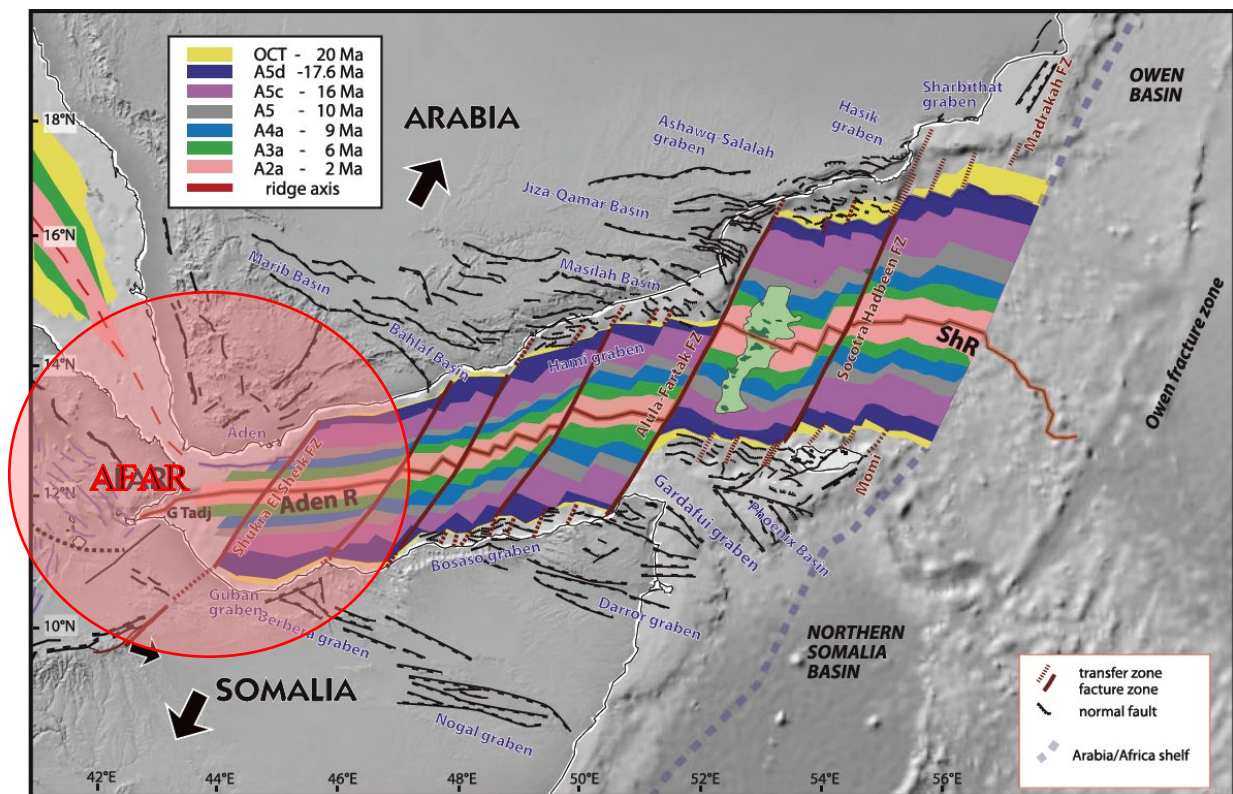


Figure 3 : Carte des isochrones du Golfe d'Aden montrant l'ouverture synchrone du Golfe d'Aden à 17.6 Ma depuis les marges du craton Afrique-Arabie à l'est de la zone de fracture de Shukra-el-Sheikh (Leroy et al. 2012).

Les bassins jeunes, tel que le golfe d'Aden, sont d'un intérêt particulier parce qu'ils présentent une faible épaisseur sédimentaire (inférieure à 3 km) et des marges conjuguées encore proches (moins de 450 km), donc assez facilement comparables (Fig. 3). L'étude des jeunes bassins océaniques permet de contraindre les modèles de déchirure continentale, d'étudier l'évolution de la déformation dans le temps, notamment l'évolution de la segmentation structurale depuis la rupture continentale jusqu'au début de l'expansion océanique. L'analyse conjointe des marges continentales conjuguées, de la TOC et du plancher océanique est un atout pour ce genre d'étude.

Le Golfe d'Aden est un bassin océanique jeune (rifting oligo-miocène) bordé de marges continentales conjuguées bien identifiées, peu nourries et dont la partie proximale est actuellement émergée (Fig. 3). Son orientation moyenne N75°E est oblique par rapport à sa direction d'ouverture N30°E, indiquée par les failles transformantes. Il s'étend d'ouest en est à partir de l'Afar sur près de 1500 km, avec une influence du point chaud qui décroît progressivement vers l'est. Le rifting continental a commencé à

35 Ma (Roger et al. 1989), alors que le début de l'expansion océanique est daté à 17,6 Ma (Fig. 2 ; Leroy et al. 2004 ; d'Acremont et al. 2006; Leroy et al. 2012).

2.1. Structure des marges continentales conjuguées

Dans le cadre de ces projets l'intégration des données terre et mer a été réalisée afin d'étudier le système dans son ensemble.

L'analyse des paléocontraintes menée à terre sur la marge nord souligne deux directions d'extension syn-rift, N160°E, i.e., perpendiculaire à la direction du golfe d'Aden (Lepvrier et al. 2002, Huchon & Khanbari, 2003 ; Bellahsen et al. 2006), et N20°E, i.e., parallèle à la direction d'ouverture du golfe d'Aden. La chronologie de la déformation semble identique à celle observée au Yémen, avec une phase d'extension N20°E, responsable de l'ouverture du bassin, précédant une phase d'extension N160°E, qui correspondrait à la propagation du rift vers l'ouest (Huchon et al. 1991; Huchon et Khanbari, 2003).

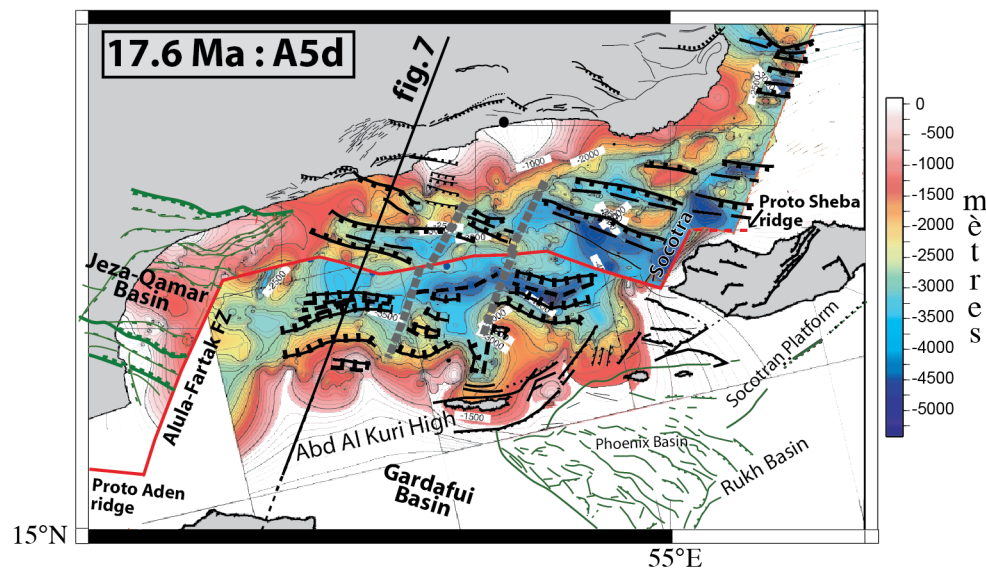


Figure 4 : Reconstruction cinématique des marges conjuguées du golfe d'Aden oriental à l'anomalie 5d, correspondant à la limite vers l'océan de la TOC. Carte en mer de la profondeur du socle. Schéma structural terre-mer réalisé grâce aux données de la campagne Encens-Sheba et aux données bibliographiques. Les traits en tirets gris correspondent aux zones de transfert entre les futures failles transformantes d'Alula-Fartak et de Socotra. Les structures en vert correspondent aux bassins mésozoïques, les structures en noir aux failles oligo-miocène (d'après d'Acremont et al. 2006).

Couplés à ces résultats à terre, mes travaux sur le domaine marin ont conduit à la réalisation de schémas structuraux terre-mer des marges conjuguées dans la partie orientale du Golfe (Fig. 4). Entre les deux grandes zones de fractures d'Alula-Fartak et de Socotra, les marges sont individualisées en trois segments par deux zones de relais transverses N30°E. Ces failles de transfert n'ont pas été identifiées à terre. Les deux marges sont non-volcaniques et structurées en horsts et grabens; un bassin sédimentaire étroit et profond délimite le pied de pente de la marge sud. La couverture sédimentaire a enregistré deux phases tectoniques syn-rifts successives au sein de deux éventails syn-tectoniques antithétiques.

La géométrie des failles syn-rift à composante normale, dont certaines se prolongent vers le domaine *onshore*, est compatible avec les deux phases reconnues à terre (Bellahsen et al. 2013ab; Lepvrier et al. 2002) : une direction principale N110°E contemporaine de la première phase et localement, une direction N75°E contemporaine de la seconde (fermeture des bassins résiduels présents dans les zones de fracture). Certains modèles analogiques de rifting oblique reproduisent un champ de déformation comparable au cours d'une unique phase d'extension (Tron et Brun, 1991; Clifton et al. 2000). Cependant la géométrie et la cinématique du rift et des marges continentales créées sont fortement influencées par l'héritage structural présent dans la croûte et/ou le manteau lithosphérique. Dans le cas du Golfe d'Aden, le rift oblique Tertiaire se développe au travers des bassins extensifs mésozoïques de direction orthogonale par rapport à l'extension oligo-miocène (structures en vert et noir respectivement sur Fig. 4). Les zones de transfert qui accommodent la déformation entre ces bassins extensifs hérités en contexte d'ouverture oblique pourraient être les précurseurs des failles transformantes de premier ordre qui apparaissent le long de la TOC pendant ou peu après la rupture continentale. L'héritage structural guide ainsi la géométrie et l'initiation des failles de transfert et des failles transformantes (d'Acremont et al. 2010 ; Bellahsen et al. 2013ab ; Autin et al. 2013).

2.2. Localisation et caractérisation de la transition océan-continent

La transition entre le domaine de marge continentale et la première croûte de type réellement océanique fait toujours l'objet de débats. Le degré de symétrie de la zone continentale amincie et donc la dynamique de rupture ne peut être connue que si la zone de rupture continentale est précisément localisée et si la nature du domaine transitionnel définie. Pourtant l'exacte limite définissant la fin de la croûte continentale amincie et le début de la croûte océanique est encore largement débattue, la nature du domaine intermédiaire est aussi un sujet de discussion (Fig. 2).

La mise en évidence d'une zone de transition océan-continent (TOC) le long de la marge non-volcanique ouest-ibérique a démontré que le début de l'accrétion peut ne pas succéder immédiatement à la rupture de la croûte continentale (e.g. Beslier et al. 1990 ; Manatschal et al. 2006). La TOC, dont la largeur peut atteindre 130 km, présente sur la marge de Galice un socle principalement formé de roches mantelliques exhumées et serpentinisées (Boillot et al. 1988). Sur d'autres sites de marges continentales passives, comme le segment central d'Atlantique sud (Moulin et al. 2005 ; Aslanian et al. 2009), le Golfe du Lion (Jolivet et al. 2015) et le Bassin Provençal (Moulin et al. 2015 ; Jolivet et al. 2015), le rôle de la croûte inférieure dans la dynamique de mise en place de la TOC est discuté. De plus sur de nombreux sites, une proto-croûte océanique est observée avant la mise en place d'une croûte océanique de type « normal » (Klingelhoefer et al. 2014 ; Evain et al. 2015 ; Gillard et al. 2016).

La TOC est très souvent caractérisée par des anomalies magnétiques qui peuvent être linéaires et donc être confondues avec des anomalies de type « plancher océanique ». L'interprétation de ces anomalies reste l'objet de controverses (Minshull 2009). La limite de la TOC vers l'océan reste ainsi souvent mal définie sur de nombreuses marges.

Les données de sismique réfraction apportent des contraintes indirectes sur la nature des domaines crustaux et le type de marges passives (volcanique versus non-volcanique) (Tableau 1 ; Watremez et al. 2011). Le modèle de vitesse au niveau de la TOC d'une marge pauvre en magma montre des vitesses augmentant en fonction de la profondeur, depuis 5,0 km/s au toit du socle jusqu'à 8,0 km/s, environ

5 km plus bas, sans Moho marqué. Des structures dont la vitesse varie de 7,2 à 8 km/s sont fréquemment observées sous les marges continentales passives. Elles peuvent être liées à divers contextes géodynamiques : (1) Sur les marges passives pauvres en magma, cette couche de vitesse intermédiaire peut avoir plus de 5 km d'épaisseur et s'étendre jusqu'à 200 km sous la croûte continentale amincie et la croûte océanique (Lau et al. 2006). Des forages ont démontré que le manteau continental et océanique pouvait être partiellement serpentinisé dans la zone de TOC (e.g. Boillot et al. 1989 ; Cannat 1993 ; Beslier et al. 1996). Des expériences en laboratoire indiquent que 10 % d'un manteau serpentinisé peuvent ralentir la propagation de l'onde P à une vitesse de 7,5 km/s (Horen et al. 1996). La croûte entière se fragilisant pour des facteurs d'étirement compris entre 3 et 5, l'eau de mer peut plus facilement y pénétrer et ainsi serpentiner le manteau supérieur (Perez-Gussinye & Reston 2001). (2) A l'opposé, les marges volcaniques présentent généralement un corps de vitesse intermédiaire, interprété comme un sous-placage de roches mafiques piégées à la base de la croûte. Jusqu'à présent, aucune preuve directe de matériaux ignés n'a pu confirmer cet hypothèse (e.g. Geoffroy 2005). Le tableau 1 rassemble certaines caractéristiques physiques des structures observées sur différentes marges. Il suggère que le gradient de vitesse vertical peut être pertinent pour discriminer entre manteau supérieur serpentinisé et corps mafique sous-plaqué. Les gradients de vitesse supérieurs à $0,08 \text{ s}^{-1}$ sont typiques de la serpentinite, tandis que les gradients inférieurs à $0,05 \text{ s}^{-1}$ peuvent caractériser un corps mafique. De plus, les corps mafiques correspondent à de plus grandes épaisseurs crustales.

Referénces	Location	Line	V_P (km s ⁻¹)	Th. (km)	Grad. (s ⁻¹)	Interpretation
Van Avendonk <i>et al.</i> (2009)	Newfoundland	Screech-II	5.3–8.1	5	0.560	S.U.M.
Lau <i>et al.</i> (2006)	Newfoundland	Screech-III	6.4–7.8	3	0.460	S.U.M.
Chian <i>et al.</i> (1995)	Labrador	90R1	6.4–7.7	5	0.260	S.U.M. ^a
Dean <i>et al.</i> (2000)	S.I.A.P.	IAM-9	7.3–7.9	3.5	0.171	S.U.M.
Reid (1994)	Newfoundland	Line 7	7.2–7.6	4	0.100	S.U.M. ^a
Funck <i>et al.</i> (2003)	Flemish Cap	Screech-I	7.6–8.0	5	0.080	S.U.M.
Funck <i>et al.</i> (2004)	Nova Scotia	Line 1	7.2–7.6	5	0.080	S.U.M. ^a
Barton & White (1997)	Edoras Bank	Cam 77	7.2–7.6	8	0.050	M.B.
Bauer <i>et al.</i> (2000)	Namibia	Transect 1	7.6–7.8	7	0.029	M.B. ^a
Hirsch <i>et al.</i> (2009)	SW Africa	Springbok	7.0–7.4	16	0.025	M.B. ^a
Holbrook <i>et al.</i> (1994a)	Virginia	Line 801	7.1–7.5	18	0.022	M.B. ^a
Minshull <i>et al.</i> (2008)	Arabian Basin	Ø	7.4–7.6	11	0.018	M.B. ^a
Funck <i>et al.</i> (2008)	Faroe Islands	Line A	7.3–7.4	6	0.017	M.B. ^a
Morgan <i>et al.</i> (1989)	Hatton Bank	Ø	7.3–7.4	14	0.007	M.B.

Tableau 1 : Caractéristiques et natures des corps de vitesse/densité intermédiaires à partir de diverses marges. Th. épaisseur maximale du corps intermédiaire ; Grad. gradient de vitesse verticale de la structure ; S.U.M. manteau supérieur serpentinisé ; M.B. corps mafique. ^a indique que des réflexions grand angle sont observées à la base du corps intermédiaire (Watremez et al. 2011).

L'ensemble du jeu de données géophysiques des campagnes à la mer Encens-Sheba, Encens et Encens-Flux nous a permis d'identifier et de délimiter une zone de TOC d'environ 20 km de large en pied de marge et de préciser l'âge de l'initiation océanique. Ce protocole d'identification du domaine transitionnel grâce à un jeu de données géophysiques (donc indirectes) est primordial lorsque les données directes ne sont pas disponibles ce qui est souvent le cas. Cette étude était l'une des premières utilisant des données indirectes variées mais complémentaires pour avancer dans la compréhension de ce domaine transitionnel et sa dynamique de mise en place.

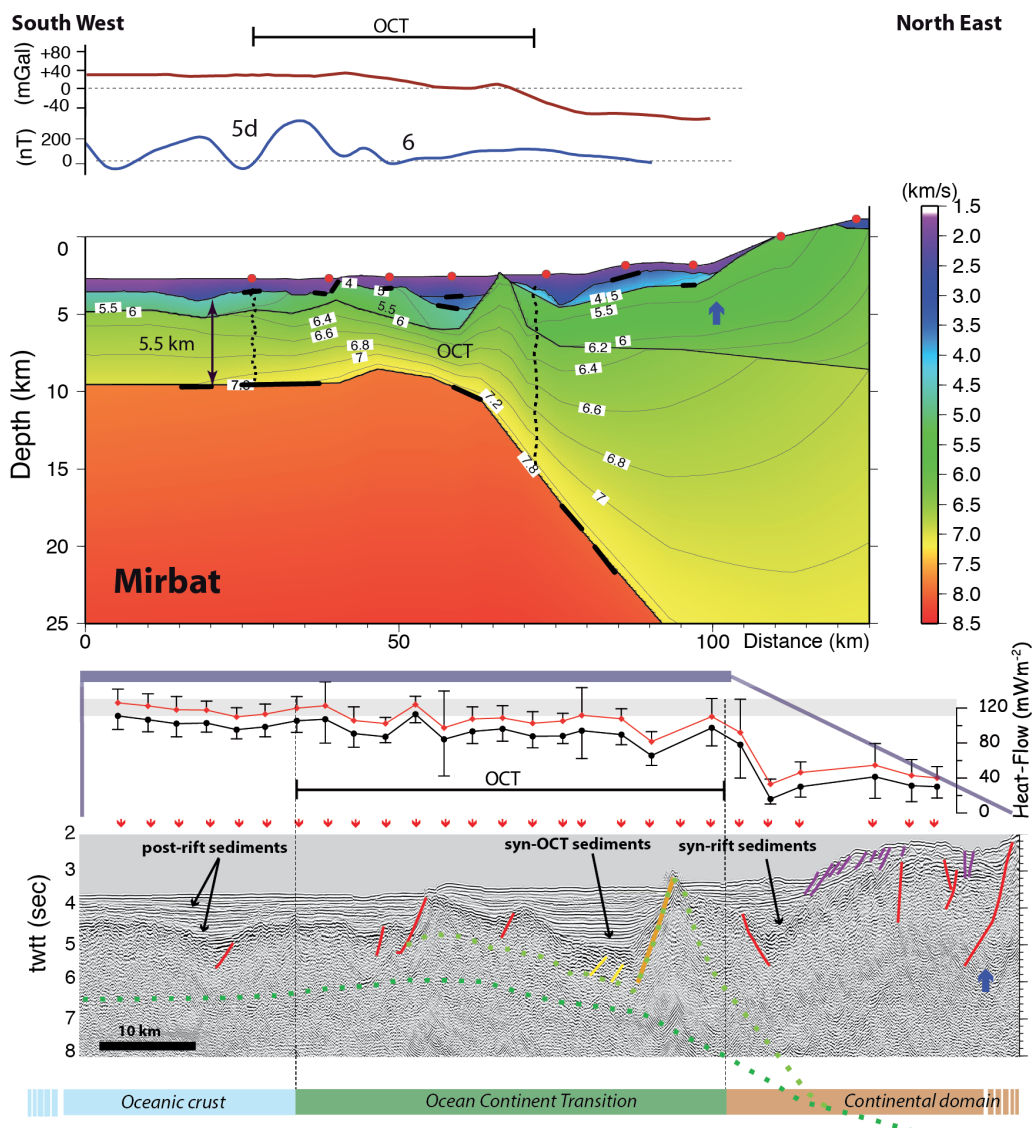


Figure 5 : Protocole de localisation de la TOC sur le segment de Mirbat (Golfe d'Aden oriental). (en haut) Anomalie gravimétrique à l'air libre (ligne rouge) ; Anomalies magnétiques (ligne bleue) avec chrons interprétés ; Profil tiré des données de réfraction ($\chi^2 = 2,407$; $N_{rays} = 3546$; les lignes noires épaisses sont les points de réflexion). (en bas) Profils de sismique réflexion et au-dessus flux de chaleur. Interprétation des failles (en rouge les failles actives syn-rift, en jaune les failles actives pendant la phase d'exhumation, en orange les failles actives syn-TOC puis post-rift et en pourpre les failles associées aux glissements sous-marins récents ; Leroy et al. 2010).

La transition océan-continent a été définie grâce à la corrélation de plusieurs observations (Fig. 5) :

- un faciès sismique de socle acoustique clairement tectonisé sous la couverture sédimentaire ;
- un fort amincissement crustal mis en évidence par les inversions gravimétriques et les profils de sismique réfraction ;
- une anomalie de vitesse au niveau de la TOC.

La limite océanique de cette TOC montre :

- un gradient de l'anomalie gravimétrique à l'air libre négatif vers le continent ;

- la dernière occurrence de sédiments syn-rift;
- la première anomalie magnétique identifiée comme océanique (A5d ; 17,6 Ma).

La limite de la TOC avec la croûte continentale présente :

- une rupture de pied de pente continentale sur la bathymétrie ;
- un bassin profond délimité par une faille normale à fort rejet et à vergence océanique ;
- des valeurs de flux de chaleur qui chutent de 110 mW/m² à 40 mW/m² vers le domaine de croûte continentale.

Jusqu'à la campagne Encens-Sheba, on considérait que l'absence d'anomalies magnétiques identifiables en pied de pente continentale était associée à une zone magnétique calme (Cochran, 1982) et la présence d'anomalie magnétique attestait de la présence de croûte de type océanique. Contrairement à la marge ouest-ibérique, une zone magnétique calme dans le Golfe d'Aden ne peut pas être une conséquence de la période magnétique calme du Crétacé. La TOC que nous avons identifiée présente des caractéristiques qui sont compatibles avec celles d'un plancher océanique hétérogène (manteau serpentinsé et croûte océanique mince ou discontinue) tel que celui généré en contexte d'accrétion lente à ultra-lente (Cannat et al. 1995).

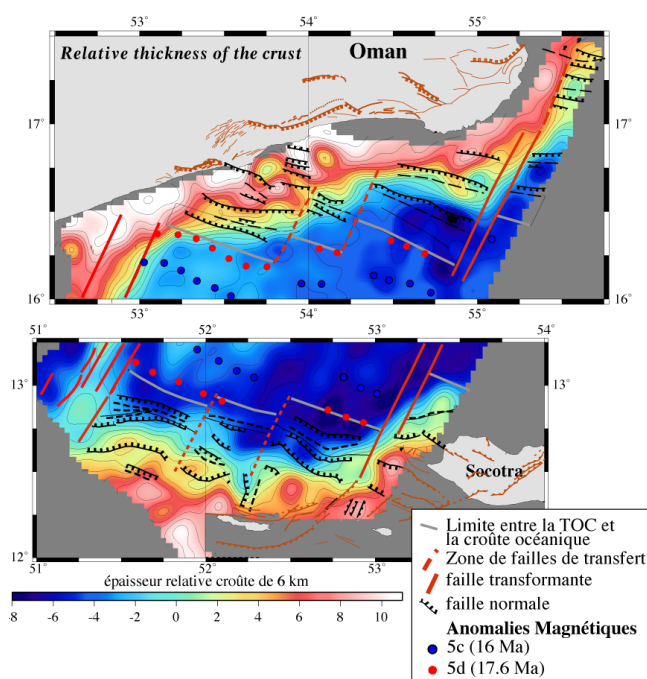


Figure 6 : Carte d'épaisseur de croûte relative avec schéma structural et anomalies magnétiques sur les deux marges conjuguées (d'Acremont et al. 2006).

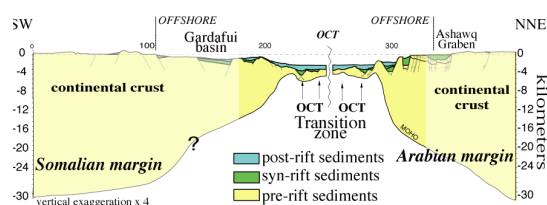


Figure 7 : Coupe terre-mer des marges conjuguées mises en vis à vis au niveau de la TOC. La zone foncée représente les limites des données gravimétriques. En dehors de cette zone, morphologie du Moho extrapolée d'après des données de réfraction (Laughton et Tramontini, 1969) ; (d'Acremont et al. 2006).

L'analyse structurale et les inversions gravimétriques mettent en évidence une asymétrie des marges conjuguées du Golfe d'Aden oriental (Figs 6 et 7): sur la marge nord, la largeur du domaine continental étiré est environ deux fois plus réduite, et la pente continentale et le Moho sont plus raides ; la structuration en horst et graben est de plus courte longueur d'onde sur la marge nord ; la croûte est de très faible épaisseur dans la TOC.

Cette asymétrie peut, au moins en partie, être une conséquence de l'héritage structural issu de phases plus précoces de rifting continental. L'extension oligo-miocène a réactivé les bassins mésozoïques plus développés sur la marge sud (Figs 4 et 8), répartissant ainsi la déformation sur une plus grande largeur. Afin de préciser la géométrie des structures en profondeur, et de discuter du mode de déformation lithosphérique plusieurs campagnes géophysiques à terre et en mer ont eu lieu. Les campagnes sismologiques dans le Dhofar et au Yémen (Dhofar experiment, YOCMAL) et les campagnes Encens et Encens-Flux dans le golfe d'Aden (sismique verticale multitrace, sismique grand-angle OBS et stations terrestres). Les styles du rifting et de la rupture continentale sont très contrastés le long des marges conjuguées du Golfe d'Aden (Tiberi et al. 2007 ; Leroy et al. 2010 ; Watremez et al. 2011). Cette variabilité latérale de la structure des marges passives, est liée à l'obliquité de l'extension par rapport à la direction du Golfe d'Aden, à l'héritage structural et à l'influence du point chaud Afar (Leroy et al. 2010). Dans la zone d'étude, une activité thermique persistante a été décelée, témoignant d'une influence importante du volcanisme sur l'évolution tardive des marges passives non volcaniques (Lucazeau et al. 2008, 2009 ; Watremez et al. 2011).

2.3. Évolution structurale de la déchirure continentale à l'océanisation

Les données des campagnes océanographiques ont également permis de proposer un modèle d'ouverture du bassin, d'étudier la transition rifting-accrétion, et la relation entre la segmentation des marges et celle de la dorsale (Fig. 8). Tous les outils géophysiques ont été utilisés, tels que la sismique réflexion (analyse structurale et carte des isopaques), la sismique réfraction (géométrie du Moho et modèle de vitesse), le magnétisme (isochrone et reconstruction cinématique), la gravimétrie (inversion pour obtention de carte d'épaisseur de croûte).

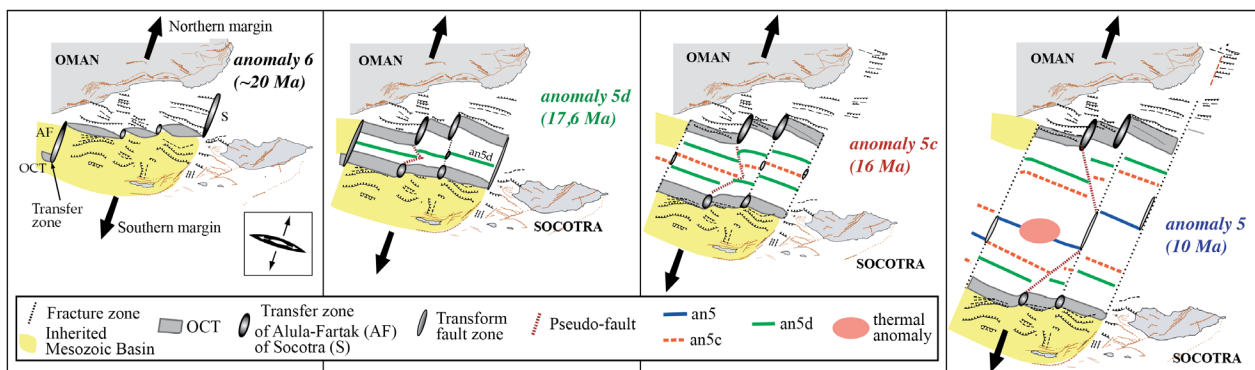


Figure 8 : Schéma d'évolution de l'ouverture du Golfe d'Aden oriental depuis la rupture continentale jusqu'aux premières phases d'accrétion océanique (modifié d'après d'Acremont et al. 2006 ; 2010).

L'analyse des données magnétiques a permis de dater à au moins 17,6 Ma (an5d) l'ouverture du Golfe d'Aden oriental. La géométrie de l'isochrone 5d suggère une initiation diachrone de l'accrétion avec une ouverture en boutonnière dans chacun des trois segments de la TOC. Une asymétrie existe dans l'histoire de l'accrétion océanique du bassin entre l'an5c et l'an5 que nous avons reliée à une anomalie thermique engendrant un saut de dorsale (d'Acremont et al. 2010 ; Leroy et al. 2010). La segmentation de la croûte océanique, entre les deux failles transformantes d'Alula-Fartak et de Socotra, évolue dans le temps (Fig. 8), passant de trois (an5d à an5) à deux segments (an5 à an1) avec, en début d'accrétion,

une propagation du segment occidental au détriment du segment central. Cette évolution de la segmentation est visible en profondeur grâce à l'inversion des données gravimétriques et apparaît compatible avec les lignes isochrones obtenues grâce à l'identification des anomalies magnétiques. La segmentation à grande longueur d'onde de la lithosphère océanique est identique à celle de la marge (zones de fractures majeures d'Alula-Fartak et de Socotra), tandis que la segmentation de plus courte longueur d'onde (20-100 km) évolue, de trois segments en pied de marge à deux sur la dorsale active. Le contrôle tectonique initial (rupture continentale et début d'accrétion) de la segmentation semble évoluer vers un contrôle magmatique au niveau de la dorsale active.

3. STRUCTURE ET EVOLUTION DE LA MARGE CENTRALE DU MOZAMBIQUE

La marge passive du Mozambique central s'est formée au cours d'un épisode d'extension lithosphérique qui a entraîné la fragmentation du super-continent Gondwana et la formation des continents africain et antarctique. La dérive vers le sud de l'Antarctique, par rapport à l'Afrique, a formé entre la zone de fracture de Davie à l'est et la zone de fracture du Mozambique à l'ouest, le bassin du Mozambique au large des côtes africaines, et la mer de Riiser-Larsen au nord de la marge conjuguée antarctique. Donnant naissance à un bassin océanique long et étroit - le corridor Afrique-Antarctique (Fig. 9).

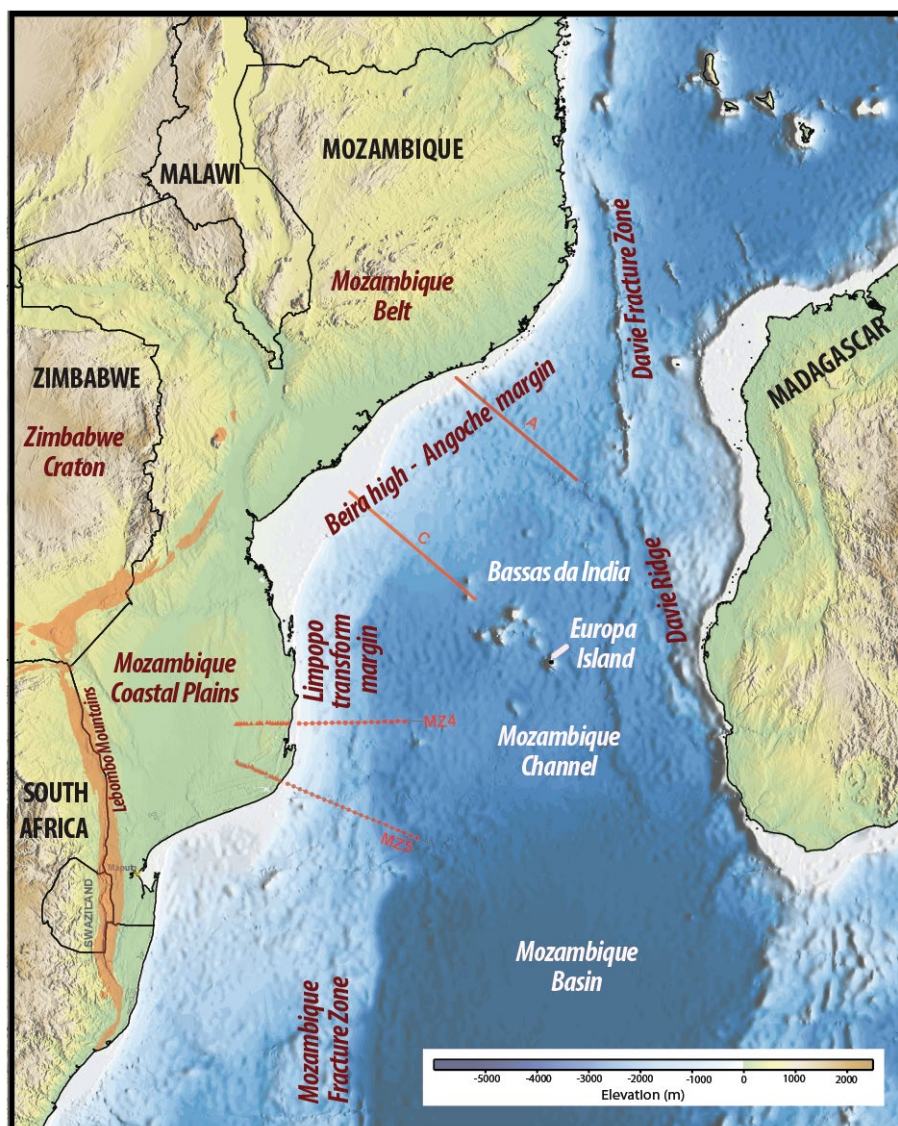


Figure 9 : Carte de localisation du Bassin du Mozambique et des lignes sismiques en trait plein rouge.

Le bassin du Mozambique est situé dans la partie nord de ce corridor Afrique-Antarctique et est délimité par le continent africain à l'ouest et par Madagascar à l'est (Fig. 9). Le bassin profond du Mozambique est ponctué par des monts sous-marins volcaniques et des atolls tels que les Bassas da India et l'île Europa. Une autre caractéristique de ce domaine est la présence de l'anticlinal de Beira, un haut de socle qui se trouve

à environ 70 km de la côte au niveau du delta du Zambèze (Figs 9 et 10). Cette structure d'environ 300 km de long sur 120 km de large est orientée sub-parallèlement à la marge centrale du Mozambique. Les données de sismique réflexion et grand-angle (Mahanjane, 2012 ; Mueller et al. 2016), ainsi que la présence d'une anomalie gravimétrique à l'air libre négative indiquent qu'il s'agit d'un fragment continental, individualisé pendant l'épisode de rifting qui a enregistré la séparation des plaques Afrique et antarctique.

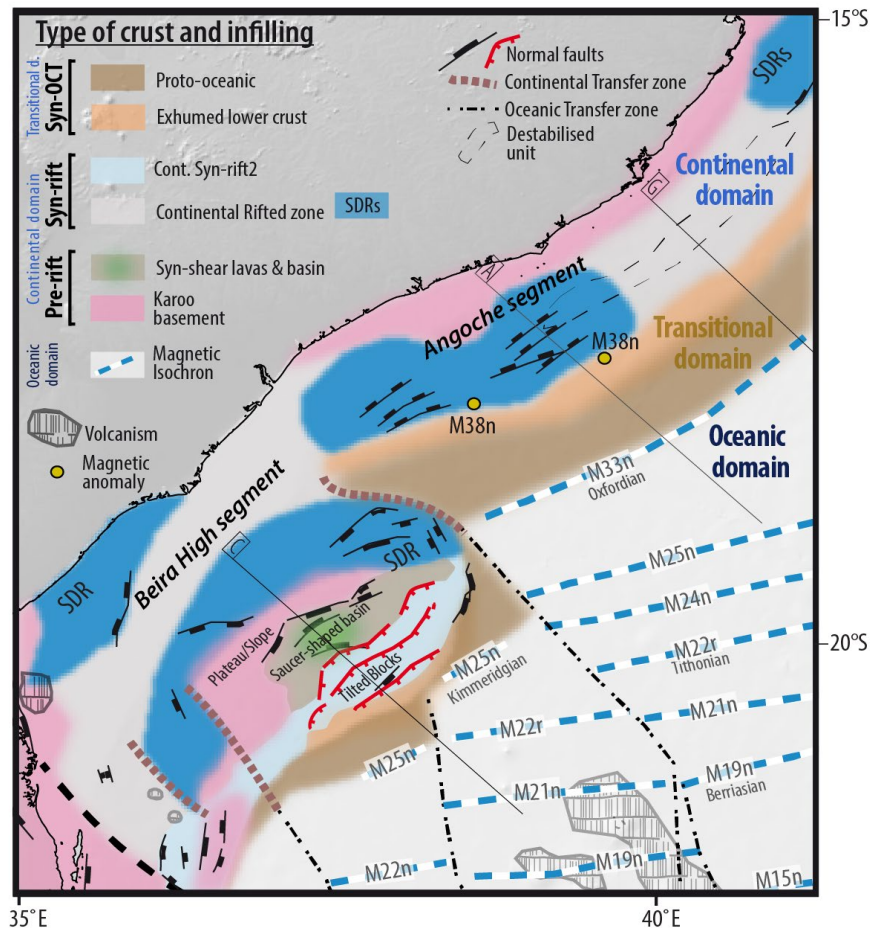


Figure 10 : Carte structurale de la marge centrale du Mozambique montrant une segmentation de la marge avec les segments de Beira High et d'Angoche. Identification des anomalies magnétiques selon Leinweber et Jokat (2012) (lignes pointillées bleues et blanches MXX) et selon Mueller et Jokat (2017) pour le M38n. OCT : Ocean Continent Transition (Senkans et al. 2019).

L'histoire de la séparation au Cénozoïque des deux continents est encore débattue suite aux récentes études sur les données d'anomalies magnétiques, qui proposent des âges différents d'initiation de la croûte océanique. Leinweber et Jokat (2012) ont identifié l'anomalie M33n, indiquant que la première croûte océanique s'est formée dans le bassin du Mozambique vers 159,1 Ma. Il a également été avancé que la première croûte océanique pourrait être encore plus ancienne, avec l'identification potentielle de la M38n (164,1 Ma) par Mueller et Jokat (2017) au large du segment d'Angoche (Fig. 10). Les modèles cinématiques existants placent l'Antarctique par rapport à l'Afrique dans différentes configurations initiales (Sahabi, 1993 ; Leinweber et Jokat 2012 ; Gaina et al. 2013 ; Reeves, 2014 ; Thompson, 2017, Klimke et al. 2018). Malgré des points de vue distincts sur le calage continental initial, il semble y avoir un consensus selon lequel la séparation nord-sud entre l'Antarctique et l'Afrique a été précédée par une rotation ou une translation initiale de la plaque antarctique par rapport à la plaque africaine (Cox, 1992 ; König et Jokat, 2006 ; Leinweber et Jokat, 2012 ; Mahanjane, 2012), Madagascar

appartenant actuellement au bloc Antarctique (e.g. Klimke et al. 2018). Ce mouvement initial peut être lié à l'emplacement des trapps continentaux du Karoo et du Ferrar au niveau des marges continentales conjuguées aux alentours de 180 Ma.

Le travail qui suit a été mené dans le cadre du projet Pamela au cours d'un stage de M2 (Senkans et al. 2019) que j'ai co-encadré et qui a donné lieu à un article (Senkans et al. 2019). La structure tectonique et le style du rifting de la marge passive du Mozambique central étaient avant cette étude encore mal définis. Afin de reconstituer l'historique de la formation et déformation de cette marge, nous avons combiné, comme pour l'étude sur le Golfe d'Aden, l'ensemble des données géophysiques existantes et disponibles avec, dans la mesure du possible, des levés de sismique réflexion.

L'étude portait en particulier sur l'identification des domaines crustaux et l'établissement du style de rifting permettant de combler les lacunes dans l'histoire structurale et cinématique de l'ouverture du bassin central du Mozambique. L'interprétation de deux profils clés, situés sur la marge nord (Fig. 9), est complétée par des observations faites à partir des profils perpendiculaires et parallèles afin d'obtenir une image plus claire de la déformation qu'ont subi ces marges.

3.1. Structure de la marge du Mozambique central

Notre étude montre que la marge passive du Mozambique central est caractérisée par une activité magmatique intense mais localisée, mise en évidence par l'existence de réflecteurs pentés vers l'océan (SDR) dans la région d'Angoche et par la présence de sills magmatiques et de matériaux volcanoclastiques dans la région du haut de Beira. Cette marge passive a donc une signature de marge volcanique.

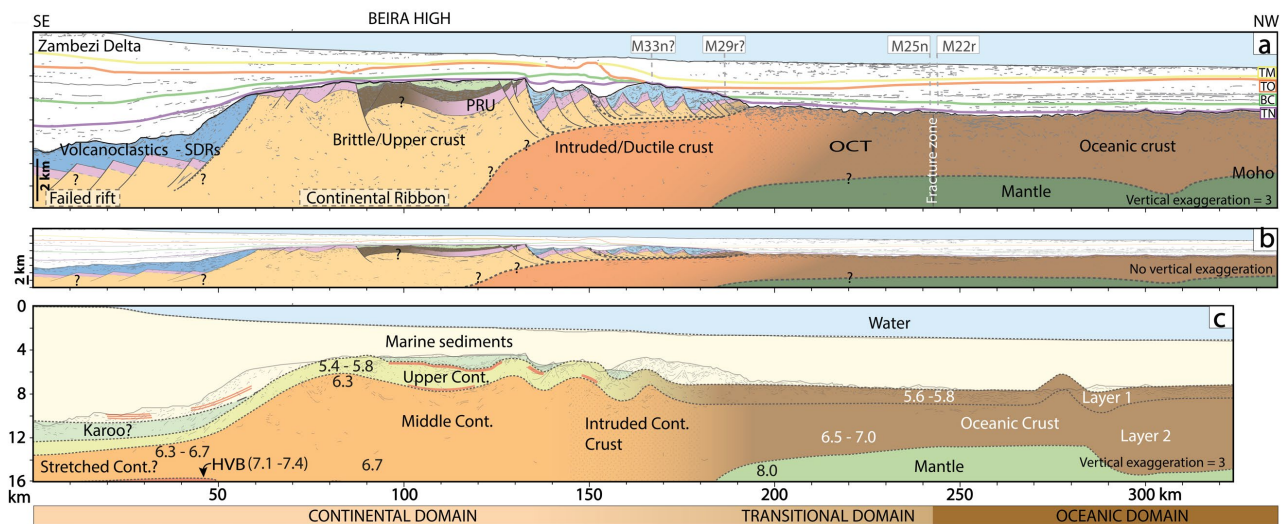


Figure 11 : Profil C à travers le haut de Beira (a) Interprétation montrant le haut structural de Beira délimité au nord-ouest par une faille comme le suggère Mahanjane (2012). Le bleu foncé correspond aux SDR (unité ST1), le bleu clair à l'unité ST2, le rose à l'unité pré-rift (PRU). Les anomalies magnétiques de Leinweber et Jokat (2012) et Mueller et Jokat (2017) sont représentées par M33n, M29r, M25n et M22r. b) Interprétation du profil C sans exagération verticale. (c) Projection du modèle de sismique réfraction interprété de Mueller et al. (2016) sur le profil de cette étude. Les nombres sont les vitesses de propagation de l'onde P en km/s. (Senkans et al. 2019).

Différentes caractéristiques géophysiques, structurales et sédimentaires ont permis de définir des domaines structuraux et crustaux pour les segments d'Angoche et Beira (Fig. 10).

Le domaine continental est caractérisé par la présence d'une unité pré-rift (PRU) repérée sur l'ensemble des lignes (Fig. 11) qui pourrait appartenir à la formation Karoo observée sur une grande partie de l'Afrique australe (Johnson et al. 1996). La nature du socle sous l'unité PRU est interprétée comme de la croûte continentale cassante en raison de la présence de failles normales à pendage vers le continent, associées à des SDRs (Geoffroy et al. 2015).

La surface d'érosion (BU), située au sommet de l'unité PRU, est interprétée comme la discordance marquant la rupture continentale entre l'Afrique et l'Antarctique (Figs 11 et 12). Au-dessus de cette discordance, deux unités syn-rift ont été repérées sur les lignes sismiques (Fig. 12). La première unité syn-rift (ST1) se serait déposée lors de l'étape extensive initiale enregistrée sur l'ensemble de la marge, synchrone de l'épisode volcanique tardi-Karoo. Des indices d'intrusion magmatique et d'unité syn-tectonique de type volcano-clastique sont observés sur l'ensemble du domaine continental indiquant que le magmatisme a joué un rôle important dans la dynamique de formation de la marge.

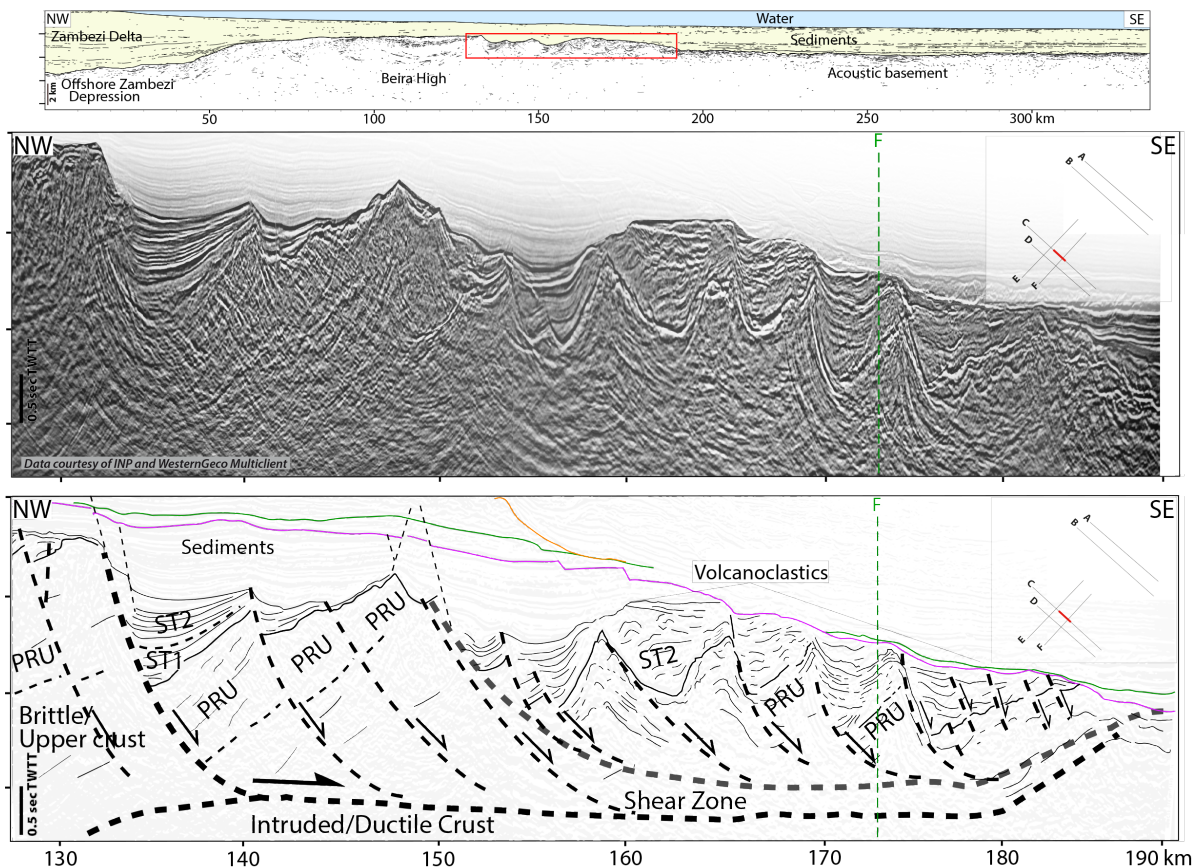


Figure 12 : Interprétation structurale de la marge distale du segment de Beira (Profil C). Ce zoom montre une série de blocs inclinés formant des demi-grabens remplis par deux générations de sédiments syn-tectoniques (ST1 & ST2). Les failles normales viennent s'enraciner sur un niveau de cisaillement (Senkans et al. 2019).

La présence de l'unité PRU déposée avant la déchirure continentale du Gondwana sur le haut structural de Beira confirme son origine continentale (Fig. 11). L'unité PRU a enregistré au niveau du haut structural de Beira une phase de déformation compressive. Le nombre relativement faible de

structures compressives observées, l'absence de ces structures sur les profils adjacents, ainsi que les différentes directions apparentes de compression, suggèrent que ces structures accommodent des contraintes tectoniques obliques locales et non régionales au cours d'épisodes de déformation cisailante précoce dans l'histoire de la marge.

Au niveau du domaine de marge très amincie, on observe l'enracinement de failles normales listriques sur une zone de cisaillement, indiquant la présence d'une limite rhéologique entre une croûte continentale supérieure fragile et une croûte inférieure ductile (Fig. 12). L'évolution en petits blocs de plus en plus inclinés vers le bassin s'accompagne d'une remontée de la zone de cisaillement dans laquelle les failles normales s'enracinent (Fig. 12). La partie distale de la marge est ainsi caractérisée par une croûte continentale amincie très étendue où l'extension est accommodée par des failles fragiles dans sa partie supérieure et par un fluage ductile et une injection magmatique sous la limite fragile-ductile. Le sens de cisaillement, imposé par la géométrie des failles normales, semble avoir exhumé la croûte continentale inférieure vers le bassin. Sur ce socle exhumé, la géométrie et la chronologie des premiers dépôts sédimentaires sont compatibles avec une exhumation de la croûte inférieure. Ce type de déformation a été documenté au niveau de marges étendues pauvres en magma comme les régions australo-antarctiques (Gillard et al. 2015) et le Golfe du Lion (bien que régime thermique élevé ; Jolivet et al. 2015), mais encore peu dans les régions riches en magma (Clerc et al. 2015). En effet la dynamique de ces zones de cisaillement au niveau des marges passives continentales riches en magma est encore mal comprise, notamment savoir si l'activation de cette zone de cisaillement entraîne l'exhumation de la croûte continental inférieur ou du manteau dans le domaine de TOC (Clerc et al. 2015). La paléo-marge pyrénéenne chaude semble avoir subi un style de déformation similaire (Clerc et Lagabrielle, 2014). Ce type particulier de déformation implique un gradient géothermique élevé, ce qui permet l'amincissement de la croûte continentale par affaiblissement et « ductilisation » d'une grande partie de la croûte.

La transition océan-continent (TOC) est définie par cette zone située entre un domaine de croûte continentale amincie sans exhumation reconnue de niveau profond, et la croûte océanique dite « vraie ». Dans le segment de Beira, la TOC est interprétée comme étant de la croûte inférieure exhumée et intrudée (Fig. 12). La comparaison du profil de sismique réflexion avec le modèle de réfraction 20070201 de Mueller et Jokat (2017) permet de conforter notre interprétation (Fig. 11). Les profils de vitesse 1D à proximité (Mueller et al. 2016) excluent la présence de serpentinitisation. L'exhumation de la croûte continentale inférieure semble compatible avec le modèle de vitesse qui suggère des vitesses d'ondes P similaires dans la croûte inférieure et dans le socle à l'affleurement. La TOC dans le segment d'Angoche, est interprétée comme étant un domaine proto-océanique formé en partie par exhumation et en partie par accrétion océanique ultra-lente. L'anomalie magnétique M38n (Mueller et Jokat, 2017) observée dans la TOC est interprétée comme liée à une origine volcanique locale sur de la croûte exhumée, tandis que l'anomalie M33n est interprétée comme de type océanique (Fig. 10).

La première croûte océanique est difficile à localiser sans données directes. Les anomalies magnétiques cartographiées par Leinweber et Jokat (2012) ont été calées sur les profils sismiques, certaines sont localisées dans le domaine interprété comme continental à partir des données de sismique réflexion (Fig. 10). Les anomalies ainsi observées peuvent s'expliquer par l'importance des quantités de matière magmatique dans ces zones. Au sud de l'anticlinal de Beira, l'anomalie M25n

(156Ma) semble être le meilleur candidat pour la plus ancienne anomalie magnétique d'origine océanique. Cette hypothèse est confortée par l'interprétation de Leinweber et Jokat (2012) de l'anomalie M25n comme plus ancienne anomalie magnétique d'origine océanique sur la marge antarctique conjuguée.

Ces interprétations nous ont permis de proposer une carte structurale au niveau des domaines de la marge centrale du Mozambique (Fig. 10).

3.2. Évolution structurale de la marge centrale du Mozambique

Nos observations ainsi que les données publiées ont permis de proposer un scénario d'évolution structurale de cette marge depuis la déchirure continentale jusqu'à l'accrétion océanique avec la mise en place du haut structural de Beira et de la marge centrale du Mozambique (Fig. 13). Pour le modèle conceptuel d'ajustement initial des côtes Afrique et Antarctique (Gondwana) nous nous sommes basés sur l'étude cinématique proposé par Thompson (2017) modifié pour prendre en compte la phase d'extension responsable des bassins du Limpopo et de Rovuma. Ce modèle conceptuel n'est pas très éloigné des modèles utilisés par Klimke et al. (2018). Ces différents auteurs proposent que l'Antarctique s'éloigne initialement de l'Afrique entre 184 et 171 Ma avec une direction ONO-ESE, puis cette direction change en NNO-SSE vers 171 Ma (Fig. 13). Malgré les incertitudes quant à la direction et au calendrier précis de l'extension, nos observations semblent cohérentes avec ces modèles, dans la mesure où les modèles présentent ces deux phases de déformation distinctes. Quatre étapes ont été proposées pour décrire l'évolution structurale de cette marge.

Une première étape correspondant à l'activité de la zone de cisaillement de Lurio-Pebane, responsable des déformations (failles-pli) observées dans le socle du haut de Beira et du bassin d'Angoche. Ce mouvement permet la formation des bassins de Limpopo, Rovuma et Mandaya (Fig. 13, stage 1). Pendant ce temps, les monoclinaux de Lebombo et de Ferrar commencent leur mise en place. Cette première étape est compatible avec le modèle de Cox (1992).

A l'étape 2, l'extension a tendance à se paralléliser à la zone de transfert, comme dans un contexte de rifting oblique (Leroy et al. 2012 ; Bellahsen et al. 2013). La séparation initiale de l'Antarctique et de l'Afrique est associée à une rotation du champ de contrainte local qui entraîne un changement d'orientation des axes de contraintes, la direction d'extension s'orientant alors NNO-SSE (Fig. 13, stage 2). L'extension oblique crée une marge segmentée avec une zone de transfert séparant les segments Angoche et de Beira. Les zones de transfert ou zones d'accommodation, sont souvent observées dans les contextes de rifting oblique permettant la juxtaposition de types de croûtes distincts (comme dans le Golfe d'Aden, d'Acremont et al. 2010 ; Leroy et al. 2012). L'extension le long du segment d'Angoche provoque l'activation de la zone de cisaillement intracrustal permettant l'exhumation de la croûte continentale inférieure. La remontée du manteau subcontinental chaud induit une production de grandes quantités de magma, entraînant l'intrusion de la croûte continentale inférieure, des successions de SDR ainsi qu'un sous-placage mafique. Dans le domaine de TOC du segment d'Angoche, le volcanisme observé pourrait être responsable du signal magnétique identifié par Mueller et Jokat 2017 qui ont pointé l'anomalie M38n (Fig. 10). Cela suggère que les sédiments les plus anciens dans la région d'Angoche ainsi que les SDR sont datés anté 164 Ma, plaçant cet événement à l'époque Dogger. L'extension commence également dans le segment de Beira accompagnée de coulées volcaniques.

Plusieurs interprétations étaient proposées pour le segment de Beira. Mahanjane (2012) a proposé que la dépression du Zambèze au large des côtes correspondait à un centre d'accrétion océanique avorté présent avant la localisation de l'extension au sud-est de Beira. Mueller et al. (2016), utilisant des modèles sismiques grand angle, n'ont pas pu confirmer la présence de croûte océanique. Ces deux travaux proposent un saut de rift vers le sud-est du haut de Beira en accord avec nos observations (Fig. 13, stage 2 à 3). Le début de l'extension au sud du haut de Beira est mis en évidence par le dépôt des premières unités syn-tectoniques (ST1).

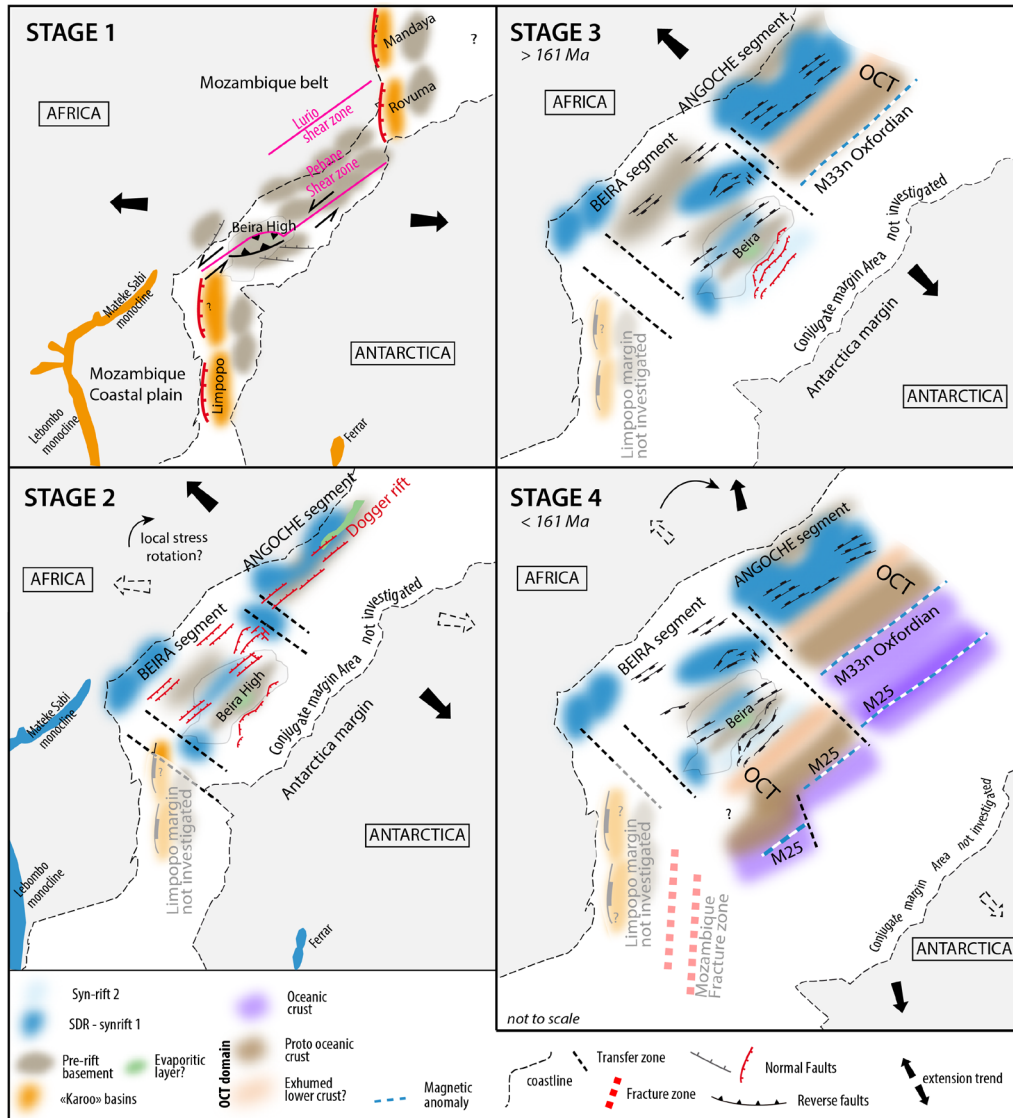


Figure 13 : Reconstruction conceptuelle des mouvements relatifs des plaques Afrique et Antarctique (Afrique fixe). Syn-rift 1 et syn-rift 2 correspondent à ST1 et ST2. Ajustement des côtes modifié selon Thompson (2017).

La **troisième étape** se caractérise par une rotation continue du champ de contrainte local, l'axe d'extension principal devenant orienté NO-SE (Fig. 13 ; stage 3). Le segment d'Angoche poursuit son extension, la TOC commence à se former par exhumation vers le bassin de la croûte inférieure le long d'une zone de cisaillement intracrustal. Au niveau du segment de Beira, le rift est abandonné au nord, l'extension se localisant le long de la marge sud-est avec le dépôt des séries syn-tectoniques tardives

(ST2). La croûte continentale est alors hyper amincie, il se développe alors un cisaillement basal et des intrusions magmatiques dans la croûte. Structurellement, l'antiforme de Beira ressemble à un « continental ribbon » tel que décrit par Péron-Pinvidic et Manatschal (2009).

La **quatrième étape** voit l'axe d'extension principal devenir N-S en accord avec le mouvement vers le sud de l'Antarctique par rapport à l'Afrique. Ce mouvement se fait le long d'une faille transformante majeure préservée comme la zone de fracture du Mozambique et des failles transformantes de second ordre (Fig. 13, stage 4). La formation de la proto-croûte océanique cède la place à une véritable phase d'accrétion océanique. La première croûte océanique de la marge centrale du Mozambique se produit au niveau du segment d'Angoche autour de 161 Ma comme l'indique l'anomalie M33n. Bien que l'accrétion océanique ait commencé dans le segment d'Angoche, le segment de Beira doit attendre 156 Ma (M25n) avant d'accréter de la « vraie croûte océanique ». La partie sud du haut de Beira s'est probablement formée par exhumation de la croûte inférieure intrusive entre 159 et 156 Ma.

Notre étude montre donc que les régions d'Angoche et de Beira sont caractérisées par des croûtes continentales supérieures intensément faillées, avec une possible exhumation de matériaux de la croûte inférieure, formant une vaste transition océan-continent (OCT). Le segment de Beira révèle la présence d'un fragment isolé de croûte continentale caractérisé par le haut de Beira qui est recouvert par une unité sédimentaire faillée pré-rift susceptible d'appartenir au groupe Karoo. L'interprétation sismique couplée aux résultats des données géophysiques et géologiques existantes nous ont permis de proposer un modèle de déchirure continentale. Ce modèle est en faveur d'un rifting polyphasé de la marge centrale du Mozambique.

CHAPITRE 2

ÉVOLUTION STRUCTURALE ET SEDIMENTAIRE D'UN BASSIN EN CONTEXTE DE REACTIVATION OBLIQUE : L'INVERSION DU BASSIN D'ALBORAN

1. INTRODUCTION

L'inversion tectonique d'un bassin océanique est reconnue comme étant un mécanisme primordial dans la déformation intraplaque. Des bassins inversés ont été décrits dès les années 20 (e.g. Lamplugh 1920 et Stille 1924), mais le terme d'"inversion" a été utilisé pour la première fois en 1981 par Glennie & Boegner et débattu lors d'une réunion en 1989 à la Geological Society (Cooper et al. 1989). L'inversion tectonique d'un bassin correspond à l'inversion des forces aux limites qui passent d'un système en divergence à un système en convergence (e.g. Cooper et al. 1989 ; Harding 1985 ; Ziegler 1987 ; Turner et Williams, 2004). L'inversion des bassins est souvent associée à des processus de subduction ou de collision continentale qui débute. Les processus d'inversion peuvent également être enregistrés au niveau des marges continentales dites « passives » (Hudec et Jackson 2002). Leur « passivité » a alors été de plus en plus remise en cause, par exemple dans le cas des marges passives de Norvège (e.g. Doré et Lundin, 1996), de l'est canadien (e.g. Sinclair, 1995), du Brésil (e.g. Cobbold et al. 2001), du Maroc (e.g. Laville et Piqué, 1992) ou encore du Nord-Ouest australien (e.g. Karner and Driscoll, 1999a) où le socle montre un raccourcissement et un soulèvement. Ce raccourcissement des marges passives est attribué à une transmission des contraintes en subduction ou collision depuis un champ lointain (e.g. Roberts 1989; Ziegler 1989; Cobbold et al. 2001). Pour d'autres auteurs ces déformations ne sont pas liées aux processus de convergence mais plutôt liés aux processus d'accrétion océanique (e.g., Withjack et al. 1995; Doré et Lundin 1996; Dailly 2000).

Les zones en inversion impliquent la formation de structures néoformées ou la réactivation d'anciennes structures héritées. La direction de réactivation étant souvent oblique par rapport aux structures créées lors de la phase initiale d'extension, les déformations qui en découlent sont très distribuées, associées à des rotations et des mouvements verticaux (Wilcox et al. 1973). Cette obliquité peut être induite par la géométrie propre de la marge ou du bassin ou induite par un changement cinématique. Dans un régime Andersonien ($\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$; $\sigma_1 \perp \sigma_2 \perp \sigma_3$; σ_n vertical), l'inversion des failles normales dépend de l'angle de la faille avec la contrainte principale σ_1 , de la pression de fluide et de la valeur de la contrainte tangentielle. Tant que les conditions de glissement sur la faille ne sont pas atteintes, elle ne sera pas réactivée. Si les failles (de tous types) sont « mal orientées » ou si le seuil de contrainte tangentielle (de cisaillement) n'est pas atteint, il n'y aura pas réactivation (Sibson et al. 2012). De plus pour réactiver les failles normales en failles inverses, la contrainte différentielle à appliquer doit être plus importante que pour une réactivation en extension (Sibson, 1985). Une manière de réactiver plus facilement une faille, est de diminuer le seuil de contrainte différentielle $\sigma_1 - \sigma_3$ sous l'effet d'une pression de fluide, ce mécanisme d'adoucissement est classiquement proposé dans la littérature (e.g. Fossen, 2016). L'inversion des failles normales se traduit par des rejeux en

inverse avec une composante plus ou moins décrochante (Faccenna et al. 1995 ; Beauchamp et al. 1999 ; Lacombe and Mouthereau, 2002 ; Butler et al. 2006).

L'évolution structural d'un bassin arrière-arc sous l'effet d'une convergence, souvent oblique, est difficile à reconstituer. On peut y observer un partitionnement de la déformation en failles à composantes décrochantes, extensives et/ou compressives (e.g. Taymaz et al. 1991). Dans ce contexte où se développent des failles majeures, le style et l'accommodation de la déformation dans la croûte continentale peut non seulement être guidé par la cinématique à grande échelle de la plaque, mais aussi par les effets d'hétérogénéités dans la croûte ainsi que par les processus profonds du manteau supérieur (Teyssier et al. 1995 ; Dewey 2002 ; Jolivet et al. 2009 ; Faccenna et al. 2014). Les questions abordées dans mes études sont de savoir si et où ces processus sont concomitants, comment ils affectent la localisation et le style de la déformation régionale et comment nous pouvons déterminer leurs rôles spécifiques dans le modèle de déformation de surface.

L'initiation et l'évolution spatio-temporelle des structures en inversion, la distinction entre structures héritées et néoformées et leur influence sur l'évolution du bassin à l'échelle crustale restent encore mal comprises. C'est ce processus qui motive l'étude engagée en mer d'Alboran, avec toutes ses manifestations originales (compétition sédimentation – érosion – tectonique, héritage structural, naissance de bassins perchés, croissance et connexion des failles actives, partitionnement de la déformation et glissements gravitaires associés). Ce travail est essentiellement basé sur les données de bathymétrie multifaisceaux, de sismique moyenne à haute résolution acquises lors des campagnes océanographiques Marlboro-1, -2 et SARAS (2011, 2012 ; chef de mission Elia d'Acremont) et lors de campagnes espagnoles (CSIC, IEO). Le traitement et l'interprétation des données ont donné lieu à des articles centrés sur des aspects tectonique active, géodynamique, stratigraphie sismique, systèmes sédimentaires et géomorphologique (d'Acremont et al. 2014 ; Alonso et al. 2014 ; Ercilla et al. 2016 ; Juan et al. 2016 ; Lafosse et al. 2016 ; Do Couto et al. 2016 ; Rodriguez et al. 2017 ; Estrada et al. 2018 ; Galindo-Zaldivar et al. 2018 ; Lafosse et al. 2018 ; Ercilla et al. 2019).

2. PARTITIONNEMENT DE LA DEFORMATION D'UN BASSIN D'ARRIERE-ARC EN CONTEXTE DE RACCOURCISSEMENT OBLIQUE

La Mer d'Alboran est située à l'entrée ouest de la Mer Méditerranée et concentre sur une surface restreinte une grande complexité structurale et géodynamique qui est la cause de risques naturels majeurs. Ce bassin, constitué d'une croûte continentale amincie, s'est formé lors de l'extension tectonique est-ouest d'âge Miocène, puis a subi une inversion tectonique depuis le Tortonien sous l'effet du rapprochement Afrique-Europe. La morphologie des fonds marins et la forte sismicité indiquent que le bassin d'Alboran se déforme encore aujourd'hui en réponse à la convergence oblique entre les plaques Eurasie et Afrique. Au sud du domaine d'Alboran, cette tectonique active se manifeste par les rides de Yusuf et d'Alboran et l'importante activité sismique de la région d'Al Hoceima principalement à l'ouest du bassin de Nekor (Fig. 14).

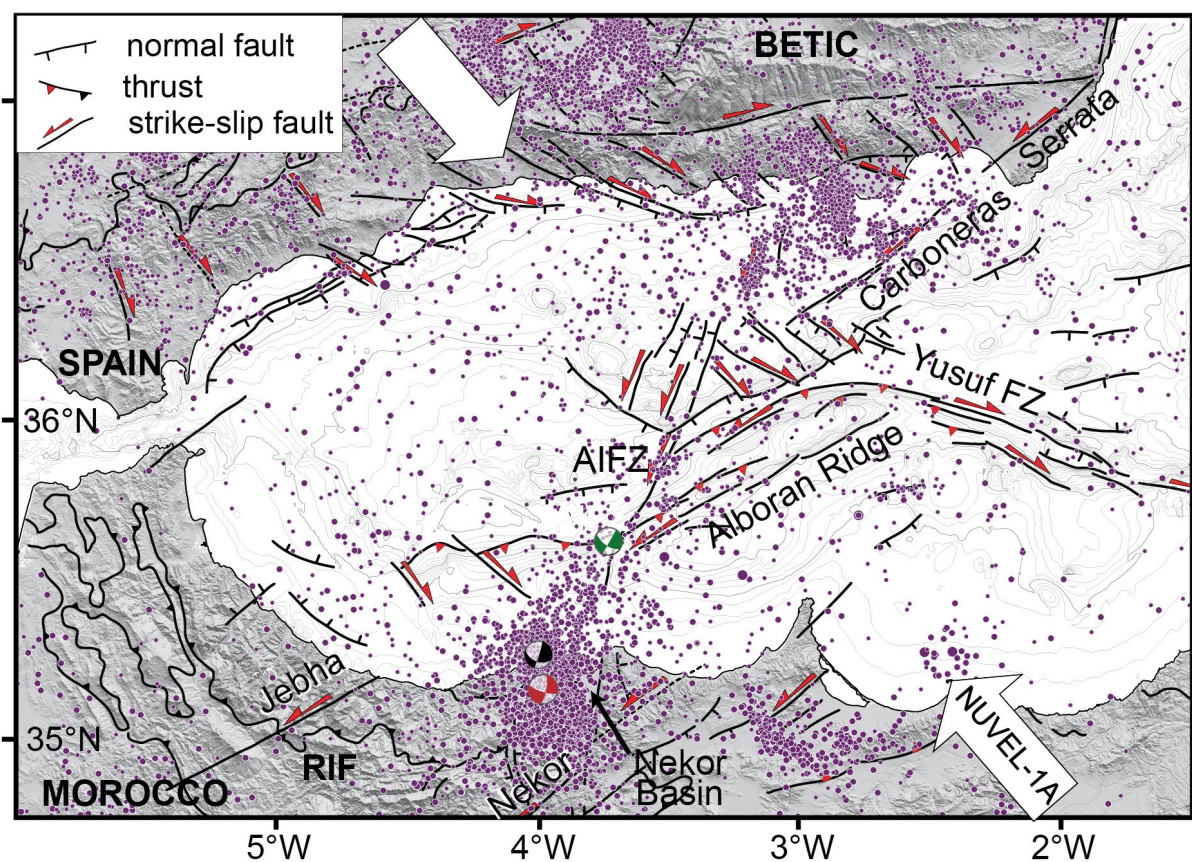


Figure 14 : Carte structurale du domaine Alboran montrant les structures tectoniques principales (modifié d'après d'Acremont et al. 2014). Flèches larges : direction de convergence des plaques d'après le modèle NUVEL-1A (DeMets et al. 1990). Mécanismes aux foyers des séismes du 26 Mai 1994 M6.0 (en noir), du 24 février 2004 M6.4 (en rouge) et du 5 janvier 2016 M6.4 (en vert). Cercles violets : épicentres des séismes peu profonds (<50km) enregistrés depuis 1964 (IGN database). AIFZ : Al Idrissi Fault Zone.

2.1. Les failles récentes

Les tremblements de terre qui ont affecté la région d'Al Hoceima en 1994, 2004 et 2016 sont parmi les plus importants jamais enregistrés instrumentalement dans la partie extrême occidentale de la Méditerranée (dernier séisme de magnitude 6.3 en janvier 2016). Cependant, les sources de ces séismes sont encore en discussion : les épencentres de ces séismes et de leurs répliques sont localisés avec des incertitudes modérées et surtout aucun des séismes n'a produit de rupture en surface (Aït Brahim et al. 2004 ; Akoglu et al. 2006 ; Biggs et al. 2006 ; Buforn et al. 2017) qui aurait permis de localiser avec précision les failles sources. Les mécanismes aux foyers disponibles pour la région d'Al Hoceima montrent préférentiellement des solutions en failles décrochantes, avec un axe P orienté NO-SE. Ainsi, le foyer de l'événement principal de 2004, qui est situé à terre à la limite entre les zones externes et interne du Rif et à une profondeur comprise entre 10-14 km (Stich et al. 2005), montre un mécanisme en décrochement, similaire aux séismes de 1994 et 2016, avec un plan nodal sénestre orienté NNE et un plan nodal dextre approximativement NO-SE (Fig. 14).

Les données des campagnes océanographiques Marlboro-1, -2 et SARAS au large des côtes d'Al Hoceima, ont permis d'imager par sismique réflexion et bathymétrie trois segments principaux de failles récentes NNE-SSO (Bousekkour-Aghbal, Bokkoya et Trougout faults ; Fig. 15). L'extension offshore de la faille de Bousekkour-Aghbal est cohérente avec les directions de failles tirées des études sismologiques et InSAR pour l'événement de 1994 (Akoglu et al. 2006; Bezzeghoud et Buforn, 1999; Biggs et al. 2006; El Alami et al. 1998; van der Woerd et al. 2014). La faille de Bokkoya coïncide avec le glissement co-sismique NNE-SSO proposé dans les études sismologiques et InSAR pour l'événement de 2004 (Stich et al. 2005; Tahayt et al. 2009). La direction de ces failles est également en accord avec l'ensemble des événements sismiques enregistrés dans la région depuis 1970, qui s'alignent selon une orientation NNE-SSO (Figs 14, 16). Cependant la plupart des études montrent que le séisme de 2004 s'est produit à terre. De plus, Calvert et al. avaient identifié la faille de Bokkoya sur des profils de sismique réflexion industriels dès 1997, attestant de sa création avant l'événement sismique de 2004. Aucune rupture en surface claire n'a été détectée à terre sur la marge côtière marocaine suite à ces deux événements. Sans preuve directe d'une rupture sismique simultanée, nous ne pouvons conclure que les failles de Bousekkour-Aghbal et Bokkoya aient été activées durant les événements de 1994 et/ou 2004. Les escarpements de failles en mer montrent un décalage du fond marin pouvant atteindre 5 m de haut. Ces failles reflètent certainement l'effet cumulatif de failles co-sismiques répétées, générées lors d'événements sismiques historiques et instrumentaux dans la région d'Al Hoceima. L'interprétation structurale proposée (Figs 15, 17) est cohérente avec (i) les sources NNE-SSO proposées dans les études InSAR et sismologiques (Akoglu et al. 2006 ; Stich et al. 2005 ; Tahayt et al. 2009), (ii) la distribution à grande échelle de la sismicité dans le bassin Alboran, (iii) le champ régional de déplacement indiqué par GPS (Fig. 16 ; Fadil et al. 2006 ; Koulali et al. 2011 ; Vernant et al. 2010), et (iv) une faille distincte orientée NNE-SSO située à environ 10 km à l'ouest d'Al Hoceima imagé en mer où se situe l'épicentre de la secousse principale de l'évènement de 1994 (Ait Brahim et al. 2004 ; El Alami et al. 1998 ; Hahou et al. 2004).

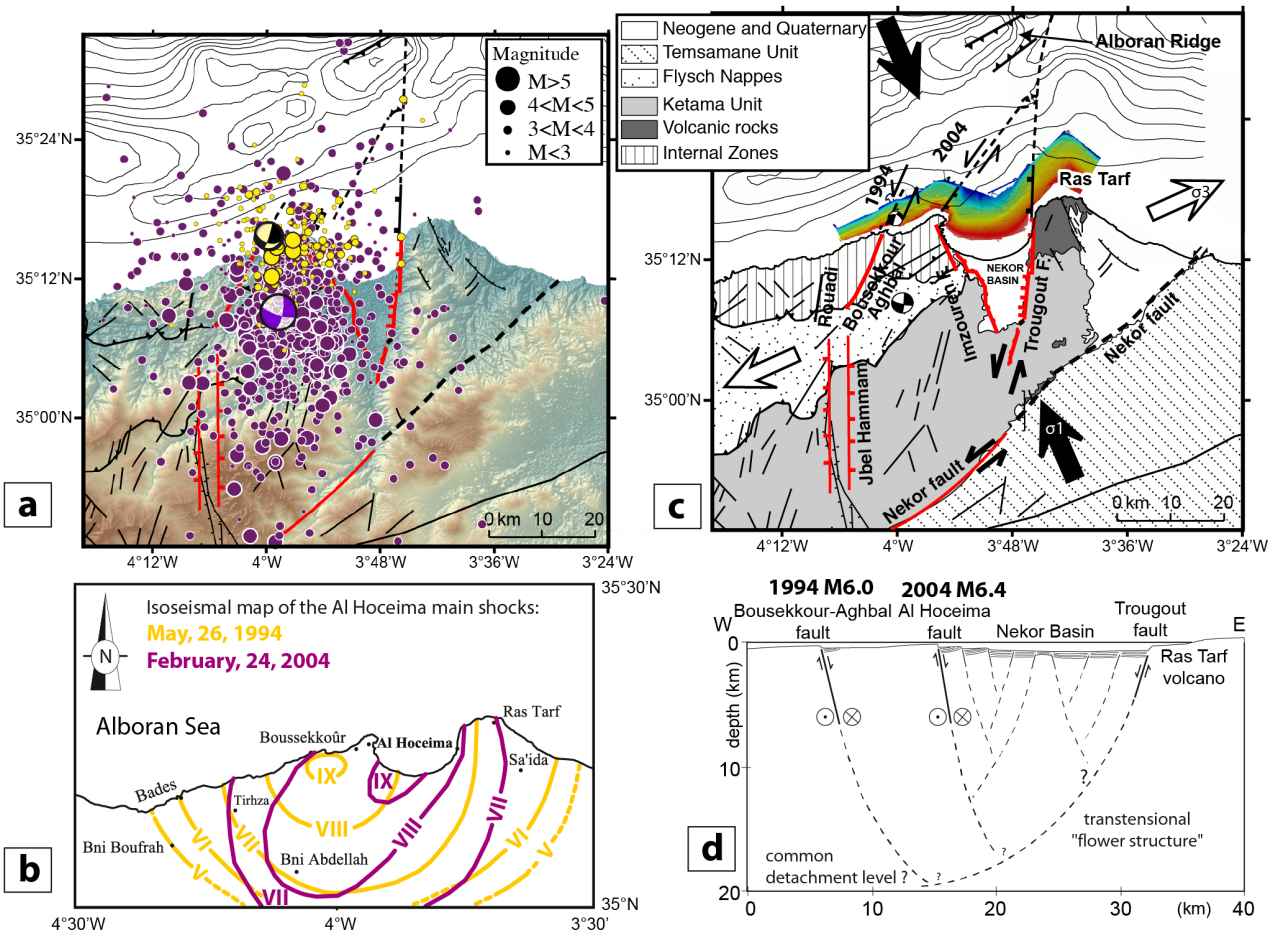


Figure 15 : La zone active d'Al Hoceima. a, Sismicité et failles majeures de la région d'Al Hoceima : répartition des répliques après les événements de 1994 (en jaune ; du 26 mai au 9 juin 1994) et de 2004 (en violet, du 24 février au 29 avril 2004) à partir des catalogues IGN (Stich et al. 2005), profondeur < 50 km. Mécanismes aux foyers des secousses principales de 1994 (en noir) et de 2004 (violet). b, carte de macrosismicité des séismes d'Al Hoceima (Ait Brahim et al. 2004 ; El Alami et al. 1998 ; Hahou et al. 2004). c, carte structurale interprétative des failles actives de la région d'Al Hoceima. Les grandes flèches blanches indiquent les directions actuelles σ_1 et σ_3 (Medina et El Alami, 2006). Trace des failles à terre basée sur la compilation (Asebryi et al. 1993 ; El Alami et al. 1998 ; Medina et El Alami, 2006) et en mer basée sur cette étude ; failles actives en rouge. Offshore : Bathymétrie multifaisceaux Marlboro-2 et ensemble de données GEBCO (2008 : <http://www.gebco.net>). d, coupe transversale structurale schématique E-O à 35,25°N (le relief en surface est exagéré pour accentuer les caractéristiques). Ligne positionnée sur 4b. A noter que le système de failles en transtension dans le bassin de Nekor est simplifié. (Le nombre réel des failles est beaucoup plus élevé, ~20). AHF : faille Al-Hoceima ; AR : dorsale Alboran ; BAF : faille Bousekkour-Aghbal ; IF : Imzouren Fault ; JHF : Jbel Hammam Fault ; NF : Nekor Fault ; RF : Rouadi Fault ; RT : Ras Tarf ; TF : Trougout Fault.

De plus, les cartes d'intensité macro-sismique de l'événement de 1994 montrent un schéma prédominant d'isoséismes " ouverts sur la mer ", ce qui suggère qu'une partie importante de la rupture s'est produite le long de segments de failles situés au large. (v) Les trois segments actifs de failles imagés en mer sont en accord avec la tectonique active, avec l'axe sub-horizontale OSO-ENE des contraintes minimales en compression déduit des mécanismes aux foyers sismiques, et avec les études de sismique réflexion antérieures et les données géomorphologiques (Calvert et al. 1997 ; El Alami et al. 1998 ; Medina et El Alami, 2006 ; Stich et al. 2005 ; Poujol et al. 2014).

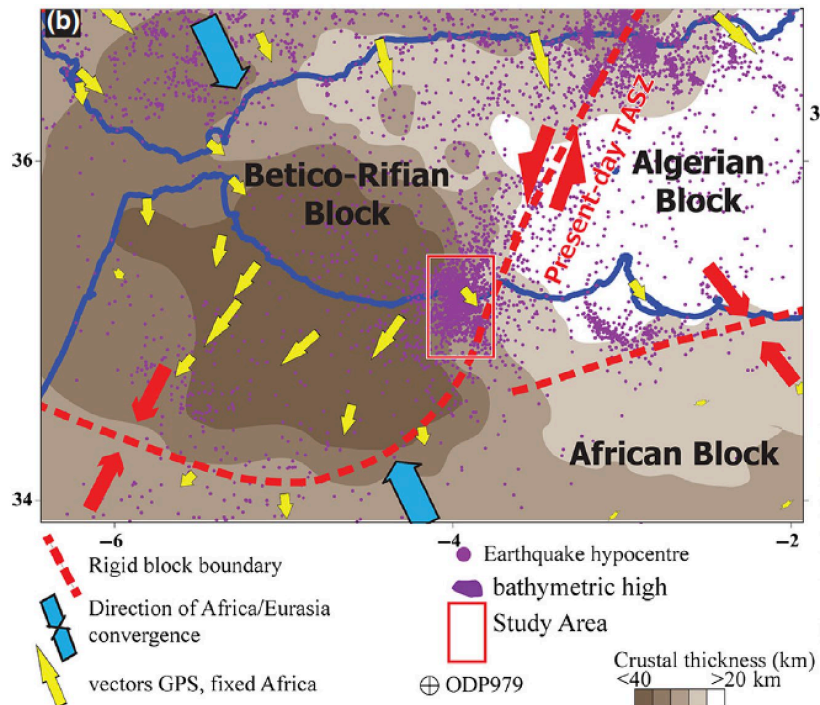


Figure 16 : Cinématique du domaine d'Alboran à partir de données GPS (Koulali et al. 2011), associée à la sismicité entre 1964 et 2012 (base de données de l'Institut Geografico Nacional) et à l'épaisseur de la croûte d'après les données de fonction récepteur tirées de Mancilla et Díaz, 2015 ; flèche rouge, direction de convergence aux limites de bloc rigide (Nocquet, 2012). Lafosse et al. 2016.

Sans datation et données directes, nous ne pouvons conclure sur la période d'activité de ces failles, mais le décalage apparent du fond marin et la géométrie syn-tectonique des sédiments attestent de leur activité récente. De telles expressions morphologiques de failles récentes sur le fond marin ont déjà été observées sur d'autres régions sismiquement actives en contexte de transtension comme le bassin de Marmara (Armijo et al. 2005) ou la faille de Carboneras-Serrata (Gracia et al. 2006).

2.2. Structure de détail du bassin offshore de Nekor

Les données de haute-résolution des campagnes Marlboro-1 et 2 ont permis de cartographier en détail la structuration du bassin de Nekor (Lafosse et al. 2016). Au nord-ouest du bassin de Nekor, les zones de failles de Bousekkour-Aghbal et de Bokkoya sont constituées de segments de failles de plusieurs kilomètres de long, en échelon, visibles sur le fond marin (Fig. 17). Cette zone de faille est interprétée comme la limite nord-ouest active du bassin plio-quadernaire de Nekor caractérisée par un cisaillement majeur de 40 km de long considéré comme une zone de déplacement principal (PDZ) (Fig. 17) (McClay et Dooley, 1995). La limite orientale du bassin de Nekor est une zone de faille de direction N-S, de 45 km de long, allant de la faille de Nekor à la faille d'Al-Idrissi et comprenant les failles Trougout et de Bou Haddad (Fig. 17). Ces deux failles sont parallèles à la faille El-Hammam à l'ouest et représentent les failles maîtresses actives du bassin du Nekor (e.g. Rahe et al. 1998). La géométrie du bassin tectonique de Nekor est donc de forme rhomboédrique (d'Acremont et al. 2014 ; Lafosse et al. 2016). Au sein du Bassin de Nekor en mer, une série de failles NO-SE à composantes principalement normales ont été cartographiées (Fig. 17).

La PDZ nord correspond à une zone de faille de 20 km de long et de 2 à 2,5 km de large (Fig. 17). La géométrie des segments qui sont agencés en relai dextre, ainsi qu'un faible décalage vertical du réflecteur daté aux environs de 0,79 Ma (Fig. 18) démontre une cinématique senestre de la zone de cisaillement (Fig. 17). Dans la zone de faille, le décalage des réflecteurs sismiques montre un partitionnement de la déformation entre une composante horizontale décrochante senestre et une composante verticale extensive. La disposition des failles orientées NE-SO dans la PDZ (Fig. 17b) peut être interprétée soit comme un cisaillement R (de type Riedel) en échelon (e.g. Wilcox et al. 1973), soit comme des failles marginales en échelon dans un contexte en transtension en pull-apart (Wu et al. 2009).

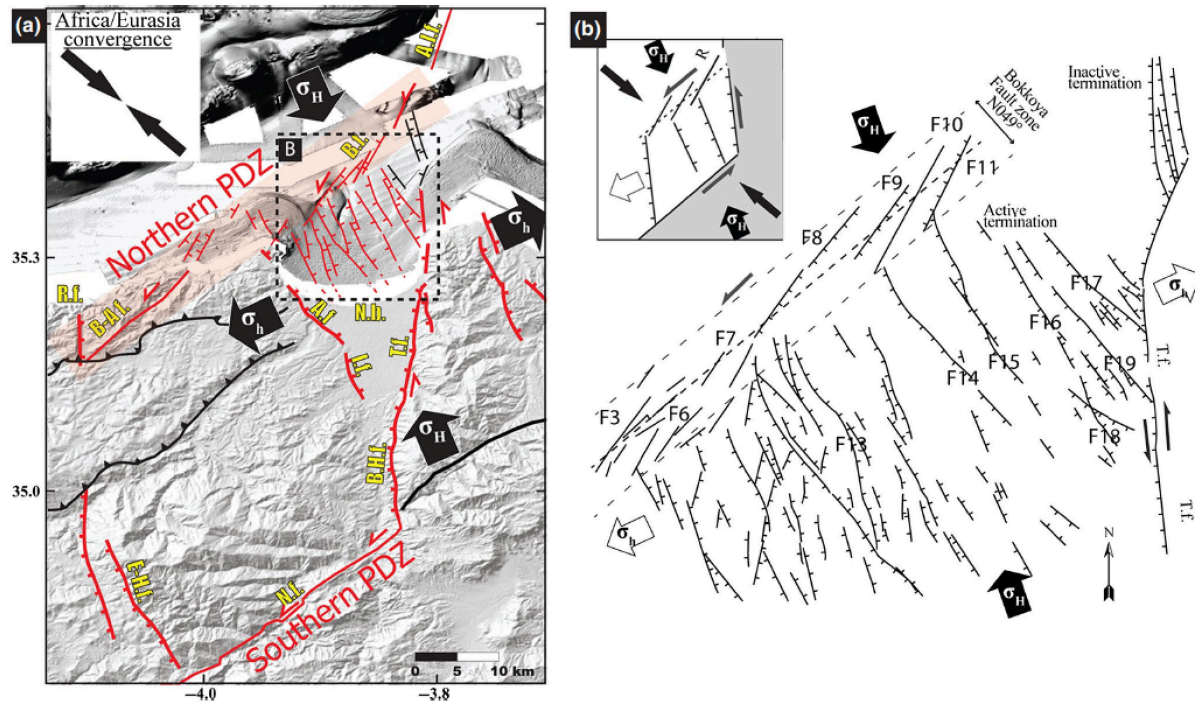


Figure 17 : a) Carte structurale de la zone d'étude en mer surimposée à la bathymétrie ombragée Marlboro-2 et SARAS. PDZ, zone de déplacement principal ; failles rouges, failles récentes ; flèches noires épaisses, direction de contrainte horizontale ; σ_H , contrainte horizontale maximale ; σ_h , contrainte horizontale minimale. Abréviations comme dans la Fig. 15. Encadré : direction de la convergence Afrique-Eurasie d'après Palano et al. (2013). b) Schéma structural de la partie offshore du bassin du Nekor pour ses structures tectoniques récentes ; F.T., faille de Trougout ; Grande flèche, contrainte horizontale ; Flèche grise, jeu latéral le long de la zone de faille ; σ_H , contrainte horizontale maximale ; σ_h , contrainte horizontale minimale. La direction N049° de la faille de socle est interprétée à partir de la tendance générale des cisaillements R en échelon à la surface. Encart : Schéma simplifié du bassin du Nekor. R, cisaillement au-dessus d'une faille de socle senestre (ligne en pointillés). Surface grise, bloc Afrique ; surface blanche, Bloc Betico-Rifain et bassin de Nekor ; flèche blanche épaisse, sens d'allongement du bassin de Nekor correspondant à l'extrusion du bloc Betico-Rifain. Lafosse et al. 2016.

D'après les modélisations analogiques (e.g. Naylor et al. 1986 ; McClay et Dooley, 1995 ; Richard et al. 1995), pour qu'un modèle en cisaillement non anastomosé de type Riedel se produise dans la couverture sédimentaire, il faut que le déplacement le long de la discontinuité basale et que la contrainte totale appliquée au bac à sable soient faibles donc par analogie que le mouvement soit relativement récent. La géométrie de type Riedel des failles observées sur le fond marin suggère donc une activation récente de la faille de Bokkoya. Nous interprétons les segments de faille N30° en

échelon comme la preuve en surface d'une faille profonde crustale héritée de direction N049° (zone de faille de Bokkoya ; Fig. 17). Comme le suggèrent Calvert et al. (1997), la direction de la zone de faille de Bokkoya est parallèle à la faille de Nekor, qui correspond donc à la PDZ sud (Fig. 17a) (Asebriy et al. 1993). Il semble que les structures héritées contrôlent la géométrie du bassin de Nekor comme observé dans de nombreux domaines transtensifs (par exemple, Allen et al. 1998 pour le bassin du Bohai ; Holzel et al. 2010 pour le bassin de Vienne, et la revue de Mann, 2007). La faille de Nekor est une limite structurale majeure entre les unités de Ketama et de Tamsamani (Fig. 15c) (Chalouan et Michard, 2004 ; Michard et al. 2007 ; Benzaggagh et al. 2014). De même, nous proposons que la faille crustale de Bokkoya, qui est parallèle à la faille de Nekor et aux chevauchements à vergence sud-est à terre, réactive des chevauchements Alpains ou des décrochements tortoniens hérités, d'orientations NE-SO.

Le pulse du raccourcissement autour de 1,81-1,19 Ma enregistré dans le sud du bassin d'Alboran (Martinez-Garcia et al. 2013) semble être concomitant avec la phase d'extension distribuée enregistrée dans le bassin de Nekor par les unités U1 et U2 (Fig. 18). Cette phase de déformation distribuée semble s'être terminée autour de 0,79 Ma (réflecteur orange ; Fig. 18), lorsque la déformation se localise sur la zone de faille de Trougout et de Bokkoya (Fig. 18). L'épaisseur des séquences sismiques indique que la subsidence devient alors plus importante dans la partie ouest de la baie de Nekor que dans la partie est. Les familles de failles NO-SE et de cisaillement R sont celles qui produisent les plus importants rejets verticaux du fond marin à proximité des zones de faille de Bokkoya où la plus grande partie de la sismicité est enregistrée (Figs 15a et 17). Vers l'est, les failles s'amortissent sur la pointe nord de la faille de Trougout et sont enfouies sous 10-20-ms twtt, ce qui représente environ 8 m de sédiments. Si on considère une vitesse de sédimentation moyenne de 0,2 mm/an (Martinez-Garcia et al. 2013), il n'y aurait aucune trace d'activité tectonique sur ces failles depuis 38-77 ka, à l'échelle de la sismique réflexion. Ces résultats sont en accord avec Poujol et al. (2014) qui montrent, en se basant sur l'analyse à terre d'isotopes cosmogéniques prélevés sur le miroir de faille de Trougout, qu'il y a une diminution régulière du taux de glissement sur cette faille depuis le Pléistocène moyen. La connexion des failles F18 et F19 à la faille de Trougout montre que cette famille récente de failles normales NO-SE est postérieure à la faille de Trougout N-S, et par extension aux structures régionales N-S (Figs 17b). La direction NO-SE des failles normales est compatible avec une rotation locale antihoraire du champ de contrainte (Ait Brahim et Chotin, 1990 ; Palano et al. 2013) et avec les composantes normales-décrochantes senestre de la faille de Trougout à terre (Poujol et al. 2014). L'interprétation des profils sismiques permet de conclure qu'il y a une subsidence continue dans la partie ouest du bassin. L'extension semble moins active et continue dans la partie est. L'évolution des dépocentres et de l'activité des failles indique que l'extension du bassin a migré d'est en ouest et est maintenant localisée dans la partie ouest du bassin où se produisent les séismes les plus importants. La localisation de la déformation dans le bassin de Nekor puis sa migration vers l'ouest pourraient refléter un changement de la cinématique locale dans un continuum plio-quaternaire d'extension.

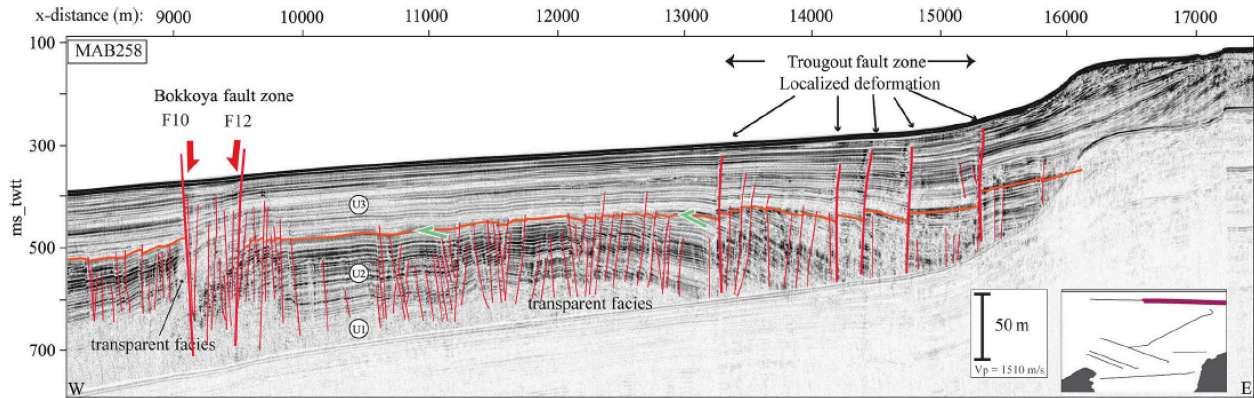


Figure 18 : Profil sismique réflexion MAB258 tiré de la campagne Marlboro-2. Flèches vertes, toplap; réflecteur orange, discordance datée autour de 0.79 Ma. Exagération verticale = 10. U1, U2, U3: formations définies par le faciès acoustique. Lafosse et al. 2016.

L'obliquité entre les failles actives NO-SE à composante normale, le cisaillement PDZ nord et les failles principales (c.-à-d. la faille de Trougout) démontre clairement un comportement en transtension du bassin de Nekor (Figs 15 et 17) (e.g. Wu et al. 2009). Le bassin de Nekor peut en effet être considéré comme un bassin en transtension hybride au sens de Rahe et al. (1998), avec des failles principales N-S quaternaires récentes (c'est-à-dire les failles Rouadi et El-Hammam à l'ouest et les failles Trougout-Bou Haddad à l'est, Fig. 17) et des failles obliques NO-SE dans le bassin, probablement enracinées sur un niveau de faiblesse dans le socle (Fig. 15d). L'asymétrie du bassin de Nekor serait contrôlée en profondeur par un décollement crustal, à environ 9-12 km d'après l'étude tomographique de van der Woerd et al. (2014). Ce décollement pourrait être localisé sur une structure héritée (Galindo-Zaldivar et al. 2009 ; d'Acremont et al. 2014 ; van der Woerd et al. 2014), comme observé dans le bassin de Vienne (Fodor, 1995 ; Wu et al. 2009). En tant que bassin en pull-apart hybride, la localisation de la déformation active dans la partie ouest du bassin de Nekor pourrait refléter l'asymétrie des taux de déformation entre les limites du bassin de Nekor et ses blocs adjacents (les blocs Betico-Rifain et Nubie respectivement) (Rahe et al. 1998).

Les failles normales récentes peuvent être utilisées pour déterminer le petit axe de l'ellipsoïde des contraintes dans un contexte de décrochement (e.g. Dooley et Schreurs, 2012). Si nous émettons l'hypothèse que la famille NO-SE de failles normales à pendage vers l'ouest et l'est, correspond à un ensemble de failles normales quasi conjuguées dans un régime de contraintes andersonien (avec critère de rupture de coulomb), les directions moyennes des contraintes horizontales sont alors $\sigma_H = N155 \pm 2^\circ$ et $\sigma_h = N65 \pm 2^\circ$.

La plupart des études sismologiques ont proposé qu'à l'échelle du bassin de Nekor, l'orientation de l'axe P est autour de $N150^\circ \pm 20^\circ$ (Medina, 1995 ; Calvert et al. 1997 ; El Alami et al. 1998 ; Bezzeghoud et Buforn, 1999 ; Stich et al. 2005, 2006 ; Palano et al. 2013 ; Ousadou 2014 ; van der Woerd et al. 2014). Dans certaines de ces études sismologiques σ_1 est orientée NNO-SSE et σ_3 NE-SO, avec un rapport de contrainte élevé, c'est-à-dire que la contrainte verticale tend à être égale à la contrainte horizontale principale (e.g. Medina, 1995 ; Ousadou et al. 2014 ; van der Woerd et al. 2014). Les directions de contraintes locales du raccourcissement maximal obtenues dans notre étude sont similaires et dans la barre d'erreur de ceux précédemment obtenus par inversion des mécanismes aux foyers (e.g. Ousadou et al. 2014). Les failles Quaternaires cartographiées en mer et à terre (Fig. 17) se

sont probablement formées sous le même régime de contraintes que ceux déduits de l'inversion des mécanismes aux foyers. Cependant, la direction de σ_H s'écarte jusqu'à 20° de la direction régionale de convergence obtenue par Demets et al. (2010) et Palano et al. (2013) (Fig. 16). Ce résultat implique une rotation du champ de contrainte local. De plus, l'angle entre les PDZs N049° (Nekor et Bokkoya) et la direction actuelle de convergence N130° devrait induire une transpression de type dextre dans le bassin de Nekor or nous observons une transtension senestre (Fig. 17b) (Dewey, 2002). La transtension senestre déduite du modèle de failles et de modélisation numérique est compatible avec $\sigma_1 = \sigma_V$, σ_H et σ_h orientées NNO-SSE et NE-SO respectivement (Fernandez-Ibanez et al. 2007 ; Poujol et al. 2014 ; Galindo-Zaldivar et al. 2015). Le raccourcissement vertical le long des failles normales suggère un allongement du bassin de Nekor orienté N245° (encadré Fig. 17b). La direction de l'allongement est compatible avec une direction de la déformation horizontale minimale, parallèle à σ_H (Palano et al. 2013). Les PDZ (zones de faille de Bokkoya- Bousekkour-Aghbal et Nekor) semblent réactiver les structures orogéniques héritées de manière décrochante.

Les données montrent que le bassin de Nekor est situé dans une zone clé qui transmet le déplacement senestre enregistré le long de la TASZ vers l'unité Rifaine au Maroc (Fig. 16). La configuration des failles observées au-dessus de la zone de failles de Bokkoya, l'inactivité des failles normales à l'est de la faille de Trougout, ainsi que le passage d'une déformation distribuée au Pléistocène précoce à une déformation localisée sur quelques failles normales NO-SE suggère un changement dans la cinématique locale au cours du Quaternaire. En accord avec l'étude de Martinez-Garcia et al. (2013), une rotation anti-horaire de blocs est nécessaire pour former et propager le système de faille d'Al-Idrissi vers le sud jusqu'au bassin de Nekor. Dans le bassin de Nekor, l'évolution cinématique locale et l'activation de la PDZ nord pourraient refléter le début de la propagation du TASZ à travers les structures alpines du Rif. La faille de Bokkoya est assimilable à une faille de transfert senestre délimitant le bassin de Nekor au nord.

En Méditerranée occidentale, les processus géodynamiques sont principalement guidés par des processus mantelliques (e.g. Palano et al. 2013) : le recul vers l'ouest du panneau plongeant téthysien depuis la partie orientale de la Méditerranée occidentale pour finir à l'ouest dans la région d'Al- Hoceima (Jolivet et al. 2009 ; Faccenna et al. 2014). Des résultats récents en tomographie ont montré que le panneau plongeant, dit de Gibraltar, pourrait être détaché au niveau de la base de la croûte amincie sous la région d'Al Hoceima alors qu'il serait toujours attaché à la croûte épaisse sous les monts Rifains vers l'ouest et le sud, provoquant ainsi un délaminage actif du manteau et un épaississement de la croûte (Palomeras et al. 2014 ; Thurner et al. 2014 ; Mancilla et Diaz, 2015 ; Petit et al. 2015). Comme le montrent les mesures GPS de Vernant et al. (2010), Koulali et al. (2011) et Palano et al. (2013), les unités du Rif occidental se déplacent vers le sud-ouest, par rapport à la plaque fixe Nubie (Fig. 16). Cela suggère que le couplage entre le panneau plongeant de Gibraltar et la croûte du Rif contrôle la direction de transport SO du Rif central. Ce sens de transport s'accorde bien dans le bassin de Nekor avec la direction d'extension NE-SO déduit de la géométrie des failles normales actives (Fig. 17b). A plus grande échelle, la migration de la déformation vers l'ouest pourrait être liée à la délamination progressive vers l'ouest et au recul du panneau plongeant sous la plaque supérieure dite d'Alboran. Les processus mantelliques (dynamique interne), plutôt que les processus de convergence de plaques à grande échelle, semblent exercer un rôle primordial sur l'expression en surface de la tectonique active de la marge sud du domaine d'Alboran. La zone de faille d'Al Idrissi souligne cependant l'influence récente de la convergence Afrique-Eurasie et de l'indentation du bloc africain sur la déformation de la plaque supérieure (Estrada et al. 2018).

3. RELATION ENTRE SYSTEMES SEDIMENTAIRES, EUSTATISME ET TECTONIQUE

Cette partie porte sur l'influence des processus tectonique et eustatique sur l'évolution sédimentaire et structurale du bassin Sud Alboran. La partie 3.4 correspond à un article en cours de soumission.

3.1. Histoire Pléistocène-Holocène d'un segment tectoniquement actif de marge

Dans les bassins actifs, la tectonique peut segmenter le plateau continental et contrôler son architecture stratigraphique et sa physiographie. L'évolution locale du plateau continental et sa morphologie peuvent être mis en relation avec les variations du niveau de la mer, la segmentation tectonique locale et les processus hydrodynamiques. La marge continentale nord marocaine est un site clé pour l'étude de l'interaction entre ces processus (Lafosse et al. 2018). Les données issues des campagnes menées par l'ISTEP (Marlboro-1, -2 et SARAS ; profils sismiques haute résolution et données bathymétriques multifaisceaux) ont permis de définir les contours stratigraphiques de cette région tectoniquement active (Fig. 19). Les failles actives délimitant le bassin transtensif de Nekor segmentent le plateau en trois secteurs présentant des taux de subsidence différents : un secteur ouest correspondant à une zone extensive en relais, un secteur central correspondant à la baie d'Al-Hoceima en subsidence et un secteur oriental situé au pied de la faille normale senestre de Trougout (Fig. 19). L'analyse morpho-structurale et l'étude par stratigraphie séquentielle des dépôts au niveau de la bordure de plateforme au large d'Al Hoceima, permet de préciser la part du contrôle tectonique et hydrodynamique dans l'architecture des systèmes sédimentaires.

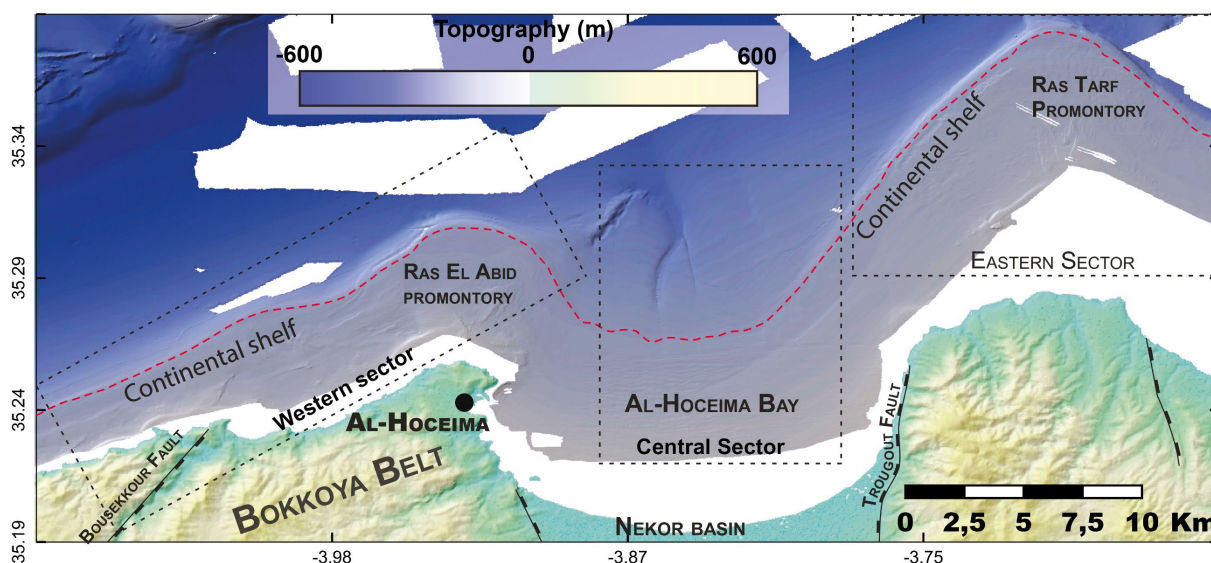


Figure 19 : Caractéristiques physiographiques de la plateforme continentale marocaine, avec les secteurs indiqués. Carte bathymétrique tirée des données Marlboro-2 et SARAS. (Lafosse et al. 2018).

Les plateformes plio-quadernaires de la région d'Al-Hoceima présentent des enregistrements sédimentaires de motifs répétitifs que nous avons liés à une cyclicité de 100 000 ans (Fig. 20) comme montré sur le Golfe du Lion (Rabineau et al. 1998, 2005). La variabilité longitudinale de ces géométries est expliquée par des différences de taux de subsidence en relation avec la tectonique quadernaire

(Lafosse et al. 2018). La segmentation de la plateforme par les failles actives provoque des différences d'accommodations qui se traduisent par la conservation ou non de prismes de hauts niveaux (ou HST) dans un cycle donné.

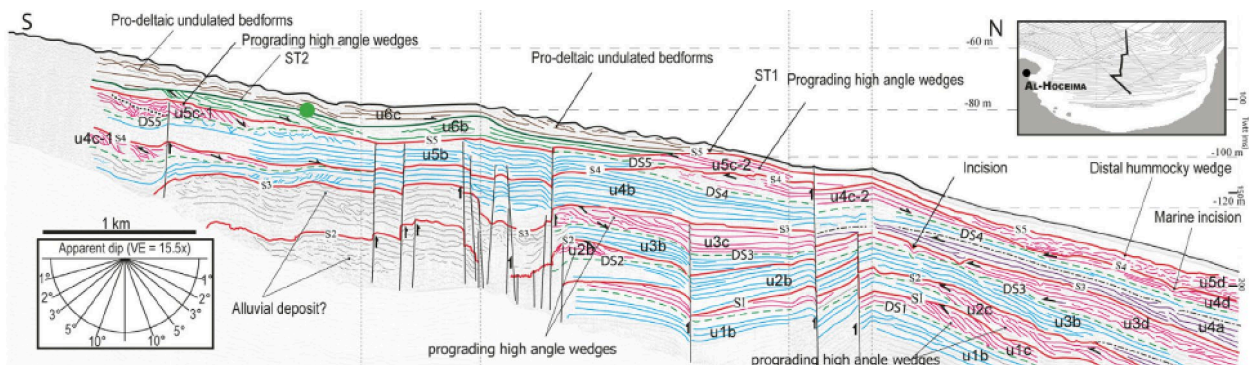


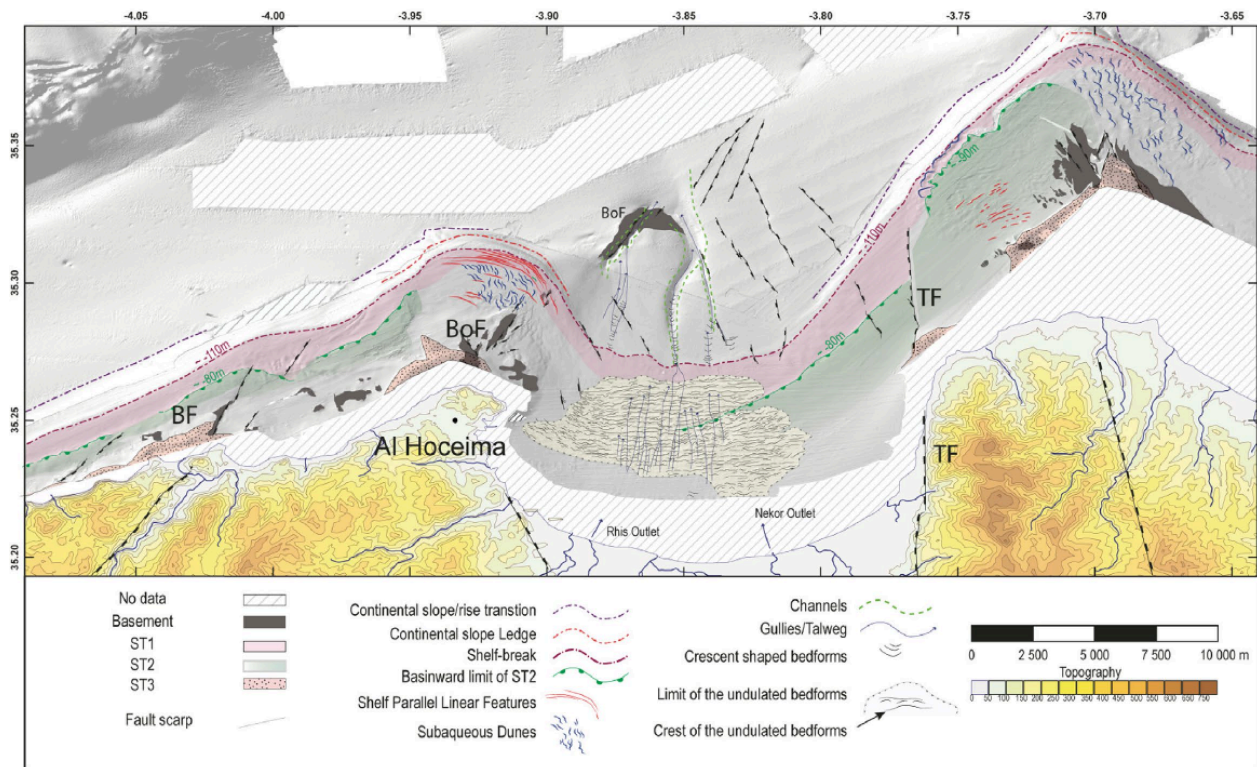
Figure 20 : Profil sismique composite interprété de la campagne Marlboro-2 montrant la morphologie de la plateforme continentale marocaine dans la baie d'Al Hoceima, cortèges sédimentaires représentant des cycles d'ordre 5 (excentricité). Lignes rouges S1 à S5 : discordances régionales ; lignes vertes pointillées : surfaces de downlap DS1 à DS5 ; lignes noires pointillées : discordances locales sous et au-dessus des surfaces S et DS, respectivement ; ligne verte, surface toplap de u6b ; les réflecteurs violets font référence aux prismes d'aggradations distales ; les réflecteurs roses font référence aux prismes progradants fortement pentés, sur le plateau continental et au prisme distal hummocky sur la pente supérieure ; les réflecteurs bleus clairs font référence aux prismes de progradations à faibles pentes ; les réflecteurs verts clairs font référence aux prismes très pentés de progradations de milieu de plateau, les réflecteurs bruns font référence aux prismes ondulés de milieu du plateau. S : surface de ravinement ; SU : discordance subaérienne ; ST : terrasse sous-marine ; lignes verticales noires : failles ; point rouge : offlap break ; point vert : offlap break de l'unité sismique u6b. Notez les valeurs de profondeurs en mètres sur l'échelle à droite (Lafosse et al. 2018).

La plateforme est caractérisée par une morphologie par paliers correspondant aux terrasses sous-marines étagées de bordure de plateforme (ST1), de milieu de plateforme (ST2) et d'intérieur de plateforme (ST3) à respectivement environ -110 m, -80 m et de -40 à -20 m de profondeur (Figs 20 et 21). Ces terrasses correspondent aux sommets de cortèges progradants en concordance vers la mer et érosifs vers l'intérieur des terres (ST2 et ST1, Fig. 20). Elles sont corrélées à une période allant du dernier maximum glaciaire (associé à un niveau marin stationnaire) à l'Holocène (associé à un haut niveau marin). Les courbes des variations du niveau marin (Gibraltar ; Grant et al. 2014) permettent en effet de relier le dernier maximum glaciaire (LGM) à la présence sur la plateforme de la limite d'action des vagues de tempêtes et donc au maximum de régression à -110m. La terrasse marine correspondante ST1 serait donc datée entre 30 et 18ka.

Au-dessus de ces terrasses, des champs de dunes subaquatiques sont interprétés comme s'étant déposés et dégradés pendant la transgression post-glaciaire (Figs 20 et 21).

Dans le secteur central, les ondulations de dépôts prodeltaïques et les géométries de lits en croissants situées à la tête des incisions marines sur la pente supérieure attestent de l'influence fluviale pendant l'Holocène (Fig. 21). L'analyse en stratigraphie sismique a révélé la préservation de six unités sismiques délimitées par des discordances régionales polygéniques (S1, S2, S3, S4 et S5 ; Fig. 20). Sur la base d'une comparaison avec d'autres marges méditerranéennes, les discordances S1 à S5 sont attribuées à une surface régressive maximale de 4e ordre (cycle de Milankovitch à 100 ka). La préservation des cortèges sédimentaires est liée aux mouvements verticaux et à la physiographie de ce domaine

tectoniquement actif. Cette étude a permis de faire progresser notre compréhension des processus sédimentaires dans les zones actives.



3.2. Distribution et origine des glissements sous-marins

Un des témoins récurrents de la déformation active consiste en la mise en place d'importants volumes de sédiments glissés, souvent localisés en aval des hauts structuraux (plis-failles). Dans le bassin d'Alboran méridional, une étude géomorphologique et stratigraphique des dépôts de transport en masse (MTDs) a été réalisée. Les données de sismique réflexion et de bathymétrie des campagnes Marlboro-1, SARAS et Montera ont permis la caractérisation de glissements gravitaires récents et la quantification de certains de leurs paramètres morphologiques. La partie qui suit est un article en cours de soumission, dont l'étude se situe au nord des bancs de Xauen-Tofiño et au sud de la Ride d'Alboran. Elle permet de replacer les glissements gravitaires dans le contexte morfo-structural afin d'émettre des hypothèses quant aux facteurs ayant pu favoriser leur déclenchement. Les conséquences sur les risques tsunamigéniques dans la zone d'étude ont été évalués et quantifiés dans Rodriguez et al. (2017).

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

d'Acremont E.; Lafuerza S.; Rabaute A.; Jollivet Castelot M.; Lafosse M.; Alonso B.; Ercilla G.; Vazquez J.T.; Migeon; Ceramicola S.; Lopez-Gonzalez N.; Vandorpe T.; Rodriguez M.; El Mounni B.; Abdellah; Benmarha O.; Gorini C.

Abstract

In the southern Alboran Sea, nearby the seismically active Al Idrissi Fault Zone, the seabed is affected by numerous submarine landslides since the early Pleistocene until present. However, the low to moderate seismicity recorded do not seem to control their distribution. Estimated decompacted volumes of these landslides range between 0.01 to 15 km³. Westwards the Al Idrissi Fault Zone, along the northern flank of the South Alboran Ridge, the landslide distribution follows the SW-NE bank and ridge trend that correlates with blind thrusts and folds and with the presence of a widespread contourite drift and pockmark field. Small landslide volumes (<0.1km³) occur on smooth to moderate slopes (<9°) whereas more voluminous deposits (0.1-10km³) are found on variable slopes (2-25°). Eastwards, along the southern flank of the North Alboran Ridge, contourite drifts are limited and fluid escape features absent. In this area, less voluminous landslides (<1 km³) are found along steep slopes (20-40°) whereas more voluminous landslides (3-15 km³) are found along low slope values (2-5°). We therefore conclude that estimated decompacted volumes do not illustrate a positive correlation with higher slopes. This suggests that gravity is not the triggering mechanism accounting for most of the studied submarine landslides, as illustrated by an infinite slope stability analysis. We suggest that overpressure due to high sedimentation rate during deposition of contourite drift may be responsible of past and/or active upwards fluid flow, preconditioning the contourite stability. This would explain the concentration of landslide headscarps at the thickest parts of the contourite drifts and deposits at the toe where slope gradients are lower. Low to moderate seismicity might have play a role as triggering mechanism as long as other causal factors acted reducing seabed stability first.

1- Introduction

1.1. Submarine landslide hazards in the Mediterranean Sea

Submarine landslides encompassing all forms of submarine slope failure translate into destruction of seabed infrastructures, collapse of coastal areas into the sea and tsunami generation. They can mobilise up to thousands of km³ of seafloor material (e.g. Storegga Slide, 8200 years ago; Hafliðason et al., 2004), volumes larger than their subaerial counterparts (Urgeles and Camerlenghi, 2013). Mobilisation 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, Hsu et al., 2008). Mediterranean coasts have a history of devastating events linked to offshore geohazards: tsunamis caused by submarine landslides (Nice in 1979, Dan et al., 2007; Gioia Tauro in 1977, Colantoni et al., 1992; and Stromboli in 2002, Chiocci et al., 2008), and tsunamis generated by earthquakes (Messina in 1908, Valensise and Pantosti, 1992; Amorgos in 1956, Okal et al., 2009; Boumerdès in 2003, Alasset et al., 2006 and Cattaneo et al., 2012). These examples illustrate that landslides in the marine domain represent an

important risk for the Mediterranean coastal communities and industry, and for the offshore exploitation.

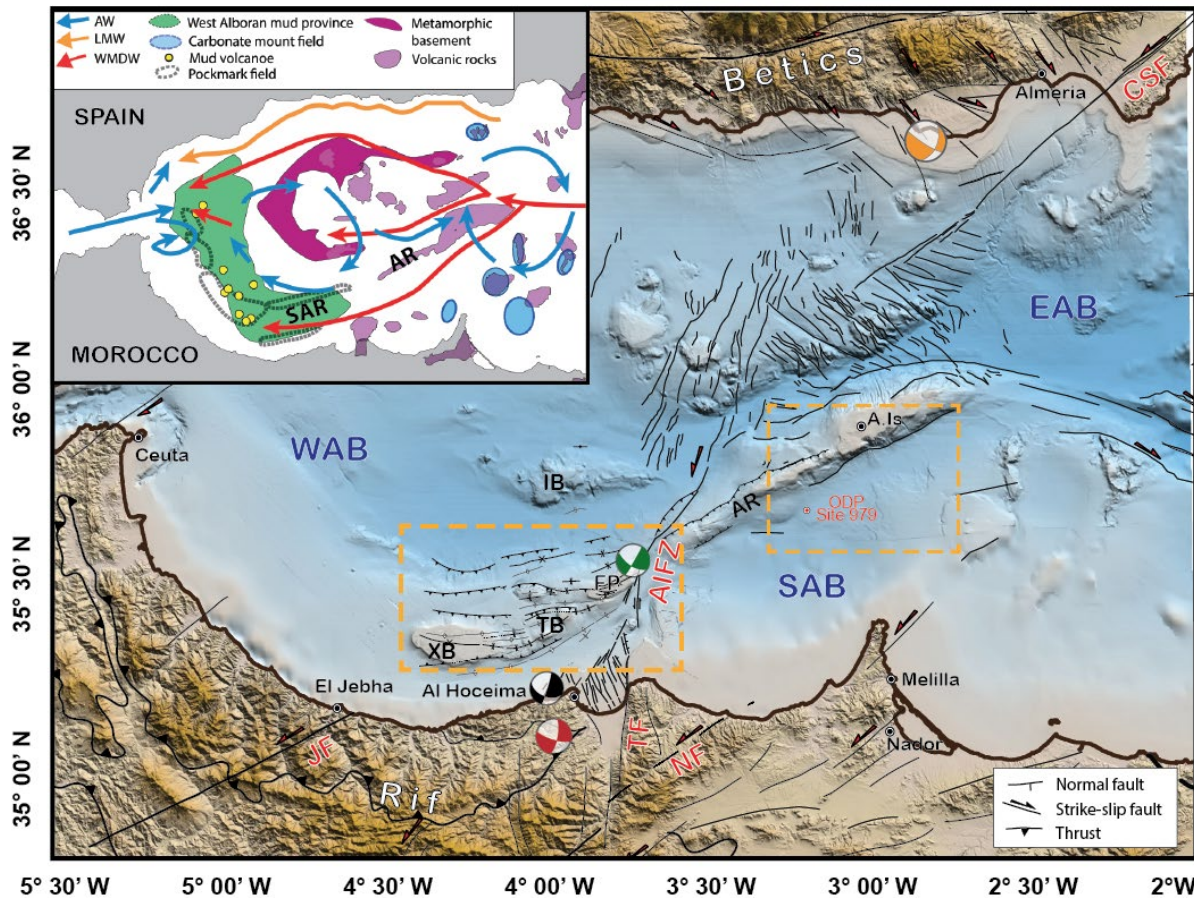


Figure 22: Bathymetric map of the Alboran Sea showing the structural features of the area. Shaded bathymetry from compilation of ISTEP and CSIC multibeam cruises with GEBCO 2014 database, topography from SRTM database. Focal mechanism in black: 1994 main shock (El Alami et al., 1998; Biggs et al., 2006). 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 yellow: Location and moment tensor solution obtained for the 1910 Adra Earthquake (mechanism plotted in orange) from Stich et al. (2003). AIF, Al Idrissi fault zone; A.Is, Alboran Island; AR, Alboran Ridge; CSF, Carboneras Serrata Fault; EAB, East Alboran Basin; FP, Frances Pagès Seamount; IB, Ibn-Batouta Bank; JF, Jebha Fault; NF, Nekor Fault; PB, Pytheas Bank; SAB, South Alboran Basin; TB, Tofiño Bank; WAB, West Alboran Basin; XB, Xauen Bank; YF, Yusuf Fault. 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). The West Alboran Mud province is represented in green.

From the catalogue of Mediterranean submarine landslides compiled by Urgeles and Camerlenghi (2013), it has been found that ~ 1.5 slope failures greater than 0.01 km^3 can occur every year, slope failures greater than 0.1 km^3 may have a mean recurrence interval of ~ 100 years and only one slope failure in excess of 10 km^3 every ~ 1000 years. In the Mediterranean, in 1979 the Nice airport collapsed and generated a submarine landslide of 0.01 km^3 of volume triggering a tsunami with a maximum run-up of 10 m (9 casualties) (Labbé et al., 2012). The 5-10 km^3 submarine landslide of Papua-New Guinea in 1998, which implied more than 2000 casualties (Tappin et al., 2001), constitutes the best record of

the devastating effects of landslides of such volumes. Exceptional slope failures exceeding 10^3 km^3 (e.g. Storegga slide at 8200 years ago with 3000 km^3 , Haflidason et al., 2004), may only be expected at recurrence rates close to 40 kyr in the Mediterranean basin (Urgeles and Camerlenghi, 2013). Such voluminous events may have an effect at the scale of the whole basin and bear a high tsunamigenic potential regardless of the water depth in which they occur (Storegga slide, Haflidason et al., 2004).

Mediterranean tectonically active margins present numerous but small submarine landslides ($<0.3 \text{ km}^3$, i.e. the median size of submarine landslides), while Mediterranean passive margins tend to display larger but fewer failures (Urgeles and Camerlenghi, 2013). The largest landslides found in the Mediterranean (e.g. 300 to 600 km^3 of megaturbidites in the western basin, Rothwell et al., 2000) occur where earthquakes of large magnitude are not present and recurrence of intraplate earthquakes is longer than in tectonically active margins. In the seismically active margins of the south Alboran Sea, small and frequent landslides are therefore expected (Fig. 22). The densely populated Spanish and Moroccan coasts hold maritime transport routes, great potential for aquaculture zones (e.g. in the Al Hoceima area, Nada et al., 2018) and environmentally protected areas (UNEP/MAP, 2015). However, causal factors accounting for submarine landslides processes have not been yet addressed.

1.2. The Alboran Sea and its southern part

The Alboran Sea is located at the western entrance of the Mediterranean Sea and concentrates on a relatively small surface a large topographic complexity linked to tectonics, water currents and sea-level changes (Fig. 22). This back-arc basin formed due to westward slab retreat (Calvert et al., 2000; Jolivet et al., 2008; Platt et al., 2003; Spakman and Wortel, 2004) 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). As a result of this geodynamic context, the Alboran crust is composed of a metamorphic basement, with the presence, in the central and eastern part, of volcanic rocks (Fig. 22). A thick Miocene depocenter with mud volcanoes are located in the western basin which is related to the slab retreat (Fig. 22). Large NW-SE oriented dextral strike slip active faults with conjugated NE-SW sinistral faults cross the Alboran basin from SE Spain (Campo de Dalías/Adra region in Almería) to N Morocco (Al Hoceima area) (Fig. 22). Most of the recent seismicity is concentrated along this NE-SW fault zone (Grevemeyer et al., 2015). In the SE of Spain, the Adra 1910 earthquake has been estimated up to magnitude $M_w = 6.1$ (Stich et al. 2003), while in North Morocco, the Al Hoceima area was affected by three seismic crises, 1994 (May 26, $M_w = 5.6$), 2004 (Feb 24, $M_w = 6.4$, 628 casualties; Stich et al., 2005) and a $M_w = 6.3$ earthquake on January 2016 (Kariche et al. 2018; Medina and Cherkaoui 2017). The main active fault system located in the south Alboran Sea correspond to the NE-SW sinistral Al Idrissi Fault Zone (AIFZ) that extends southwards to the Nekor basin at the Al Hoceima region (d'Acremont et al., 2014; Lafosse et al., 2016) (Fig. 22). Strike-slip tectonic style of these faults has therefore no apparent tsunamigenic potential.

Linked to this convergent regime, thrusts and folds characterise the physiography of the seafloor of the south Alboran basin, including E-W to NE-SW prominent bathymetric highs, namely Xauen-Tofiño Banks, Francesc Pagès Bank and Alboran Ridge called the South Alboran Ridge (SAR; Figs 22 and 23A).

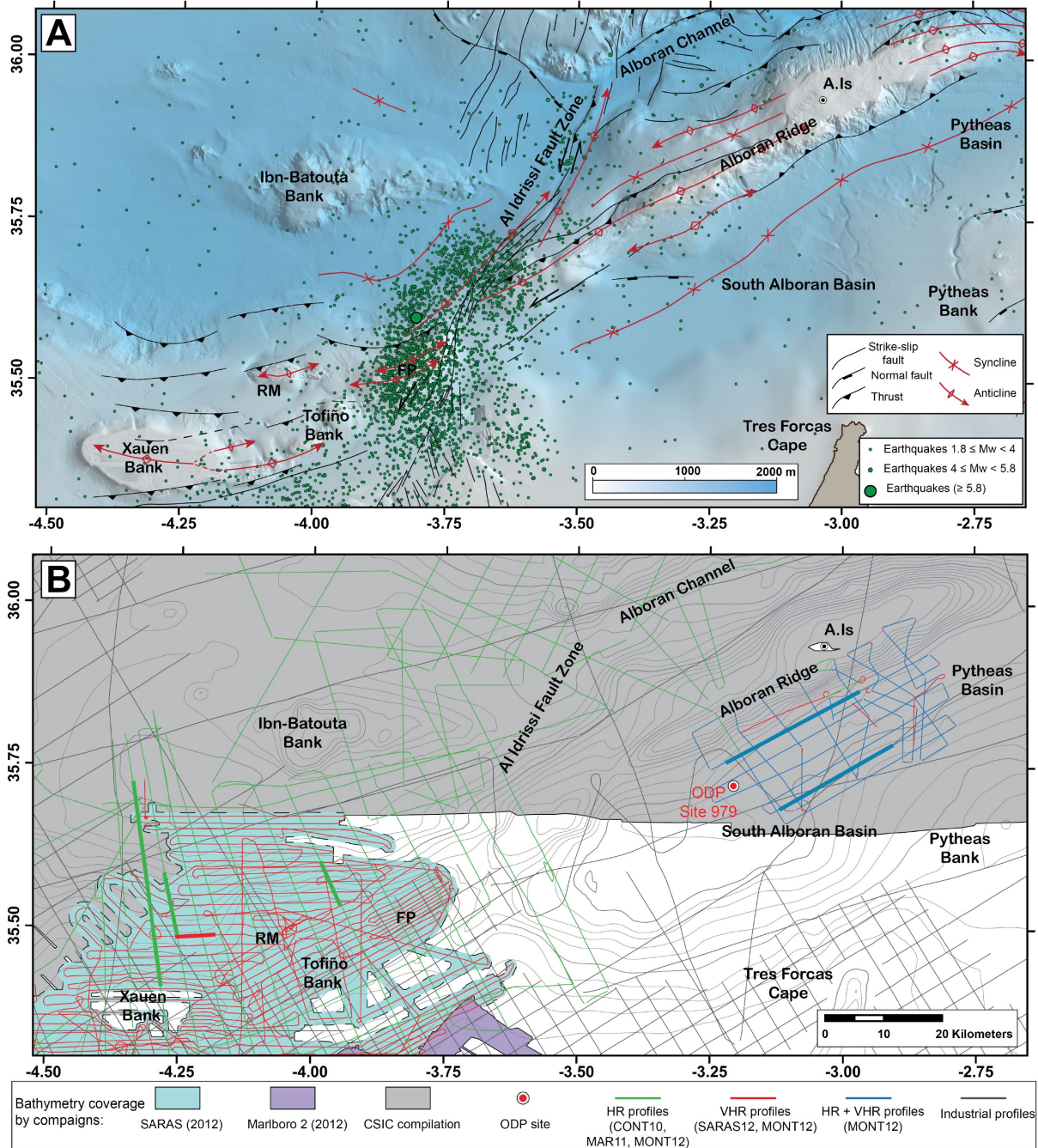


Figure 23: (A) Bathymetric and structural map of the study area, from SARAS, CONTOURIBER, MONTERA, ALBA, MARSIBAL projects and the Fishing General Secretary (Spanish Government). Structural map is from d'Acremont et al. and Lafosse et al. subm. In green epicentres of the earthquakes recorded between 1964 and 2018 (Spanish Instituto Geografico Nacional (IGN) database) (B) Localization map of seismic reflection lines shown in this study (HR: high resolution; VHR: very high resolution). Thick lines correspond to seismic reflection profiles shown in this paper. A.Is, Alboran Island; FP, Frances Pagès Seamount; RM, Ramon Margalef High.

Since the opening of the Gibraltar Strait at 5.45 Ma (Bache et al., 2015) and the end of erosive events related to the Messinian (Bache et al., 2009; Estrada et al., 2011; Garcia-Castellanos et al., 2009; Hernández-Molina et al., 2014; Loget and van Den Driessche, 2006; Martínez-García et al., 2013; Roveri

et al., 2014), contourite drifts, as the 650-m-thick Ceuta contourite drift, built-up synchronously with the growth of thrusts and folds (Ercilla et al., 2016; Hernández-Molina et al., 2011; Juan et al., 2016; Somoza et al., 2012). Contouritic processes relate to the circulation of water masses (Modified Atlantic Water and the Levantine Intermediate Water) merging into the Mediterranean Outflow Water at the Strait of Gibraltar (Fig. 22; Ercilla et al. 2002; Ercilla et al., 2016; Juan et al., 2016; Somoza et al., 2012).

Two previous studies focused on the tsunamigenic potential of Alboran submarine landslides (1 km³ for the Alborani slide, Macías et al., 2015, and ~ 2 km³ of the Xauen slide, Rodriguez et al., 2017) suggest that expected run-ups are ~ 1m. These results illustrate that small submarine landslides in the southern part of the Alboran Sea would flood densely populated coastal cities in Spain and Morocco, demonstrating the existing geohazard. According to Urgeles and Camerlenghi (2013), landslides of volumes ~1km³ would occur at least every 1000 years. Earthquake shaking related to active NE-SW fault zone crossing the Alboran Sea could be considered as the main potential triggering mechanism of slope failure processes in these active margins. However, the difference between the landslide distribution (following fold structures, Fig. 23) to the west and east of the active Al Idrissi fault system, and away from it, is still unresolved. Based on the historical earthquake records (Figs 22, 23A), it seems that in the most active area, landslides are not present.

1.3. Aims

The increasing number of infrastructures of the densely populated Alboran coastlines (the population is expected to grow to three quarters by 2025, UNEP/MAP/MED POL 2012) make the assessment of submarine landslides geohazards indispensable for their safe and sustainable development. Multibeam and echosounder data acquired during different oceanographic cruises in the south Alboran basin reveal the presence of repeated submarine landslides through the Quaternary (Fig. 23). In order to provide a preliminary geohazard assessment of the southern Alboran Sea, this article discusses the distribution and volume of submarine landslides and their origin, focusing on the triggering and preconditioning factors.

2- Data and methods

2.1- Geophysical dataset

Mapping of submarine landslides in the study area has been carried out from recent multibeam and echosounder/seismic reflection dataset with different degrees of resolution acquired during Marlboro-1, Marlboro-2, SARAS, CONTOURIBER, INCRISIS and MONTERA cruises (Fig. 23B). The high-resolution multi-beam bathymetry datasets (25 to 100 m) were compiled into a 25m² per pixel bathymetric coverage for the area of interest, including Sorbonne Université SARAS dataset (blue and violet polygons in Fig. 23) and CSIC compilation (grey polygon in Fig. 23). High penetration and very high resolution seismic reflections (six-channel streamer of 5 m of vertical resolution, sparker source with 1 m of resolution and TOPAS full ocean depth hull-mounted parametric echosounder system of centimetric vertical resolution) were used for the geomorphological and stratigraphic interpretations.

2.2- Chronostratigraphic succession

A relative chronostratigraphy of mapped submarine landslides has been taken from the seismic stratigraphy of Juan et al. (2016) based on the correlation of ODP boreholes 976 and 979 with seismic

reflection profiles. From the age calibration provided by these authors, we identify nine stratigraphic horizons from the Messinian to the Marine Isotopic Stages (MIS) 8 as the youngest age (Fig. 24):

- Messinian: M, 5.33 Ma
- Intra-Pliocene: P0 ca. 4.5 and P1 ca. 3.3 Ma
- Base of the Quaternary: BQD, ca. 2.6 Ma
- Quaternary: Q0 ca. 1.8, Q1 ca. 1.12 and Q2 ca. 0.79-0.7 Ma, MIS12 ca 0.46 Ma and MIS8 ca. 0.26 Ma

Between these nine stratigraphic horizons, up to seven stratigraphic units PL1 to PL3 and QT1 to QT4 are distinguished (Fig. 24).

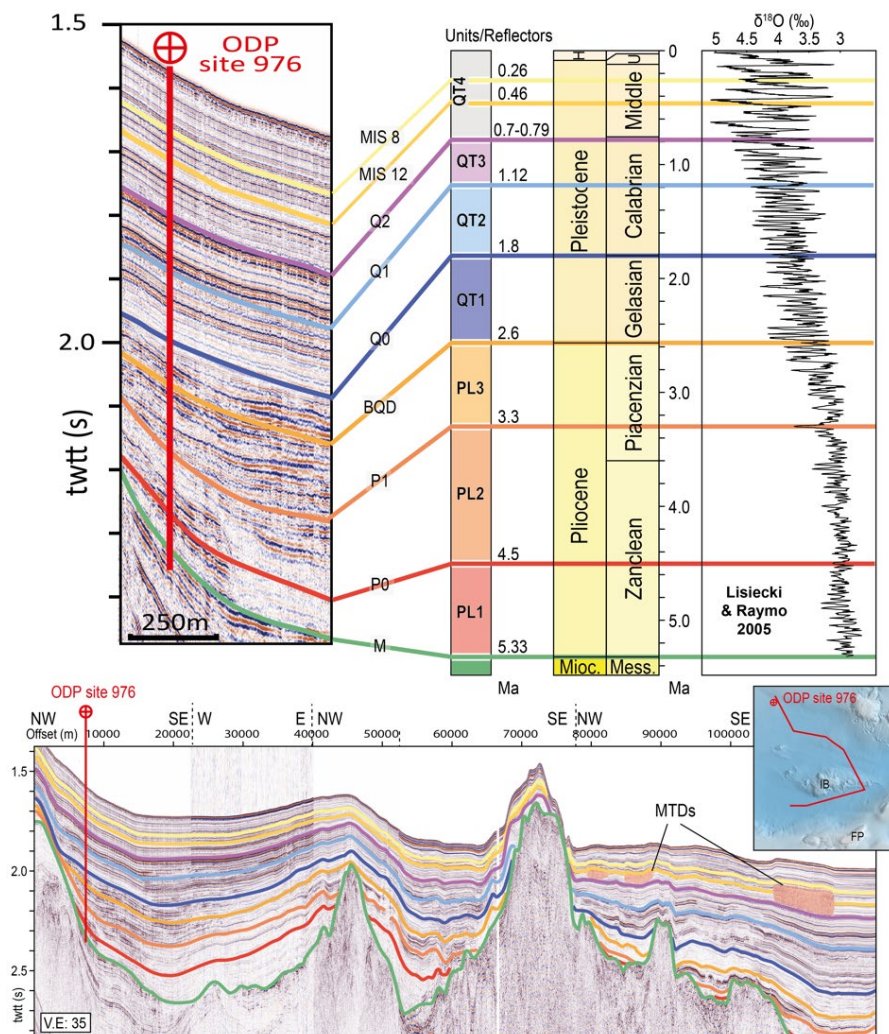


Figure 24 : Chronostratigraphic units and reflectors adjusted on seismic reflection profiles, using ODP sites 976 (Units from Juan et al. 2016). Benthic $\delta^{18}\text{O}$ curve if from Lisiecki and Raymo (2005). Composite seismic reflection profile used to follow the chronostratigraphic units from the ODP site 976 to the study area.

2.3- Landslides characterisation and classification

Multibeam bathymetry and seismic reflection are essential tools for identifying and characterising submarine landslides (McAdoo et al., 2000; Principaud et al., 2015, Clare et al., 2016). Although no

common method exists for describing morphometrics of submarine landslides, the mapping procedure used follows most of the suggestions provided by the global approach of Clare et al. (2016). We selected 8 parameters to compare landslide events (*Annexe A1 and A2*):

- 6 quantitative morphometric parameters including deposit surface (km²), current and decompacted deposit volumes (both in km³), runout (km), scars height (m) and scars slope (degrees)
- 2 other qualitative parameters or descriptors: type of MTD (see below) and presence of an erosive base.

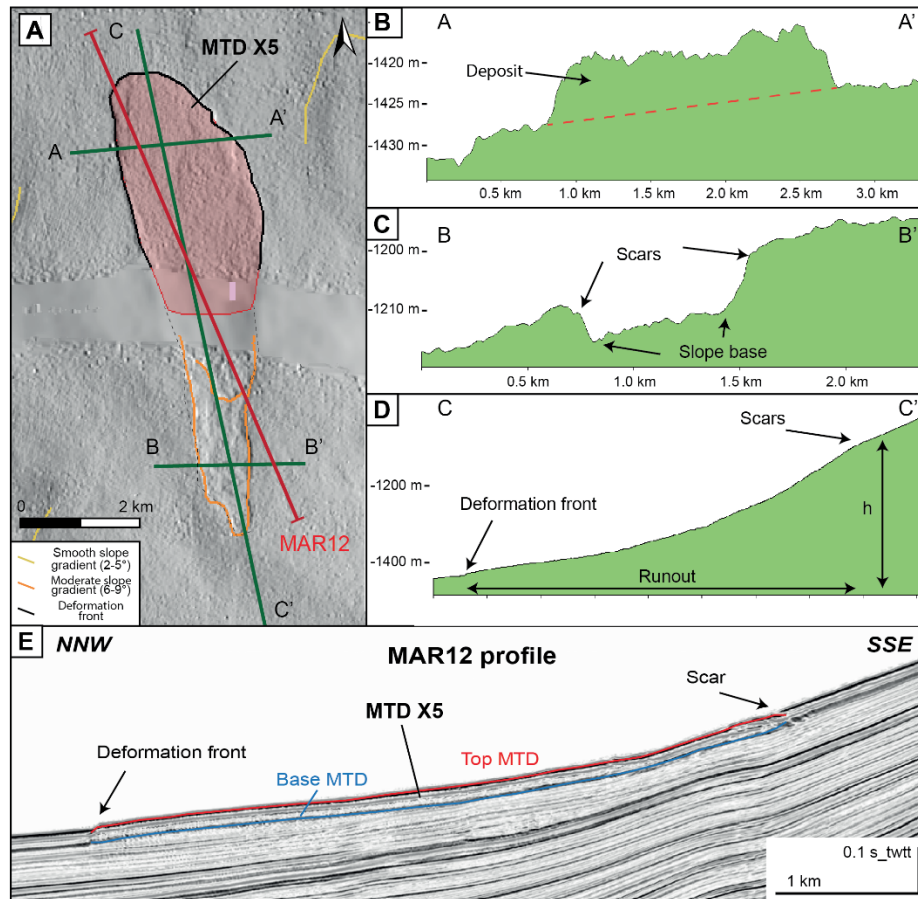


Figure 25 : Characterization of a submarine landslide using bathymetry (A), slope profiles (B, C, D) and seismic reflection profiles (E): example of MTD X5.

For some landslides, it has been possible to link deposits and scars (Fig. 25). In such cases, runout distances between scars and deposits have been obtained. For buried landslides for which scars cannot be recognised, the runout is at least as long as the landslide deposit exists. In most submarine landslides of the Mediterranean Sea it is commonly observed that the total length of the landslide deposit offers a reasonable estimate of runout distance of the failed mass (Urgeles and Camerlenghi, 2013). Parameters for all mapped landslides are provided in the *Annexe (A1 and A2, west and east of the Al Idrissi fault zone)*.

These 8 morphometric parameters have been used considering the limitation of landslide features in this article, e.g. two deposits at equivalent stratigraphic positions are described independently and interpreted as different events when they could correspond to the same event. This limitation is not considered as a major issue since the purpose of the article are not the quantification of mass wasting processes but the discussion of the causal factors.

From the seismic horizons representing the base and top of each landslide isopach maps have been created using kriging interpolation with the IHS Kingdom software of seismic interpretation. P-waves velocities between 1550 m.s^{-1} (for superficial landslides) and 1650 m.s^{-1} (for the most buried landslides) have been used to convert two-way travel time into metric unit (Vp values from ODP sites are taken from Martinez-Garcia et al., 2013; see *Annexe A3*). From calculated landslide surfaces, current volumes have then been estimated. The geometrical model used to estimate volumes is provided in the *Annexe A4*, according to McAdoo et al. (2000). Decompacted landslide volumes were calculated considering a porosity law that determines its variation with depth (d) at ODP boreholes 976 and 979 in Equation 1. The depth variation of porosity values for the upper 400 m of recovered materials on ODP sites 976 and 979 is given in *Annexe A5*. From the porosity law, the decompacted landslide volume (T_0) can be estimated using final porosity and volumes (ϕ_n and T_n , respectively) using Equation 2.

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

$$T_0 = \frac{(1 - \phi_n)T_n}{(1 - \phi_0)} \quad \text{Equation 2}$$

Classifications of landslides are generally based on the mechanical behaviour of the gravity flow, the cohesion of the mobilized material and the role played by the presence of fluids (Canals et al., 2004; Masson et al., 2006; Mulder and Alexander, 2001; Mulder and Cochonat, 1996). Available bathymetric grids and seismic data allow the recognition of landslides deposits with positive reliefs in the deposition area. However, the resolution of the seismic dataset available (30 cm for surficial deposits but 10 m for the buried ones) and no available direct data does not allow to characterize all the mapped landslides on the basis of such specific classifications and nomenclatures. Each mapped landslide has an associated volume of reworked material representing the landslide deposit (Figs. 25a and 25b). Associated deposits are generally evidenced by a chaotic to semi-transparent seismic facies with a low signal amplitude (Loncke et al., 2009; Moscardelli and Wood, 2008). This type of echofacies is delimited at its top and at its base by high amplitude reflectors (Fig. 25). The basal reflector can sometimes correspond to an erosional truncation when the slip base is erosive. We thereby named all the mapped landslide deposits as Mass Transport Deposits (MTD) and classify them into debris flow or slide following the differences in echofacies:

- Debris flow: Internal structure generally lacks coherent reflectors and appears acoustically transparent.
- Slide: Highly disorganised sediments, locally with hyperbolic echo-characters and/or continuous bedding.

3- Mass Transport Deposits on the south Alboran Basin

The most prominent features that characterise the seafloor of the south Alboran basin are a series of SW-NE prominent bathymetric highs, namely Xauen-Tofiño and Francesc Pagès Banks (called the South Alboran Ridge or SAR) to the west of the Al Idrissi Fault Zone (AIFZ) and the Alboran Ridge to the east (Figs 26 and 27). Mass Transport Deposits (MTD) features interpreted from multibeam bathymetry data, including scars and deposits (Fig. 25), are located along this SW-NE bank and ridge trend (Figs 26 and 27). This trend correlates with thrusts (three fronts of thrusts north of the Xauen-Tofiño Banks) and folds (anticline and syncline) (d’Acremont et al. subm; Lafosse et al. subm; Fig. 26B).

MTD scars are either located at steep ($>10^\circ$) to moderate ($6-9^\circ$) to smooth ($2-5^\circ$) slopes (Fig. 26A). Scars seem to coincide with thrusts and edges of contourites independently of the present day slopes (Fig. 26B). East of the AIFZ, between the Alboran Ridge and the Pytheas bank, bigger MTD scars are located at generally smooth seabed slopes where a long synform is present (South Alboran Basin). Smaller MTD scars that are found on moderate to steep slopes coincide with the thrust-anticline structure along the Alboran Ridge (Figs. 26A and 26C). The Alboran Ridge is narrower and is characterized by higher slopes controlled by the presence of thrust and folds compared to the South Alboran Ridge (Fig. 26 B-C).

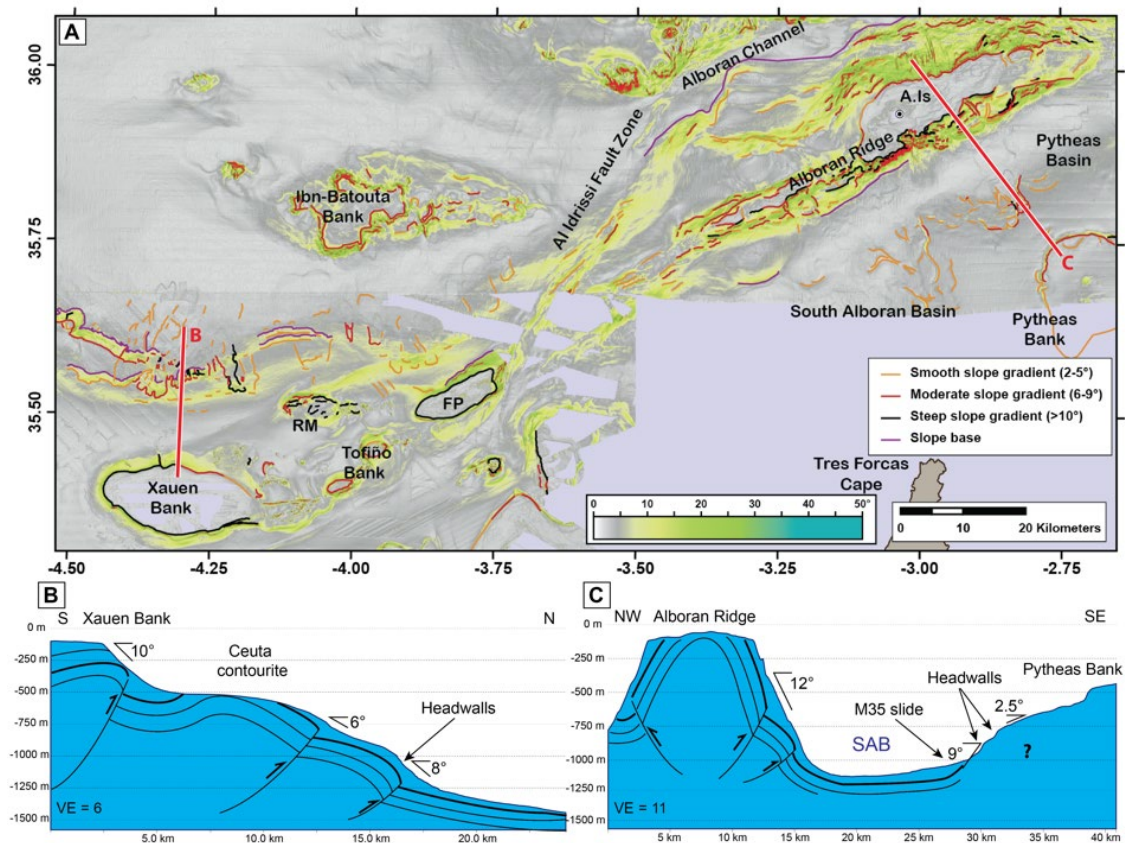


Figure 26: (A) Slope map of Southern Alboran Basin and slope failures. A.Is, Alboran Island; FP, Francesc Pagès Seamount; RM, Ramon Margalef High. (B)(C) Slope profiles with structural shape (from d’Acremont et al. subm) located north of Xauen Bank and transverse to the SAB (Location in A).

Up to 28 landslide deposits (MTDs) have been identified west of the AIFZ affecting the sedimentary sequence of the last 0.7 - 0.79 Ma (from Q2 seismic horizon; Figs 24 and 28). In contrast, 38 MTDs have been identified eastwards, south of the North Alboran Ridge, affecting the sedimentary sequence between 1.12 and 0.7-0.79 Ma (seismic horizons Q1 and Q2, respectively; Figs 29 and 30). Estimated volumes of MTDs west of the AIFZ range between 0.01 to 10 km³ of decompacted volumes (*Annexe A1*; Fig. 31). The same order of magnitude is present eastwards, in which decompacted volumes range from 0.01 to ~ 15 km³ (*Annexe A2*; Fig. 31). These decompacted volumes are of an order of magnitude comparable to submarine landslides in the most of the Mediterranean Sea (Urgeles and Camerlenghi, 2013). From the MTDs mapped, analysed seismic facies indicate that debris flow tends to cover higher surfaces than slides, therefore incorporating higher volumes of destabilised material.

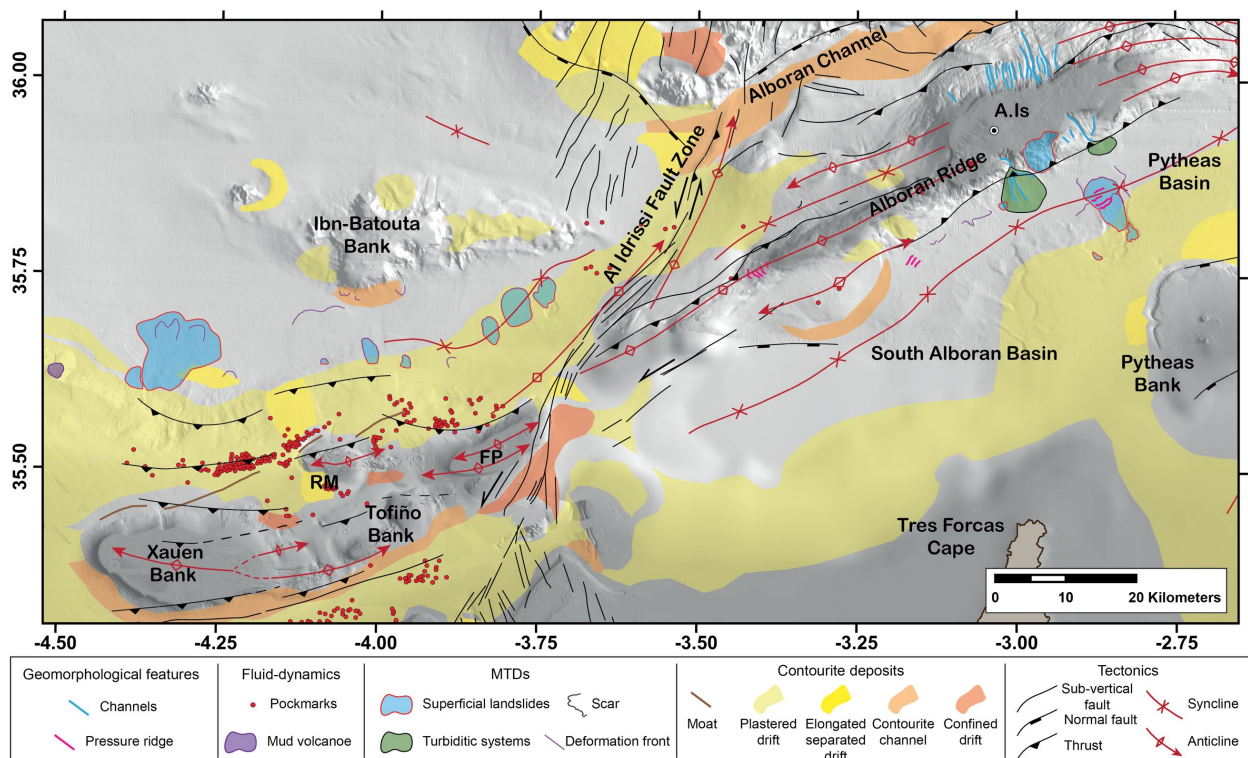


Figure 27: Morphological map of the study area. A.Is, Alboran Island; FP, Frances Pagès Seamount; RM, Ramon Margalef High.

Whereas west of the AIFZ reworked and displaced material seems to come from the destabilisation of the contourite drift (Figs 27 and 28), MTDs identified on the North Alboran Ridge sector do not seem to include contourites (Fig. 27). Hemipelagic sediments must be therefore the type of sedimentary successions that may be destabilised. From the stratigraphic framework used herein (*Annexe A4*), sedimentation rates on the contourite drift range between 7 to 32 cm/kyr and sedimentation rates estimated on hemipelagites, east of the AIFZ, range from 12 to 25 cm/kyr. The nature of mobilised material does not seem to control the MTD type (debris flow or slide).

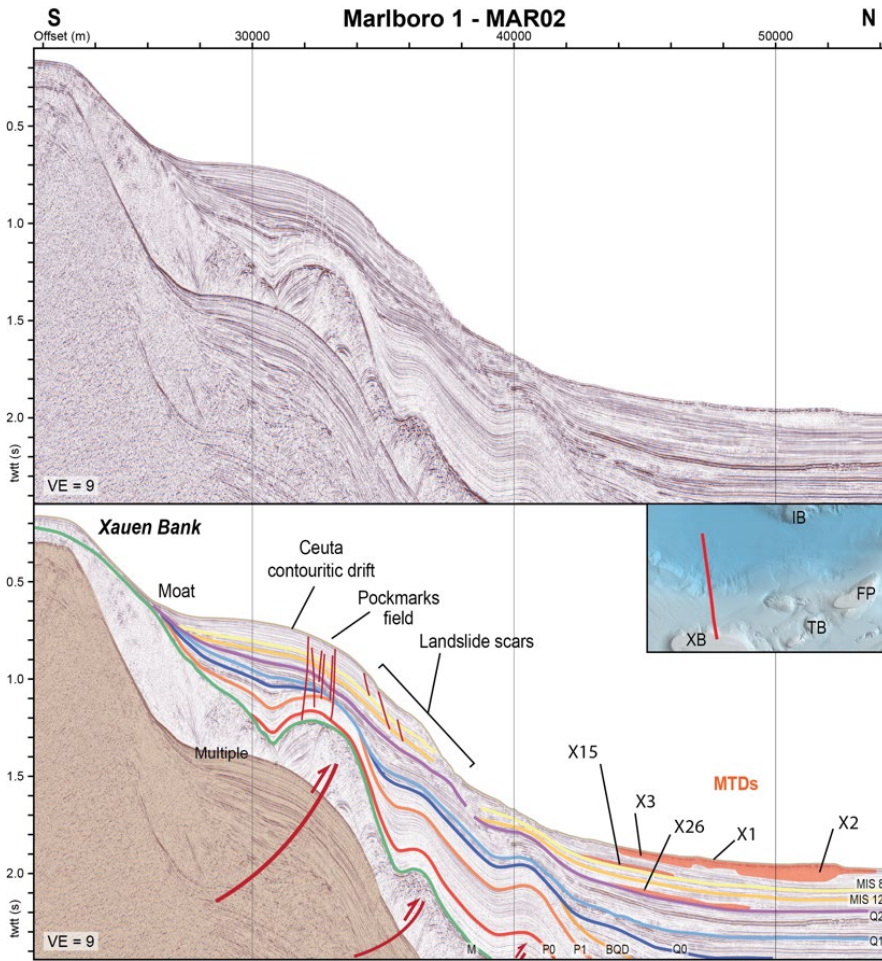


Figure 28: High-resolution profile from Marlboro 1 campaign (MAR02), between the Xauen Bank and the southern WAB. It shows localization of landslide scars along slopes north to the Xauen Bank, where slope gradient is affected by contouritic sedimentation (Ceuta contourite drift) and northward thrusts.

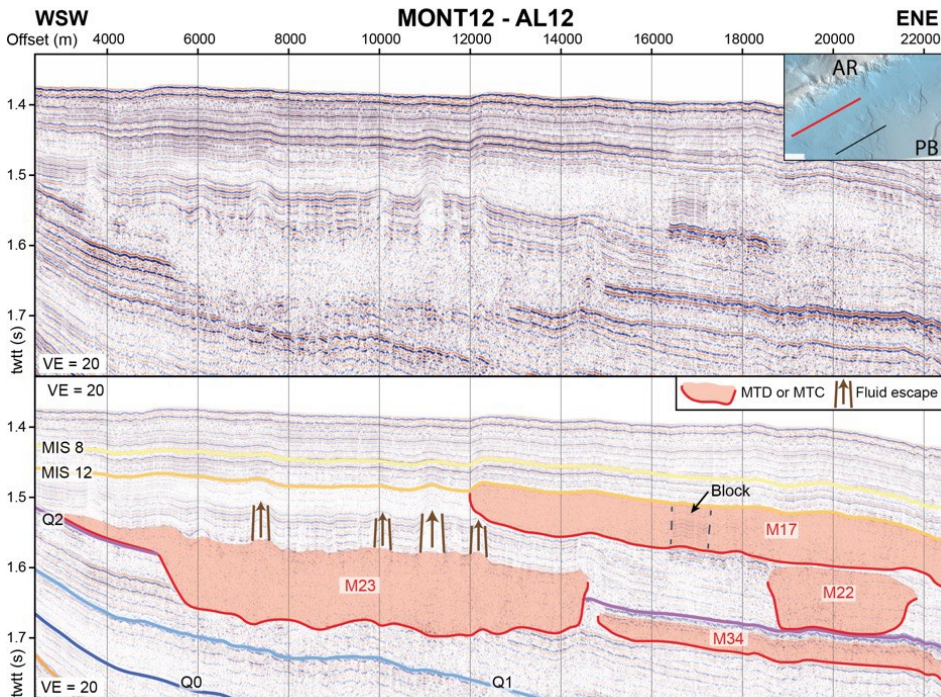


Figure 29: High-resolution profile from MONTERA campaign (AL12), parallel to the Alboran Ridge, in the SAB. It highlights buried MTDs associated with intact blocks and fluid escape patterns.

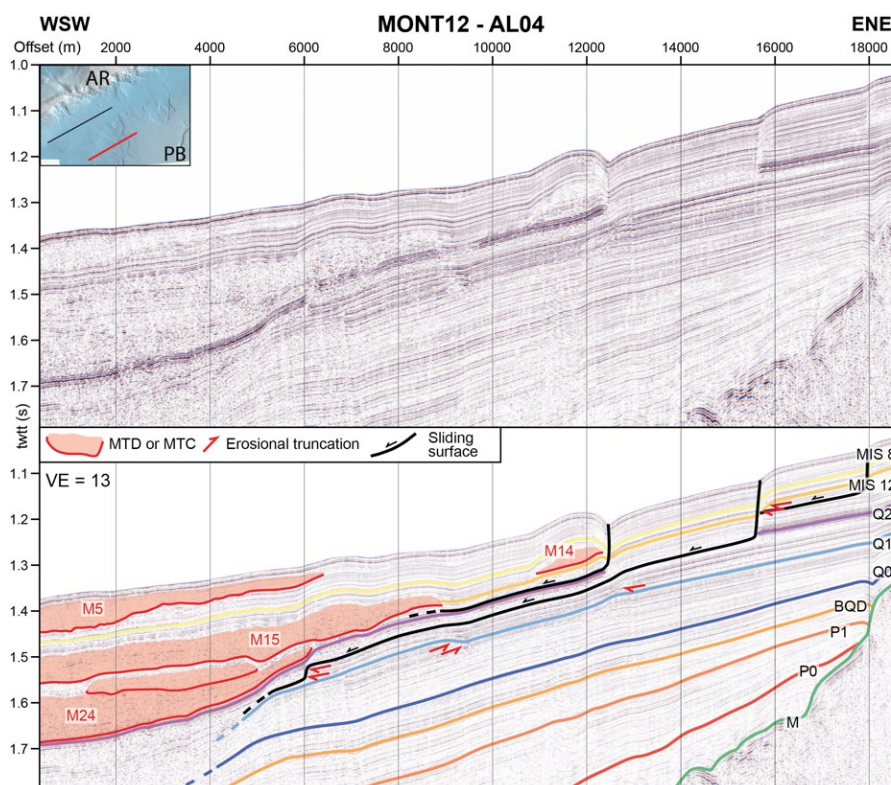


Figure 30: High-resolution profile from MONTERA campaign (AL04), in the southern SAB. It highlights buried MTDs downward the slope and three decollement levels above the Q1 reflector.

The study area shows that west of the AIFZ fluid escape features, i.e. pockmarks, well expressed on the seabed by circular depressions (Fig. 32A) and on the sub-seabed (vertical pipes with low seismic amplitudes) (Fig. 32B). Almost all pockmarks mapped are concentrated west of the AIFZ where contourite deposits are present (Fig. 27). Most of the pockmarks are aligned following thrust structures sub-parallel to the Xauen-Tofino banks. Seismic data show that pockmarks may occur where contourite drifts are thicker and uplifted by the activity of the blind thrusts (Figs 28 and 32BC). Differential-compaction faulting are located at the top of blind thrust faults that remobilize an old messinian MTD (Figs 28 and 32C). Is therefore a clear link between thrust occurrence and normal faults on contourites that allow fluids to escape vertically towards the seabed and form pockmarks. The source of the fluids can be related to the compaction of the wide buried messinian landslide (Fig. 32C). The seismic profile in Figure 28 illustrates in depth this link between fluid escape features along compactional faults, blind thrusts, as well as the existence of landslide scars on steeper slopes of the contourite.

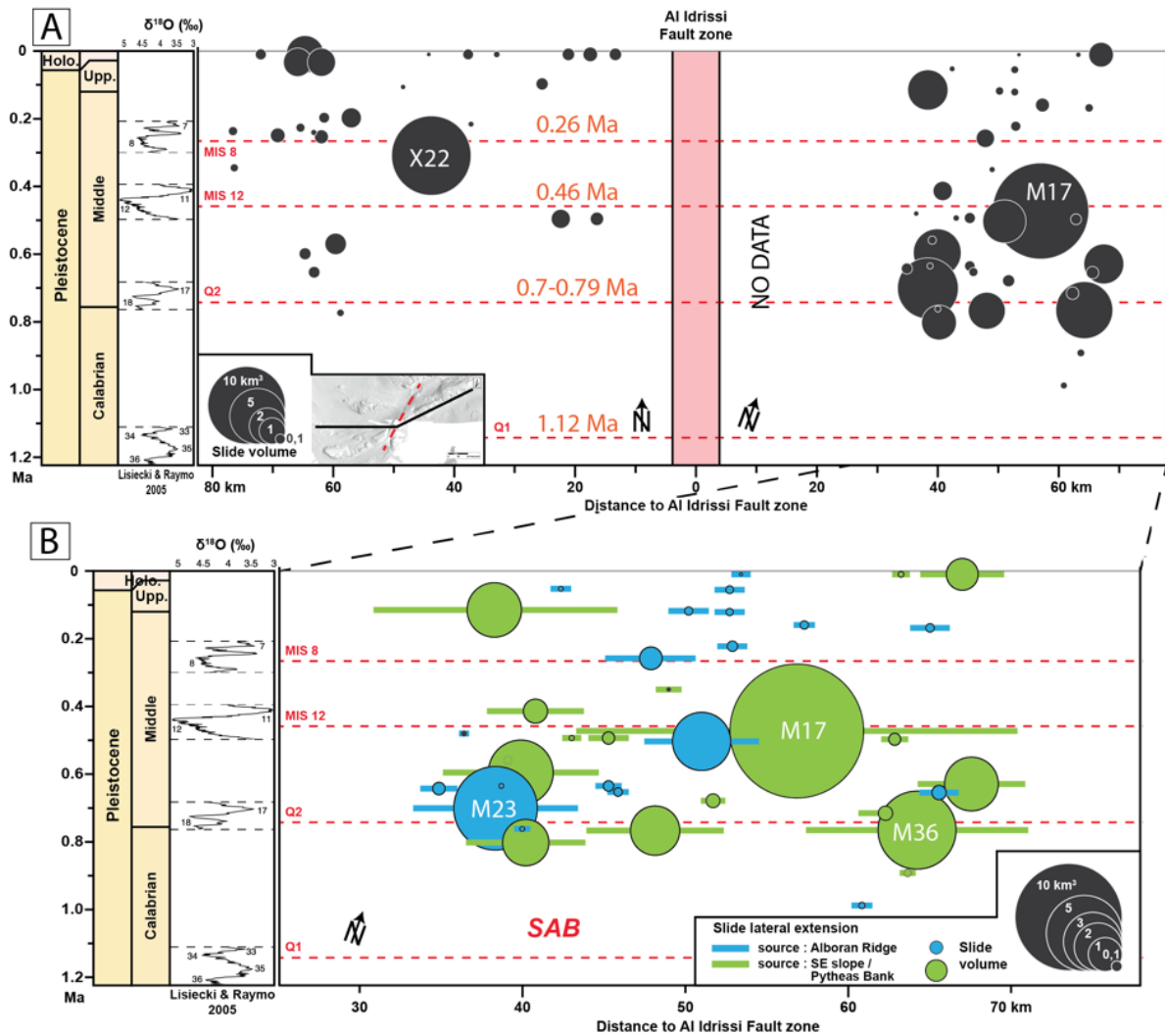


Figure 31: Graphic showing the distribution of landslides observed and quantified west and east of the Al Idrissi fault zone, in the southern WAB, north to the Xauen and Tofiño Banks and between the Alboran Ridge and the Pytheas bank. Zoom on the Eastern distribution. The MTDs are represented according to their time slots, volumes and for those in the east, their sources. See Annexe for MTD characteristics.

4- Discussion

The present study aims at providing a reasonable analysis of the potential causal factors that control mass transport processes in the south Alboran Sea on the basis of a MTD database (Annexes A1-A2). West of the AIFZ, tectonic structures, sediment types and fluid escape processes, as observed in the mud diapir province, seem the best candidates to explain the occurrence of MTDs. Nonetheless, this sedimentary and fluid escape control is almost inexistent east of the AIFZ. Likewise, inherited volcanic bodies are much more present eastward than westward and the tectonic deformation much more localized eastward than westward. This suggest that the geological boundary between these two sectors make their correlation quite challenging. Moreover, the seismicity of the active AIFZ clearly do not control the distribution of the MTDs.

Causal factors include preconditioning factors and triggering mechanism that governate slope failure processes. Preconditioning factors are related to properties of the sediments acquired during, or evolve from, the depositional process, including (i) high pore fluid (gas and water) pressure, e.g. caused by rapid sedimentation and under-consolidation, (ii) contrasted hydro-mechanical properties within sedimentary layers, e.g. the presence of weak layers, (iii) over-steepening of the slope gradient, (iv) gas charging, (v) gas hydrate dissociation and (vi) seepage (Lee et al., 2007). A triggering factor is the external variable that initiates the slope failure and encompasses processes driven by external forces such as earthquakes, climate change, tectonic movements, erosion or anthropogenic activity. Submarine landslides have been historically related to earthquakes as main triggering factor but the majority of deposits identified worldwide occur along passive continental margins, where seismicity is not common (Masson et al., 2010). In the following sections all potential causal factors are discussed.

4.1. Fluid flow

High sedimentation rates in contourites may result in pore fluid pressure in excess of hydrostatic pressure (i.e. overpressure formation). In the southern part of the Alboran Sea, pockmarks can be observed which appear to be distributed above two blind thrust faults associated with differential uplift of the Plio-Quaternary overlying buried landslide (Figs. 27, 28 and 32). Similar spatial distribution of fluid escape features controlled by buried landslides have been identified in the Niger submarine delta (Riboulot et al., 2013). The observed pockmarks (Fig. 32) could be syn-sedimentary and evolve according to the 100 kyr Milankovitch climatic cycles, as observed in the Gulf of Lions (Riboulot et al., 2014). If overpressures are present, the highest values must be present near the depocenter (where contourites are thicker). Lateral transfer of pressure can be expected in permeable lenses intermingled with impermeable sediments. The lateral pressure transfer raises vertical effective stress where the overburden is thick and decreases vertical effective stress where the overburden is thin. This would explain the concentration of submarine landslides at the toe of contourites where slope gradients are lower.

4.2. Sedimentation

The coupling of submarine landslides and bottom currents is generally explained by the scouring of seafloor sediments by bottom currents which remobilises sediments and triggering submarine landslides, and by the role of sediments brought by bottom currents, namely contourites, as weak layers. Because of their composition, structures and geometry, contourites are weaker and prone to failure compared than poorly sorted hemipelagic sediments (Laberg and Camerlenghi, 2008). When contourites are made of coarse material (the size of sand particles), they may also undergo liquefaction in response to cyclic loading. In the Alboran Sea, sandy contourites related to periods of high intensity currents are found interbedded within fine contourites (Somoza et al., 2012). Since around 2.6 Ma, the intensification of the circulation of Atlantic waters and the denser Mediterranean waters has modified the erosion and the accumulation rates in all Spanish and Moroccan margins and adjacent margins of the Alboran Sea (Juan et al., 2016). We would expect to find sandy contourites in the south Alboran basin, which can have a relative high potential of liquefaction.

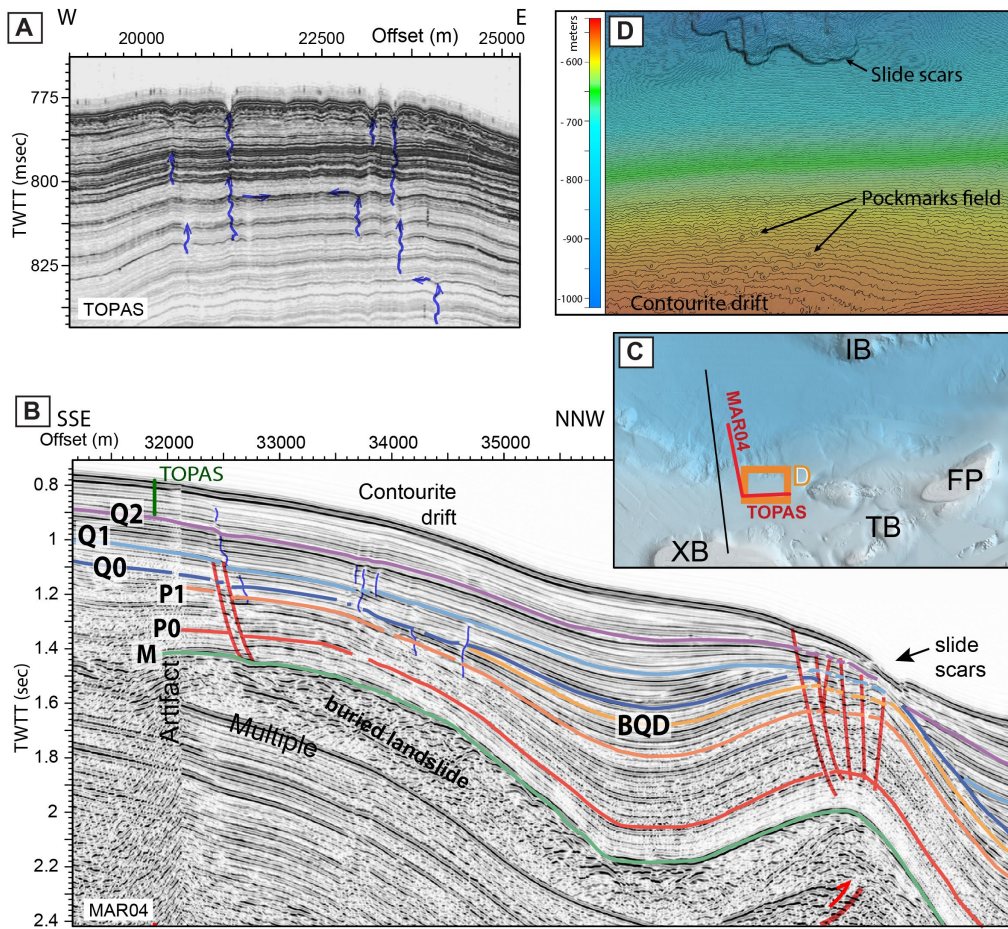


Figure 32: Fluid escape and compactional fault features through contourite drift in the north Xauen Bank. A. Sub-seabed expression of fluid escapes and pockmarks on ultra-high resolution seismic reflection data (TOPAS) from SARAS cruise. Location in B and C. B. High-resolution seismic reflection data from Marlboro-1 cruise 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 due to the blind thrusts. C. Location of profiles and bathymetric zoom in red for MAR04 and TOPAS, in black for profile figure 28. D. Seabed expression of pockmarks and landslide scar. Bathymetric data with contours every 1m, landslide scar corresponds to the one shown in Figure 28.

On the other hand, contourites are often associated with a relatively high sedimentation rates and the presence of a substantial component of microfossils (Laberg and Camerlenghi, 2008). High sedimentation rates (>100 m/Ma) in the Ceuta contourite drift (Fig. 22; Somoza et al., 2012) and mud volcanoes have been pointed as preconditioning factors of slope failures (Rebesco et al., 2014). Huge accumulations of contourite result in steep slopes that easily collapse during seismic events (Somoza et al., 2012). Consequences of high sedimentation rates are the generation of high pore fluid (gas and/or interstitial water) pressure that reduces the sediment strength up to a certain situation in which a triggering factor, e.g. an earthquake, creates the sediment failure. Grall et al. (2013) proposed, in the case of the Sea of Marmara, that Glacial cycles can be related to MTDs periodicity. Large fluctuations in sea-level are recorded since mid-Calabrian time in west Mediterranean (1.12 Ma; Rohling et al. 2014; Lafosse et al. 2018). These changes can have a consequence in sediment supply, transport dynamics but also in pressure and strength in pores.

Other preconditioning factor that may be present is the presence of particular weak sediment layers within the contourite deposits formed by changes in bottom current activity or changes in the slope due to tectonic activity. Fluid seepage degrading the sediment strength could be also expected, in particular in areas where fluid escape features (i.e. pockmarks) and mud volcanoes are present within the contouritic drift (inset in Fig. 22; Blinova et al., 2011; Pérez-Belzuz et al., 1997; Somoza et al., 2012), as observed elsewhere in the Mediterranean Sea (Lafuerza et al., 2012; Urgeles and Camerlenghi, 2013).

The SAR is characterized by plastered drifts associated to erosive contourite features (escarpments, moats) and to fluid escape (mud volcanoes, pockmarks), while the eastern part areas are mainly characterized by steep slope on the Alboran Ridge without contourite drift and on the carbonate mound of Pytheas, by terraces that shape the slope of the plastered drifts. Despite these significant differences, the distribution of MTDs is mainly driven in these two areas by the structural highs and related slopes. The volume of mapped MTDs is more significant in the south of the Alboran Ridge (Fig. 31 and *Annexe*), which is less marked by the presence of drift and whose the majority of the MTD sources occur at smooth seabed with low slope values (2-4°).

4.3. Tectonism

The distribution of the MTDs mapped in the present study seems controlled as a first order by the tectonic structures. MTDs are aligned following the direction of blind thrust and the axial plan of folds (Fig. 27). Since observed seabed slopes range from steep to smooth (Fig. 26BC), these structures do not imply the same conditions in terms of gravitational forces against failure. It is reasonable to stress here that thrust result in steeper slopes, as observed North of the Xauen-Tofiño Banks and along the Alboran Ridge (Fig. 26BC). Factor of safety (FOS) calculations (see section A6 in Appendix) show that seabed slopes with gradients lower than 30° should be stable if only gravity forces are considered as triggering mechanisms. However, scars mapped may occur even at smooth seabed slope values (2-4°), independently where they are located from the Al Idrissi fault. This indicates that other factors are certainly acting.

The SAR and Alboran Ridge bathymetric highs are segmented by the major active Al Idrissi Fault Zone (AIFZ) that controls the seismicity in the Alboran basin (Fig. 22). These highs do not appear to be sources of earthquakes, and therefore clearly active structures, especially when moving away from the AIFZ (Fig. 23A). Nonetheless, MTD distribution west and east of the AIFZ follows these tectonic structures, clearly demonstrating that although seismicity may play a relevant role in the destabilisation of the Quaternary sedimentary succession, its localisation is not governing the geographical distribution of mass transport processes and deposits.

The presence of pockmarks at the top of contouritic drift controlled by the compacted faults in the vicinity of landslide scars, west of the AIFZ, do not seem a common factor controlling the occurrence of MTDs but a likely preconditioning mechanism for the destabilisation of contourites. On the north deformation front of the SAR, the extrado faults formed by the activity of the frontal blind thrust are clearly linked to slide scars (Fig. 30C). According to d'Acemont et al. (subm.) and Lafosse et al. (2016; subm.), the tectonic structures controlling the distribution of the MTDs are active since late Tortonian and show different compressional phases with the successive activity of blind thrusts (Figs 28 and 30).

The morphologic highs created by these tectonic structures controlled the dense circulation of the water masses favouring the development of local contourite drifts (e.g. Juan et al. 2016). It seems reasonable to think that at the onset of their growth, these structures generate an uneven seafloor on which sedimentation is represented by contouritic drifts. The earlier occurrence of MTDs in the Alboran Ridge domain compared to the Xauen-Tofino banks (dated Q1 and Q2 respectively) is consistent with the westward migration of the deformation proposed in several papers (Do Couto et al. 2016; d'Acremont et al. subm.). The fact that structural highs are formed earlier in the east (Alboran Ridge) could explain a diachronous start of the MTD processes. From the basis of the seismic data available, it seems difficult to point out if compressive structures have been reactivated during the quaternary, blind thrusts could show creeping activities without seismicity which could generate slope changes and destabilise the overlying contouritic drift (Fig. 30C).

5- Conclusion

The factors that are reported to induce slope failure in the Mediterranean Sea are diverse, and in some instances the combination of two, three, and even four factors are cited. Seismic shaking is the most commonly cited cause of offshore slope failure followed by high sedimentation rates and ensuing pore pressure buildup. Our results show that fluid escape structures such as pockmarks related to MTDs and contourite drift indicates that fluids play a major role in submarine slope instability.

The Quaternary sedimentary succession of the southern Alboran Sea is characterised by the presence of up to 66 submarine landslides along the SAR and Alboran Ridge where the active Al Idrissi Fault Zone is present. Despite seismicity may affect the seabed slope stability somehow, distribution of recorded low to moderate magnitude earthquakes do not seem to control the location of the investigated landslides. Instead, their location, west of the Al Idrissi Fault Zone, along a series of SW-NE trend of highs related to blind thrust faults underneath a widespread contourite drift, including a pockmark field, seem to result from the combination of the structural and sedimentary conditions. East of the Al Idrissi Fault Zone, landslides are also localised along the SW-NE trend of the Alboran Ridge. The morphological characterisation undertaken reveal that the majority of the landslides occurring at low slope values ($2-4^\circ$) present variable decompacted volumes (0.01 to 15 km³) without a positive correlation slope/volume, which suggests that upward movements during the Quaternary compressional regime of the Alboran Sea do not act as a main triggering mechanism. Alternatively, potential high sedimentation rates during contourite deposition during the Quaternary may have generated pore fluid overpressure and upward fluid migration that could account for the observed pockmark field and for reduced sediment resistance and subsequent slope failure. If the slope stability is locally preconditioned, low to moderate magnitude earthquakes of the Al-Idrissi Fault Zone may have finally triggered the landslides. The exact ages of these landslides and the geotechnical properties required to address the link between seismicity, sedimentation, tectonism and submarine landslide processes, will be investigated in the near future following the Albacore cruise onboard the NO Marion Dufresne.

4. MODELE D'ÉVOLUTION STRUCTURALE DU BASSIN SUD D'ALBORAN, DU MIOCÈNE À L'ACTUEL

Cette partie est une synthèse de l'évolution structurale du bassin sud d'Alboran depuis le Miocène supérieur sous forme d'un article en cours de review à Tectonics.

From extension to inversion of lateral back-arc basins in the Western Mediterranean (Alboran Sea)

d'Acremont E. ¹; Lafosse M. ^{1,2}; Rabaute A. ¹; Teurquety G. ^{1,3}; Do Couto D. ¹; Ercilla G. ⁴; Juan C. ⁴; Mercier de Lépinay B. ⁵; Lafuerza S. ¹; Galindo-Zaldivar J. ⁶; Estrada F. ⁴; Vazquez JT. ⁷; Leroy S. ¹; Migeon S. ^{1,5}; Poort J. ¹; Ammar A. ⁸; Gorini C. ¹

Abstract

The thinned continental crust below the Alboran Sea as well as its overlying sedimentary cover are being deformed since the Miocene by both convergence between Eurasia and Africa and deep processes related to the Tethyan slab retreat. Part of this deformation is recorded in the southern Alboran Sea by the Xauen and Tofiño banks, which are made of Early Miocene to Pliocene sedimentary layers that correlate with the West Alboran basin depocenter. Using swath bathymetry and seismic reflection data, we recognize different stages and styles of deformation. The Banks first recorded the phase of extension and strike-slip movement during the slab retreat, followed by the phase of compressional inversion since the Tortonian and are now structured by tight folds, thrusts and mud bodies. This study proposes that the Banks were located on the southern inherited Subduction Tear Edge Propagator (STEP) fault related to the westward migration of the Alboran domain during Miocene time. The STEP fault zone, acting as a boundary between the Africa block and the Alboran block, was located along the onshore Jebha-Nekor faults and the offshore Alboran Ridge and Yusuf fault zone. Thick-skinned and thin-skinned shortening occurred when slab retreat stopped and inversion began. The present-day style of deformation seems to be linked to a décollement level made of undercompacted shale on top of the Ghomaride complex.

Key points

- . The inversion of the STEP fault zone, on the southern edge of the Alboran Domain, forms the South Alboran Ridge.
- . The structural inversion of the South Alboran region is linked to thick-skinned and thin-skinned tectonics.
- . Weak layers and inherited crustal structures are involved in the structural evolution of the southern Alboran basin.

1. Introduction

Back-arc basins within a convergence context undergo extensional, compressional and strike-slip processes during their evolution, which impact on the generated structures are often difficult to decipher. While extensional and compressional inversion has been extensively studied from a rheological point of view (e.g. Burg and Ford 1997; Ziegler et al 1998), the structural evolution of back-arc basins and in particular their inversion, are not widely investigated. This is due to the uncertainty

in the geometry and nature of pre-existing lithospheric structures (Munteanu et al. 2011; Martinez-Garcia 2017). On converging plate boundaries, upper-plate extension take place in a limited amount of space and time according to plate kinematics and to the lower plate behaviour. It is considered to be the result of slab roll-back and can be associated to a segmentation of the downgoing slab with the development of sub-vertical lithospheric-scale tear faults on its edges (Govers and Wortel 2005; Rosenbaum et al. 2008). In the upper plate, the development of the slab tear triggers the formation of STEP faults (Subduction Tear Edge Propagator; Govers et Wortel, 2005). These STEP faults, that bound laterally the back-arc basins, accommodate the progressive tear of the slab and its lateral motion. According to their lateral position within the subsidence areas, those strike-slip plate boundaries are generally oblique to the direction of convergence, leading to a deformation partitioning characterized by lateral and vertical motions (uplift or subsidence). When the conditions of back-arc extension are not fulfilled anymore (i.e. when the slab-roll back stops, slows down, or when there is a change in plate kinematics), the upper-plate extension and the STEP fault movements eventually end. The back-arc basin and its margins can then be reactivated according to the new tectonic regime and inversion processes can occur.

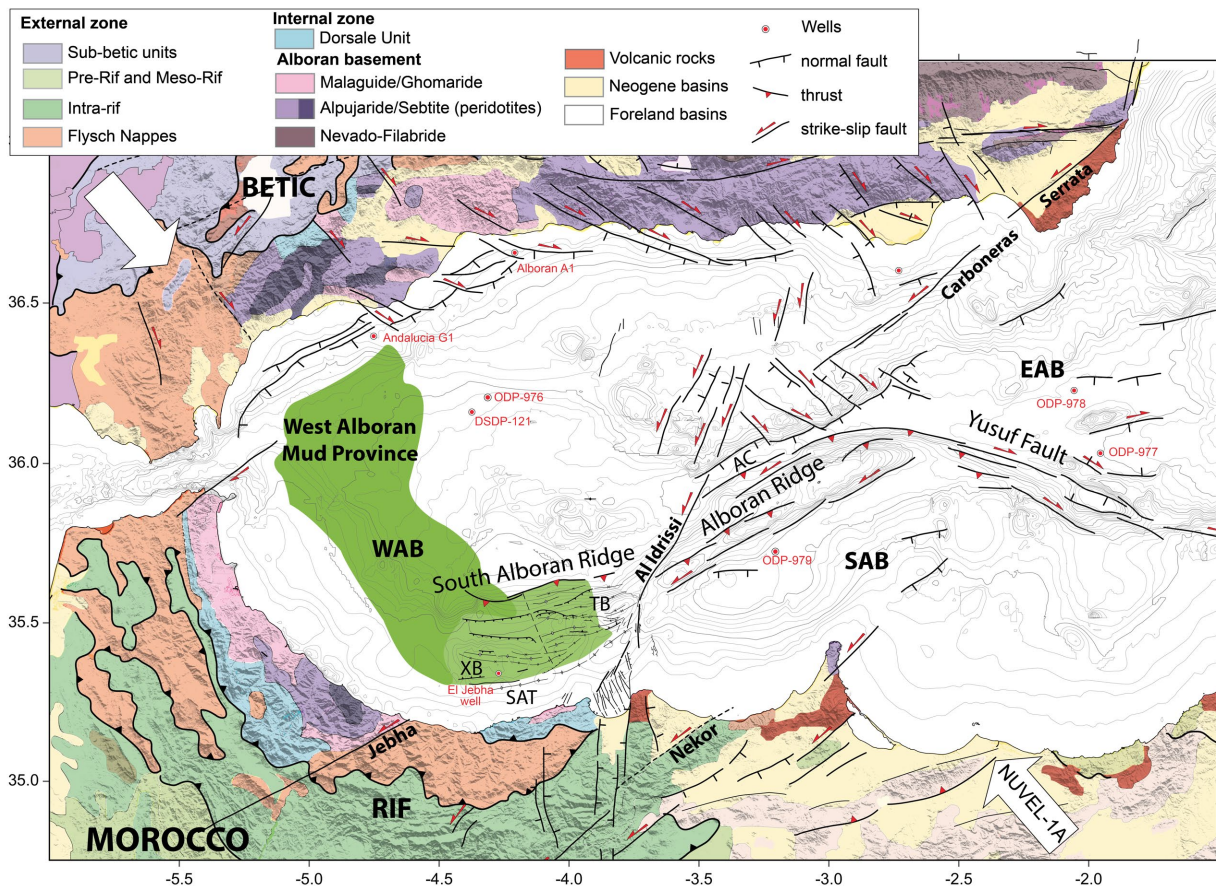


Figure 33: Structural and geological map of the Rif and Betic onshore and of the Alboran basin offshore modified after Chalouan et al. (2008), Martinez-Garcia et al. (2011), Martinez-Garcia et al. (2013), Ballesteros et al. (2008) and Lafosse et al. (2016). The structural scheme in the South Alboran Ridge zone is from this study. The West Alboran Mud province is represented in dark green, in light green the continuity of this province proposed in this study. Red dots show locations of Leg 161, ODP Sites 121 and industrial Jebha well. AFZ, Adra fault zone; A.C., Alboran Chanel; SAB, South Alboran Basin; SAT, South Alboran Through; T.B. Tofiño Bank; XB, Xauen bank; WAB, western Alboran basin.

The tectonic inversion introduces complexity to the previous basin structure and infilling. The mode and style of deformation during the tectonic inversion are mainly controlled by the kinematics but also by pre-existing basin geometry, nature of the sedimentary infilling and structural inheritance that add a supplementary complexity to the characterization and quantification of the basin inversion. Variation in the upper-plate structure and in the sedimentary cover strengths, are associated to changes in the lateral thermal flow, in the Moho depth and in the presence of intermediary weak levels (Cloetingh et al., 2013).

Inversion zones involve the formation of new structures or the reactivation of inherited structures. The obliquity between the pre-existing tectonic fabric and the direction of reactivation, which is consequence of a transpressive behaviour (Tikoff and Teyssier, 1994; Teyssier et al., 1995; Dewey, 2002), leads to a highly distributed deformation in the crust and in the sedimentary cover through time (Fossen and Tikoff, 1998), associated with block rotations (Wilcox et al., 1973). The Alboran domain (Fig. 33) is considered as a thinned continental micro-plate within the compressive context of the African-European convergence (Comas et al., 1999; Gutscher et al., 2002; Jolivet et al., 2009; Mauffret et al., 2007; Mauffret et al., 1992). Since the late-Oligocene, the Alboran domain is shaped by the progressively westward retreat of the Tethyan slab linked to an upper-plate extension (Calvert et al., 2000; Jolivet et al., 2008; Platt et al., 2003; Spakman and Wortel, 2004). Between 20 Ma and present-time, the velocity of the slab roll-back has been decreasing. At 8 Ma, the Alboran domain was submitted to tectonic inversion in the framework of the Eurasia and Africa convergence (Comas et al., 1999; Do Couto et al., 2014; Jolivet et al., 2008; Martinez-Garcia et al., 2017). Unlike in the other Mediterranean basins, the Messinian evaporite unit has only been recognised occasionally in the Alboran Basin (Estrada et al., 2011) and it is difficult to make it a major actor in the décollement processes. The Alboran domain presents two characteristics that can be related to the back-arc basin evolution, (i) the initial extensional stage is represented by the thick (> 8km) Miocene sedimentary cover in the Western Alboran basin (WAB; Do Couto et al., 2016) including Miocene undercompacted shales that have been the source of mud volcanoes (Comas et al., 1992; Somoza et al., 2012; Do Couto et al., 2016), and (ii) the offshore Alboran Ridge (Leblanc and Olivier, 1984), the onshore Miocene-Pliocene lateral transfer faults, such as the Jheba and Nekor faults (Benmakhlouf et al., 2012; Booth-Rea et al., 2003), and the Miocene extensional and transpressive metamorphic domes onshore (Booth-Rea et al., 2012; Jabaloy-Sánchez et al., 2015), could be the signature of the STEP fault processes.

E-W to NE-SW thrust and folds characterize the south Alboran Sea and form the Xauen-Tofiño Banks, the Frances Pagès Bank and the Alboran Ridge (Fig. 33; Chalouan et al., 1997). Major questions concerning the emplacement of these structures and the present-day deformation still remain open: (i) what was the initial geometry of the southern margin of the west Alboran Basin, (ii) how and where is accommodated the shortening related to the Africa-Eurasia convergence, (iii) what is the role of the weak Miocene undercompacted shales and muds on the structural style of the Banks. Using seismic reflection and bathymetric data, we characterize the structural and seismic stratigraphic framework of the southern part of the inverted Alboran basin, we estimate the shortening rates since the Tortonian. As a result, a scenario for the structural evolution of this region since the Miocene is proposed. We focus on the critical role of the major transfer faults, weak layers and pre-existing crustal structures in the structural evolution of the southern basin.

2. Geodynamical and geological setting

The Alboran Basin is located at the western entrance of the Mediterranean Sea and is bordered to the north and south by the thickened crust of the Alpine Betic-Rif arcuate belt (e.g. Dewey, 1988; Jolivet et al., 2000; Rosenbaum et al., 2002). The Betic-Rif orogenic system (Fig. 33) is defined by (i) an internal zone affected by crustal-scale extensional shear zone, which belongs to the Alboran Domain, also recognized as a continental fragment of the AlKaPeCa block (Bouillin et al., 1986; Vergés and

Fernández, 2012) and (ii) an external zone affected by fold and thrust belt composed of Flysch units and Iberian and Maghrebian nappes (e.g. Michard et al., 2002; Chalouan et al. 2008).

The basement of the Alboran Basin is composed of metamorphic rocks similar to those observed onshore in the internal zone of the Betic Cordillera (Sanchez-Gomez et al. 1999; Soto et al. 1999). This continental block was formed by the extension of the upper plate due to westward slab retreat within the context of the African-European convergence since the end of the Oligocene (Gutscher et al., 2002; Mauffret et al., 2007; Jolivet et al., 2009). The continental collision of the Alboran domain with the former Iberian and African passive margin during the Oligocene-Miocene, lead to the stack in the Internal zone of three metamorphic complexes: the Nevado-Filabride, the Alpujarride/Sebtide and the Malaguide/Ghomaride complexes from bottom to top (e.g. Crespo-Blanc and Frizon de Lamotte, 2006). Peridotites bodies (Beni-Malek and Beni Boussera) are also intercalated within the Alpujarride/Sebtide complex during pre-Miocene extensive stages of the Maghrebian margin (Afiri et al., 2011; Vázquez et al., 2013). Last, the Dorsale Calcaire, which outcrops mainly in the western part of the Betics and in the Rif (Fig. 33), is structurally included between the Malaguide/Ghomaride complex and Flysch units (e.g. Michard et al., 2002; Chalouan et al. 2008). The external zones of the belt are composed of Flysch units, and Oligocene-Miocene Iberian and Maghrebian nappes accreted at the front of the subduction. There are covered by foreland detritic sediments of upper-Tortonian and Pliocene ages (Capella et al., 2017).

Geological and geophysical data support an E-W direction of extension leaded by slab-roll-back and lithospheric tearing on the edges of the Alboran domain (e.g. Garcia-Duenas et al. 1992; Leprêtre et al. 2013; Spakman and Wortel 2004; Bezada et al 2013; Chertova et al. 2014; Badji et al. 2015; Do Couto et al. 2016). On the edges of the Alboran domain, metamorphic domes are exhumed as the result of crustal-scale extensional shear from late Oligocene to mid-Miocene times (e.g. Augier et al. 2005). Simultaneously with the thinning of the Alboran domain, the basement is intruded by volcanic seamounts, in particular in the central and eastern parts of the Alboran Sea (Garcia-Duenas et al. 1992; Comas et al. 1999; Duggen et al. 2008).

During the Miocene, the deformation of the Alboran Basin is partitioned into normal and strike-slip components to accommodate the slab retreat and the back-arc extension. The Western Alboran Basin (WAB; Fig. 33) is interpreted as a sag basin formed by thermal cooling of the hot asthenosphere (e.g. Hanne et al. 2003; Morley 1993; Do Couto et al. 2016). The subsidence in the WAB leads to the preservation of the thickest Miocene depocenter (Soto et al. 2008; Do Couto, 2014). At the base of the WAB, Lower Miocene undercompacted shales actively feed mud volcanoes (Fig. 33; Pérez-Belzuz et al., 1997; Comas et al. 1992; Talukder et al., 2003; Somoza et al. 2012; Do Couto et al. 2016).

A broad NE-SW sinistral shear zone called the Trans-Alboran Shear Zone (TASZ) cross-cuts the Alboran domain (Leblanc and Olivier 1984). It connects to the Jebha and Nekor fault systems at the Moroccan margin (Benmakhlouf et al., 2012; Capella et al., 2017; Chalouan and Michard, 2004). Offshore, the Alboran Ridge, which is part of the TASZ, is a 60 km long transpressive NE-SW elongated tectonic discontinuous structure (Munoz et al., 2008; Ballesteros et al., 2008), made of Miocene and Pliocene sedimentary and volcanics rocks. It is locally intruded by volcanic body in its eastern part (Ammar, et al., 2007; Chalouan, et al., 2008; Maad, et al., 2010; Mauffret, et al., 2007) while its southern termination, called the South Alboran Ridge (SAR), corresponds to a series of Mio-Pliocene sigmoid antiforms and synforms accommodating left lateral motion and uplift (Bourgeois et al. 1992; Comas et al. 1992; Chalouan et al. 1997; Mauffret et al 2007; Galindo-Zaldivar et al. 2018; Lafosse et al. *subm.*). In the central Alboran Sea, NNE-SSW sinistral faults (Al Idrissi fault zone) cross the Alboran Sea and continue onshore through the Adra and Al Hoceima regions (Fig. 33; e.g. d'Acremont et al. 2014). At present, the Al Idrissi fault zone and the WNW-ESE dextral conjugate Yusuf fault system (Fig. 33; Koulali

et al., 2011) are consistent with a tectonic indentation of the African rigid plate toward the NW (Estrada et al. 2018). The nature of the crust in the entire Alboran domain is not very well constrained but the basement of the WAB is considered as composed of a thin continental crust related to a fore-arc basin configuration (Gomez de la Pena et al. 2018).

Around the Alboran Ridge, an extension phase followed by an inversion phase are evidenced by (i) the presence of syntectonic wedges at the hanging wall of normal faults, interpreted as related to the early-Miocene extension episode (Martínez-García et al., 2013, 2017), and by (ii) the presence of folds and thrusts interpreted as due to the inversion of the WAB (Bourgeois et al., 1992; Martínez-García et al., 2013, 2017). The recording of the extension of the Miocene depocenter was mainly erased by the Messinian erosion crisis and the Miocene to present-day tectonic inversion.

3. Data and Methods

3.1. Data

The dataset comprises academic and industrial 2D seismic reflection lines and swath-bathymetric data covering an area of around 7000 km² in the southernmost Western Alboran Basin and Morocco margin (Fig. 34). Two academic surveys are exploited here: the Marlboro-1 survey on board the R/V Côtes de la Manche (CNRS/INSU) in July 2011 and the SARAS survey on board the R/V Ramon Margalef (Instituto Español de Oceanografía – IEO) in August 2012. During the SARAS survey, swath bathymetry (Kongsberg multibeam echosounder EM710) was acquired. The EM710 operates at sonar frequencies in the 70 to 100 kHz range. The cell size of the processed grid is 15m. During the Marlboro-1 survey, a 25 m-spaced, 12-channel streamer recorded 1100 km of high-resolution seismic reflection data. The seismic source was a mini-GI SODERA Air gun (24 ci/24 ci) shooting every 6 s (shot-spacing 12.5 m) at 120-140 bars pressure. The geometry of the acquisition allows a 12-fold coverage. The dominant frequency of the source was 80 to 100 Hz, yielding a vertical resolution around 10±5 m, depending on depth. Data were processed using Seismic Unix and Geocluster seismic© softwares through a standard sequence process. The processed seismic data and bathymetric coverage were integrated in a Kingdom Suite© project for interpretation.

The Marlboro-1 seismic lines provide an image of the basin down to 2-3.5 km below the seafloor. In addition to these high-resolution seismic reflection data, we use deep-penetration multichannel seismic lines from industrial source (CAB lines, courtesy of ONHYM). These lines provide a 6 km depth record below the seafloor, down to the basement top and allow to see punctually deep reflectors below the top basement. These data combined with the complete available seismic reflection lines (see d’Acremont et al. 2014; Juan et al. 2016; Lafosse et al. 2016) form a dense network throughout the Western Alboran basin and the north Morocco margin (Figure 34).

In the results section below, approximate dips and thicknesses are computed from previously estimated P-wave velocity values (Table 1; Talukder 2003; Martinez-Garcia et al. 2013 and 2017). One seismic line (CAB121) has been converted to depth and restored using average acoustic velocities to estimate the magnitude of shortening.

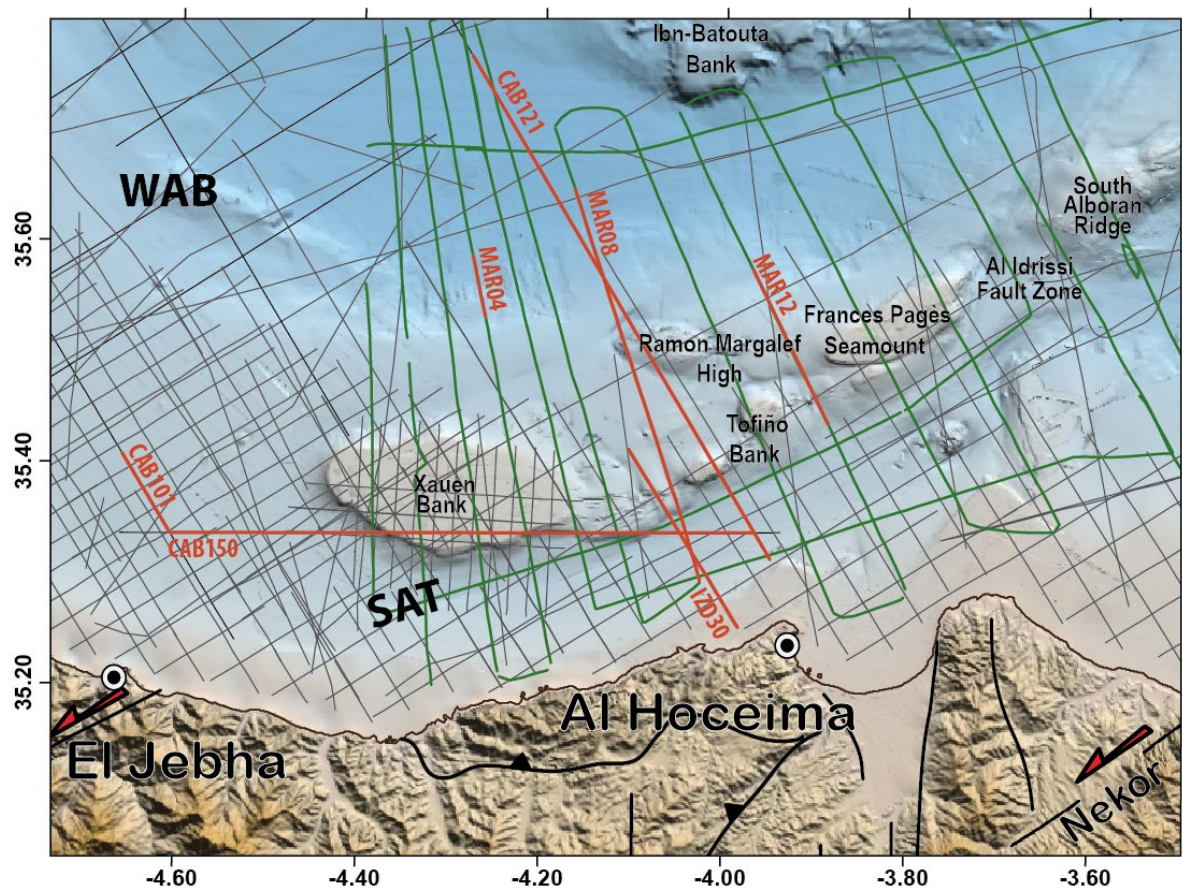


Figure 34: Bathymetric and topographic map of the south Alboran Sea offshore Al Hoceima showing the location of the industrial and academic seismic reflection lines used in this study. The red transects are presented in this paper. The industrial El Jebha well is located. Onshore: the topography is extracted from the ASTER GDEM <http://gdem.ersdac.jspacesystems.or.jp/>). SAT, South Alboran Through ; WAB, western Alboran basin.

3.2. Seismic stratigraphy

The stratigraphic information from academic offshore wells (ODP sites 976 to 979, DSDP site 121) and industrial wells (Andalucía-G1; Alborán-A1; Andalucía-A1; El Jebha; Nador 1) have been used to calibrate the seismic profiles and estimate the velocity values (Table 1; Fig. 35). Based on Juan et al. (2016) and Do Couto et al. (2016), fourteen horizons from early Miocene to Holocene were identified in the available seismic reflection lines that cross the Xauen and Tofiño Banks (Table 1; Figs 34 and 35). All intervals recognized by these authors were used. For the Miocene intervals however, we have merged the Aquitanian, Burdigalian and Langhian units into a single SU2 unit compared to the study of Do Couto et al. (2016) (Table 1). The different seismic units and bounding discontinuities are well defined in the post-Miocene sequence thanks to the available high-resolution lines and log information (e.g. Juan et al. 2016; Martinez-Garcia et al. 2017). For the pre-Messinian sequence, the horizons have been tentatively calibrated despite the seismic resolution decrease with depth (Do Couto et al. 2016). We use the micropaleontological ages of the sedimentary sequences from Do Couto et al. (2016) and the average interval velocity computed by Martinez-Garcia et al. (2017). In the WAB, at the top of the metamorphic basement (SU0; Table 1), Do Couto et al. (2016) interpreted a pre-rift unit (SU1) as the topmost Malaguide/Ghomaride nappe composing the first unit of the Alboran Domain. This SU1 unit

can be tracked from the WAB to the bottom of the Xauen and Tofiño Banks (Fig. 35). SU1 is characterized by high-amplitude, low-frequency discontinuous reflectors (Fig. 35).

Age (My)	System / Period	Series / Epoch	Stage / Age	This study		DC 2016	Juan et al. 2016		Martinez-Garcia 2017		Martinez-Garcia 2017	
				Seismic boundaries	Units	Units	Seismic boundaries	Units	Seismic boundaries	Units	Average Interval Vp (km/s)	
0.012	Quaternary	Holocene										
0.126		Pleistocene	Tarantian		Qt4			Qt4		Q1	1.567	
0.79-0.7			Ionian	Q2			--Q2--		--q1--			
1.12			Calabrian	Q1	Qt3			Qt3		Q2	1.625	
1.8			Gelasian	Q0	Qt2	SU8		Qt2		Q3	1.671	
2.6			Gelasian	BQD	Qt1			Qt1		Q4	1.737	
3.3			Pliocene	Piacenzian	P1	PI3		PI3		PQ	1.673	
4.5		Zanclean		P0	PI2		PI2		P3	1.762		
5.33				M	PI1		PI1		P4	1.977		
7.24		Messinian		M	SU6	SU7				Unit-II	2.500 3.700	
11.62	Neogene	Miocene	Tortonian	R7	SU5	SU6				Unit-III	2.500 3.000	
				R6	SU4	SU5				--R3--		
				R5							Unit-IV	2.750 3.000
				R4	SU3	SU4				--R4--		
13.82				R3							Unit-V	3.000 2.500
15.97										--R5--		
20.44									Unit-VI	2.300		
			«Ghomarides»	R2	SU1	SU1						
				R1	SU1	SU1						
					«Alpujarride-Sebide Metamorphic basement»							

Table 1: Seismo-stratigraphic units defined in this study and correlation with previous study (Do Couto et al., 2016; Juan et al., 2016; Martinez Garcia et al. 2017), average interval Vp is from Martinez Garcia et al. (2017). The seismic stratigraphic boundaries were calibrated based on data from scientific wells DSDP 121 and ODP 976, 977, 978, 979 (Armentrout 1991; Comas et al. 1996), from industrial wells Andalucia G1, Habibas 1 and El Jebha (e.g. Do Couto et al. 2016; Martinez Garcia et al. 2017) and from local-regional and global-scale studies (see in Juan et al. 2016).

Above this pre-rift formation, five Miocene units have been defined, from the Aquitanian to the Messinian (Table 1). The Miocene subsidence phases have been recorded by unconformities and thickening of the sedimentary sequences from the R2 to the M horizons (Table 1, Do Couto et al. 2016). The SU2 unit is limited at its bottom by the SU1 unit and is marked by extensively deformed reflection packages and local variations of thickness. This seismic unit has been reached by drilling in the Alboran-A1 borehole (Comas et al., 1999; Iribarren et al. 2009). It is composed of greenish to reddish shales

above a basal marine conglomerate (Do Couto et al., 2016). Within this unit, undercompacted shales dated as Langhian have been recognised. Mud volcanism observed in the WAB is rooted in the deep unit SU2 which top is the R3 horizon (shale diapir; Fig. 35). The Xauen Bank has been drilled by the El Jebha well (Morley 1993; Chalouan et al. 1997; Ammar et al. 2007). The El Jebha well has been used to calibrate the location of three horizons in the study area: the top Serravallian seismic horizon (R5), an intra-Tortonian seismic horizon (R7) and a Top-Tortonian-Messinian seismic horizon (M; Table 1, Fig. 35). The “M” reflector is a key stratigraphic marker, as the uppermost Miocene sediments in the Alboran Basin were affected by the Messinian Salinity Crisis (e.g. Estrada et al. 2011). This reflector allows to follow this event at the basin scale. It is characterized by high-amplitude, low-frequency signal and by an erosional surface on the shelf, highs and central basins. Isochore maps of the Miocene unit show a continuous depocenter in the WAB whose direction change southward from NNW-SSE trend to W-E trend and whose thickness ranges between 5 km and 8 km (Fig. 36a). This depocenter ends eastward in the area of the Al Idrissi fracture zone.

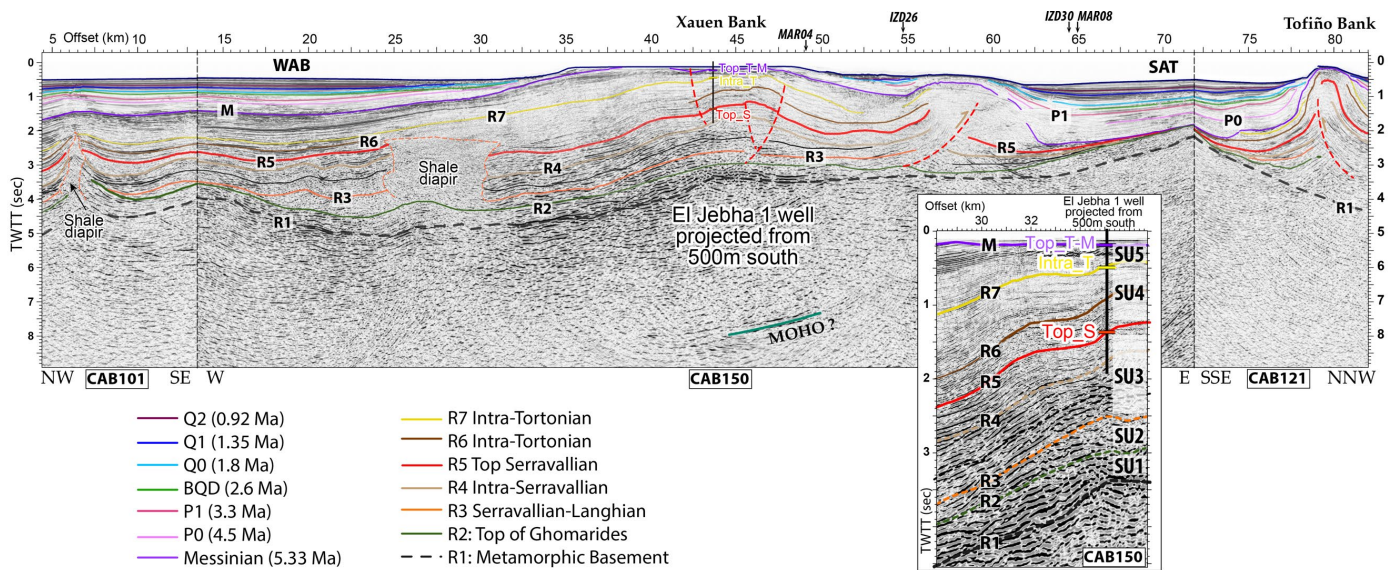


Figure 35: Composite seismic reflection lines CAB101, CAB150 and CAB121 crossing the location of the El Jebha well allowing to follow the distinct horizons across the West Alboran Basin, the Xauen Bank and the Tofiño Bank. Correlation is made with the El Jebha well and with the study of Do Couto et al. 2016. Arrows with seismic line names indicate line intersections. SAT, South Alboran Trough; WAB, western Alboran basin. Location of the profile in Figure 2.

The six Plio-Quaternary seismic stratigraphic boundaries were based on the Juan et al. (2016) (Table 1). The isochore map of the Plio-Quaternary unit emphasizes, in an ENE-WSW direction, a thin area (<200m) evidencing the uplift of the Xauen-Tofiño banks (Fig. 36b). Three depocenters are highlighted: westward the NW-SE WAB, southward the South Alboran Trough (SAT, also known as Al Hoceima Valley (Juan et al., 2016 and Ercilla et al., 2019)) and northward the continuity of the WAB confined between the SAR and the Ibn Batuta high (Figs 32 and 36b). These depocenters can reach a thickness of 1500 m (Fig. 36b). During the Plio-Quaternary period, the circulation of Mediterranean water masses, after the opening of the Strait of Gibraltar in the latest Miocene (5.33 Ma), leads to remobilization of sedimentary units through erosion and re-deposition processes. These processes are in part responsible for the contourite drifts and erosive features observed in the entire Alboran Sea (Ercilla et al. 2016; Juan et al. 2016; Ercilla et al., 2019). In the study area, erosional features are observed at the foot of the structural highs (moat at the northern edge and contourite channel at the southern edge of the SAR, Figs 37 to 39).

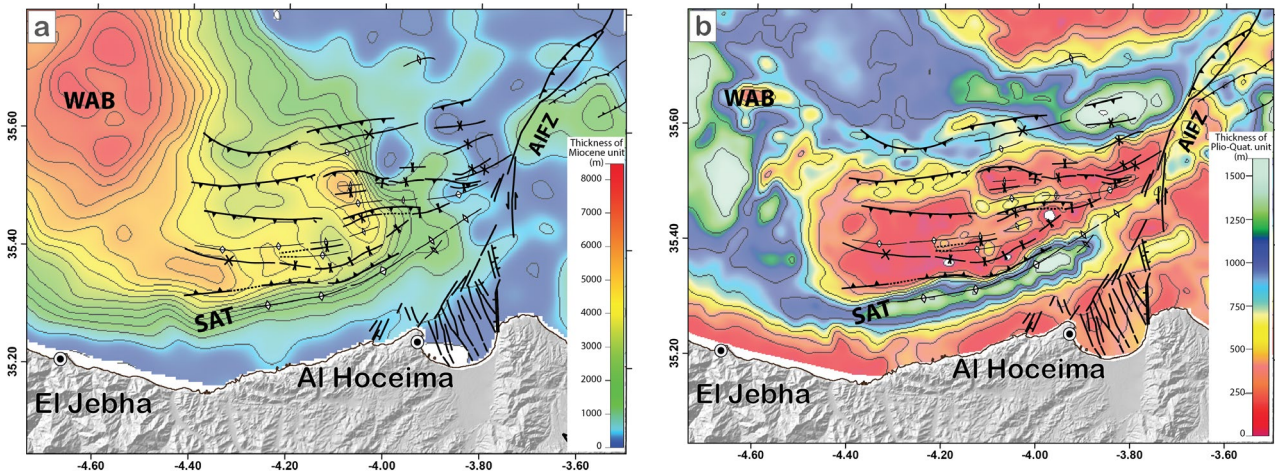


Figure 36: Isochores maps of (a) Miocene (mean velocity 2750m/s) and (b) Plio-Quaternary (mean velocity 1720m/s) offshore Al Hoceima, interpolated from the 2D seismic dataset (Fig. 2; in second two-way travel time). Onshore: Tectonic structures are from Van der Woerd et al. (2014) and Poujol et al. (2014). Offshore: tectonic structures are from this study and from Lafosse et al. (2016). Onshore: the topography is extracted from the ASTER GDEM <http://gdem.ersdac.jpacesystems.or.jp/>). AIFZ, Al Idrissi Fault Zone; SAT, South Alboran Through ; WAB, western Alboran basin. Legend in figure 41.

4. Results

The SAR corresponds to a long ENE-WSW Mio-Pliocene folded structures (Figs 33, 34). It exhibits several highs from west to east, the largest of them named Xauen Bank, the Tofiño Bank, the Ramon Margalef High, and the Francesc Pagès Seamount (Fig. 34). At present-day it is limited eastward by the Al Idrissi fault zone and westward by the WAB (Fig. 33). Six seismic reflection profiles are presented to depict the Mio-Pliocene local tectonic evolution of the SAR. (Fig. 34).

4.1. The Southern boundary of the SAR

The SAR is limited at its southern part by the South Alboran Trough (SAT). The SAT is characterized by a southern asymmetric syncline that can be tracked along 50km from east to west (Figs 37 to 42). Its northern limb is steepest than the southern one. At the Moroccan margin, the top basement (R1) and the top of the Ghomaride (R2) are characterized by prominent northward, seaward, dipping seismic reflectors (Figs 37 and 39). At the southern limb of the SAT, the R3 to M reflectors progressively onlap onto the R2 reflector, the corresponding seismic units terminate updip by onlapping onto the top of SU1 unit (R2; Fig. 39). The SU2 and SU3 units (from R2 to R5 unconformities) exhibit at the northern limb of the syncline, inclined growth strata with cumulative wedge toward the Tofiño and Xauen Banks (Figs 37 and 39). The seismic units between R5 and M reflectors (SU4 to SU6) do not show evidence of thickness variation, except related to the Messinian Erosional Surface (Fig. 39). Similarly, the Plio-Quaternary sedimentary succession in the SAR presents some thickness variations (Figs 37 to 39), and are pinched toward the margin and the SAR. The toplaps and/or offlaps of the P0 to Q2 reflectors observed at the southern limb of the SAT can be due to erosional processes linked to contourite processes. However, the apparent dip of the Plio-Quaternary reflectors is steep, and the dipping of the M to BQD horizons is higher than that of the horizons Q0 to Q2 (Fig. 38). These geometries suggest active uplift of the Moroccan margin and growing of the Xauen-Tofiño Banks with acceleration and slow down stages during Plio-Quaternary period.

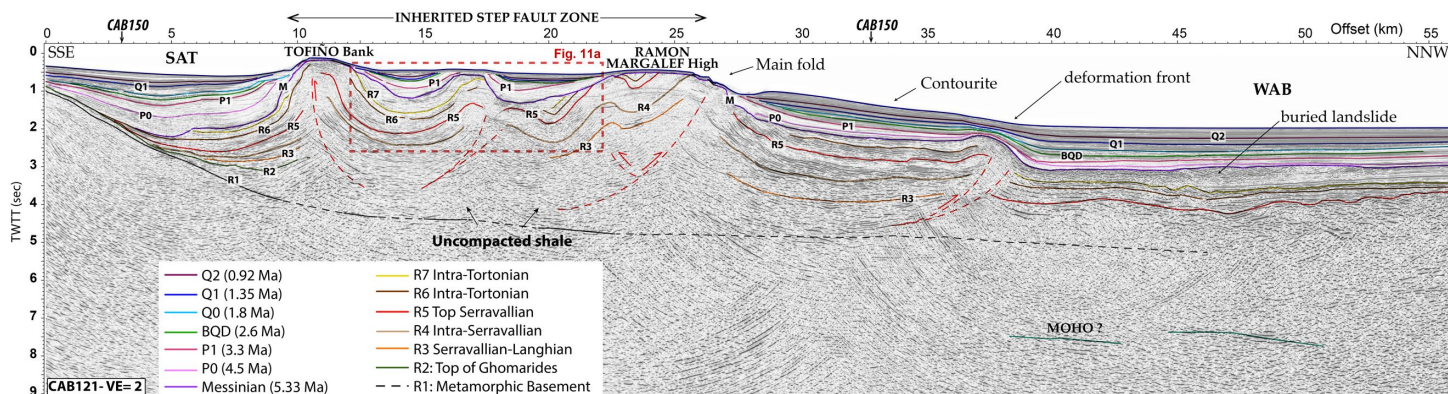


Figure 37: Interpreted CAB 121 seismic profile offshore Morocco showing the architecture of the Tofiño Bank and Ramon Margalef High. SAT: South Alboran Trough; WAB: West Alboran Basin. Arrows with seismic line names indicate line intersections. Location of the Figure 43a. Location of the profile in Figure 34.

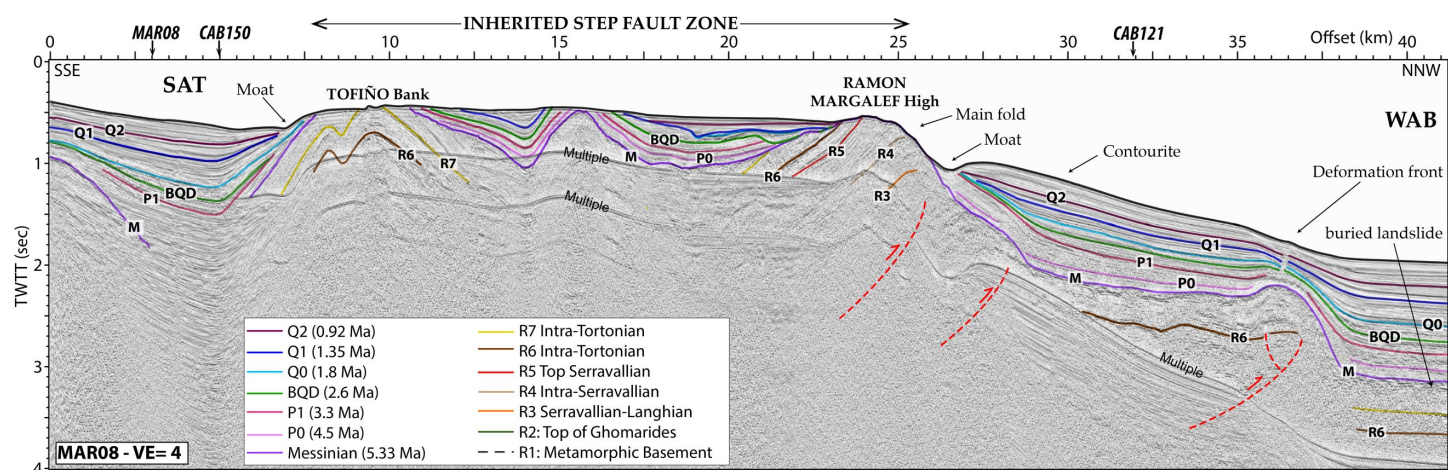


Figure 38: Interpreted MAR08 seismic profile offshore Morocco showing the architecture of the Tofiño Bank and Ramon Margalef High. SAT: South Alboran Trough; WAB: West Alboran Basin. Arrows with seismic line names indicate line intersections. Location of the profile in Figure 34.

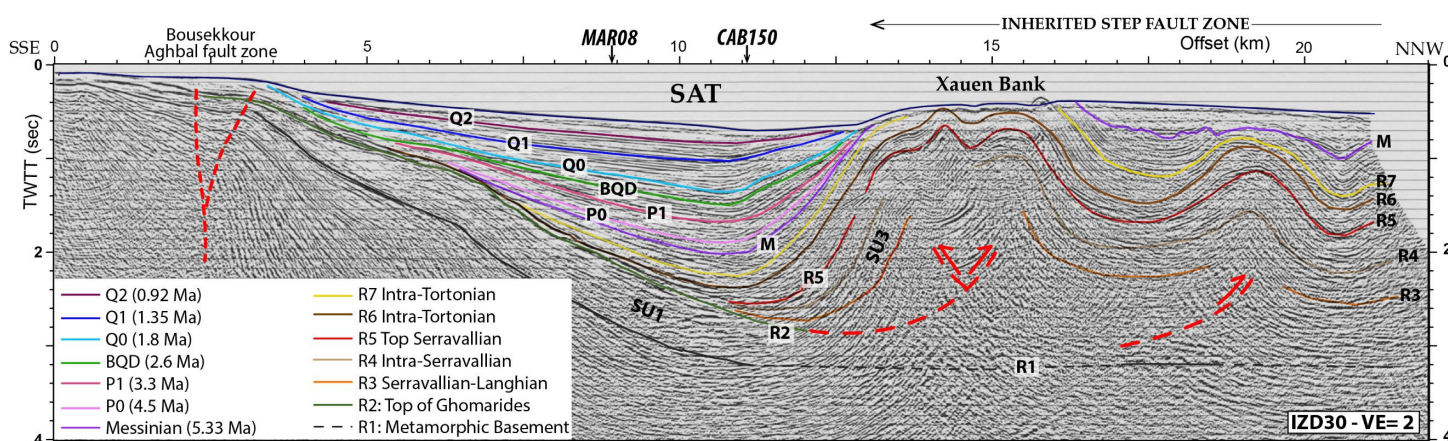


Figure 39: Interpreted IZD30 seismic profile offshore Morocco showing the sedimentary architecture of the Xauen Bank. SAT: South Alboran Trough. Arrows with seismic line names indicate line intersections. Location of the profile in Figure 34.

4.2. The South Alboran Ridge

The shortening is distributed from east to west over the 10 to 25 km wide SAR structure, composed of a series of two to four, 5 ± 1 km-wavelength anticlines (Figs 37 to 41). These series of anticlines and synclines associated with blind thrusts structure the Xauen-Tofiño Banks and Ramon Margalef High (Figs 37 to 41). The asymmetry of the folds is compatible with the presence of a vergence thrust mainly to the north. Anticlines underlie mainly blind southward dipping thrust faults and some northward dipping thrust fault (Figs 37 to 39).

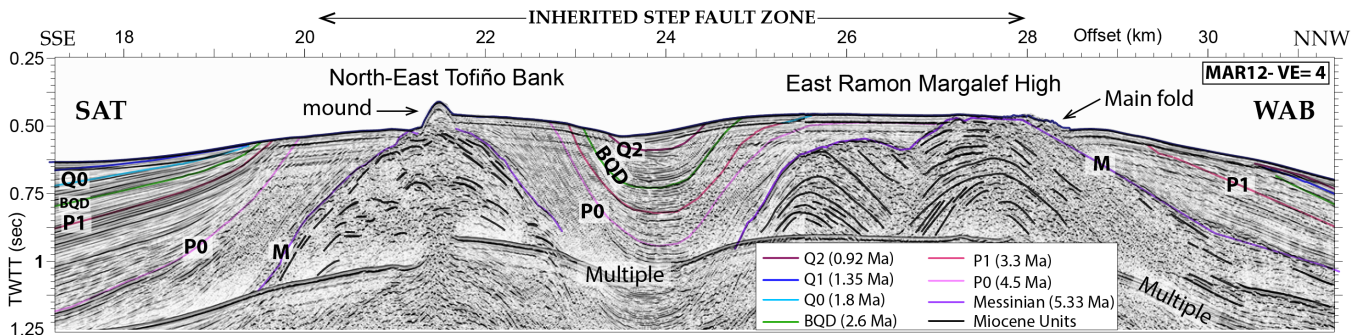


Figure 40 : Interpreted MAR12 seismic profile offshore Morocco showing the architecture of the North-East Tofiño Bank and of the East Ramon Margalef High. SAT: South Alboran Trough; WAB: West Alboran Basin. VE: Vertical exaggeration. Location of the profile in Figure 34.

From the West Alboran Basin and the SAT we can track the stratigraphic sequences (Fig. 35). At the SAR region, the deep available seismic profiles (Fig. 35) suggest the presence of the Ghomarides unit (SU1) and the complete Miocene stratigraphic sequences (SU2 to SU5; Fig. 35). From the basement (R1) to the Messinian reflectors (M), although it is difficult to identify and track the SU1 and SU2 in all lines without deep calibration, the El Jebha well allows to calibrate the top Serravallian reflector (R5; Fig. 35). Into the Miocene seismic units, two major variations of thickness can be observed (Fig. 42a; offset 13 to 17 km): (i) a sedimentary thickening toward the north in the Serravallian units (below R5) and (ii) a sedimentary thinning toward the north in the Tortonian units (above R5) and until P1. It may indicate an inversion of the fault, first normal and then inverse.

The crest of the northern Ramon Margalef anticline has been strongly eroded. The associated thrust seems to reach the sub-surface, allowing the outcropping of the Miocene unit (Figs 37, 38). We define this zone as the main fold which is located at the same latitude of the Ramon Margalef High (Figs 37, 38 and 40). The Miocene anticlines and synclines located at the backlimb of this main fold (offset 18-27 km; Fig. 5) are tilted toward the south due to the conjugated backthrust of the major northward verging thrust (Figs 37, 38). Above the M reflector, the Plio-Quaternary units show variations in thickness, with missing units indicating non-deposition or erosive hiatuses at the top of the highs into perched synclines and eroded anticlines (Figs 38 and 42a). The Messinian erosional surface is obvious on the SAR, where the top Miocene anticlines are eroded (Figs 37, 38, 40 and 52a). The folding is more pronounced into Miocene units than into Plio-Quaternary units. However, the lateral variation of thickness in the Plio-Quaternary units is representative of growth strata. Similarly, the presence of unconformities and tilted reflectors, outside the areas with contourite deposits, testifies that the deformation is also recorded in those units (Fig. 42a). Moreover, the axial plans of the Miocene folds are different from that of the Plio-Quaternary folds (Fig. 42a). At the top of the Xauen Bank, from the M to the BQD reflectors, the seismic units are folded to form a tilted syncline which shows variations in thickness, indicating syn-compressive deposit (Fig. 42a). Two major unconformities are identified: the Messinian (M; 5.33 Ma) and the Base of the Quaternary Deposits (BQD, 2.6 Ma) (Figs 38 and 42a).

The syncline basin can be interpreted as a piggy-back basin related to the activity of the south-verging major thrusts.

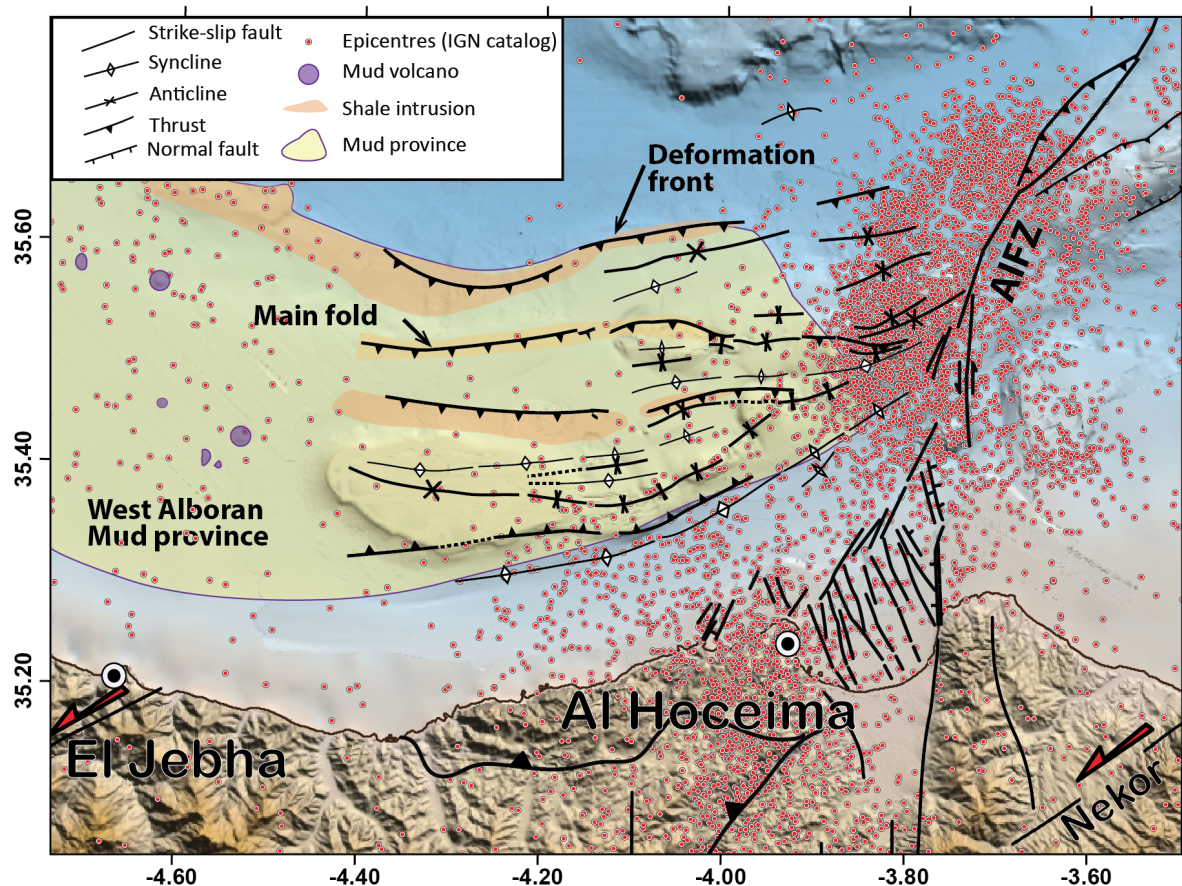


Figure 41: Structural map of the study area. The West Alboran mud province is shown in yellow. Pink dots are epicenters of seismicity between 1964 and 2017 (Instituto Geografico Nacional IGN database). Onshore: tectonic structures are from Van der Woerd et al. (2014) and Poujol et al. (2014). Offshore: tectonic structures are from this study and from Lafosse et al. (2016). Offshore: bathymetry from SARAS and MARLOBO-2 surveys over the GEBCO bathymetry (<https://www.gebco.net/>). Onshore: the topography is extracted from the ASTER GDEM <http://gdem.ersdac.ispacesystems.or.jp/>.

North-East of Tofiño Bank, the core of the anticline composed of Miocene units is characterized by chaotic seismic facies (Fig. 40). The limbs of this anticline are slightly asymmetric with steeper bedding dips in the forelimb. At the seafloor, a mound is located immediately above the anticline at the hinge, where the seafloor is shifted. This shift could be due to the erosion in relation to the contouritic system and/or to the presence of a thrust (Fig. 40). The mound is interpreted as a carbonate mound associated to water masses circulation and fluid seepage percolating through the fault.

4.3. The northern frontal deformation of the South Alboran Ridge

A northward-verging anticline, associated to a blind thrust, characterizes the northern front of deformation of the SAR (Figs 37, 38, 42b). It presents an asymmetric dipping of the forelimb and backlimb. The tip of the blind thrust ends into the Miocene (Fig. 42b). Along the deformation front of the SAR, several unconformities are identified into the Plio-Quaternary units (Figs 37, 38, 42b). From M to P0 horizons no clear variation in thickness is observed, showing that this deformation front was initiated after P0. Growth strata are observed from P0 to P1 horizons at both sides of the deformation front anticline (Fig. 42b). It implies a growth of this anticline at this period. On the northern limb of the

deformation front, from P1 to Q0 horizons, there is no obvious variation in thickness (Fig. 42b). The Q0 reflector represents a major unconformity on which the Q1 and Q2 reflectors progressively onlap, showing that the deformation front was created during this period (Fig. 42b, offset 38-40 km).

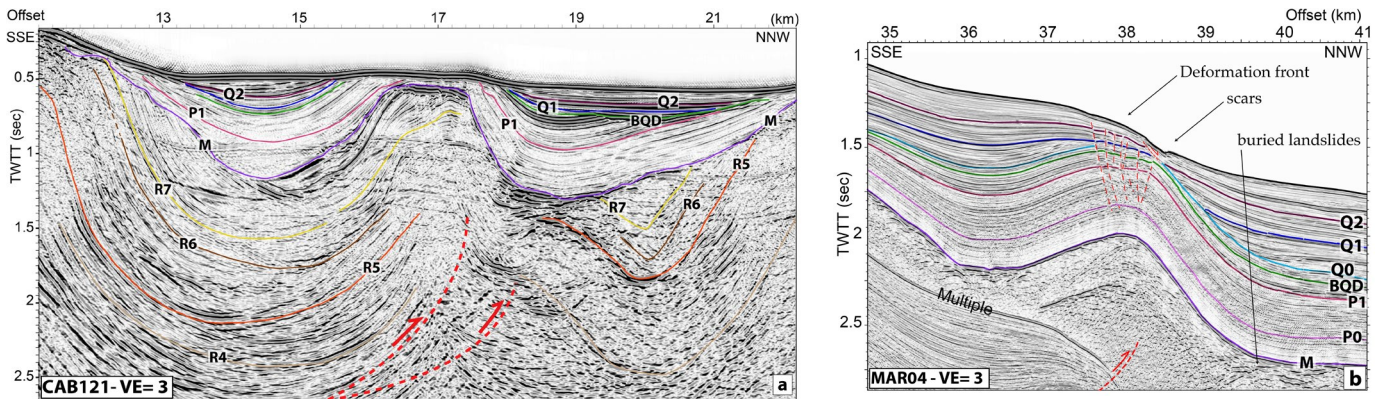


Figure 42: a. Detail on seismic lines CAB121 on the perched synclines (location in Fig. 35) and b. MAR04 on the frontal deformation (location in Fig. 34). See legend on previous figures. VE: Vertical exaggeration.

On the southern limb of the deformation front anticline, growth strata appear between the M reflector and the seafloor. It is interpreted as the result of the uplift of the southernmost structure called the main fold (Figs 37 and 41). The seafloor expression of this front indicates recent deformation (slide scars and sediment instabilities). In addition, a series of normal faults and slide scars, in the Plio-Quaternary units and at the seafloor, are exposed above the blind thrust in the hinge of the anticline, related to gravity sliding and extrados deformation.

We conclude that from Q0 to present-day, the deformation front uplifts with the growth of the anticline related to blind thrusts. Before Q0 the main fold was active forming the perched piggy-back basins (Figs 37 and 38). The local unconformities and variations of thicknesses reveal non-cylindrical folding and different phases of accelerated, decelerated and stop of compressional phases through the SAR.

5. Discussion

5.1. Presence of weak layers

Part of the observed SAR shortening could be linked to the presence of weak layers, such as the well-described overpressure shale levels in the WAB shale province (Fig. 33; e.g. Soto et al. 2010). Two potential levels of detachments can be proposed in the Alboran Domain. One located at the Ghomaride complex (SU1) and one located in Langhian unit composed of under-compacted shales (SU2) (Do Couto et al. 2016). The Malaguide-Ghomaride complex, which is structurally at the top of the Alboran domain, outcrops onshore in the western part of the Betic Cordilleras and at the north of the Rif, at the boundary between the internal and external zones (Vissers et al., 1995). The Ghomaride unit (SU1) is tilted and sealed by the Aquitanian to Langhian unit (SU2) (Figs 37, 39 and 40). The stratigraphic succession of the Ghomaride complex consists of Paleozoic shales and grauwackes from base to top, followed by mainly Mesozoic series containing conglomerates, carbonates and Triassic evaporites, ending in a Cretaceous sandstone series (Lonergan et Mange-Rajetzky, 1994; Chalouan et al., 2008). Considering its heterogeneous nature and layering, the Malaguide/Ghomaride complex unit (SU1) could act as a detachment layer.

In the El Jebha well, several overpressure levels have been recorded in the Miocene sedimentary sequence above the Ghomaride unit (Morley 1993; Chalouan et al. 1997; Ammar et al. 2007). The detachment level interpreted as related to the Langhian shales (SU2) slightly dips northward, and all the major thrust faults are interpreted as root on it. Lift-off folds are observed, and the beds and the detachment level are isoclinally folded in the core of the anticline (Mitra and Namson, 1989; Figs 37 to 40). The Tofiño Bank anticlines are very tightly folded, strongly eroded at the top, and involve the Miocene units (Figs 37 and 38). The shape of the anticlines indicates that the underlying Langhian shales (SU2) act as an efficient décollement level with a ductile behaviour. Tight folds have also been described in other regions where weak layers are present (e.g. Northern Borneo, Morley et al. 2003). Although a decoupling exists between the Ghomaride/Basement (SU1) and the upper sedimentary units, we propose that the undercompacted Langhian shales (SU2) is the major weak layer rather than the Ghomaride/Basement (Fig. 43), as a result of : (i) its ductile behaviour, (ii) its more superficial position in the sedimentary column, (iii) and the tight geometries of the observed folds.

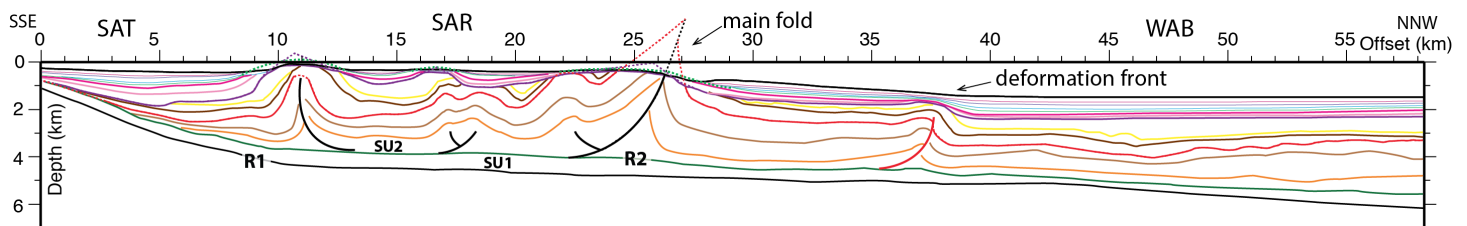


Figure 43: Depth converted horizons of the seismic line CAB121 (1/1 scale) using the interval velocity V_p given in Table 1. The SAR deformation is exemplified without any vertical exaggeration. SAT: South Alboran Trough; SAR: South Alboran Ridge; WAB: West Alboran Basin.

The pinched anticlines are associated with broad Miocene synclines (Figs 37 and 38), and their shape may depend of the level of erosion above the detachment, as observed by Sherkati et al. (2005). The change in the inclination of the Miocene synclinal and anticlinal axial surfaces reflects the change in thickness of the décollement layer SU2 and the presence of a back-thrust fault above the metamorphic basement (Figs 37, 42a and 43). Such relationships between thickness and depth for the décollement and fold features have been described by Suppe et al. (2004). The presence of mobile shale acting as a detachment layer in fold and thrust belts has been observed in other areas such as the fold belts of the western Gulf of Mexico and the Niger Delta (e.g. Wu and Bally, 2000).

5.2. Mechanical behaviour of the weak layer below the South Alboran Ridge

As already mentioned in previous studies (Mauffret et al. 2007; Bourgois et al. 1992; Martinez-Garcia et al. 2017) the Xauen Bank is structured by the same units than those observed in the WAB. This implies that the 5 km thick Miocene sedimentary layers of the Xauen and Tofiño Banks are related to the subsidence event starting during the Aquitanian in the WAB (Comas et al. 1999; Fig. 41). During the Miocene, the WAB and the SAR formed a single depocenter (West Alboran Mud Province; Figs 36a and 41). Within the WAB, a large mud diapir province is observed, where thick Neogene sediments are accumulated (Fig. 41; e.g. Woodside et al. 2000; Comas et al. 2003; Soto et al. 2012). The shale diapirs pierce the upper Miocene and the Plio-Quaternary units, extruding shale units and Miocene breccia to the surface and forming mud volcanoes (e.g. Somoza et al. 2012; Fig. 41).

Contrary to the WAB, mud volcanism is not observed in the SAR region (Fig. 41). The SAR shows a series of anticlines that are intruded by chaotic and low-amplitude seismic facies interpreted as mobile shale (Fig. 37, 38 and 40). Shale intrusions appear to occur at the fold cores and along the E-W striking thrusts (Figs 40 and 41). Folding and thrust faulting may weaken and facilitating erosion of the fold crest, then the deep units of the undercompacted shales to be brought to the near surface (Fig. 37).

The difference of the shale behaviour between the WAB and the Xauen-Tofiño Banks area (mud volcanoes versus mud related to fold and thrust) can be explained by their mechanical behaviour. Shale is a plastic material which strength depends on the magnitude of the pore fluid overpressure (Mourgues et al. 2009). As soon as the mechanism generating pore fluid overpressure changes (disequilibrium compaction, pore space, volume of pore fluid, hydrocarbon generation, permeable rocks), abnormal pressures can tend to dissipate and/or fluid can escape from the reservoir (Neuzil, 1986). Overpressures are likely to be transient and to vary in space and time. In the WAB, the shale is highly overpressured and undercompacted (Fernandez-Ibanez and Soto, 2017), and as a result it becomes mobile and deforms under low stresses, rising and producing diapirs and mud volcanoes (e.g. Deville et al., 2006; Somoza et al., 2012). In the SAR region, several tectonic events have affected the Miocene depocenter generating faults that can become either barriers or drain. In the Xauen-Tofiño Banks, due to uplift and top Bank erosion, the lithostatic pressure is lower than in the much thicker WAB. Although the overpressures may be sustained and increased by tectonic compression (pore volume decrease, Miller 1995), the important erosion of the anticlinal crests affect strongly the lithostatic pressure. Therefore, the SAR is a clear example of interaction between shale and tectonic processes: shale acts as a décollement level influencing the style of deformation and the tectonic processes allow the ascent of the shale along thrust faults.

5.3. The style of deformation of the South Alboran Ridge

Compressional deformation observed in continental margins and basins can be explained either by thick and thin-skinned tectonics in a context of convergence, or by deep water fold and thrust belt processes in a high sedimentation rate margin. Which of these mechanisms are involved during the different stages of basin evolution in the southern part of the Alboran Sea, is not clear yet. The SAR developed over an inherited Miocene depocenter in the continuity of the WAB (Figs 36 and 41). The SAR appears to be structured mostly by folds related to thrust faults. At depth we propose that the thrusts root into the Langhian shale (SU2) considered as a décollement layer above the Ghomaride unit (SU1; Fig. 43). The top basement corresponds to a northward dipping of the R1 reflector from the Moroccan margin, followed by a flattening of R1 from the SAT toward the north (Figs 37, 39, 43).

This deformation observed throughout the SAR region can be compared to the end members of the thin-skinned and thick-skinned tectonic model described at mountain ranges (e.g. Pfiffner 2017). In the case of thick-skinned tectonics, deformations through the crust and possibly the lithospheric mantle are involved. In the case of thin-skinned tectonics, the style of folding and thrusting is controlled by the thickness of a décollement layer as well as the mechanical contrast between the décollement layer and the sedimentary cover (e.g. Pfiffner 2017).

The deformation recorded in the thin-skinned case is similar to that observed in deep water fold and thrust belts, although their tectonic setting differs significantly (Morley 2009). Deep water fold and thrust belts appear where a rapid sedimentation and development of over-pressured mobile shales can occur and initiate a décollement layer that is not necessarily located at the top of the crystalline basement (e.g. Morley 2009). The deep-water fold and thrust belts are associated to large scale gravitational failure of submarine slopes (Rowan et al. 2004) and present extensional structures at proximal areas and compressive structures at distal areas (e.g. Rowan et al. 2004). In the Moroccan offshore margin, in contrast to the Spanish margin (Soto et al., 2010), post-rift extensional structures such as normal faults are not observed. Offshore Morocco margin, the Miocene and Plio-Quaternary units pinch out onto the tilted Ghomaride unit (SU1) without Plio-Quaternary normal faulting (Figs 37 to 39). The lack of extensional deformation within the sedimentary cover in the proximal domain is not consistent with a large-scale gravity-driven deformation associated to deep-water fold and thrust belts as well as to thin-skinned tectonic. Proximal extensional structures do not need to be present if

(i) the structures are eroded, (ii) located in the onshore zone or (iii) if we consider a large-scale mass sliding process with a *décollement* parallel to the horizon (R2).

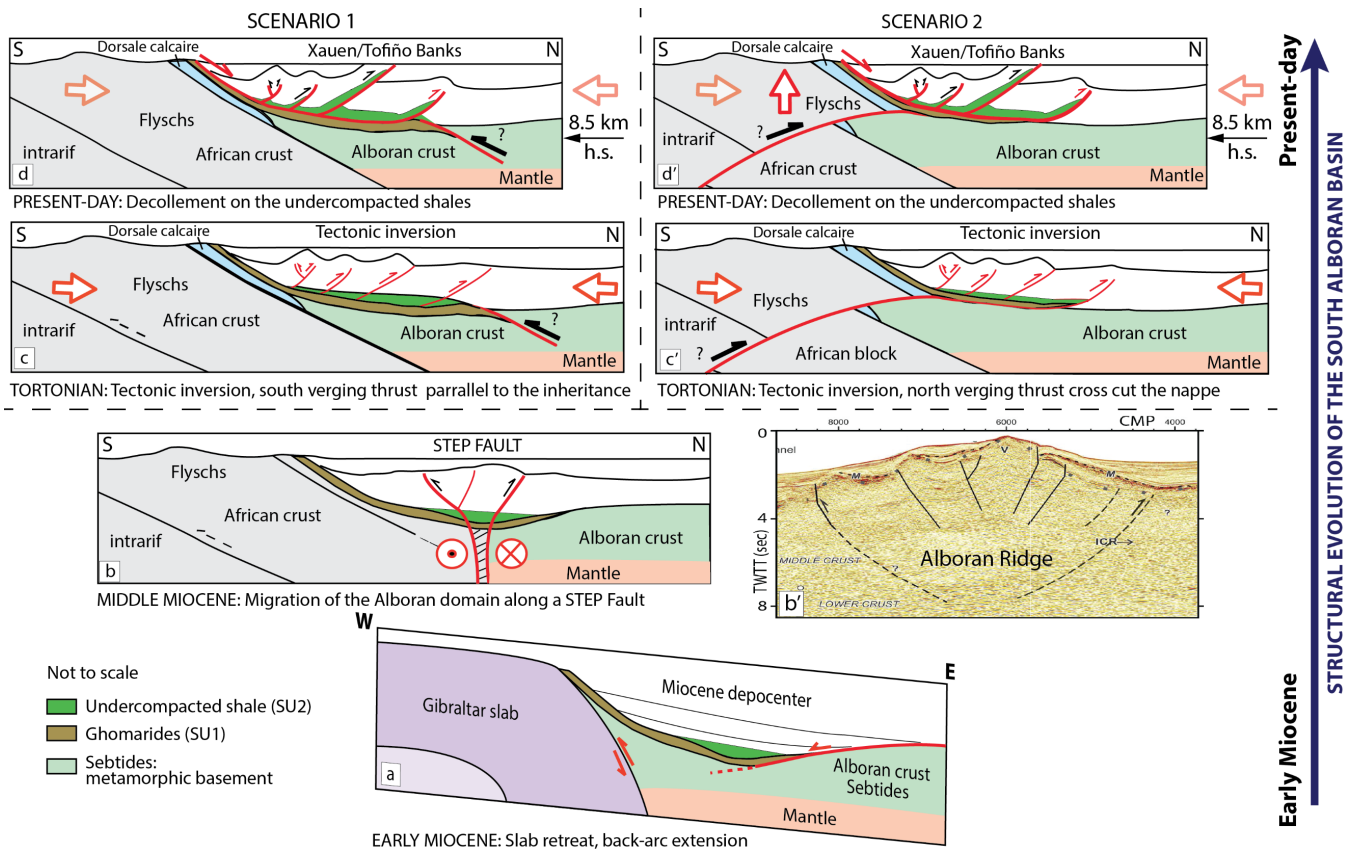


Figure 44: Cross-section sketch of the structural evolution of the southern Alboran Sea from early Miocene to present-day. a. Slab retreat and back-arc early Miocene extension. Note the different orientation of this W-E cross-section. b. Middle Miocene migration of the Alboran block along the STEP fault. b'. seismic reflection profile through the Alboran Ridge modified from Gomez de la Peña et al. (2018) showing a positive flower structure. Two scenarios are discussed. Scenario 1: c, d, south verging parallel to the inheritance hypothesis. Scenario 2: c', d': north verging parallel to the inheritance hypothesis. c-c'. Tortonian tectonic inversion with shortening. d-d': present-day Xauen-Tofiño banks deformation. h.s. horizontal shortening. Not to scale.

Onshore Morocco, the Pliocene basins suffered only N-S normal faulting (Romagny et al. 2014), while it cannot be associated to the contractional fold belts. The lack of shallow extensional structures could rather be interpreted as a result of thick-skinned tectonics with deep-rooted, basement-related tectonics to accommodate shortening. In a case of basin inversion, horizontal contraction leads to the reactivation of well-oriented pre-existing normal faults and/or strike-slip faults that can lead to the formation of localized uplift and the involvement of basement tectonics. The pre-existing normal extension and major shear zone related to the westward Alboran domain migration was able to localize the deformation at a crustal scale (Fig. 44 a, b). The exact nature and geometry of structures involving basement rocks was not detected due to the lack of deep data. However, in the Alboran Ridge, the positive flower structure observed on seismic reflection data testifies of an episode of intense crustal shear that can be associated to the STEP fault event (Fig. 44b). An equal amount of shortening is necessary to be recorded within the basement and the sedimentary cover at the crustal scale. Basement shortening could be accommodated by deep ductile distributed deformation or by crustal thrusting. To accommodate the recorded shortening at the basement-scale, without considering a

distributed ductile deformation, we propose two hypotheses: a north or south verging thrust (Fig. 44c, d and c', d'). The south verging thrust is parallel to the imbricated Inrarif inherited nappes (Fig. 44cd). The north verging thrust crosscutting the nappes (Fig. 44c'd') is consistent with the present-day vergence of the tectonic indentation of the African block into the Alboran block (Estrada et al. 2018) and with the present-day uplift of the Moroccan margin (Poujol et al. 2014). Because in the Alboran Sea the basement faults are difficult to image, their existence, timing and precise role in the deformation are very difficult to assess.

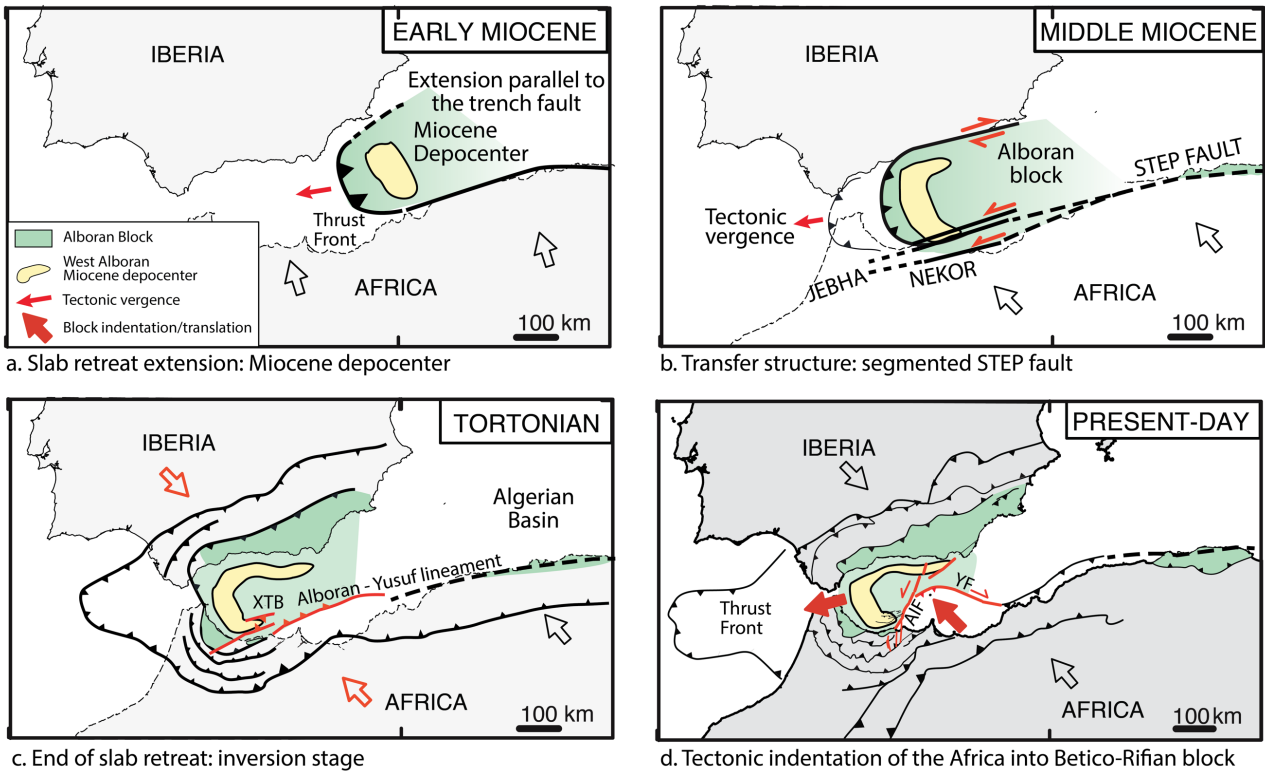


Figure 45: Sketch maps of the structural evolution of the Alboran Sea from early Miocene (a) to present-day (d). Red arrow: active structure. A presently westward translation is indicated by GPS data (e.g. Koulali et al. 2016). XTB: Xauen-Tofiño Banks; AIF: Al Idrissi fault zone; YF: Yusuf fault.

Finally, we propose that thick-skinned and thin-skinned tectonics both occur here as observed in most of the orogens (Pfiffner 2017). To accommodate the shortening, the most favourable geometry of the thick-skinned tectonics hypothesis is a north verging crustal thrust. The present-day relative contribution of thin-skinned and/or thick-skinned tectonics versus gravity-driven folding cannot be clearly appreciated. However, given that (i) the SAR structures developed at the foot of the steep uplifted Moroccan margin (Figs 41 and 43), (ii) the frontal deformation shows sign of recent activity without an important associated seismicity (Fig. 41), and (iii) Miocene shale intrusions seem to occur along the thrust faults, one reasonable outcome is that part of the recent deformation was caused by large northward gravitational spreading over the undercompacted shale units.

5.4. Tectonic inversion in the South Alboran Ridge region

The SAR region represents the eastern continuity of the WAB Miocene depocenter that has been inverted (Fig. 36). At the Alboran Sea scale, tectonic inversion occurred from the late Tortonian (e.g. Martínez-García 2017; Do Couto et al. 2016). This inversion varies through space and time, but most

of the inversion is concentrated along the Alboran Ridge (Martínez-García et al. 2017) and the South Alboran Ridge (SAR; this study) and has been going on since Tortonian times.

Line-length restoration analysis for two stages (R5 and BQD) has been made on the CAB121 profile to quantify approximately the horizontal shortening (Fig. 43). The seismic section was first converted to depth (Fig. 43) and the total reflector length between two reference points was measured at both ends of the profile. The uppermost depositional surface of R5 and BQD was restored to its original pre-folding geometry by removing younger strata and restoring the erosional material and deformed strata. The interpreted horizontal shortening amounts to approx. 8.5 km since the top Serravallian reflector (R5; ~11.6 Ma), approx. 2.2 km since the top Messinian (M; ~5.33 Ma) and approx. 500m since the Base of the Quaternary (BQD; ~2.6 Ma). Shortening estimates in the cover strata of the SAR fold-and-thrust belt of about 6.3 km over 6.29 Ma (R5-M reflectors) suggest a shortening rate of about ~1 mm/yr during the upper Miocene. Shortening estimates of about 1.7km over 2.7 Ma (M-BQD reflectors) suggest a shortening rate of about 0.6 mm/yr during the Pliocene. From the quaternary (BQD) the approx. shortening rate reaches 0.2 mm/yr, recording a decrease of the compressional deformation from upper Miocene to present-day.

These values represent the sum of shortening that are estimated for three incremental time, (1) top Serravallian to present-day, (2) Messinian to present-day and (3) base of quaternary to present-day. These estimates are minimum values of the shortening because line-length restorations underestimate the shortening strain, as they do not consider thickness variations during deformation; the oblique deformation with the strike-slip components (Martínez-García et al. 2017). The last point is certainly the most important for the measurement of inversion in the Alboran Sea, as most of shortening is accommodated on inherited structures (normal and strike-slip faults). The given values are therefore minimum estimations with strong approximations. The obtained values agree with those obtained by previous authors with a decrease of the sum of shortening values from the Tortonian to the Quaternary. The shortening is then estimated around 10 to 20km close the Moroccan marine gateways in the late Miocene before the Messinian salinity crisis by Capella et al. (2017) and Spakman et al. (2018). Ammar et al. (2007) have proposed an estimated shortening of 3.5 km since the Messinian along the Xauen Bank. Martinez Garcia et al. (2017) estimated a shortening from ~3.3 Ma reaching maximum values up to 2km in the central Alboran Ridge and decreasing to 1-1.5km to the northeast and the southeast. These results correspond, as in our study, to a shortening rate of about ~0.6 mm/yr since 3.3 Ma (P1). The estimates of shortening are therefore similar in the SAR and in the Alboran Ridge for the Pliocene epoch. Because there is no undercompacted shale in the Alboran Ridge area that can play as a shallow decollement layer, similar shortening rate indicate that the main shortening mechanism used along the SAR is rather a thick-skinned than a thin-skinned tectonic process.

In relation to the direction of convergence, the E-W Miocene depocenter of the SAR localized on the southern part of the West Alboran Basin is better oriented for inversion process than the main WAB N-S depocenter (Fig. 45c). DeMets et al. (2015) performed a precise reconstruction of the rotation poles between Eurasia and Africa during the Neogene and Quaternary periods. These authors show a constant N135° direction of Africa-Eurasia convergence from ~7 Ma to present-day. The predicted interval slip directions are too small and/or too short-lived to conclude that a significant change in direction has occurred since 20Ma (DeMets et al. 2015). Moreover, this high-resolution reconstruction study predicts that Nubia-Eurasia motion has also been relatively steady during the past ~13 Myr, ranging from 4 mm/yr near the Azores Triple Junction to 7 mm/yr in the central Mediterranean. The SAR region has accommodated an important part of this constant convergent motion with a total shortening rate around 1 mm/yr, which has decreased since the Tortonian.

In the Southern part of the Alboran Sea, the style of deformation and the width of the deformed area (i.e. increases in number of folds) vary from the Alboran Ridge in the east to the SAR in the west (Fig. 33; Lafosse et al. *subm.*). This is most probably due to the presence or absence of a decollement layer of undercompacted shale and of magmatic bodies (e.g. Duggen et al., 2004). Moreover, the important

obliquity between the direction of the E-W Miocene shale depocenter of the SAR and the relatively steady N135° direction of convergence from 13 Ma contributes to the present-day SAR structural pattern (DeMets et al. 2015; Lafosse et al. *subm.*).

5.5. Structural evolution of the Xauen-Tofiño Banks

The structure of the SAR results from a four-step evolution in which a series of deformation steps is involved including extensional, shearing and contractional processes (Figs 44 and 45).

The first step was linked to the western migration of the Alboran Domain with the Gibraltar slab retreat (Figs 44a and 45a; Do Couto et al. 2016). The contact between the metamorphic basement and the Ghomaride nappes was documented onshore as an extensional shear-zone (e.g. Lonergan and Platt, 1995; Crespo-Blanc, 1995; Augier et al., 2005), which acted through a N–S to NNE–SSW stretching direction from 22 to 18 Ma (e.g. Crespo-Blanc, 1995; Platt et al., 2005). Offshore Morocco, the base of the Ghomaride unit (SU1) is also proposed to act as a detachment fault during the late Oligocene–Early Miocene (Chalouan et al., 1995; Do Couto et al. 2016). At this step, the WAB formed in the east and migrated westward (Do Couto et al. 2016). We propose that the extent of the WAB is more important south-eastward than previously thought and constitutes the syn-rift SU2-SU3 lower Miocene depocenter of the SAR. Langhian undercompacted shales are present at the base of this depocenter (Fig. 35).

A second step in the development of the SAR is related to the occurrence of vertical lithospheric tears (STEP fault) deduced from geophysical studies (Figs 44b and 45b). Under the central Betics to the north, and under Morocco to the south, a sharp lithospheric and crustal step is recognized in the receiver function computations, tomographic images and gravimetric data (e.g. Spakman and Wortel 2004; Bezada et al. 2013; Petit et al. 2015; Diaz et al. 2016; Mancilla et al., 2018; Molina Aguilera et al., 2019). In particular, in north Morocco, a sharp change in crustal thickness is observed at the Al Hoceima city, where the crust is more than 40 km thick westward while it is less than 30 km eastward (Diaz et al. 2016). These abrupt offsets are interpreted as the termination of the Iberian and Nubia lithosphere caused by a vertical STEP fault (e.g. Spakman and Wortel 2004; Lis Mancilla et al., 2018). These lithospheric STEP faults observed along the north Africa margins and also along the Balearic margin accommodate the westward migration of the Gibraltar slab (e.g. Spakman and Wortel 2004). Sub-vertical lithospheric-scale tear faults are thought to have accommodated approximately 270 km of roll-back movement (Spakman et al., 2018) and most of this offset occurred between 20 Ma and 8 Ma (Faccenna et al., 2004; Spakman et al., 2018). Evidence of the inherited STEP fault zone of the south Alboran block can be observed onshore and offshore. Onshore Morocco, two major NE-trending transfer faults related to the westward migration of the internal domain are recognized, the Jebha-Chrafate and the Nekor faults (Leblanc 1980; Frizon de Lamotte 1985; Benmakhoulouf et al. 2012; Vitale et al. 2014). Their sinistral activity took place between the Oligocene and the early-middle Miocene (Figs 44b and 45b; Benmakhoulouf et al. 2012; Achalhi et al., 2016). Offshore, a crustal structure analysis shows that the Alboran Ridge and the Yusuf fault limit the North-African continental crust southward from the Alboran continental block northward (e.g. Gomez de la Pena et al. 2018). The Gibraltar slab retreat may have been accommodated by a broad shear zone represented by the onshore Jebha and Nekor transfer faults and by the offshore Alboran Ridge, SAR and Yusuf fault (Fig. 45b). Seismic reflection data crossing the Alboran Ridge shows a positive flower structure in agreement with the presence of a major inherited shear zone (Fig. 44b'). This shear zone can also be considered as a STEP fault located to the sharp contrast of the crustal thickness between the Africa and Alboran block (Mancilla et al. 2015; Badji et al. 2015; Diaz et al. 2016).

The third step records the beginning of the tectonic inversion through the Alboran basin (Figs 44c and 45c). Once the westward retreat of the Gibraltar slab decreases and finally stops, the roughly NW-SE continuous convergence between Africa and Iberia becomes the predominant process and the Alboran

basin inversion starts. This inversion, related to the final locking of the subduction zone at the Gibraltar area, is recorded with the collision of the thrust sheet pile of the internal domain against the external domain (Ziegler et al. 1998; Chalouan et al. 2008; Vitale et al. 2015; Capella et al. 2017). The Jebha–Chrafate transfer fault was inverted and reactivated during the Late Miocene (Benmakhlouf et al. 2012). In the SAR region, the WAB inversion produces the structural style composed of fold and thrust systems (Figs 44c and 45c); this inversion began at the end of the Tortonian and is characterized by different pulses.

The last step corresponds to the reorganization of the plate boundary between Nubia and Iberia. Pleistocene initiation of the Al Idrissi fault zone (Lafosse et al. *subm.*) marks the onset of the present-day plate boundary. The tectonic indentation of the Africa into the Betico-Rifian Block leads to the nucleation of the Al Idrissi strike-slip fault (Estrada et al. 2018; Fig. 45d). The convergence motion is oblique to the E-W striking folds and major conjugate fault sets causing the reactivation and rotation of the Miocene SAR-Alboran Ridge and Yusuf fault (Fig. 45d).

Conclusion

Four main stages of deformation have been recognized in the SAR region. (1) Early-Miocene extension occurs with syn-tectonic wedges related to normal faulting, as already observed in the North Alboran Ridge (Martínez-García et al., 2013, 2017). The SAR region is interpreted as the continuity of the very thick Miocene West Alboran depocenter related to the west Alboran mud province. (2) The southern part of the WAB depocenter was deformed by the activity of a STEP fault related to the Gibraltar slab retreat. (3) When the Gibraltar slab retreat decreases and finally stops the basin is subsequently inverted. We thus interpret the SAR zone to have formed by contractional overprinting of the shear zone. (4) The oblique convergence and the tectonic indentation of the Africa into the Betico-Rifian Block lead to the nucleation of the Al Idrissi fault zone.

The present-day SAR region is dominated by E-W trending folds and thrusts with evidence of compressional deformation active from late Miocene to present-day. An acceleration in the uplift and compressional activity is evidenced during the end of Miocene. The structural style of the fold and thrust suggests a weak decollement layer corresponding to the overpressure shale but can also reflect the existence of an intracrustal fault. The Tortonian inversion and associated gravity-driven movement, superimposed with the Africa indentation, induced the present-day style of deformation of the SAR. The present-day structure of back-arc basins represents the structural impact of different major events that the basin has undergone since its initial stage of thinning. Our study allows to understand what tectonic and sedimentary processes are responsible for the structure we now observed in reactivated back-arc basins. We show that weak layers and inherited crustal structures play a major role on the style and mode of deformation of back-arc basin. In particular the major tectonic imprint of the STEP faults that accommodate the slab-roll back, is highlighted as well as the sedimentary imprint of the undercompacted shale that can play as a decollement layer. Understanding the deformation processes around the tip of back-arc basins will provide key information on the forces and dynamics controlling the inversion of step faults on the edge of subduction areas. Wide-angle seismic studies are necessary to elucidate the presence and geometry of the deep crustal structure as the STEP fault and intra-crustal thrusts.

CHAPITRE 3

PERSPECTIVES – PROJET DE RECHERCHE

Interactions entre structuration tectonique et système sédimentaire en contexte de réactivation oblique

1. INTRODUCTION

Mon projet de recherche porte sur la dynamique des bassins océaniques et des marges continentales en termes d'interaction tectonique et sédimentaire.

Les données indirectes (sismiques, sismologiques, tomographiques, magnétiques, gravimétriques par exemple), si elles fournissent des informations précieuses et indispensables à l'échelle de la zone étirée, restent la plupart du temps énigmatiques sans l'apport de données géologiques directes. Il est par exemple difficile d'interpréter les structures identifiées par les méthodes géophysiques en termes de styles tectoniques (failles, zones de cisaillement, et cinématique de mouvement), de géométrie crustale (nature et géométrie de la limite croûte-manteau), de nature et âge des formations et de processus dynamique (signification du Moho sismique, identification de corps magmatiques syn-rift, serpentinisation en masse du toit du manteau, localisation de la rupture continentale, chronologie de la déformation). Il paraît donc très important de coupler la géophysique et la géologie.

Le lien Terre-Mer est primordial pour avancer sur la compréhension de l'évolution structurale des zones d'études et sur la caractérisation des signes passés et actuels de l'inversion. La continuité terre-mer des structures et des systèmes sédimentaires est le seul moyen d'en avoir une vision globale. Plusieurs actions pourront être menées : la datation et le calage précis des séries à terre et en mer qui marquent l'évolution des déformations ; l'imagerie géophysique terre-mer de détail à l'échelle crustale et superficielle ; la quantification de l'inversion tectonique et son calendrier.

Les modalités de l'inversion tectonique et de son influence sur les systèmes sédimentaires restent encore mal connues, principalement en raison du manque de résolution pluri-échelle des données sismiques disponibles. Les niveaux superficiels sont imagés le plus souvent avec des fréquences ne permettant pas une résolution suffisante pour par exemple quantifier les déformations récentes. Les niveaux profonds restent la plupart du temps inaccessibles sous la croûte supérieure amincie ou sous une épaisse couverture sédimentaire. Or la déformation et les transferts de matière y sont autant, sinon plus importants que dans les niveaux superficiels. Leurs prises en compte sont donc primordiales pour préciser l'interaction entre processus superficiel et processus profond.

Mes travaux de recherche visent à mieux comprendre dans un contexte géodynamique de bassin en inversion, l'interaction entre tectonique et sédimentation et entre processus profonds et de surface. Pour cela l'approche est centrée sur l'analyse de la réponse sédimentaire à l'activité tectonique, et sur les modalités de déformation de la zone en inversion. L'objectif est de préciser (1) le style et les modalités de la déformation (2) de quantifier l'inversion et la réactivation tectonique des bassins, (3) d'étudier l'interaction entre les processus superficiels et profonds. Ce projet a pour ambition de

comprendre comment les éléments structuraux majeurs d'un bassin sont réactivés en convergence oblique, à l'échelle de la croûte et de la lithosphère, et quels en sont les conséquences sur l'évolution des systèmes sédimentaires. Ces projets s'intègrent à l'axe transverse géosciences marines de l'ISTEP.

2. LIEN TERRE-MER DANS LE DOMAINE SUD ALBORAN

2.1. Imagerie des failles actives à terre

L'évaluation du risque sismique dépend fortement de notre capacité à comprendre où s'accumulent les déformations dans la croûte terrestre et comment celles-ci sont accommodées sismiquement. Pourtant nombre de failles, liées à des séismes importants, sont aveugles ou cachées et ne peuvent être décrites en raison des difficultés de mettre en œuvre des méthodes d'imageries hautes-résolutions mais suffisamment pénétrantes en particulier à terre. Ce projet propose de mettre en évidence la signature géophysique des structures actives afin de les localiser, déterminer leur envergure et ainsi permettre une meilleure évaluation du risque sismique. Cette méthodologie pourra tout d'abord être appliquée dans le domaine sud Alboran (nord du Rif) et à plus long terme au sud de Chypre et en Haïti.

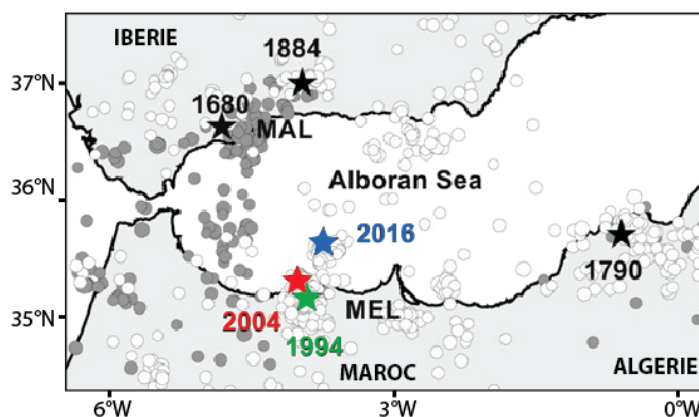


Figure 46 : Distribution des épicentres pour la période 1994-2017 des séismes de magnitudes supérieures ou égales à 3.5 (Catalogue de l'IGN). Les étoiles indiquent les séismes de magnitude supérieure à 6. Cercle blanc = profondeur <40km ; cercle gris = profondeur compris entre 40 et 150km. MEL= Melilla ; MAL= Malaga. Modifiée d'après Buforn et al. (2017).

La région d'Al Hoceima (Maroc) présente une activité sismique importante avec des séismes destructeurs en 1994, 2004 et 2016 (Fig. 46). Aucune trace de rupture en surface n'a été observée après ces séismes. La jonction précise entre les structures tectoniques actives de la Mer d'Alboran déjà cartographiées et celles à terre de la région d'Al Hoceima reste inconnue. Ce projet propose d'imager à terre les failles actives et les systèmes sédimentaires associés, par l'acquisition de sismique réflexion haute résolution afin d'identifier les structures tectoniques potentiellement actives et donc susceptibles de générer des séismes destructeurs.

À terre, le niveau de résolution nécessaire à l'imagerie de « failles cachées » et/ou de déformations associées impose le choix de la sismique dite de « haute résolution » (Sherrod et al. 2008 ; Kaiser et al. 2009), voire celui de la sismique par ondes de cisaillement (dont la résolution est réputée supérieure dans la première centaine de mètres (e.g. Carvalho et al. 2009)). Des zones clés d'investigation peuvent être retenues dans la zone de sismicité (Fig. 47), situées à l'aplomb des décalages du socle décelés grâce à une étude gravimétrique au niveau du bassin quaternaire de Nekor et dans la continuité à terre

des failles enregistrées en mer (d'Acremont et al. 2014 ; Lafosse et al. 2016 ; Galindo-Zaldivar et al. 2009). La stratégie adoptée serait (1) une campagne de reconnaissance géophysique superficielle avec le déploiement sur une des zones clés de méthodes couplées, notamment sismiques et électriques, afin de préciser les cibles, de caractériser les propriétés et l'hétérogénéité de la sub-surface et d'optimiser les dispositifs destinés aux investigations plus profondes ; (2) Trois profils de sismique réflexion haute résolution d'environ 700 m de long seront réalisés avec le matériel d'acquisition de Metis (collections de géophones et enregistreurs sismiques associés à une source par chute de poids accélérée) ; (3) Les trois profils seront également traités pour obtenir des coupes de vitesses de propagation des ondes de compression (V_p) par tomographie de temps d'arrivée, et des ondes de cisaillement (V_s) par inversion de la dispersion des ondes de surface (Pasquet et al. 2015). Bien que potentiellement plus superficielles, les coupes ainsi obtenues permettront d'imager les variations de propriétés mécaniques liées à l'occurrence récente de failles et déformations associées.

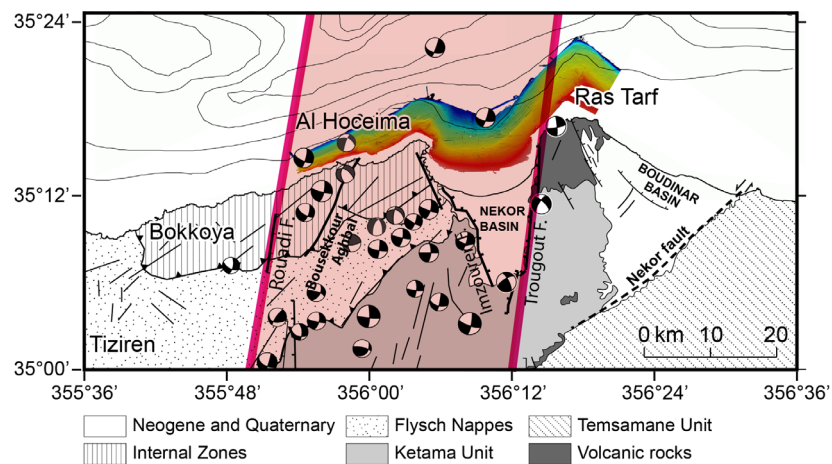


Figure 47 : Carte structurale et géologique de la région d'Al Hoceima. Bathymétrie de la campagne Marlboro-2. La zone rosée correspond à la zone de déformation active qui à terre ne montre pas de failles en surface malgré la forte sismicité. Modifié d'après Galindo-Zaldivar et al. 2009; Stich et al. 2005; Akoglu et al. 2006; Tahayt et al. 2009.

Ce projet en collaboration avec le laboratoire Metis (L. Bodet) permettrait d'établir le lien terre-mer fondamental à la compréhension globale du système failles actives et de mettre en place des méthodes d'imagerie sismique avancées au sein de Sorbonne Université. L'approche ainsi proposée pourra servir de « proxy » pour les zones à fort aléa sismique comme la Sicile et Haïti. Cette étude pourrait améliorer la caractérisation et l'évaluation des risques géologiques marins.

2.2. Imagerie terre-mer à l'échelle crustale

Malgré de nombreuses études, plusieurs questions cruciales restent sans réponse sur la géodynamique de mise en place des bassins arrière-arcs, sur le mode d'extension de la croûte de la plaque supérieure et son évolution dans le temps en réponse au retrait du panneau plongeant, à sa déchire et rupture potentielle. L'imagerie géophysique terre-mer de détail à l'échelle crustale couplée à une acquisition bathymétrique permettrait d'imager les structures tectoniques profondes ainsi que la géométrie du Moho, de définir la géométrie, la nature et le style de frontière entre les différents blocs en présence, de caractériser les limites entre les domaines de croûtes (dans le cas du domaine d'Alboran « africaines » « eurasienne » et « d'Alboran »). Ces limites de plaque ont évolué dans l'espace et dans le temps depuis le Miocène inférieur. La nature et la structure actuelles des transitions devraient pouvoir être perçues dans les données géophysiques. De même, la localisation de la déformation

crustale anté-inversion (amincissement) et syn-inversion (raccourcissement, extrusion, gravitaire) est toujours objet à débat. La vergence, le pendage, le style des failles crustales et la signature des failles de détachement n'ont pas été clairement imagés.

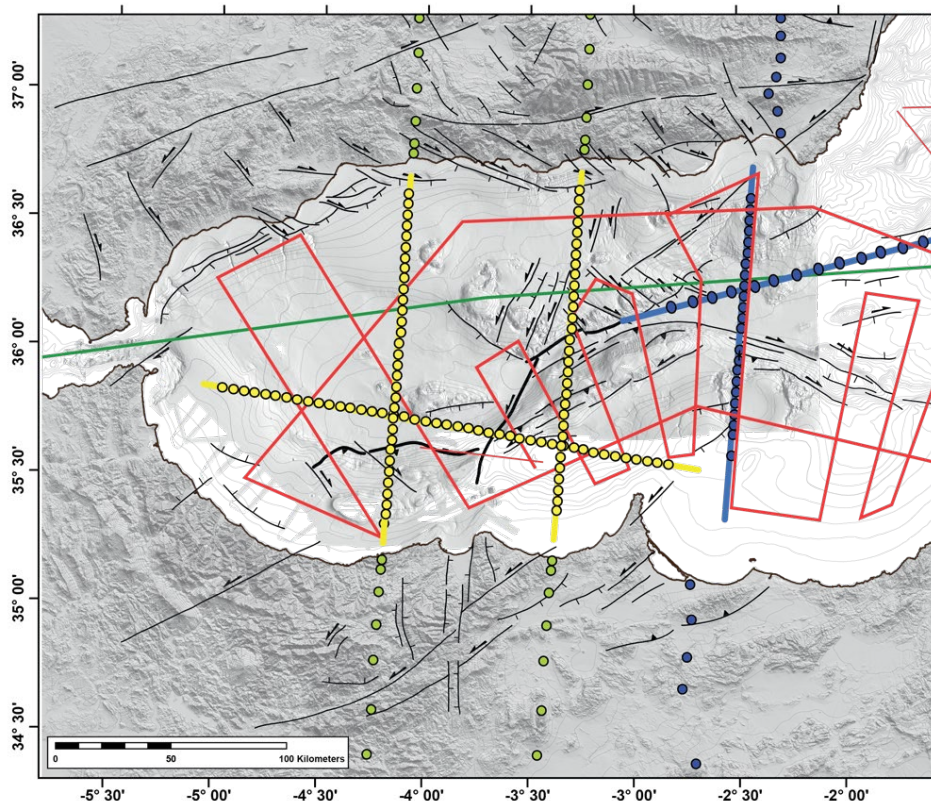


Figure 48: Plan de position prévisionnel d'imagerie sismique active réfraction terre-mer et des campagnes disponibles de sismique haute résolution, multitrace long-streamer et de sismique réfraction en Alboran. En jaune et en vert : proposition de campagne de sismique réfraction terre-mer. En rouge : TopoMed-Gassis leg 1 en 2011, sismique multitrace (flûte de 5.4km source 3500 c.i.). En vert : TopoMed-Gassis leg-2 en 2011, sismique multitrace (flûte de 6km, source 4800 c.i.). En bleu : campagne de réfraction WestMed en 2011. Les données déjà disponibles sont focalisées sur la transition entre les bassins d'Alboran et d'Algérie, le passage entre croûte d'arrière-arc, d'arc et de croûte continentale amincie. Fond bathymétrique en mer : compilation des couvertures bathymétriques campagnes espagnole, française (SARAS et Marlboro).

Des profils d'imagerie géophysique couplée terre-mer permettrait d'avancer sur la compréhension du bassin profond ouest Alboran et sa relation avec la dynamique du panneau plongeant, sur la géométrie des failles crustales chevauchantes et leur relation avec le système du Rif, sur le rôle de l'héritage structural dans la structuration du bassin et enfin sur l'interaction entre les processus profonds (délamination/déchirure du slab) et les processus superficiels. Dans la zone non encore cartographiée en Mer d'Alboran (Fig. 48), la thématique et les questions ci-dessus bénéficieraient largement d'une telle imagerie terre-mer de détail à l'échelle crustale couplée à une acquisition bathymétrique. Le projet s'organiserait autour du thème suivant : structure d'un bassin continental aminci par extension arrière-arc, confiné dans une ceinture orogénique, inversé et traversé par une frontière de plaque active. La méthode proposée est l'imagerie sismique conjointe réflexion et réfraction terre-mer, en mer d'Alboran-Maroc-Espagne. Le scénario le plus ambitieux (Fig. 48) correspondrait à un double déploiement de 3 profils de 160km à 210 km de long en mer, espacement

entre OBS= 5km en mer soit 30 à 40 OBS par profil. Avec une prolongation à terre sur deux profils : 28 stations sismologiques répartis au nord (Bétique) et au sud (Maroc). Ce dispositif pourrait être couplé au déploiement longue période des OBS dans cette région sismique active afin de mieux localiser les séismes (dernier séisme de magnitude 6.3 en janvier 2016).

3. CAMPAGNE ALBACORE : ALBORAN CORING CRUISE

La zone d'Alboran constitue un laboratoire d'exception pour l'étude in situ de la réactivation des bassins localisés à la frontière de plaques. Le bassin d'Alboran s'est formé lors d'un épisode extensif oligo-miocène contrôlé par le retrait du panneau plongeant Ouest Méditerranéen, puis a subi une inversion tectonique depuis la fin du Miocène sous l'effet de la convergence Afrique-Europe. En mer d'Alboran, de nombreuses manifestations fonds de mer sont liées aux interactions entre des systèmes sédimentaires variés (sédimentation-érosion), les variations glacio-eustatiques et une structuration tectonique active (Fig. 49).

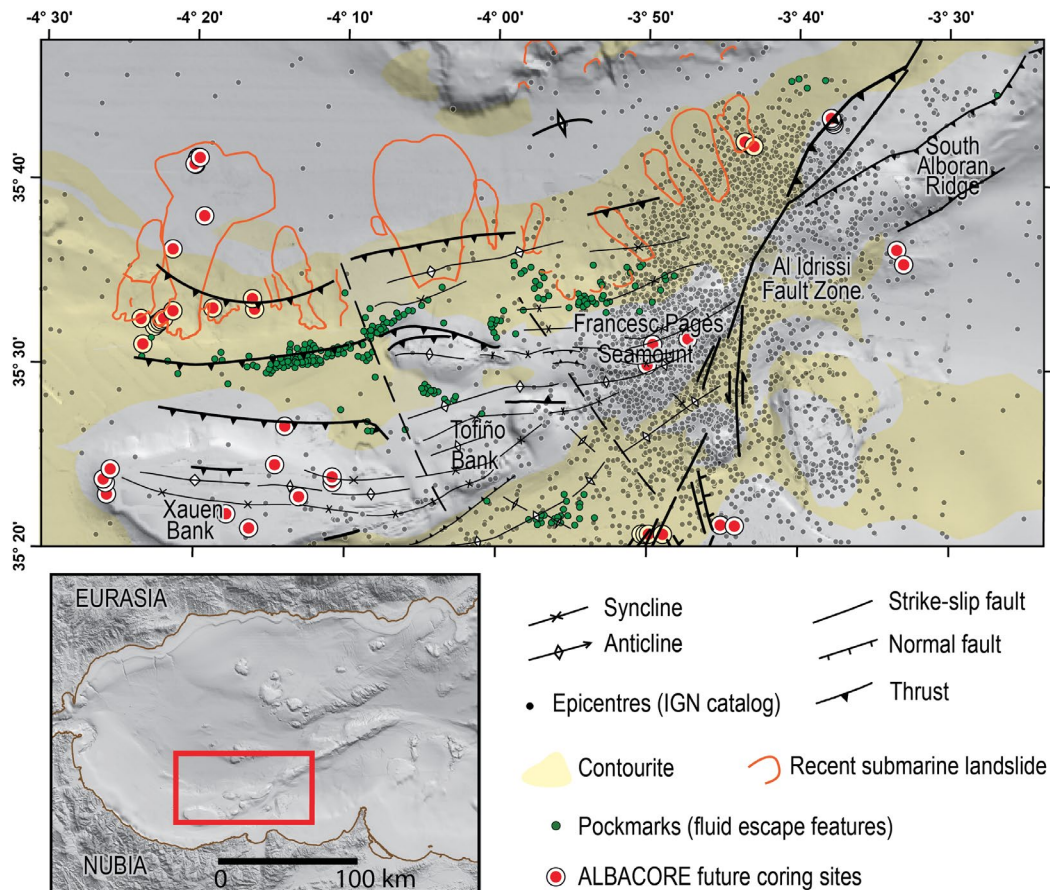


Figure 49 : Carte morpho-structurale de la partie sud du bassin d'Alboran avec la position des sites de prélèvements de la campagne AlbaCore. Notez la relation entre la distribution des pockmarks, les chevauchements, les contourites et la localisation des glissements.

Les bancs de Xauen/Tofiño, de Francesc Pagès et la Ride d'Alboran, ainsi que les zones sismiquement actives comme la zone de faille d'Al Idrissi (Fig. 49) et la Baie d'Al Hoceima au large du Maroc, ont été sélectionnés comme zones d'étude car elles ont enregistré l'ensemble des déformations du bassin Sud d'Alboran depuis plus de 8 millions d'années. La taille modeste de ce bassin et ses connexions avec l'océan mondial réduites depuis 6 millions d'années permettent de mieux contraindre les processus en action lors de l'interaction entre les courants de contour de Méditerranée, les systèmes gravitaires au sens large et les hauts structuraux en formation depuis le Tortonien-Messinien.

L'objectif de cette campagne est d'acquérir des données de carottage (carottes longues Calypso) en mer d'Alboran sur différents systèmes sédimentaires et zones de tectoniques actives afin de réaliser une étude intégrée des interactions entre les systèmes sédimentaires, l'activité tectonique pliocène-quadernaire et les variations du niveau marin (Fig. 49).

L'activité des failles et des plis de croissance ont un contrôle sur les circulations des masses d'eau qui sont enregistrées par les dépôts de contourites (Figs 49, 50). Les variations du niveau de la mer contrôlent les interfaces entre ces masses d'eau. L'ensemble des processus de dépôts (contourites, turbidites, MTD) et d'érosions (terrasses marines) enregistrent ainsi les interactions entre processus sédimentaires et tectonique active.

Le calage en temps obtenu grâce aux datations des cortèges sédimentaires et des motifs élémentaires va permettre de quantifier et dater la déformation récente dans cette zone. L'étude des glissements sous-marin au niveau des bancs de Xauen – Tofiño et de la ride d'Alboran va permettre de comprendre les interactions à différentes échelles (locale et régionale) entre systèmes-processus sédimentaires et tectoniques. Ces résultats permettront d'appréhender comment la croissance des structures tectoniques peut contrôler ou influencer sur la distribution des glissements de terrain sous-marins à l'échelle des temps géologique.

La campagne océanographique Albacore, qui devrait avoir lieu sur le navire océanographique le Marion Dufresne en 2020, se focalise sur cinq objectifs principaux :

- Objectif 1 : comprendre le modèle morpho-structural actuel de la partie sud de la mer d'Alboran, dater les pulses tectoniques et les systèmes sédimentaires associés, et préciser la source et la nature du banc Xauen-Tofiño.
- Objectif 2 : déterminer le profil stratigraphique des contourites de la mer d'Alboran et du plateau continental marocain du Pléistocène tardif à l'Holocène et leurs implications paleo-océanographiques : modèles et processus.
- Objectif 3 : explorer l'évolution chronologique des monts de coraux d'eaux profondes (DWC) et leur signature paléo-océanographique et paléoclimatique depuis le Pléistocène supérieur.
- Objectif 4 : étudier les facteurs déclenchant et favorisant les instabilités de pentes et évaluer le risque géologique associé aux pulses tectoniques agissant dans la partie sud de la mer d'Alboran.
- Objectif 5 : déterminer la stratigraphie séquentielle récente de haute résolution du plateau continental d'Al-Hoceima afin d'analyser les changements du niveau de la mer au Pléistocène tardif et

à l'Holocène, qui varie de l'échelle millénaire, centenaire à multi-décennale, et de mieux comprendre les processus contrôlant la variabilité de la sédimentation sur le plateau.

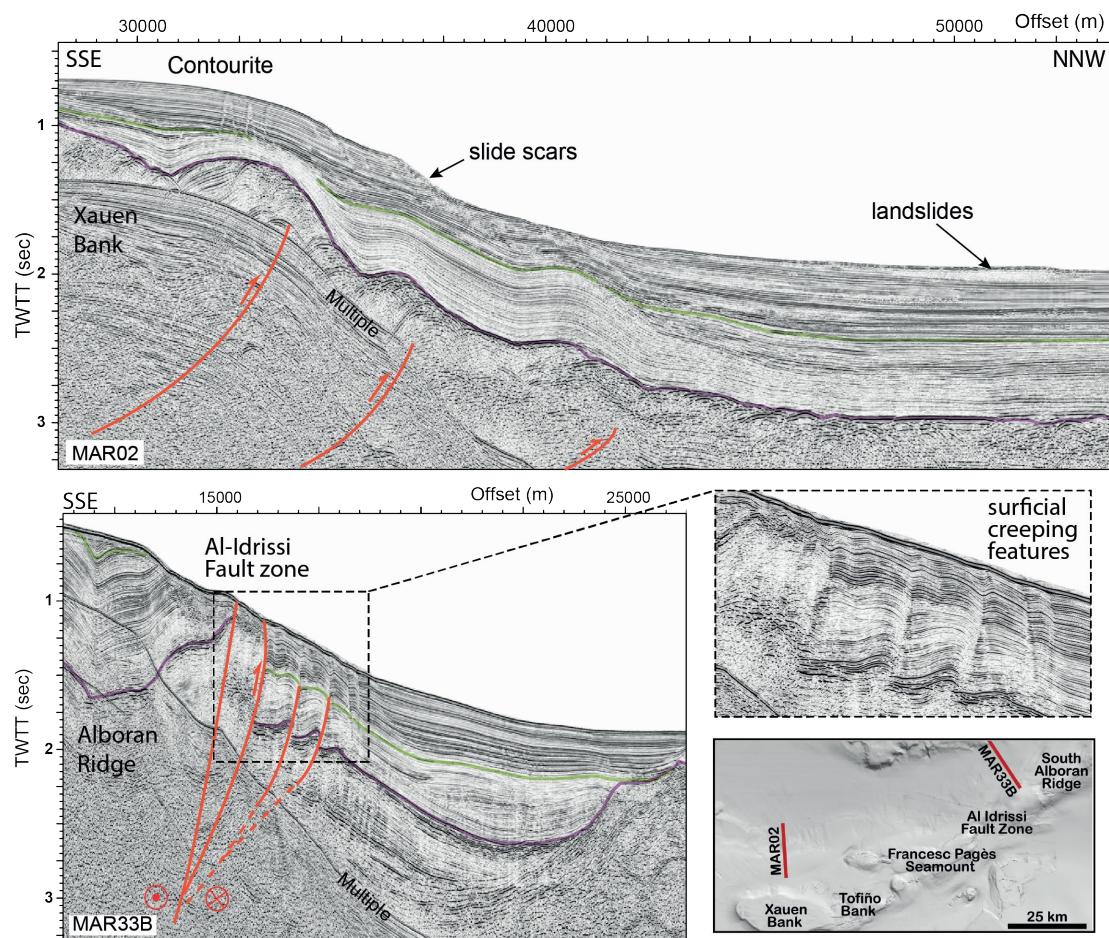


Figure 50 : Profil de sismique réflexion acquis lors de la campagne Marlboro-1 dans la zone d'étude. Le profil MAR02 illustre l'interaction entre les failles de chevauchements aveugles, les contourites et les cicatrices des glissements en surface. Le profil MAR33B image la zone de faille décrochante senestre d'Al Idrissi. Le réflecteur violet correspond à la base du Plio-Quaternaire, le vert au réflecteur QO correspondant à la base du Calabrien (1.8 Ma) calés d'après Juan et al. 2016.

Les carottages Calypso, Casq, gravité, prélèvement CNexo-Ville, mesures in situ géotechniques avec le Penfeld, et dragages nous permettront de déterminer la nature, de dater et ainsi calibrer des marqueurs clés, de déterminer les taux de sédimentation ainsi que les caractéristiques mécaniques des sédiments dans la zone d'étude. L'objectif général étant de contraindre l'évolution paléo-océanographique de la Mer d'Alboran depuis le Pliocène, de quantifier les mouvements verticaux de la marge sud, d'obtenir un meilleur contrôle chrono-stratigraphique des structures actives et une caractérisation mécanique de la couverture sédimentaire permettant l'analyse de la stabilité des pentes actuelles. L'étude intégrée des bassins, de la terre à l'offshore, permettra de discriminer l'influence respective des différents facteurs de contrôle de la sédimentation sur la marge (climat, tectonique crustale et mantellique, eustatisme, évolution des reliefs) au cours des différentes étapes du post-rift.

A terme une meilleure compréhension des aléas naturels (tremblements de terre, glissements de terrain et tsunamis) constitue un des objectifs de ce projet. Ce projet est lié à l'ANR ALBAMAR pilotée par Sara Lafuerza de l'ISTEP, aux campagnes Marlboro et SARAS et aux programmes nationaux espagnols MOWER, INCRISIS, FAUCES et DAMAGE.

4. NOUVEAUX CHANTIERS

4.1. Nord Caraïbe

Le principal objectif de ce chantier est d'étudier les déformations et systèmes sédimentaires actuelles et passées liées à l'évolution du système de failles de la frontière entre la plaque Caraïbe et la plaque Nord-Américaine (Fig. 51). La zone d'étude se situe au large des côtes de la péninsule d'Hispaniola, de Cuba et de la Jamaïque (Fig. 51). Dans cette région, le système de failles Septentrional-Orientale (SOFZ) est un système majeur de failles décrochantes senestres. L'observation des différents épisodes de déformation à l'échelle régionale permettra de mieux comprendre l'histoire évolutive de cette limite de plaque. Une thèse portant sur « Les relations entre systèmes tectoniques et sédimentaires : cas de la limite Nord de la plaque Caraïbe » va débiter en octobre 2019 (Alana de Oliveira, co-encadrement Elia d'Acremont), elle aura pour objectif (i) d'identifier la distribution régionale des phases de déformation (en mer) et leur évolution ; (ii) de contraindre l'histoire de la déformation (discordances et type de déformation) à terre au nord d'Hispaniola ; (iii) de caractériser l'interaction entre dynamique sédimentaire et la déformation en examinant les surfaces d'érosion et les glissements sous-marins depuis le Miocène inférieur.

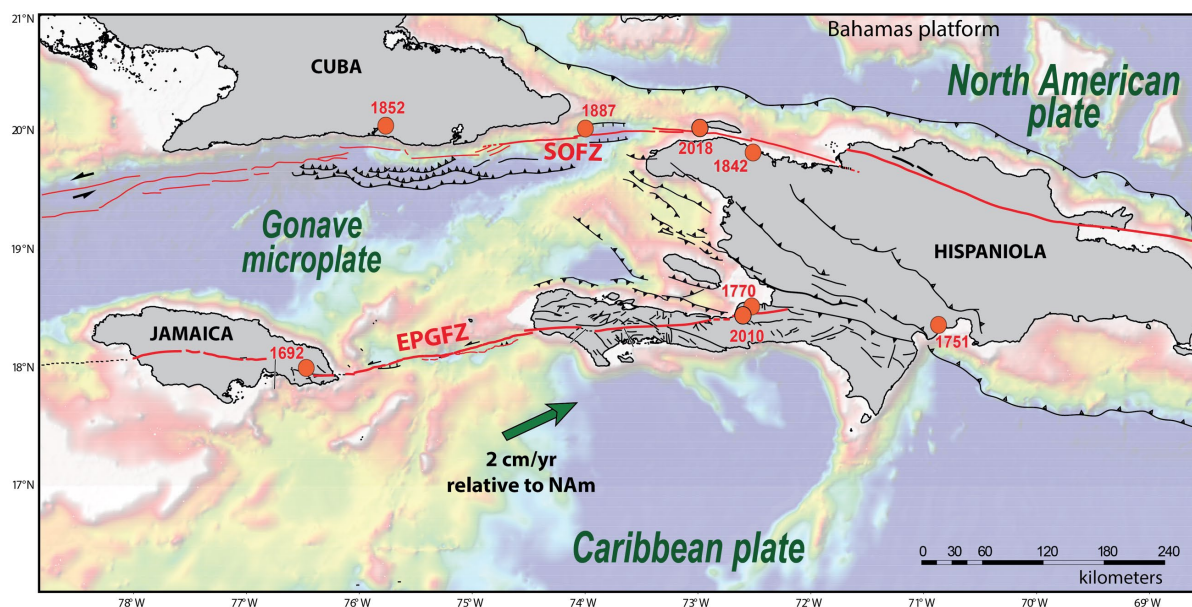


Figure 51 : Zone d'étude du chantier Nord Caraïbe avec les principales structures. Les points rouges désignent les séismes majeurs ayant affectés la région ($M_w > 7$ ou intensité $> X$). SOFZ : Système de Failles Septentrional-Orientale. EPGFZ : zone de failles d'Enriquillo-Plantain-Garden. Modifiée de Leroy et al. (2015).

Ces objectifs pourront être menés à bien grâce aux données de sismique réflexion et bathymétrie des campagnes Haïti-SIS 1 et 2 (ISTEP 2013). Une nouvelle campagne pilotée par l'Ifremer va être programmée dans la zone d'étude. Le lien terre-mer sera effectué grâce à l'acquisition de données à terre au niveau du Cap Haïtien. Les différents épisodes de déformation depuis le Miocène inférieur seront cartographiés et corrélés aux épisodes identifiés en mer, ainsi que les terrasses marines pour estimer les pulses de soulèvement de cette région. L'intégration de données à terre et en mer

permettra de contraindre l'histoire de la déformation de la zone frontale de la chaîne trans-haïtienne, en relation avec le domaine marin.

Les glissements gravitaires seront utilisés comme témoins des phases de déformation. Pour cela il est prévu de cartographier les glissements dans l'ensemble des données disponibles. Les mouvements verticaux et le taux de raccourcissement seront estimés à partir de la restauration de coupes clés et la modélisation numérique sera utilisée pour tester si les mouvements verticaux sont à l'origine des glissements. L'objectif étant de proposer des modèles conceptuels de mise en place des glissements sédimentaires lors des phases de déformation majeure ; d'apporter de nouvelles contraintes sur l'étude des déformations mises en jeu au travers de la frontière de plaques Caraïbe-Nord Amérique, et de répondre aux questions suivantes : Quelle est la géométrie précise et la segmentation de ces grandes failles décrochantes ? Quelles sont la sédimentation et les systèmes sédimentaires associés à ce système de failles ? Sur quelles structures est accommodée la composante compressive de la déformation et quelle sédimentation y est associée ? Quelles sont les implications géodynamiques sur le fonctionnement de la frontière de plaque Nord Caraïbe ?

4.2. Chypre

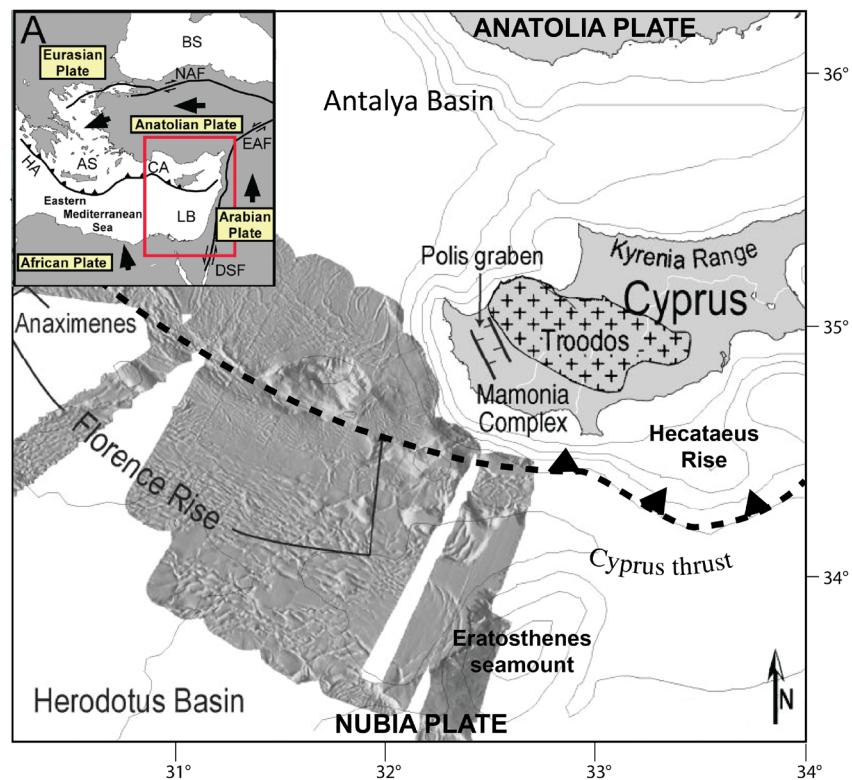


Figure 52 : Localisation du contexte géodynamique de Chypre, campagne bathymétrique PRISMED II dans la zone d'étude proposée. Les croix sur Chypre indiquent la position de l'unité ophiolitique de Troodos. AS : Aegean Sea. BS : Black Sea. CA : Cyprus Arc. DSF : Dead Sea Fault. EAF : East Anatolian Fault. HA : Hellenic Arc. LB : Levantin Basin. NAF : North Anatolian Fault. Modifiée d'après Zitter al. (2003) ; encart de Welford et al. (2015).

L'arc chypriote est une dépression arquée qui entoure la partie sud de Chypre, à l'extrême Est de la Méditerranée (Fig. 52). Le régime tectonique de l'arc est lié à la collision Afrique-Eurasie de direction N-S. Au niveau de cet arc, le panneau plongeant téthysien a été subduit vers le nord sous la plaque anatolienne. Le plongement du mont Ératosthène, situé à 100 km au sud de Chypre, témoigne de ce processus (Fig. 52). La convergence Nubie-Anatolie le long de l'arc de Chypre peut être considérée comme un exemple d'obduction, en raison (i) de la présence d'un massif ophiolitique à Chypre (Troodos) et (ii) que le mont Ératosthène soit de nature continentale (Fig. 52).

Cependant, les données GPS montrent que la convergence entre les plaques Nubie et Anatolie est complexe, avec une extrusion du bloc Anatolie vers l'ouest par rapport aux plaques Afrique et Eurasie (Fig. 52). La convergence entre les plaques Nubie et Anatolie diminue d'ouest en Est le long de la ride de Florence, passant de 15–20 mm/a dans le nord à ~5 mm/a au niveau de Chypre (Wdowinski et al. 2006; Ozbakir et al. 2017). En conséquence, un fort partitionnement de la déformation est enregistré au niveau de la plaque supérieure où les mouvements de compression, d'extension et de décrochement s'y produisent simultanément. Les profils de sismique réflexion disponibles montrent une déformation en transtension de l'Arc chypriote soulignant l'importance du mouvement vers l'ouest de l'Anatolie, minimisant ainsi la déformation de type collisionnel (Reiche et al. 2015).

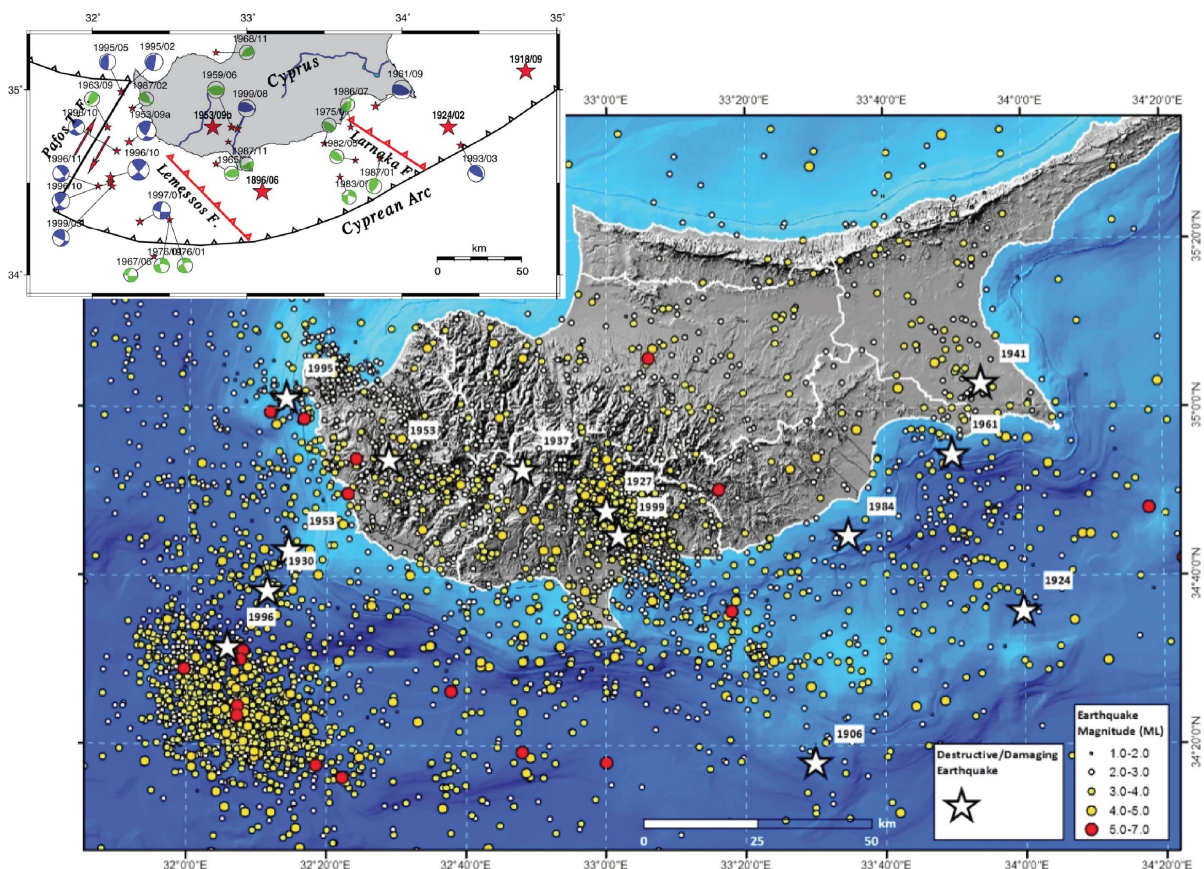


Figure 53 : Carte de la sismicité historique et enregistrée depuis 1906 dans la région de Chypre (Cyprus Geological survey). Encart : Carte des mécanismes aux foyers des évènements majeurs ($M_w > 5.5$) et plans de failles proposés (Papadimitriou et Karakostas, 2006).

Les tremblements de terre mettent en évidence la dynamique complexe de la croûte le long de l'arc de Chypre (Fig. 53). Proche de Chypre, trois zones sismiquement actives peuvent être discernées, une zone en mer située au SO de l'île, une zone dans la partie centrale sud notamment à terre et une zone au SE de l'île. Elles sont associées respectivement à la zone de failles de Pafos, de Lemessos et de Larnaka (Fig. 53 ; Papadimitriou et Karakostas, 2006). De nombreuses acquisitions océanographiques ont été effectuées dans la partie nord et Est de Chypre (e.g. Hall et al. 2005 ; Aksu et al. 2005 ; Calon et al. 2005 ; Isler et al. 2005 ; Bridge et al. 2005 ; Maillard et al. 2011 ; Harrison et al. 2013) et au sud (e.g. Papadimitriou et al. 2018 ; Montadert et al. 2014 ; Reiche et Hübscher, 2015 ; Feld et al. 2017) mais encore très peu dans le domaine sud-ouest en offshore proche.

La faille de Pafos, correspondant à la zone sismiquement active au SO de l'île, serait particulièrement intéressante comme zone d'étude. Il s'agirait de contraindre la géométrie des structures profondes et superficielles ainsi que les systèmes sédimentaires et sorties de fluides associés dans cette zone qui pourrait être assimilable à une STEP fault mais en domaine collisionnel (Figs 52, 53).

L'objectif du projet que j'aimerais mener sur ce chantier serait de réaliser des campagnes géophysiques dans la partie sud-ouest de Chypre (eaux chypriotes) afin d'acquérir des données de bathymétrie et de sismique réflexion haute résolution côtière et offshore profond afin (i) d'identifier les systèmes de failles associés à la sismicité, notamment au niveau des failles de Pafos et de Lemessos et Larnaka ; (ii) de contraindre les phases de déformation (en mer) et leur évolution ; (iii) de contraindre le partitionnement de la déformation et son histoire (discordances et type de déformation) à terre et en mer au sud-ouest de Chypre, des terrasses marines présentes sur le pourtour de l'île permettraient d'évaluer les mouvements verticaux (e.g. Palamakumbura et al. 2016) ; (iii) de caractériser l'interaction entre dynamique sédimentaire et la déformation en examinant les surfaces d'érosion et les glissements sous-marins depuis le Miocène inférieur.

Cette étude en collaboration avec le Geological Survey et l'University de Nicosi permettrait de comprendre (i) sur quelles structures est accommodée la convergence Afrique-Eurasie dans cette zone, et notamment le mouvement vers l'ouest de l'Anatolie ; (ii) quels systèmes sédimentaires y sont associés et enfin (iii) quelles modalités géodynamiques cela implique sur le fonctionnement de la frontière de plaque Nord Afrique.

4.3. Sicile

Le nord de la Sicile représente une région très intéressante pour avancer sur la compréhension des processus géodynamiques liés à la convergence Afrique-Eurasie du Tortonien à l'actuel (Fig. 54).

Le retrait du panneau plongeant ionien vers l'est-sud-est, qui s'est effectué à une vitesse de 5 à 6 cm/a depuis le Miocène supérieur, a permis l'ouverture du bassin Tyrrhénien, cela malgré la convergence Afrique-Eurasie qui était de 1 à 2cm/a depuis les 5-6 derniers Ma (e.g. Rosenbaum and Lister 2004).

Depuis le Pléistocène moyen tardif, le retrait du panneau plongeant et la subduction ont ralenti à moins de 1 cm/an (Faccenna et al., 2001). Une zone sismogénique à pendage $\sim 70^\circ$ NO sous l'Arc Calabrais a été imagée (e.g. Frepoli et al. 1996 ; Chiarabba et al. 2008). La partie sismique active du panneau plongeant ne dépasse pas 250 km latéralement (du sud de la Calabre aux îles Éoliennes occidentales), soit moins que son extension verticale qui est de 600km de profondeur (Frepoli et al. 1996). Le slab n'est pas détecté plus à l'ouest et à l'est sous la Sicile occidentale et les Apennins

méridionaux, respectivement, ce qui renforce l'idée d'une déchirure du panneau affectant la lithosphère ionienne subductée (e.g. Wortel et Spakman, 2000).

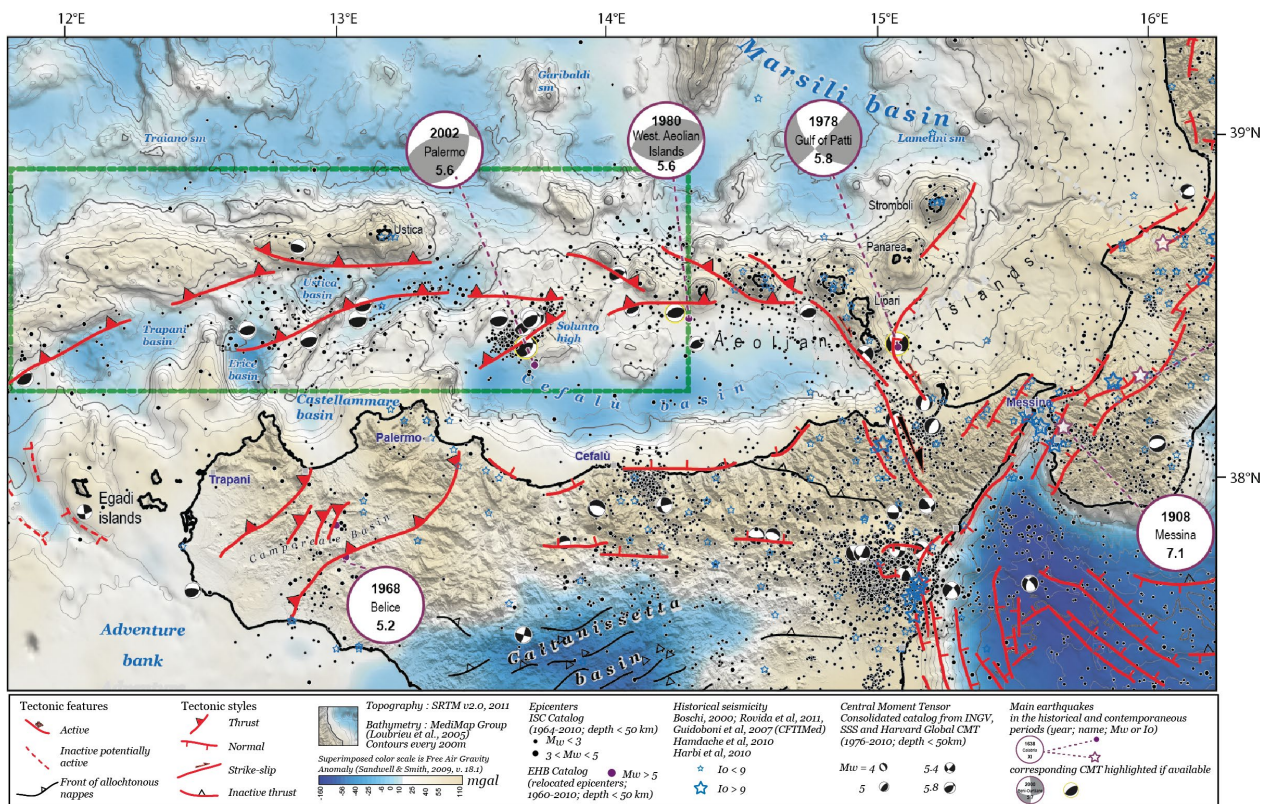


Figure 54: Carte de la tectonique active à la frontière de plaque Afrique-Eurasie. D'après Rabaute et Chamot-Rooke (2014).

Les données sismologiques et géodésiques mettent en évidence un domaine en compression au large de la Sicile du nord et un domaine en extension au nord-est de la Sicile et au sud de la Calabre (Fig. 54 ; e.g. Palano et al. 2012). Le domaine en compression est lié à la convergence entre les plaques Eurasie et Nubie. Les causes de l'extension font encore débat. Divers processus sont suggérés pour expliquer cette extension, comme le rifting (Monaco et Tortorici, 2000 ; Jacques et al., 2001) ou l'étirement du bassin arrière-arc en mer Tyrrhénienne (Neri et al, 2003). La transition entre le domaine en compression nord Sicile et le domaine en extension nord-est Sicile est interprétée comme une STEP fault le long du système de faille Aeolian-Tindari-Letojanni (ATLF) ou Alfeo, délimitant la bordure ouest de la subduction ionienne (Fig. 54 ; e.g. Rosenbaum et al, 2008 ; Chiarabba et al, 2008 ; Gutscher et al. 2016). Un domaine en extension est également présent sur une bande étroite à terre au nord de la Sicile (Fig. 54). Cette extension a été interprétée comme pouvant être due à un effondrement orogénique (Lavecchia et al. 2007).

La zone nord Sicile a donc enregistré les processus géodynamiques allant du retrait du panneau plongeant vers l'est jusqu'au stade d'inversion. Les bassins d'Ustica et d'Erice situés au Nord de Palermo sont limités par des failles de chevauchements qui semblent être à l'origine de la forte sismicité en compression enregistrée dans la zone (Fig. 54). Les îles éoliennes ainsi que les bassin nord Sicile sont certainement liés à l'activité de la STEP fault qui a permis aux mers Tyrrhénienne et Ionienne

de s'ouvrir lors du retrait du panneau ionien vers l'est. Cette zone subit depuis le Miocène supérieur une inversion tectonique mettant en jeu la croûte continentale épaissie sicilienne et le manteau exhumé de la croûte tyrrhénienne.

Cette région présente une activité sismique importante avec de nombreux séismes destructeurs parfois suivit de tsunamis, comme par exemple le séisme de 1693 AD à Catane (magnitude 7,4) ou celui de 1908 à Messine (de magnitude 7,1). Récemment le nord de la Sicile a été affecté par le séisme de magnitude 5.6 au large de Palerme en 2002 (Fig. 54).

L'objectif de ce projet est de proposer en collaboration avec les collègues italiens de l'Université de Palerme une demande Eurofleets sur le N/O Thalassa d'acquisitions bathymétrique et sismique réflexion sparker (PI A. Sulli) ainsi qu'une demande de transit valorisé de carottage sur le N/O Marion Dufresne (PI C. Gorini) sur les bassins de Ustica, Erice au Nord de Palerme. Cela permettra de lancer un projet d'étude terre-mer intégrée portant sur les thématiques de l'inversion tectonique au niveau de la frontière de plaque Afrique-Eurasie.

Conclusion

Dans le cadre général de la réactivation des bassins, je me suis attachée à caractériser la structure des bassins et les systèmes sédimentaires associés aux processus de rifting continental et de réactivation en contexte de convergence oblique. Mes travaux de recherche s'appuyaient principalement sur l'acquisition de données géophysiques en mer, donc de données indirectes, pour caractériser l'évolution structurale des bassins et leurs architectures sédimentaires dans l'optique de contraindre les processus de déformation liés au rifting continental, à l'océanisation et à l'inversion des marges continentales. Je souhaite dans les années à venir acquérir sur différentes régions (Haiti, Sicile, Chypre, Alboran) des données directes et indirectes, couplées à terre et en mer, afin d'avoir une chronologie précise et une cartographie continue terre-mer des systèmes tectoniques et sédimentaires. Ceci est notamment très important pour contraindre les processus géodynamiques à l'origine des déformations et des systèmes sédimentaires de sub-surface, ces acquisitions terre-mer permettront de mieux évaluer les risques liés aux aléas sismiques, gravitaires et de tsunamis. Les sites sur lesquels j'aimerais travailler (Haiti, Sicile, Chypre, Alboran) présentent les mêmes caractéristiques géodynamiques : anciennes croûtes continentales amincies reprises en convergence oblique. Les problématiques citées au cours de ce manuscrit pourront ainsi y être développées et des réponses apportées.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Achalhi, M., Münch, P., Cornée, J.-J., Azdimousa, A., Melinte-Dobrinescu, M., Quillévéré, F., Drinia, H., Fauquette, S., Jiménez-Moreno, G., Merzeraud, G., Moussa, A.B., 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>
- Afiri, A., Gueydan, F., Pitra, P., Essaifi, A., Précigout, J., 2011. Oligo-Miocene exhumation of the Beni-Bousera peridotite through a lithosphere-scale extensional shear zone. *Geodinamica Acta* 24, 49–60.
- Aït Brahim, L., Chotin, P., 1990. Oriental Moroccan Neogene volcanism and strike-slip faulting. *Journal of African Earth Sciences* 11, 273–280.
- Aït Brahim, L., Tadili, B., Nakhcha, C., Mouayn, I., Ramdani, M., Limouri, M., El Qadi, A., Sossey Alaoui, F., Benhalima, M., 2004. Using Active Faults and Seismicity for the Strong Motion Modeling in the Eastern Rif (Northern Morocco). *Pure and Applied Geophysics* 161, 1081–1091.
- Akoglu, A.M., Cakir, Z., Meghraoui, M., Belabbes, S., El Alami, S., Ergintav, S., Akyüz, H.S., 2006. The 1994–2004 Al Hoceima (Morocco) earthquake sequence: Conjugate fault ruptures deduced from InSAR. *Earth and Planetary Science Letters* 252, 467–480. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.10.010>
- Aksu, A.E., Hall, J., Yaltırak, C., 2009. Miocene–Recent evolution of Anaximander Mountains and Finike Basin at the junction of Hellenic and Cyprus Arcs, eastern Mediterranean. *Marine Geology* 258, 24–47.
- 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. Intern.* 166, 213–226.
- Allen, M.B., Macdonald, D.I.M., Xun, Z., Vincent, S.J., Brouet-Menzies, C., 1998. Transtensional deformation in the evolution of the Bohai Basin, northern China. *Geol. Soc., London, Special Publications* 135, 215–229.
- Alonso, B., López-González, N., Ercilla, G., Casas, D., Juan, C., Vázquez, J.T., Estrada, F., García, M., Bozzano, G., Palomino, D., 2014. The sedimentation of the Djibouti Contouritic Drift (Sw Mediterranean): Sedimentological and geochemical approaches.
- Ammar, A., Mauffret, A., Gorini, C., Jabour, H., 2007. The tectonic structure of the Alboran Margin of Morocco. *Revista de La Sociedad Geológica de España* 20, 247–271.
- Armentrout, J.M., Malecek, S.J., Braithwaite, P., Beeman, C.R., 1991. Seismic Facies of Slope Basin Turbidite Reservoirs, East Breaks 160–161 Field: Pliocene-Pleistocene, Northwestern Gulf of Mexico. In: Weimer, P., Link, M.H. (Eds.), *Seismic Facies and Sedimentary Processes of Submarine Fans and Turbidite Systems*. Springer New York, New York, NY, 223–239. https://doi.org/10.1007/978-1-4684-8276-8_11
- Armijo, R., Pondard, N., Meyer, B., Uçarkus, G., de Lépinay, B.M., Malavieille, J., Dominguez, S., Gustcher, M.-A., Schmidt, S., Beck, C., Çagatay, N., Çakir, Z., Imren, C., Eris, K., Natalin, B., Özalaybey, S., Tolun, L., Lefèvre, I., Seeber, L., Gasperini, L., Rangin, C., Emre, O., Sarikavak, K., 2005. Submarine fault scarps in the Sea of Marmara pull-apart (North Anatolian Fault): Implications for seismic hazard in Istanbul. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 6, 1–29. <https://doi.org/10.1029/2004gc000896>
- Asebriy, L., Bourgeois, J., Cherkaoui, T.E., 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, 65–74. [https://doi.org/10.1016/0899-5362\(93\)90023-J](https://doi.org/10.1016/0899-5362(93)90023-J)
- Aslanian, D., Moulin, M., Olivet, J.-L., Unternehr, P., Matias, L., Bache, F., Rabineau, M., Nouzé, H., Klingelhoefer, F., Contrucci, I., Labails, C., 2009. Brazilian and African passive margins of the Central Segment of the South Atlantic Ocean: Kinematic constraints. *Tectonophysics, Role of Magmatism in Continental Lithosphere Extension* 468, 98–112. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2008.12.016>

- Augier, R., Agard, P., Monié, P., Jolivet, L., Robin, C., 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. *J. Metamorphic Geol.* 23, 357–381.
- Autin, J., Bellahsen, N., Husson, L., Beslier, M., Leroy, S., d'Acremont, E., 2010a. Analog models of oblique rifting in a cold lithosphere. *Tectonics* 29.
- Autin, J., Bellahsen, N., Leroy, S., Husson, L., Beslier, M.-O., d'Acremont, E., 2013. The role of structural inheritance in oblique rifting: Insights from analogue models and application to the Gulf of Aden. *Tectonophysics* 607, 51–64.
- Autin, J., Leroy, S., Beslier, M.-O., d'Acremont, E., Razin, P., Ribodetti, A., Bellahsen, N., Robin, C., Al Toubi, K., 2010b. Continental break-up history of a deep magma-poor margin based on seismic reflection data (northeastern Gulf of Aden margin, offshore Oman). *Geophysical Journal International* 180, 501–519.
- Autin, J., Leroy, S., d'Acremont, E., Beslier, M.O., Ribodetti, A., Courrèges, E., Perrot, J., Bellahsen, N., 2007. Structure and evolution of the north-eastern Gulf of Aden margin. *European Geosciences Union 2007. Geophysical Research Abstracts*.
- Bache, F., Gargani, J., Suc, J.-P., Gorini, C., Rabineau, M., Popescu, S.-M., Leroux, E., Do Couto, D., Jouannic, G., Rubino, J.-L., 2015. Messinian evaporite deposition during sea level rise in the Gulf of Lions (Western Mediterranean). *Marine and Petroleum Geology* 66, 262–277.
- Bache, F., Leroy, S., Baurion, C., Robinet, J., Gorini, C., Lucazeau, F., Razin, P., d'Acremont, E., Al-Toubi, K., 2011. Post-rift uplift of the Dhofar margin (Gulf of Aden). *Terra Nova* 23, 11–18.
- Bache, F., Olivet, J.L., Gorini, C., Rabineau, M., Baztan, J., Aslanian, D., Suc, J.P., 2009. Messinian erosional and salinity crises: View from the Provence Basin (Gulf of Lions, Western Mediterranean). *Earth and Planetary Science Letters* 286, 139–157.
- Badji, R., Charvis, P., Bracene, R., Galve, A., Badsì, M., Ribodetti, A., Benaïssa, Z., Klingelhoefer, F., Medaouri, M., Beslier, M.-O., 2015. Geophysical evidence for a transform margin offshore Western Algeria: a witness of a subduction-transform edge propagator? *Geophysical Journal International* 200, 1029–1045.
- Ballesteros, M., Rivera, J., Munoz, A., Munoz-Martin, A., Acosta, J., Carbo, A., Uchupi, E., 2008. Alboran Basin, southern Spain-Part II: Neogene tectonic implications for the orogenic float model. *Marine and Petroleum Geology* 25, 75–101.
- Beauchamp, W., Allmendinger, R.W., Barazangi, M., Demnati, A., Alji, M.E., Dahmani, M., 1999. Inversion tectonics and the evolution of the High Atlas Mountains, Morocco, based on a geological-geophysical transect. *Tectonics* 18, 163–184. <https://doi.org/10.1029/1998TC900015>
- Bellahsen, N., Fournier, M., d'Acremont, E., Leroy, S., Daniel, J.M., 2006. Fault reactivation and rift localization: Northeastern Gulf of Aden margin. *Tectonics* 25.
- Bellahsen, N., Husson, L., Autin, J., Leroy, S., d'Acremont, E., 2013a. The effect of thermal weakening and buoyancy forces on rift localization: Field evidences from the Gulf of Aden oblique rifting. *Tectonophysics* 607, 80–97.
- Bellahsen, N., Leroy, S., Autin, J., Razin, P., d'Acremont, E., Sloan, H., Pik, R., Ahmed, A., Khanbari, K., 2013b. Pre-existing oblique transfer zones and transfer/transform relationships in continental margins: new insights from the southeastern Gulf of Aden, Socotra Island, Yemen. *Tectonophysics* 607, 32–50.
- Benmakhlouf, M., Galindo-Zaldívar, J., Chalouan, A., Sanz de Galdeano, C., Ahmamou, M., López-Garrido, A.C., 2012. Inversion of transfer faults: The Jebha–Chrafate fault (Rif, Morocco). *Journal of African Earth Sciences* 73–74, 33–43. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2012.07.003>
- Benzaggagh, M., Mokhtari, A., Rossi, P., Michard, A., El Maz, A., Chalouan, A., Saddiqi, O., Rjimati, E.-C., 2014. Oceanic units in the core of the External Rif (Morocco): Intramargin hiatus or South-Tethyan remnants? *Journal of Geodynamics* 77, 4–21. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2013.10.003>

- Beslier, M.O., Ask, M., Boillot, G., 1993. Ocean-continent boundary in the Iberia Abyssal Plain from multichannel seismic data. *Tectonophysics* 218, 383–394.
- Beslier, M.O., Cornen, G., Girardeau, J., 1996. Tectono-metamorphic evolution of peridotites from the ocean/continent transition of the Iberia Abyssal Plain margin. In: Whitmarsh, R.B., Sawyer, D.S., Klaus, A., Masson, D.G. (Eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*. Ocean Drilling Program, College Station, 397–412.
- Beslier, M.O., Girardeau, J., Boillot, G., 1990. Kinematics of peridotites emplacement during North Atlantic continental rifting, Galicia, NW Spain. *Tectonophysics* 184, 321–343.
- Bezada, M.J., Humphreys, E.D., Toomey, D.R., Harnafi, M., Dávila, J.M., Gallart, J., 2013. Evidence for slab rollback in westernmost Mediterranean from improved upper mantle imaging. *Earth and Planetary Science Letters* 368, 51–60. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.02.024>
- Bezzeghoud, M., Buforn, 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. *Bulletin of the Seismological Society of America* 89, 359–372.
- Biggs, J., Bergman, E., Emmerson, B., Funning, G.J., Jackson, J., Parsons, B., Wright, T.J., 2006. Fault identification for buried strike-slip earthquakes using InSAR: The 1994 and 2004 Al Hoceima, Morocco earthquakes. *Geophysical Journal International* 166, 1347–1362. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2006.03071.x>
- 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. *Marine and Petroleum Geology* 28, 1483–1504. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2011.06.001>
- Boillot, G., Feraud, G., Recq, M., Girardeau, J., 1989. “Undercrusting” by serpentinite beneath rifted margins. *Nature* 341, 523–525.
- Boillot, G., Girardeau, J., Kornprobst, J., 1988. The rifting of the Galicia margin: crustal thinning and emplacement of mantle rocks on the seafloor. In: Kapitan Mazullo, E. (Ed.), *ODP Results*. Ocean Drilling Program, College Station, TX, 741–756.
- Boillot, G., Grimaud, S., Mauffret, A., Mougénot, D., Kornprobst, J., Mergoïl-Daniel, J., Torrent, G., 1980. Ocean-continent boundary off the Iberian margin: A serpentinite diapir west of the Galicia Bank. *Earth and Planetary Science Letters* 48, 23–34. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(80\)90166-1](https://doi.org/10.1016/0012-821X(80)90166-1)
- Booth-Rea, G., Azanon, J.M., Garcia-Duenas, V., Augier, R., 2003. Uppermost Tortonian to Quaternary depocentre migration related with segmentation of the strike-slip Palomares Fault Zone, Vera Basin (SE Spain). *Comptes Rendus Geoscience* 335, 751–761. [https://doi.org/10.1016/s1631-0713\(03\)00121-4](https://doi.org/10.1016/s1631-0713(03)00121-4)
- Booth-Rea, G., Jabaloy-Sánchez, A., Azdimousa, A., Asebriy, L., Vílchez, M.V., Martínez-Martínez, J.M., 2012. Upper-crustal extension during oblique collision: the Tamsamane extensional detachment (eastern Rif, Morocco): The Tamsamane extensional detachment (eastern Rif, Morocco). *Terra Nova* 24, 505–512.
- Bouillin, J.P., Durand-Delga, M., Olivier, P., 1986. Betic, Rifian and Tyrrhenian arcs: distinctive features, genesis and development stage. In: Wezel, F.C. (Ed.), *The Origin of Arcs*. Elsevier, New York, 281–304.
- 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.
- Bridge, C., Calon, T.J., Hall, J., Aksu, A.E., 2005. Salt tectonics in two convergent-margin basins of the Cyprus arc, Northeastern Mediterranean. *Marine Geology, Miocene to Recent Tectonic Evolution of the Eastern Mediterranean* 221, 223–259. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2005.03.008>
- Buforn, E., Pro, C., Sanz de Galdeano, C., Cantavella, J.V., Cesca, S., Caldeira, B., Udías, A., Mattesini, M., 2017. The 2016 south Alboran earthquake (Mw=6.4): A reactivation of the Ibero-Maghrebian region? *Tectonophysics* 712–713, 704–715. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2017.06.033>

- Burg, J.-P., Ford, M., 1997. Orogeny through time: an overview. Geological Society, London, Special Publications 121, 1–17. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1997.121.01.01>
- Burov, E., Guillou-Frottier, L., d'Acremont, E., Le Pourhiet, L., Cloetingh, S., 2007. Plume head–lithosphere interactions near intra-continental plate boundaries. *Tectonophysics* 434, 15–38.
- Butler, R.W.H., Tavarnelli, E., Grasso, M., 2006. Structural inheritance in mountain belts: An Alpine–Apennine perspective. *Journal of Structural Geology, Tectonic Inversion and Structural Inheritance in Mountain Belts* 28, 1893–1908. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2006.09.006>
- Calon, T.J., Aksu, A.E., Hall, J., 2005. The Oligocene–Recent evolution of the Mesooria Basin (Cyprus) and its western marine extension, Eastern Mediterranean. *Marine Geology, Miocene to Recent Tectonic Evolution of the Eastern Mediterranean* 221, 95–120. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2005.03.012>
- Calvert, A., Gomez, F., Seber, D., Barazangi, M., Jabour, N., Ibenbrahim, A., Demnati, A., 1997. An integrated geophysical investigation of recent seismicity in the Al-Hoceima region of North Morocco. *Bulletin of the Seismological Society of America* 87, 637–651.
- Calvert, A., Sandvol, E., Seber, D., Barazangi, M., Roecker, S., Mourabit, T., Vidal, F., Alguacil, G., Jabour, N., 2000. Geodynamic evolution of the lithosphere and upper mantle beneath the Alboran region of the western Mediterranean: Constraints from travel time tomography. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 105, 10871–10898. <https://doi.org/10.1029/2000JB900024>
- Calvert, A., Sandvol, E., Seber, D., Barazangi, M., Roecker, S., Mourabit, T., Vidal, F., Alguacil, G., Jabour, N., 2000. Geodynamic evolution of the lithosphere and upper mantle beneath the Alboran region of the western Mediterranean: Constraints from travel time tomography. *Journal of Geophysical Research* 105, 10871–10898.
- Canals, M., Lastras, G., Urgeles, R., Casamor, J., Mienert, J., Cattaneo, A., Debatist, M., Haflidason, H., Imbo, Y., Laberg, J., 2004. Slope failure dynamics and impacts from seafloor and shallow sub-seafloor geophysical data: case studies from the COSTA project. *Marine Geology* 213, 9–72.
- Cannat, M., 1993. Emplacement of Mantle rocks in the Seafloor at Mid-Ocean Ridges. *J. Geophys. Res.* 98, 4163–4172.
- Cannat, M., Mevel, C., Maia, M., Deplus, C., Durand, C., Gente, P., Agrinier, P., Belarouchi, A., Dubuisson, G., Humler, E., Reynolds, J., 1995. Thin crust, ultramafic exposures, and rugged faulting patterns at the Mid-Atlantic Ridge (22 degrees -24 degrees N). *Geology* 23, 49–52.
- Capella, W., Matenco, L., Dmitrieva, E., Roest, W.M.J., Hessels, S., Hssain, M., Chakor-Alami, A., Sierro, F.J., Krijgsman, W., 2017. Thick-skinned tectonics closing the Rifian Corridor. *Tectonophysics, Evolution of Fore-Arc and Back-Arc Sedimentary Basins with Focus on the Japan Subduction System and Its Analogues* 710–711, 249–265. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.09.028>
- Carvalho, J., Ghose, R., Pinto, C., Borges, J., 2009. Characterization of a Concealed Fault Zone Using P and S-wave Seismic Reflection Data. Presented at the Near Surface 2009 - 15th EAGE European Meeting of Environmental and Engineering Geophysics. <https://doi.org/10.3997/2214-4609.20146999>
- 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. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 2159–2172. <https://doi.org/10.5194/nhess-12-2159-2012>
- Chalouan, A., Michard, A., 2004. The Alpine Rif Belt (Morocco): A Case of Mountain Building in a Subduction-Subduction-Transform Fault Triple Junction. *Pure and Applied Geophysics* 161, 489–519.
- Chalouan, A., Michard, A., Kadiri, K., Negro, F., Lamotte, D., Soto, J.I., Saddiqi, O., 2008. The Rif Belt. In: Michard, André, Saddiqi, Omar, Chalouan, Ahmed, Lamotte, Dominique (Eds.), *Continental Evolution: The Geology of Morocco*, Lecture Notes in Earth Sciences. Springer Berlin / Heidelberg, 203–302.

- Chalouan, A., Ouazani-Touhami, A., Mouhir, L., Saji, R., Benmakhlof, M., 1995. Les failles normales à faible pendage du Rif interne (Maroc) et leur effet sur l'amincissement crustal du domaine d'Alboran. *Geogaceta* 17, 107–109.
- Chalouan, A., Saji, R., Michard, A., Bally, A.W., 1997. Neogene tectonic evolution of the southwestern Alboran basin as inferred from seismic data off Morocco. *Aapg Bulletin-American Association of Petroleum Geologists* 81, 1161–1184.
- Chertova, M.V., Spakman, W., Geenen, T., van den Berg, A.P., van Hinsbergen, D.J.J., 2014. Underpinning tectonic reconstructions of the western Mediterranean region with dynamic slab evolution from 3-D numerical modeling: WESTERN MEDITERRANEAN SLAB EVOLUTION. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* <https://doi.org/10.1002/2014JB011150>
- Chiarabba, C., De Gori, P., Speranza, F., 2008. The southern Tyrrhenian subduction zone: Deep geometry, magmatism and Plio-Pleistocene evolution. *Earth and Planetary Science Letters* 268, 408–423.
- Chiocci, F.L., Romagnoli, C., Tommasi, P., Bosman, A., 2008. The Stromboli 2002 tsunamigenic submarine slide: Characteristics and possible failure mechanisms. *Journal of Geophysical Research* 113, 1–11.
- 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 and Planetary Science Letters* 450, 208–220. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2016.06.021>
- Clementucci, R., Lafosse, M., Casalbore, D., Chiocci, F.L., Gorini, C., Ridente, D., d'Acremont, E., Rabaute, A., submitted. Comparative analysis and genetic interpretation of erosive-depositional bedforms in Mazzarrà (northeastern Sicily) and Rhis-Nekor (northern Morocco) pro-deltaic systems.
- Clerc, C., Jolivet, L., Ringenbach, J.-C., 2015. Ductile extensional shear zones in the lower crust of a passive margin. *Earth and Planetary Science Letters* 431, 1–7. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2015.08.038>
- Clerc, C., Lagabrielle, Y., 2014. Thermal control on the modes of crustal thinning leading to mantle exhumation: Insights from the Cretaceous Pyrenean hot paleomargins. *Tectonics* 33, 1340–1359.
- Clifton, A.E., Schlische, R.W., Withjack, M.O., Ackermann, R.V., 2000. Influence of rift obliquity on fault-population systematics: results of experimental clay models. *Journal of Structural Geology* 22, 1491–1509.
- Cloetingh, S., Burov, E., Matenco, L., Beekman, F., Roure, F., Ziegler, P.A., 2013. The Moho in extensional tectonic settings: Insights from thermo-mechanical models. *Tectonophysics, Moho: 100 Years after Andrija Mohorovicic* 609, 558–604. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.06.010>
- Cobbold, P.R., Meisling, K.E., Mount, V.S., 2001. Reactivation of an Obliquely Rifted Margin, Campos and Santos Basins, Southeastern Brazil. *AAPG Bulletin* 85, 1925–1944.
- Cochran, J.R., 1982. The magnetic quiet zone in the eastern Gulf of Aden: implications for the early development of the continental margin. *Geophysical J. R. Astr. Soc.* 68, 171–201.
- Colantoni, P., Gennesseaux, P.M., Vanney, J.R., Ulzega, A., Melegari, G., Trombetta, A., 1992. Processi dinamici del canyon sottomarino di Gioia Tauro (Mare Tirreno). *Giornale di Geologia., Giornale di geologica* 199–213.
- Comas, M., Zahn, R., Klaus, A., 1996. Mediterranean Sea II. *Oceanographic Literature Review* 10, 999.
- Comas, M.C., García-Dueñas, V., Jurado, M.J., 1992. Neogene tectonic evolution of the Alboran Sea from MCS data. *Geo-Marine Letters* 12, 157–164.
- Comas, M.C., Platt, J.P., Soto, J.I., Watts, A.B., 1999. The origin and Tectonic History of the Alboran Basin: Insights from Leg 161 Results. *Proceedings of the Ocean Drilling Program Scientific Results* 161, 555–580.
- Comas, M.C., Soto, J.I., Talukder, A.R., Marani, M., Akhmanov, G., Suzyumov, A., 2003. Discovering active mud volcanoes in the Alboran Sea, western Mediterranean. *Geological and Biological Processes at Deep-Sea European Margins and Oceanic Basins* 14–16.

- Cooper, M.A., Williams, G.D., de Graciansky, P.C., Murphy, R.W., Needham, T., de Paor, D., Stoneley, R., Todd, S.P., Turner, J.P., Ziegler, P.A., 1989. Inversion tectonics — a discussion. Geological Society, London, Special Publications 44, 335–347. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.044.01.18>
- Cox, K.G., 1992. Karoo igneous activity, and the early stages of the break-up of Gondwanaland. Geological Society, London, Special Publications 68, 137–148. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1992.068.01.09>
- Crespo-Blanc, A., 1995. Interference pattern of extensional fault systems: a case study of the Miocene rifting of the Alboran basement (North of Sierra Nevada, Betic Chain). *Journal of Structural Geology* 17, 1559–1569.
- Crespo-Blanc, A., Frizon de Lamotte, D., 2006. Structural evolution of the external zones derived from the Flysch trough and the South Iberian and Maghrebian paleomargins around the Gibraltar arc: a comparative study. *Bulletin De La Societe Geologique De France* 177, 267–282.
- d’Acremont, E., Gutscher, M.-A., 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.
- d’Acremont, E., Leroy, S., Beslier, M.-O., Bellahsen, N., Fournier, M., Robin, C., Maia, M., Gente, P., 2005. Structure and evolution of the eastern Gulf of Aden conjugate margins from seismic reflection data. *Geophysical Journal International* 160, 869–890.
- d’Acremont, E., Leroy, S., Burov, E.B., 2003. Numerical modelling of a mantle plume: the plume head–lithosphere interaction in the formation of an oceanic large igneous province. *Earth and Planetary Science Letters* 206, 379–396.
- d’Acremont, E., Leroy, S., Maia, M., Gente, P., Autin, J., 2010. Volcanism, jump and propagation on the Sheba ridge, eastern Gulf of Aden: segmentation evolution and implications for oceanic accretion processes. *Geophysical Journal International* 180, 535–551.
- d’Acremont, E., Leroy, S., Maia, M., Patriat, P., Beslier, M.-O., Bellahsen, N., Fournier, M., Gente, P., 2006. Structure and evolution of the eastern Gulf of Aden: insights from magnetic and gravity data (Encens-Sheba MD117 cruise). *Geophysical Journal International* 165, 786–803.
- Dailly, P., 2000. Tectonic and stratigraphic development of the Rio Muni Basin, Equatorial Guinea: the role of transform zones in Atlantic Basin evolution., *GEOPHYSICAL MONOGRAPH-AMERICAN GEOPHYSICAL UNION* 105–128.
- Dan, G., Sultan, N., Savoye, B., 2007. The 1979 Nice harbour catastrophe revisited: Trigger mechanism inferred from geotechnical measurements and numerical modelling. *Marine Geology* 245, 40–64.
- DeMets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F., 2010. Geologically current plate motions. *Geophysical Journal International* 181, 1–80. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2009.04491.x>
- DeMets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F., Stein, S., 1990. Current plate motions. *Geophysical Journal International* 101, 425–478. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1990.tb06579.x>
- DeMets, C., Iaffaldano, G., Merkouriev, S., 2015. High-resolution Neogene and Quaternary estimates of Nubia-Eurasia-North America Plate motion. *Geophysical Journal International* 203, 416–427.
- Deville, E., Guerlais, S.-H., Callec, Y., Griboulard, R., Huyghe, P., Lallemand, S., Mascle, A., Noble, M., Schmitz, J., 2006. Liquefied vs stratified sediment mobilization processes: Insight from the South of the Barbados accretionary prism. *Tectonophysics* 428, 33–47. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2006.08.011>
- Dewey, J.F., 2002. Transtension in Arcs and Orogens. *International Geology Review* 44, 402–439.
- Dewey, J.F., 1988. Lithospheric stress, deformation, and tectonic cycles: the disruption of Pangaea and the closure of Tethys. In: Audley-Charles, M.G., Hallam, A. (Eds.), *Gondwana and Tethys*. Geological Society Special Publication, London, 23–40.

- Diaz, J., Gallart, J., Carbonell, R., 2016. Moho topography beneath the Iberian-Western Mediterranean region mapped from controlled-source and natural seismicity surveys. *Tectonophysics*, SI: *Crustal Seismology* 692, 74–85. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.08.023>
- Do Couto, D., Gorini, C., Jolivet, L., Le Bret, 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* 677, 280–311.
- Do Couto, D., Gumiaux, C., Augier, R., Le Bret, N., Folcher, N., Jouannic, G., Jolivet, L., Suc, J.-P., Gorini, C., 2014. Tectonic inversion of an asymmetric graben: Insights from a combined field and gravity survey in the Sorbas basin. *Tectonics* 33, 2013TC003458. <https://doi.org/10.1002/2013TC003458>
- Dooley, T.P., Schreurs, G., 2012. Analogue modelling of intraplate strike-slip tectonics: A review and new experimental results. *Tectonophysics* 574–575, 1–71. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.05.030>
- Dore, A.G., Lundin, E.R., 1996. Cenozoic compressional structures on the NE Atlantic margin; nature, origin and potential significance for hydrocarbon exploration. *Petroleum Geoscience* 2, 299–311.
- 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. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 156, 577–593. <https://doi.org/10.1007/s00410-008-0302-4>
- 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)
- El Alami, S.O., Tadili, B.A., Cherkaoui, T.E., Medina, F., Ramdani, M., Brahim, L.A., Harnafi, M., 1998. The Al Hoceima earthquake of May 26, 1994 and its aftershocks: a seismotectonic study. *ANALI DI GEOFISICA* 41, 519–537.
- Ercilla, G., Baraza, J., Alonso, B., Estrada, F., Casas, D., Farrán, M., 2002. The Ceuta Drift, Alboran Sea, southwestern Mediterranean. *Geological Society, London, Memoirs* 22, 155–170.
- Ercilla, G., Juan, C., Hernández-molina, F.J., Bruno, M., Estrada, F., Alonso, B., Casas, D., Llave, E., García, M., Vázquez, J.T., d'Acremont, E., Gorini, C., Palomino, D., Valencia, J., El, B., Ammar, A., 2016. Significance of bottom currents in deep-sea morphodynamics : An example from the Alboran Sea. *Marine Geology* 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 Mounni, 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 Research Part I: Oceanographic Research Papers* 144, 1–16. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2018.12.002>
- Estrada, F., Ercilla, G., Gorini, C., Alonso, B., Vazquez, J.T., 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* 31, 361–376. <https://doi.org/10.1007/s00367-011-0249-8>
- 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.
- Evain, M., Afilhado, A., Rigoti, C., Loureiro, A., Alves, D., Klingelhoefer, F., Schnurle, P., Feld, A., Fuck, R., Soares, J., Lima, M.V. de, Corela, C., Matias, L., Benabdellouahed, M., Baltzer, A., Rabineau, M., Viana, A., Moulin, M., Aslanian, D., 2015. Deep structure of the Santos Basin-São Paulo Plateau System, SE Brazil. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 120, 5401–5431. <https://doi.org/10.1002/2014JB011561>
- Faccenna, C., Becker, T.W., Auer, L., Billi, A., Boschi, L., Brun, J.P., Capitanio, F.A., Funicello, F., Horvath, F., Jolivet, L., 2014. Mantle dynamics in the Mediterranean. *Reviews of Geophysics* 52, 283–332.
- Faccenna, C., Funicello, F., Giardini, D., Lucente, F.P., 2001. Episodic back arc extension during restricted mantle convection in the Central Mediterranean. *Earth and Planetary Science Letters* 187, 105–116.

- Faccenna, C., Nalpas, T., Brun, J.-P., Davy, P., Bosi, V., 1995. The influence of pre-existing thrust faults on normal fault geometry in nature and in experiments. *Journal of Structural Geology* 17, 1139–1149.
- Faccenna, C., Piromallo, C., Crespo-Blanc, A., Jolivet, L., Rossetti, F., 2004. Lateral slab deformation and the origin of the western Mediterranean arcs. *Tectonics* 23, TC1012.
- Fadil, A., Vernant, P., McClusky, S., Reilinger, R., Gomez, F., Ben Sari, D., Mourabit, T., Feigl, K., Barazangi, M., 2006. Active tectonics of the western Mediterranean: Geodetic evidence for rollback of a delaminated subcontinental lithospheric slab beneath the Rif Mountains, Morocco. *Geology* 34, 529–532.
- Feld, C., Mechie, J., Hübscher, C., Hall, J., Nicolaidis, S., Gurbuz, C., Bauer, K., Loudon, K., Weber, M., 2017. Crustal structure of the Eratosthenes Seamount, Cyprus and S. Turkey from an amphibian wide-angle seismic profile. *Tectonophysics* 700–701, 32–59. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2017.02.003>
- Fernandez-Ibañez, F., Soto, J., Zoback, M., Morales, J., 2007. Present-day stress field in the Gibraltar Arc (western Mediterranean). *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)* 112.
- Fernández-Ibañez, F., Soto, J.I., 2017. Pore pressure and stress regime in a thick extensional basin with active shale diapirism (western Mediterranean). *AAPG Bulletin* 101, 233–264.
- Fodor, L., 1995. From transpression to transtension: Oligocene-Miocene structural evolution of the Vienna basin and the East Alpine-Western Carpathian junction. *Tectonophysics* 242, 151–182.
- Fossen, H., 2016. *Structural Geology*.
- Fossen, H., Tikoff, B., 1998. Extended models of transpression and transtension, and application to tectonic settings. Geological Society, London, Special Publications 135, 15–33.
- Fournier, M., Chamot-Rooke, N., Petit, C., Huchon, P., Al-Kathiri, A., Audin, L., Beslier, M.-O., d’Acremont, E., Fabbri, O., Fleury, J.-M., 2010. Arabia-Somalia plate kinematics, evolution of the Aden-Owen-Carlsberg triple junction, and opening of the Gulf of Aden. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 115.
- Frepoli, A., Selvaggi, G., Chiarabba, C., Amato, A., 1996. State of stress in the Southern Tyrrhenian subduction zone from fault-plane solutions. *Geophysical Journal International* 125, 879–891.
- Frizon de Lamotte, D., 1985. La structure du Rif Oriental (Maroc): rôle de la tectonique longitudinale et importance des fluides. These Doct. Etat, Univ. P. et M. Curie, Paris 85–03.
- Gaina, C., Torsvik, T.H., van Hinsbergen, D.J.J., Medvedev, S., Werner, S.C., Labails, C., 2013. The African Plate: A history of oceanic crust accretion and subduction since the Jurassic. *Tectonophysics* 604, 4–25.
- Galindo-Zaldívar, J., Chalouan, A., Azzouz, O., Sanz de Galdeano, C., Anahnah, F., Ameza, L., Ruano, P., Pedrera, A., Ruiz-Constán, A., Marín-Lechado, C., Benmakhlouf, M., López-Garrido, A.C., Ahmamou, M., Saji, R., Roldán-García, F.J., Akil, M., Chabli, A., 2009. Are the seismological and geological observations of the Al Hoceima (Morocco, Rif) 2004 earthquake (M=6.3) contradictory? *Tectonophysics* 475, 59–67.
- Galindo-Zaldivar, J., Ercilla, G., Estrada, F., Catalán, M., d’Acremont, E., Azzouz, O., Casas, D., Chourak, M., Vazquez, J.T., Chalouan, A., Galdeano, C.S. de, Benmakhlouf, M., Gorini, C., Alonso, B., Palomino, D., Rengel, J.A., Gil, A.J., 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.
- Galindo-Zaldivar, J., Gil, A.J., Sanz de Galdeano, C., Lacy, M.C., García-Armenteros, J.A., Ruano, P., Ruiz, A.M., Martínez-Martos, M., Alfaro, P., 2015. Active shallow extension in central and eastern Betic Cordillera from CGPS data. *Tectonophysics, Special Issue on Iberia Geodynamics: An Integrative Approach from the Topo-Iberia Framework* 663, 290–301. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2015.08.035>
- García-Castellanos, D., Estrada, F., Jimenez-Munt, I., Gorini, C., Fernandez, M., Vergés, J., De Vicente, R., 2009. Catastrophic flood of the Mediterranean after the Messinian salinity crisis. *Nature* 462, 778–782.
- García-Dueñas, V., Balanyá, J.C., Martínez-Martínez, J.M., 1992. Miocene extensional detachments in the outcropping basement of the northern Alboran Basin (Betics) and their tectonic implications. *Geo-Marine Letters* 12, 88–95. <https://doi.org/10.1007/BF02084917>

- Geoffroy, L., 2005. Volcanic passive margins. *Comptes Rendus Geoscience* 337, 1395–1408.
- Geoffroy, L., Burov, E.B., Werner, P., 2015. Volcanic passive margins: another way to break up continents. *Scientific Reports* 5, 14828. <https://doi.org/10.1038/srep14828>
- Gillard, M., Autin, J., Manatschal, G., 2016. Fault systems at hyper-extended rifted margins and embryonic oceanic crust: Structural style, evolution and relation to magma. *Marine and Petroleum Geology* 76, 51–67.
- Glennie, K.W., Boegner, P.L.E., 1981. Sole Pit Inversion Tectonics. *Petroleum Geology of the Continental Shelf of Northwest Europe*. 110–120.
- Gomez de la Pena, L., Ranero, C.R., Gràcia, E., 2018. The crustal domains of the Alboran Basin (western Mediterranean). *Tectonics* 37, 3352–3377. [https://doi.org/Gomez de la Pena, Laura, Ranero, César R. and Gràcia, Eulàlia \(2018\) The crustal domains of the Alboran Basin \(western Mediterranean\) Tectonics, 37 \(10\). pp. 3352-3377. DOI 10.1029/2017TC004946 <http://dx.doi.org/10.1029/2017TC004946>](https://doi.org/Gomez de la Pena, Laura, Ranero, César R. and Gràcia, Eulàlia (2018) The crustal domains of the Alboran Basin (western Mediterranean) Tectonics, 37 (10). pp. 3352-3377. DOI 10.1029/2017TC004946 <http://dx.doi.org/10.1029/2017TC004946>).
- Govers, R., Wortel, M.J.R., 2005. Lithosphere tearing at STEP faults: response to edges of subduction zones. *Earth and Planetary Science Letters* 236, 505–523. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.03.022>
- Gràcia, E., Grevemeyer, I., Bartolomé, R., Perea, H., Martínez-Loriente, S., Gómez de la Peña, L., Villaseñor, A., Klinger, Y., Lo Iacono, C., Díez Tagarró, S., Calahorrano, A., Camafort Blanco, M., Costa, S., d’Acremont, E., Rabaute, A., Ranero, C.R., 2019. Earthquake crisis unveils the growth of an incipient continental fault system. *Nature Communications*.
- Gracia, E., Pallas, R., Soto, J.I., Comas, M., Moreno, X., Masana, E., Santanach, P., Díez, S., Garcia, M., Danobeitia, J., Party, H.S., 2006. Active faulting offshore SE Spain (Alboran Sea): Implications for earthquake hazard assessment in the Southern Iberian Margin. *Earth and Planetary Science Letters* 241, 734–749.
- Grall, C., Henry, P., Thomas, Y., Westbrook, G.K., Çağatay, M.N., Marsset, B., Saritas, H., Çifçi, G., Géli, L., 2013. Slip rate estimation along the western segment of the Main Marmara Fault over the last 405–490 ka by correlating mass transport deposits. *Tectonics* 32, 1587–1601. <https://doi.org/10.1002/2012TC003255>
- Grant, K.M., Rohling, E.J., Ramsey, C.B., Cheng, H., Edwards, R.L., Florindo, F., Heslop, D., Marra, F., Roberts, A.P., Tamisiea, M.E., Williams, F., 2014. Sea-level variability over five glacial cycles. *Nature Communications* 5, 5076. <https://doi.org/10.1038/ncomms6076>
- Grevemeyer, 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. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth* 120, 8348–8365.
- Gutscher, M.-A., Dominguez, S., Lepinay, B.M. de, Pinheiro, L., Gallais, F., Babonneau, N., Cattaneo, A., Faou, Y.L., Barreca, G., Micallef, A., Rovere, M., 2016. Tectonic expression of an active slab tear from high-resolution seismic and bathymetric data offshore Sicily (Ionian Sea). *Tectonics* 35, 39–54.
- 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)
- Hafliason, H., Sejrup, H., Nygard, a, Mienert, J., Bryn, P., Lien, R., Forsberg, C., Berg, K., Masson, D., 2004. The Storegga Slide: architecture, geometry and slide development. *Marine Geology* 213, 201–234.
- Hahou, Y., Jabour, N., Oukemeni, D., El Wartiti, M., Nakhcha, C., 2004. The Earthquake of 26 May 1994, Al Hoceima, Morocco: Intensity Distribution and Macroseismic Epicenter. *Seismological Research Letters* 75, 46–53. <https://doi.org/10.1785/gssrl.75.1.46>
- Hall, J., Calon, T.J., Aksu, A.E., Meade, S.R., 2005. Structural evolution of the Latakia Ridge and Cyprus Basin at the front of the Cyprus Arc, Eastern Mediterranean Sea. *Marine Geology, Miocene to Recent Tectonic Evolution of the Eastern Mediterranean* 221, 261–297. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2005.03.007>
- Hanne, D., White, N., Lonergan, L., 2003. Subsidence analyses from the Betic Cordillera, southeast Spain. *Basin Research* 15, 1–21.

- Harding, T.P., 1985. Seismic Characteristics and Identification of Negative Flower Structures, Positive Flower Structures, and Positive Structural Inversion. *AAPG Bulletin* 69, 582–600.
- Harrison, R.W., Tsiolakis, E., Stone, B.D., Lord, A., McGeehin, J.P., Mahan, S.A., Chirico, P., 2013. Late Pleistocene and Holocene uplift history of Cyprus: implications for active tectonics along the southern margin of the Anatolian microplate. *Geological Society, London, Special Publications* 372, 561–584.
- Hernández-Molina, F.J., Serra, N., Stow, D.A.V., Llave, E., Ercilla, G., Rooij, D.V., 2011. Along-slope oceanographic processes and sedimentary products around the Iberian margin. *Geo-Marine Letters* 31, 315–341.
- Hernández-Molina, F.J., Stow, D.A.V., Alvarez-Zarikian, C.A., Acton, G., Bahr, A., Balestra, B., Ducassou, E., Flood, R., Flores, J.-A., Furota, S., Grunert, P., Hodell, D., Jimenez-Espejo, F., Kim, J.K., Krissek, L., Kuroda, J., Li, B., Llave, E., Lofi, J., Lourens, L., Miller, M., Nanayama, F., Nishida, N., Richter, C., Roque, C., Pereira, H., Goñi, M.F.S., Sierro, F.J., Singh, A.D., Sloss, C., Takashimizu, Y., Tzanova, A., Voelker, A., Williams, T., Xuan, C., 2014. Onset of Mediterranean outflow into the North Atlantic. *Science* 344, 1244–1250.
- Hölzel, M., Decker, K., Zámolyi, A., Strauss, P., Wagreeich, M., 2010. Lower Miocene structural evolution of the central Vienna Basin (Austria). *Marine and Petroleum Geology, The Link between Shallow and Deep Processes in Sedimentary Basins* 27, 666–681. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2009.10.005>
- Horen, H., Zamora, M., Dubuisson, G., 1996. Seismic waves velocities and anisotropy in serpentinized peridotites from xigaze ophiolite: Abundance of serpentine in slow spreading ridge. *Geophysical Research Letters* 23, 9–12. <https://doi.org/10.1029/95GL03594>
- Hsu, S., Kuo, J., Lo, C., Tsai, C., Doo, W., Ku, C., Sibuet, J., 2008. Turbidity Currents, Submarine Landslides and the 2006 Pingtung Earthquake off SW Taiwan. *Terrestrial Atmospheric and Oceanic Sciences* 19, 767–772.
- Huchon, P., Jestin, F., Cantagrel, J.M., Gaulier, J.M., Khirbash, S.A., Gafaneh, A., 1991. Extensional deformation in Yemen since Oligocene and the Africa-Arabia-Somalia triple junction. *Annales Tectonicae* V, 141–163.
- Huchon, P., Khanbari, K., 2003. Syn-rift stress field history of the northern Gulf of Aden margin, Yemen. *Tectonophysics* 364, 147–166.
- Hudec, M.R., Jackson, M.P.A., 2002. Structural segmentation, inversion, and salt tectonics on a passive margin: Evolution of the Inner Kwanza Basin, Angola. *GSA Bulletin* 114, 1222–1244.
- Iribarren, L., Vergés, J., Fernández, M., 2009. Sediment supply from the Betic–Rif orogen to basins through Neogene. *Tectonophysics, The Geology of Vertical Movements of the Lithosphere* 475, 68–84.
- Işler, F.I., Aksu, A.E., Hall, J., Calon, T.J., Yaşar, D., 2005. Neogene development of the Antalya Basin, Eastern Mediterranean: An active forearc basin adjacent to an arc junction. *Marine Geology, Miocene to Recent Tectonic Evolution of the Eastern Mediterranean* 221, 299–330.
- Jabaloy-Sánchez, A., Gómez-Pugnaire, M.T., Padrón-Navarta, J.A., López Sánchez-Vizcaíno, V., Garrido, C.J., 2015. Subduction- and exhumation-related structures preserved in metaserpentinites and associated metasediments from the Nevado–Filábride Complex (Betic Cordillera, SE Spain). *Tectonophysics* 644–645, 40–57. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.12.022>
- Jacques, E., Monaco, C., Tapponnier, P., Tortorici, L., Winter, T., 2001. Faulting and earthquake triggering during the 1783 Calabria seismic sequence. *Geophysical Journal International* 147, 499–516.
- Jolivet, L., Augier, R., Faccenna, C., Negro, F., Rimmelé, G., Agard, P., Robin, C., Rossetti, F., Crespo-Blanc, A., 2008. Subduction, convergence and the mode of backarc extension in the Mediterranean region. *Bull. Soc. Géol. Fr* 179, 525–550.
- Jolivet, L., Faccenna, C., 2000. Mediterranean extension and the Africa-Eurasia collision. *Tectonics* 19, 1095–1106.
- Jolivet, L., Faccenna, C., Piromallo, C., 2009. From mantle to crust: Stretching the Mediterranean. *Earth and Planetary Science Letters* 285, 198–209.

- Jolivet, L., Gorini, C., Smit, J., Leroy, S., 2015. Continental breakup and the dynamics of rifting in back-arc basins: The Gulf of Lion margin, *Tectonics*. <https://doi.org/10.1002/2014TC003570>
- 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. *Marine Geology* 378, 292–311.
- Kaiser, A.E., Green, A.G., Campbell, F.M., Horstmeyer, H., Manukyan, E., Langridge, R.M., McClymont, A.F., Mancktelow, N., Finnemore, M., Nobes, D.C., 2009. Ultrahigh-resolution seismic reflection imaging of the Alpine Fault, New Zealand. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 114.
- 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. *Geophysical Journal International* 212, 42–53. <https://doi.org/10.1093/gji/ggx385>
- Karner, G.D., Driscoll, N.W., 1999. Style, timing and distribution of tectonic deformation across the Exmouth Plateau, northwest Australia, determined from stratal architecture and quantitative basin modelling. *Geological Society, London, Special Publications* 164, 271–311.
- Klimke, J., Franke, D., Mahanjane, S.E., Leitchenkov, G., 2018. Tie points for Gondwana reconstructions from a structural interpretation of the Mozambique Basin, East Africa and the Riiser-Larsen Sea, Antarctica. *Solid Earth* 9, 25–37.
- Klingelhoefer, F., Evain, M., Afilhado, A., Rigoti, C., Loureiro, A., Alves, D., Leprêtre, A., Moulin, M., Schnurle, P., Benabdellouahed, M., Baltzer, A., Rabineau, M., Feld, A., Viana, A., Aslanian, D., 2015. Imaging proto-oceanic crust off the Brazilian Continental Margin. *Geophysical Journal International* 200, 471–488.
- König, M., Jokat, W., 2006. The Mesozoic breakup of the Weddell Sea. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 111. <https://doi.org/10.1029/2005JB004035>
- Koulali, A., Ouazar, D., Tahayt, A., King, R.W., Vernant, P., Reilinger, R.E., McClusky, S., Mourabit, T., Davila, J.M., Amraoui, N., 2011. New GPS constraints on active deformation along the Africa–Iberia plate boundary. *Earth and Planetary Science Letters* 308, 211–217. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.05.048>
- Labbé, M., Donnadiou, C., Daubord, C., Hébert, H., 2012. Refined numerical modeling of the 1979 tsunami in Nice (French Riviera): Comparison with coastal data. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* 117.
- Laberg, J.S., Camerlenghi, A., 2008. The significance of contourites for submarine slope stability. *Contourites*. Elsevier, 537–556. [https://doi.org/10.1016/S0070-4571\(08\)10025-5](https://doi.org/10.1016/S0070-4571(08)10025-5)
- Lacombe, O., Mouthereau, F., 2002. Basement-involved shortening and deep detachment tectonics in forelands of orogens: Insights from recent collision belts (Taiwan, Western Alps, Pyrenees). *Tectonics* 21, 12-1-12–22.
- Lafosse, M., d’Acremont, E., Rabaute, A., Estrada, F., Jollivet-Castelot, M., Vazquez, J.T., Galindo-Zaldivar, J., Ercilla, G., Alonso, B., Ammar, A., Gorini, C., submitted. Plio-Quaternary tectonic evolution of the southern margin of the Alboran Basin (Western Mediterranean). *Solid Earth Discussions*. 1–39.
- Lafosse, M., d’Acremont, E., Rabaute, A., Mercier de Lépinay, B., Tahayt, A., Ammar, A., Gorini, C., 2016. Evidence of quaternary transtensional tectonics in the Nekor basin (NE Morocco). *Basin Research* 29, 470–489.
- Lafosse, M., Gorini, C., Le Roy, P., Alonso, B., d’Acremont, E., Ercilla, G., Rabineau, M., Vázquez, J.T., Rabaute, A., Ammar, A., 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.
- 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. *Marine Geology* 307, 1–21.
- Lamplugh, G.W., 1920. Structure of the Weald and analogues tracts., *Quarterly Journal Geological Society* 75: LXXIII-XCV (Anniversary Address of the President).

- Lau, K.W.H., Louden, K.E., Funck, T., Tucholke, B.E., Holbrook, W.S., Hopper, J.R., Christian Larsen, H., 2006. Crustal structure across the Grand Banks—Newfoundland Basin Continental Margin — I. Results from a seismic refraction profile. *Geophysical Journal International* 167, 127–156.
- Laughton, A.S., Tramontini, C., 1969. Recent studies of the crustal structure in the Gulf of Aden. *Tectonophysics* 8, 359–375.
- Lavecchia, G., Ferrarini, F., de Nardis, R., Visini, F., Barbano, M.S., 2007. Active thrusting as a possible seismogenic source in Sicily (Southern Italy): Some insights from integrated structural–kinematic and seismological data. *Tectonophysics* 445, 145–167. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2007.07.007>
- Lavier, L.L., Manatschal, G., 2006. A mechanism to thin the continental lithosphere at magma-poor margins. *Nature* 440, 324–328. <https://doi.org/10.1038/nature04608>
- Laville, E., Piqué, A., 1992. Jurassic penetrative deformation and Cenozoic uplift in the Central High Atlas (Morocco): A tectonic model. structural and orogenic inversions. *Geologische Rundschau* 81, 157–170.
- Leblanc, D., 1980. The nekor fault and the structure of the eastern rif (morocco). *Revue de geologie dynamique et de geographie physique*. 22, 267–277.
- Leblanc, D., Olivier, P., 1984. Role of strike-slip faults in the Betic-Rifian Orogeny. *Tectonophysics* 101, 345–355.
- Lee, H.J., Locat, J., Desgagnes, 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. *Continental Margin Sedimentation: From Sediment Transport to Sequence Stratigraphy*. 62.
- Leinweber, V.T., Jokat, W., 2012. The Jurassic history of the Africa–Antarctica corridor — new constraints from magnetic data on the conjugate continental margins. *Tectonophysics* 530–531, 87–101.
- Leprêtre, A., Klingelhoefer, F., Graindorge, D., Schnurle, P., Beslier, M.O., Yelles, K., Déverchère, J., Bracene, R., 2013. Multiphased tectonic evolution of the Central Algerian margin from combined wide-angle and reflection seismic data off Tipaza, Algeria. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 118, 3899–3916.
- Lepvrier, C., Fournier, M., Bérard, T., Roger, J., 2002. Cenozoic extension in coastal Dhofar (southern Oman): Implications on the oblique rifting of the Gulf of Aden. *Tectonophysics* 357, 279–293.
- Leroy, S., d’Acremont, E., Tiberi, C., Basuyau, C., Autin, J., Lucazeau, F., Sloan, H., 2010a. Recent off-axis volcanism in the eastern Gulf of Aden: implications for plume–ridge interaction. *Earth and Planetary Science Letters* 293, 140–153.
- Leroy, S., Ellouz-Zimmermann, N., Corbeau, J., Rolandone, F., de Lepinay, B.M., Meyer, B., Momplaisir, R., Granja Bruña, J.-L., Battani, A., Baurion, C., 2015. Segmentation and kinematics of the North America-Caribbean plate boundary offshore Hispaniola. *Terra Nova* 27, 467–478.
- Leroy, S., Gente, P., Fournier, M., d’Acremont, E., Patriat, P., Beslier, M.-O., Bellahsen, N., Maia, M., Blais, A., Perrot, J., 2004. From rifting to spreading in the eastern Gulf of Aden: a geophysical survey of a young oceanic basin from margin to margin. *Terra Nova* 16, 185–192.
- Leroy, S., Lucazeau, F., d’Acremont, E., Watremez, L., Autin, J., Rouzo, S., Bellahsen, N., Tiberi, C., Ebinger, C., Beslier, M.-O., 2010b. Contrasted styles of rifting in the eastern Gulf of Aden: A combined wide-angle, multichannel seismic, and heat flow survey. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 11.
- Leroy, S., Razin, P., Autin, J., Bache, F., d’Acremont, E., Watremez, L., Robinet, J., Baurion, C., Denèle, Y., Bellahsen, N., 2013. From rifting to oceanic spreading in the Gulf of Aden: a synthesis. *Lithosphere Dynamics and Sedimentary Basins: The Arabian Plate and Analogues*. Springer, Berlin, Heidelberg, 385–427.
- Leroy, S., Razin, P., Autin, J., Bache, F., d’Acremont, E., Watremez, L., Robinet, J., Baurion, C., Denèle, Y., Bellahsen, N., 2012. From rifting to oceanic spreading in the Gulf of Aden: a synthesis. *Arabian Journal of Geosciences* 5, 859–901.
- Lisiecki, L.E., Raymo, M.E., 2005. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}O$ records. *Paleoceanography* 20, 1–17. <https://doi.org/10.1029/2004PA001071>

- Loget, N., van Den Driessche, J., 2006. On the origin of the Strait of Gibraltar. *Sedimentary Geology* 188–189, 341–356.
- 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. *Marine and Petroleum Geology* 26, 633–646.
- Lonergan, L., Mange-Rajetzky, A.M., 1994. Evidence for Internal Zone unroofing from foreland basin sediments, Betic Cordillera, SE Spain. *Journal of the Geological Society* 151, 515–529.
- Lonergan, L., Platt, J.P., 1995. The Malaguide-Alpujarride boundary: a major extensional contact in the Internal Zone of the eastern Betic Cordillera, SE Spain. *Journal of Structural Geology* 17, 1655–1671.
- López-González, N., Alonso, B., Juan, C., Ercilla, G., Bozzano, G., Cacho, I., Casas, D., Palomino, D., Vázquez, J.-T., Estrada, F., Barcenás, P., d’Acremont, E., Gorini, C., El Moumni, B., 2019. 133,000 Years of Sedimentary Record in a Contourite Drift in the Western Alboran Sea: Sediment Sources and Paleocurrent Reconstruction. *Geosciences* 9, 345.
- Lucazeau, F., Leroy, S., Autin, J., Bonneville, A., Goutorbe, B., Watremez, L., D’Acremont, E., Düsünur, D., Rolandone, F., Huchon, P., 2009. Post-Rift volcanism and high heat-flow at the ocean-continent transition of the eastern Gulf of Aden. *Terra Nova* 21, 285–292.
- Lucazeau, F., Leroy, S., Bonneville, A., Goutorbe, B., Rolandone, F., d’Acremont, E., Watremez, L., Düsünur, D., Tuchais, P., Huchon, P., 2008. Persistent thermal activity at the Eastern Gulf of Aden after continental break-up. *Nature Geoscience* 1, 854.
- Lucazeau, F., Leroy, S., Rolandone, F., d’Acremont, E., Watremez, L., Bonneville, A., Goutorbe, B., Düsünur, D., 2010. Heat-flow and hydrothermal circulation at the ocean–continent transition of the eastern Gulf of Aden. *Earth and Planetary Science Letters* 295, 554–570.
- Maad, N., Le Roy, P., Sahabi, M., Gutscher, M.-A., Hssain, M., Babonneau, N., Rabineau, M., Lanoë, B.V.V., 2010. Seismic stratigraphy of the NW Moroccan Atlantic continental shelf and Quaternary deformation at the offshore termination of the southern Rif front. *Comptes Rendus Geoscience* 342, 731–740.
- Macías, J., Vázquez, J., Fernández-Salas, L., González-Vida, J., Bárcenas, P., Castro, M., Díaz-del-Río, V., Alonso, B., 2015. The Al-Borani submarine landslide and associated tsunami. A modelling approach. *Marine Geology* 361, 79–95.
- Mahanjane, S.E., 2012. A geotectonic history of the northern Mozambique Basin including the Beira High - A contribution for the understanding of its development. *Marine and Petroleum Geology* 36, 1–12.
- Maillard, A., Hübscher, C., Benkheilil, J., Tahchi, E., 2011. Deformed Messinian markers in the Cyprus Arc: tectonic and/or Messinian Salinity Crisis indicators? *Basin Research* 23, 146–170.
- Manatschal, G., Engström, A., Desmurs, L., Schaltegger, U., Cosca, M., Müntener, O., Bernoulli, D., 2006. What is the tectono-metamorphic evolution of continental break-up: The example of the Tasna Ocean–Continent Transition. *Journal of Structural Geology* 28, 1849–1869. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2006.07.014>
- Mancilla, F. de L., Booth-Rea, G., Stich, D., Pérez-Peña, J.V., Morales, J., Azañón, J.M., Martín, R., Giaconia, F., 2015. Slab rupture and delamination under the Betics and Rif constrained from receiver functions. *Tectonophysics, Special Issue on Iberia Geodynamics: An Integrative Approach from the Topo-Iberia Framework* 663, 225–237. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2015.06.028>
- Mancilla, F. de L., Diaz, J., 2015. High resolution Moho topography map beneath Iberia and Northern Morocco from receiver function analysis. *Tectonophysics, Special Issue on Iberia Geodynamics: An Integrative Approach from the Topo-Iberia Framework* 663, 203–211. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2015.06.017>
- Mancilla, F. de L., Heit, B., Morales, J., Yuan, X., Stich, D., Molina-Aguilera, A., Azañón, J.M., Martín, R., 2018. A STEP fault in Central Betics, associated with lateral lithospheric tearing at the northern edge of the Gibraltar arc subduction system. *Earth and Planetary Science Letters* 486, 32–40.

- Mann, P., 2007. Global catalogue, classification and tectonic origins of restraining- and releasing bends on active and ancient strike-slip fault systems. Geological Society, London, Special Publications 290, 13–142.
- Marcaillou, B., Collot, J.-Y., Ribodetti, A., d’Acremont, E., Mahamat, A.-A., Alvarado, A., 2016. Seamount subduction at the North-Ecuadorian convergent margin: Effects on structures, inter-seismic coupling and seismogenesis. *Earth and Planetary Science Letters* 433, 146–158.
- 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.
- Martinez-Garcia, 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 Research* 25, 361–387. <https://doi.org/10.1111/bre.12005>
- Martinez-Garcia, P., Soto, J.I., 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-Marine Letters* 31, 19–36. <https://doi.org/10.1007/s00367-010-0212-0>
- Masson, D.G., Harbitz, C.B., Wynn, R.B., Pedersen, G., Løvholt, F., 2006. Submarine landslides: processes, triggers and hazard prediction. *Philosophical Transactions of the Royal Society (Series A)* 364, 1845/2009.
- Mauffret, A., Maillard, A., Pascal, G., Torne, M., Buhl, P., Pinet, B., 1992. Long-listening multichannel seismic profiles in the Valencia trough (Valsis 2) and the Gulf of Lions (ECORS): A comparison. *Tectonophysics* 203, 285–304. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(92\)90228-X](https://doi.org/10.1016/0040-1951(92)90228-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.
- McAdoo, B.G., Pratson, L.F., Orange, D.L., 2000. Submarine landslide geomorphology, US continental slope. *Marine Geology* 169, 103–136. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(00\)00050-5](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(00)00050-5)
- McClay, K., Dooley, T., 1995. Analogue models of pull-apart basins. *Geology* 23, 711–714.
- McKenzie, D., 1978. Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth and Planetary Science Letters* 40, 25–32.
- Medina, F., 1995. Present-day state of stress in northern Morocco from focal mechanism analysis. *Journal of Structural Geology* 17, 1035–1046.
- Medina, F., Cherkaoui, T.-E., 2017. The South-Western Alboran Earthquake Sequence of January-March 2016 and Its Associated Coulomb Stress Changes. *Open Journal of Earthquake Research* 6, 35–54.
- Medina, F., El Alami, S.O., 2006. Focal mechanisms and state of stress in the Al Hoceima area (Central Rif, Morocco). *Bulletin de l’Institut Scientifique, Rabat, Sect. Sci. Terre* 28, 19–30.
- Michard, A., Chalouan, A., Feinberg, H., Goffé, B., Montigny, R., 2002. How does the Alpine belt end between Spain and Morocco ? *Bull. Soc. Géol. Fr* 173, 3–15.
- Michard, A., Negro, F., de Lamotte, D.F., Saddiqi, O., 2007. Serpentinite slivers and metamorphism in the External Maghrebides: arguments for an intracontinental suture in the African paleomargin (Morocco, Algeria). *Revista de La Sociedad Geológica de España* 20, 173–186.
- Miller, T.W., 1995. New Insights on Natural Hydraulic Fractures Induced by Abnormally High Pore Pressures. *AAPG Bulletin* 79, 1005–1018.
- Minshull, T.A., 2009. Geophysical characterisation of the ocean–continent transition at magma-poor rifted margins. *Comptes Rendus Geoscience, Transition Océan-Continent* 341, 382–393.
- Mitra, S., Namson, J.S., 1989. Equal-area balancing. *American Journal of Science* 289, 563–599.
- Molina-Aguilera, A., Mancilla, F. de L., Morales, J., Stich, D., Yuan, X., Heit, B., 2019. Connection between the Jurassic oceanic lithosphere of the Gulf of Cádiz and the Alboran slab imaged by Sp receiver functions. *Geology* 47, 227–230. <https://doi.org/10.1130/G45654.1>

- Monaco, C., Tortorici, L., 2000. Active faulting in the Calabrian arc and eastern Sicily. *Journal of Geodynamics* 29, 407–424. [https://doi.org/10.1016/S0264-3707\(99\)00052-6](https://doi.org/10.1016/S0264-3707(99)00052-6)
- Montadert, L., Nicolaides, S., Semb, P.H., Lie, Ø., 2014. Chapter 10: Petroleum Systems Offshore Cyprus. *AAPG Memoir* 106, 301–334.
- Morley, C., 2009. Geometry of an oblique thrust fault zone in a deepwater fold belt from 3D seismic data. *Journal of Structural Geology* 31, 1540–1555. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2009.08.015>
- Morley, C.K., 1993. Discussion of origins of hinterland basins to the Rif-Betic Cordillera and Carpathians. *Tectonophysics* 226, 359–376.
- Morley, C.K., Back, S., Van Rensbergen, P., Crevello, P., Lambiase, J.J., 2003. Characteristics of repeated, detached, Miocene–Pliocene tectonic inversion events, in a large delta province on an active margin, Brunei Darussalam, Borneo. *Journal of Structural Geology* 25, 1147–1169.
- Mosccardelli, L., Wood, L., 2008. New classification system for mass transport complexes in offshore Trinidad. *Basin Research* 20, 73–98. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2117.2007.00340.x>
- Moulin, M., Aslanian, D., Olivet, J.-L., Contrucci, I., Matias, L., Géli, L., Klingelhoefer, F., Nouzé, H., Réhault, J.-P., Unternehr, P., 2005. Geological constraints on the evolution of the Angolan margin based on reflection and refraction seismic data (ZaiAngo project). *Geophysical Journal International* 162, 793–810.
- Moulin, M., Klingelhoefer, F., Afilhado, A., Aslanian, D., Schnurle, P., Nouzé, H., Rabineau, M., Beslier, M.-O., Feld, A., 2015. Deep crustal structure across a young passive margin from wide-angle and reflection seismic data (The SARDINIA Experiment) – I. Gulf of Lion’s margin. *Bulletin de La Société Géologique de France* 186, 309–330. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.186.4-5.309>
- Mueller, C.O., Jokat, W., 2017. Geophysical evidence for the crustal variation and distribution of magmatism along the central coast of Mozambique. *Tectonophysics* 712–713, 1–20.
- Mueller, C.O., Jokat, W., Schreckenberger, B., 2016. The crustal structure of Beira High, central Mozambique— Combined investigation of wide-angle seismic and potential field data. *Tectonophysics* 683, 233–254.
- Mulder, T., Alexander, J., 2001. The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits. *Sedimentology* 48, 269–299. <https://doi.org/10.1046/j.1365-3091.2001.00360.x>
- Mulder, T., Cochonat, P., 1996. Classification of offshore mass movements. *Journal of Sedimentary Research* 66, 43–57. <https://doi.org/10.1306/D42682AC-2B26-11D7-8648000102C1865D>
- Muñoz, A., Ballesteros, M., Montoya, I., Rivera, J., Acosta, J., Uchupi, E., 2008. Alborán Basin, southern Spain— Part I: Geomorphology. *Marine and Petroleum Geology* 25, 59–73.
- Munteanu, I., Matenco, L., Dinu, C., Cloetingh, S., 2011. Kinematics of back-arc inversion of the Western Black Sea Basin. *Tectonics* 30. <https://doi.org/10.1029/2011TC002865>
- Naylor, M.A., Mandl, G., Supsteijn, C.H.K., 1986. Fault geometries in basement-induced wrench faulting under different initial stress states. *Journal of Structural Geology* 8, 737–752.
- Neri, G., Barberi, G., Orecchio, B., Mostaccio, A., 2003. Seismic strain and seismogenic stress regimes in the crust of the southern Tyrrhenian region. *Earth and Planetary Science Letters* 213, 97–112.
- Neuzil, C.E., 1986. Groundwater Flow in Low-Permeability Environments. *Water Resources Research* 22, 1163–1195.
- Nocquet, J.-M., 2012. Present-day kinematics of the Mediterranean: A comprehensive overview of GPS results. *Tectonophysics* 579, 220–242. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.03.037>
- Nonn, C., Leroy, S., Lescanne, M., Castilla, R., 2019. Central Gulf of Aden conjugate margins (Yemen-Somalia): Tectono-sedimentary and magmatism evolution in hybrid-type margins. *Marine and Petroleum Geology* 105, 100–123. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2018.11.053>
- Okal, E.A., Synolakis, C.E., Uslu, B., Kalligeris, N., Voukouvalas, E., 2009. The 1956 earthquake and tsunami in Amorgos, Greece. *Geophysical Journal International* 178, 1533–1554.

- Ousadou, F., Dorbath, L., Ayadi, A., Dorbath, C., Gharbi, S., 2014. Stress field variations along the Maghreb region derived from inversion of major seismic crisis fault plane solutions. *Tectonophysics* 632, 261–280.
- Özbakir, A.D., Govers, R., Wortel, R., 2017. Active faults in the Anatolian-Aegean plate boundary region with Nubia. *Turkish Journal of Earth Sciences* 26, 30–56.
- Palano, M., Ferranti, L., Monaco, C., Mattia, M., Aloisi, M., Bruno, V., Cannavò, F., Siligato, G., 2012. GPS velocity and strain fields in Sicily and southern Calabria, Italy: Updated geodetic constraints on tectonic block interaction in the central Mediterranean. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 117.
- Palano, M., González, P.J., Fernández, J., 2013. Strain and stress fields along the Gibraltar Orogenic Arc: Constraints on active geodynamics. *Gondwana Research* 23, 1071–1088.
- Palomeras, I., Thurner, S., Levander, A., Liu, K., Villasenor, A., Carbonell, R., Harnafi, M., 2014. Finite-frequency Rayleigh wave tomography of the western Mediterranean: Mapping its lithospheric structure: RAYLEIGH WAVE Vs MODEL IN WM. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 15, 140–160.
- Papadimitriou, E.E., Karakostas, V.G., 2006. Earthquake generation in Cyprus revealed by the evolving stress field. *Tectonophysics, Spatiotemporal Models of Seismicity and Earthquake Occurrence* 423, 61–72.
- Papadimitriou, N., Gorini, C., Nader, F.H., Deschamps, R., Symeou, V., Lecomte, J.C., 2018. Tectono-stratigraphic evolution of the western margin of the Levant Basin (offshore Cyprus). *Marine and Petroleum Geology* 91, 683–705. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2018.02.006>
- 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.
- Pérez-Gussinyé, M., Reston, T.J., 2001. Rheological evolution during extension at nonvolcanic rifted margins: Onset of serpentization and development of detachments leading to continental breakup. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 106, 3961–3975. <https://doi.org/10.1029/2000JB900325>
- Péron-Pinvidic, G., Manatschal, G., 2009. The final rifting evolution at deep magma-poor passive margins from Iberia-Newfoundland: a new point of view. *International Journal of Earth Sciences* 98, 1581–1597.
- Peron-Pinvidic, G., Osmundsen, P.T., 2016. Architecture of the distal and outer domains of the Mid-Norwegian rifted margin: Insights from the Rån-Gjallar ridges system. *Marine and Petroleum Geology* 77, 280–299.
- Petit, C., Pourhiet, L.L., Scalabrino, B., Corsini, M., Bonnin, M., Romagny, A., 2015. Crustal structure and gravity anomalies beneath the Rif, northern Morocco: implications for the current tectonics of the Alboran region. *Geophysical Journal International* 202, 640–652. <https://doi.org/10.1093/gji/ggv169>
- Pfiffner, O.A., 2017. Thick-Skinned and Thin-Skinned Tectonics: A Global Perspective. *Geosciences* 7, 71.
- Platt, J.P., Kelley, S.P., Carter, A., Orozco, M., 2005. Timing of tectonic events in the Alpujarride Complex, Betic Cordillera, southern Spain. *Journal of the Geological Society, London* 162, 1–12.
- 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.
- Poujol, A., Ritz, J.-F., Tahayt, A., Vernant, P., Condomines, M., Blard, P.-H., Billant, J., Vacher, L., Tibari, B., Hni, L., Koulali, A., 2014. Active tectonics of the Northern Rif (Morocco) from geomorphic and geochronological data. *Journal of Geodynamics, SI : Geodynamic Evolution of the Alboran Domain* 77, 70–88.
- 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.
- Rabaute A. and Chamot-Rooke, N., 2014. Active Tectonics of the Africa-Eurasia Boundary from Algiers to Calabria, Map at 1 500 000 scale, Paris, ISBN 978-2-9548197-0-9.
- Rabineau, M., Berné, S., Aslanian, D., Olivet, J.-L., Joseph, P., Guillocheau, F., Bourillet, J.-F., Ledrezen, E., Granjeon, D., 2005. Sedimentary sequences in the Gulf of Lion: a record of 100,000 years climatic cycles. *Marine and Petroleum Geology* 22, 775–804.

- Rabineau, M., Berné, S., Ledrezen, É., Lericolais, G., Marsset, T., Rotunno, M., 1998. 3D architecture of lowstand and transgressive Quaternary sand bodies on the outer shelf of the Gulf of Lion, France. *Marine and Petroleum Geology* 15, 439–452. [https://doi.org/10.1016/S0264-8172\(98\)00015-4](https://doi.org/10.1016/S0264-8172(98)00015-4)
- Rahe, B., Ferrill, D.A., Morris, A.P., 1998. Physical analog modeling of pull-apart basin evolution. *Tectonophysics* 285, 21–40. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(97\)00193-5](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(97)00193-5)
- Rebesco, M., Hernández-Molina, F.J., Van Rooij, D., Wåhlin, A., 2014. Contourites and associated sediments controlled by deep-water circulation processes: state-of-the-art and future considerations. *Marine Geology* 352, 111–154.
- Reeves, C., 2014. The position of Madagascar within Gondwana and its movements during Gondwana dispersal. *Journal of African Earth Science* 94, 45–57.
- Reiche, S., Hübscher, C., 2015. The Hecataeus Rise, easternmost Mediterranean: A structural record of Miocene-Quaternary convergence and incipient continent-continent-collision at the African-Anatolian plate boundary. *Marine and Petroleum Geology* 67, 368–388. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2015.04.021>
- Riboulot, V., Cattaneo, A., Sultan, N., Garziglia, S., Ker, S., Imbert, P., Voisset, M., 2013. Sea-level change and free gas occurrence in influencing a submarine landslide and pockmark formation and distribution in deepwater Nigeria. *Earth and Planetary Science Letters* 375, 78–91. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.05.013>
- Riboulot, V., Thomas, Y., Berné, S., Jouet, G., Cattaneo, A., 2014. Control of Quaternary sea-level changes on gas seeps: Kiboulot et al.: Control of eustatism on gas seeps. *Geophysical Research Letters*. <https://doi.org/10.1002/2014GL060460>
- Richard, P.D., Naylor, M.A., Koopman, A., 1995. Experimental models of strike-slip tectonics. *Petroleum Geoscience* 1, 71–80. <https://doi.org/10.1144/petgeo.1.1.71>
- Roberts, D.G., 1989. Basin inversion in and around the British Isles. Geological Society, London, Special Publications 44, 131–150. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.044.01.09>
- Rodriguez, M., Maleuvre, C., Jollivet-Castelot, M., d’Acremont, E., Rabaute, A., Lafosse, M., Ercilla, G., Vázquez, J.-T., Alonso, B., Ammar, A., 2017. Tsunamigenic submarine landslides along the Xauen–Tofiño banks in the Alboran Sea (Western Mediterranean Sea). *Geophysical Journal International* 209, 266–281.
- Roger, J., Platel, J.P., Cavellier, C., Grisac, C.B.D., 1989. Données nouvelles sur la stratigraphie et l’histoire géologique du Dhofar (Sultanat d’Oman). *Bulletin de La Société Géologique de France* V, 265–277.
- 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.
- Romagny, A., Ph. Münch, Cornée, J.-J., Corsini, M., Azdimousa, A., Melinte-Dobrinescu, M.C., Drinia, H., Bonno, M., Arnaud, N., Monié, P., Quillévéré, F., Ben Moussa, A., 2014. Late Miocene to present-day exhumation and uplift of the Internal Zone of the Rif chain: Insights from low temperature thermochronometry and basin analysis. *Journal of Geodynamics* 77, 39–55. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2014.01.006>
- Rosenbaum, G., Gasparon, M., Lucente, F.P., Peccerillo, A., Miller, M.S., 2008. Kinematics of slab tear faults during subduction segmentation and implications for Italian magmatism. *Tectonics* 27. <https://doi.org/10.1029/2007TC002143>
- Rosenbaum, G., Lister, G.S., 2004. Neogene and Quaternary rollback evolution of the Tyrrhenian Sea, the Apennines, and the Sicilian Maghrebides. *Tectonics* 23.
- Rosenbaum, G., Lister, G.S., Duboz, C., 2002. Reconstruction of the tectonic evolution of the western Mediterranean since the Oligocene. *Journal of the Virtual Explorer* 08.
- Rothwell, R.G., Reeder, M.S., Anastasakis, G., Stow, D. a. V., Thomson, J., Kähler, G., 2000. Low sea-level stand emplacement of megaturbidites in the western and eastern Mediterranean Sea. *Sedimentary Geology* 135, 75–88. [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(00\)00064-6](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(00)00064-6)

- Roveri, M., Flecker, R., Krijgsman, W., Lofi, J., Lugli, S., Manzi, V., Sierro, F.J., Bertini, A., Camerlenghi, A., De Lange, G., Govers, R., Hilgen, F.J., Hübscher, C., Meijer, P.Th., Stoica, M., 2014. The Messinian Salinity Crisis: Past and future of a great challenge for marine sciences. *Marine Geology* 352, 25–58.
- Rowan, M.G., Peel, F.J., Vendeville, B.C., 2004. Gravity-driven Fold Belts on Passive Margins. *AAPG Memoir* 82, 157–182.
- Sánchez-Gómez, M., Azañón, J.M., Garcia-Duenas, V., Soto, J.I., 1999. Correlation between metamorphic rocks recovered from site 976 and the alpujarride rocks of the western Betics., In *Proceedings of the Ocean Drilling Program: Scientific results* 307.
- Senkans, A., Leroy, S., d’Acremont, E., Castilla, R., Despinois, F., 2019. Polyphase rifting and break-up of the central Mozambique margin. *Marine and Petroleum Geology* 100, 412–433.
- Sherkati, S., Molinaro, M., Frizon de Lamotte, D., Letouzey, J., 2005. Detachment folding in the Central and Eastern Zagros fold-belt (Iran): salt mobility, multiple detachments and late basement control. *Journal of Structural Geology* 27, 1680–1696. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2005.05.010>
- Sherrod, B.L., Blakely, R.J., Weaver, C.S., Kelsey, H.M., Barnett, E., Liberty, L., Meagher, K.L., Pape, K., 2008. Finding concealed active faults: Extending the southern Whidbey Island fault across the Puget Lowland, Washington. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 113. <https://doi.org/10.1029/2007JB005060>
- Sibson, R.H., 1985. A note on fault reactivation. *Journal of Structural Geology* 7, 751–754.
- Sibson, R.H., Ghisetti, F.C., Crookbain, R.A., 2012. Andersonian wrench faulting in a regional stress field during the 2010–2011 Canterbury, New Zealand, earthquake sequence. *Geological Society, London, Special Publications* 367, 7–18. <https://doi.org/10.1144/SP367.2>
- Sinclair, I.K., 1995. Sequence stratigraphic response to Aptian-Albian rifting in conjugate margin basins: a comparison of the Jeanne d’Arc Basin, offshore Newfoundland, and the Porcupine Basin, offshore Ireland. *Geological Society, London, Special Publications* 90, 29–49. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1995.090.01.02>
- 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 Ceuta Contourite Depositional System (Western Alborán Sea). *Marine Geology, Hydrocarbon Leakage through Focused Fluid Flow Systems in Continental Margins* 332–334, 4–26.
- Soto, J.I., Fernández-Ibáñez, F., Fernández, M., García-Casco, A., 2008. Thermal structure of the crust in the Gibraltar Arc: Influence on active tectonics in the western Mediterranean: thermal structure of the crust in the Gibraltar Arc. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 9. <https://doi.org/10.1029/2008GC002061>
- Soto, J.I., Fernández-Ibáñez, F., Talukder, A.R., 2012. Recent shale tectonics and basin evolution of the NW Alboran Sea. *The Leading Edge* 31, 768–775. <https://doi.org/10.1190/tle31070768.1>
- Soto, J.I., Fernandez-Ibanez, F., Talukder, A.R., Martinez-Garcia, P., 2010. Miocene Shale Tectonics in the Northern Alboran Sea (Western Mediterranean). *AAPG Memoir* 93, 119–144.
- Soto, J.I., Platt, J.P., Sánchez-Gómez, M., Azañón, J.-M., 1999. Pressure-temperature evolution of the metamorphic basement of the alboran sea: thermobarometric and structural observations. 161, 263, 279., *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 263.
- Spakman, W., Chertova, M.V., Berg, A. van den, Hinsbergen, D.J.J. van, 2018. Puzzling features of western Mediterranean tectonics explained by slab dragging. *Nature Geoscience* 11, 211–216.
- 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*. 31–52.
- Stich, D., J. Batllo, J. Morales, M. Ramon, D. Savka, 2003. Source parameters of the M W = 6.1 1910 Adra earthquake (southern Spain). *Geophysical Journal International* 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. *Journal of Geophysical Research* 110.
- Stich, D., Serpelloni, E., de Lis Mancilla, F., Morales, J., 2006. Kinematics of the Iberia–Maghreb plate contact from seismic moment tensors and GPS observations. *Tectonophysics* 426, 295–317.
- Stille, H., 1924. *Grundfragen der Vergleichenden*.
- Suppe, J., Connors, C.D., Zhang, Y., 2004. Shear Fault-bend Folding. *AAPG Memoir* 82, 303–323.
- Tahayt, A., Feigl, K.L., Mourabit, T., Rigo, A., Reilinger, R., McClusky, S., Fadil, A., Berthier, E., Dorbath, L., Serroukh, M., Gomez, F., Ben Sari, D., 2009. The Al Hoceima (Morocco) earthquake of 24 February 2004, analysis and interpretation of data from ENVISAT ASAR and SPOT5 validated by ground-based observations. *Remote Sensing of Environment* 113, 306–316. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2008.09.015>
- Talukder, A.R., Comas, M.C., Soto, J.I., 2003. Pliocene to Recent mud diapirism and related mud volcanoes in the Alboran Sea (Western Mediterranean). *Geological Society, London, Special Publications* 216, 443–459.
- Tappin, D., Watts, P., McMurtry, G., Lafoy, Y., Matsumoto, T., 2001. The Sissano, Papua New Guinea tsunami of July 1998—offshore evidence on the source mechanism. *Marine Geology* 175, 1–23.
- Taymaz, T., Jackson, J., McKenzie, D., 1991. Active tectonics of the north and central Aegean Sea. *Geophysical Journal International* 106, 433–490. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1991.tb03906.x>
- Teyssier, C., Tikoff, B., Markley, M., 1995. Oblique plate motion and continental tectonics. *Geology* 23, 447–450.
- Thompson, J., 2017. The opening of the Indian Ocean: what is the impact on the East African, Madagascar and Antarctic margins, and what are the origins of the aseismic ridges? PhD Thesis.
- Turner, S., Palomeras, I., Levander, A., Carbonell, R., Lee, C.-T., 2014. Ongoing lithospheric removal in the western Mediterranean: Evidence from Ps receiver functions and thermobarometry of Neogene basalts (PICASSO project). *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 15, 1113–1127.
- Tiberi, C., Leroy, S., D’Acremont, E., Bellahsen, N., Ebinger, C., Al-Lazki, A., Pointu, A., 2007. Crustal geometry of the northeastern Gulf of Aden passive margin: localization of the deformation inferred from receiver function analysis. *Geophysical Journal International* 168, 1247–1260.
- Tikoff, B., Teyssier, C., 1994. Strain modeling of displacement-field partitioning in transpressional orogens. *Journal of Structural Geology, Structures and Tectonics at Different Lithospheric Levels* 16, 1575–1588.
- Tron, V., Brun, J.-P., 1991. Experiments on oblique rifting in brittle-ductile systems. *Tectonophysics* 188, 71–84.
- Turner, J.P., Williams, G.A., 2004. Sedimentary basin inversion and intra-plate shortening. *Earth-Science Reviews* 65, 277–304. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2003.10.002>
- 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.
- 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.
- Van der Woerd, J., Dorbath, C., Ousadou, F., Dorbath, L., Delouis, B., Jacques, E., Tapponnier, P., Hahou, Y., Menzhi, M., Frogneux, M., Haessler, H., 2014. The Al Hoceima Mw 6.4 earthquake of 24 February 2004 and its aftershocks sequence. *Journal of Geodynamics* 77, 89–109. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2013.12.004>
- Vázquez, M., Asebriy, L., Azimousa, A., Jabaloy, A., Booth-Rea, G., Barbero, L., Mellini, M., González-Lodeiro, F., 2013. Evidence of extensional metamorphism associated to Cretaceous rifting of the North-Maghrebian passive margin: The Tanger-Ketama Unit (External Rif, northern Morocco). *Geologica Acta* 11, 277–293.
- Vernant, P., Fadil, A., Mourabit, T., Ouazar, D., Koulali, A., Davila, J.M., Garate, J., McClusky, S., Reilinger, R., 2010. Geodetic constraints on active tectonics of the Western Mediterranean: Implications for the kinematics and dynamics of the Nubia-Eurasia plate boundary zone. *Journal of Geodynamics* 49, 123–129.

- Visser, R.L.M., Platt, J.P., van der Wal, D., 1995. Late orogenic extension of the Betic Cordillera and the Alboran Domain: A lithospheric view. *Tectonics* 14, 786–803.
- Vitale, S., Zaghloul, M.N., El Ouaragli, B., Tramparulo, F.D., Ciarcia, S., 2015. Polyphase deformation of the Dorsale Calcaire Complex and the Maghrebien Flysch Basin Units in the Jebha area (Central Rif, Morocco): New insights into the Miocene tectonic evolution of the Central Rif belt. *Journal of Geodynamics* 90, 14–31.
- Vitale, S., Zaghloul, M.N., Tramparulo, F.D., El Ouaragli, B., 2014. Deformation characterization of a regional thrust zone in the northern Rif (Chefchaouen, Morocco). *Journal of Geodynamics* 77, 22–38.
- Watremez, L., Burov, E., d'Acremont, E., Leroy, S., Huet, B., Le Pourhiet, L., Bellahsen, N., 2013. Buoyancy and localizing properties of continental mantle lithosphere: Insights from thermomechanical models of the eastern Gulf of Aden. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 14, 2800–2817.
- Watremez, L., Leroy, S., Rouzo, S., d'Acremont, E., Unternehr, P., Ebinger, C., Lucazeau, F., Al-Lazki, A., 2011. The crustal structure of the north-eastern Gulf of Aden continental margin: insights from wide-angle seismic data. *Geophysical Journal International* 184, 575–594.
- Wdowinski, S., Ben-Avraham, Z., Arvidsson, R., Ekström, G., 2006. Seismotectonics of the Cyprian Arc. *Geophysical Journal International* 164, 176–181. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2005.02737.x>
- Welford, J.K., Hall, J., Rahimi, A., Reiche, S., Hübscher, C., Loudon, K., 2015. Crustal structure from the Hecataeus Rise to the Levantine Basin, eastern Mediterranean, from seismic refraction and gravity modelling. *Geophysical Journal International* 203, 2055–2069. <https://doi.org/10.1093/gji/ggv422>
- Wernicke, B., 1981. Low-angle normal faults in the Basin and Range Province: nappe tectonics in an extending orogen. *Nature* 291, 645–648. <https://doi.org/10.1038/291645a0>
- Wilcox, R.E., Harding, T. t, Seely, D.R., 1973. Basic wrench tectonics. *AAPG Bulletin* 57, 74–96.
- Withjack, M.O., Olsen, P.E., Schlische, R.W., 1995. Tectonic evolution of the Fundy rift basin, Canada: Evidence of extension and shortening during passive margin development. *Tectonics* 14, 390–405.
- Woodside, J., Ivanov, M., Koelewijn, R., Zeldenrust, I., Shashkin, P., Kenyon, N.H., Ivanov, M.K., Akhmetzhanov, A.M., Akhmanov, G.G., 2000. Alboran Basin (diapiric province): Sidescan sonar data. Preliminary Results of Geological and Geophysical Investigations during the TTR-9 Cruise of R/V Professor Logachev, 82–84.
- Wortel, M.J.R., Spakman, W., 2000. Subduction and Slab Detachment in the Mediterranean-Carpathian Region. *Science* 290, 1910–1917. <https://doi.org/10.1126/science.290.5498.1910>
- Wu, J.E., McClay, K., Whitehouse, P., Dooley, T., 2009. 4D analogue modelling of transtensional pull-apart basins. *Marine and Petroleum Geology* 26, 1608–1623. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2008.06.007>
- Wu, S., Bally, A.W., 2013. Slope Tectonics-Comparisons and Contrasts of Structural Styles of Salt and Shale Tectonics of the Northern Gulf of Mexico with Shale Tectonics of Offshore Nigeria in Gulf of Guinea. *Atlantic Rifts and Continental Margins. American Geophysical Union (AGU)*, 151–172.
- Ziegler, P.A., 1989. Geodynamic model for Alpine intra-plate compressional deformation in Western and Central Europe. *Geological Society, London, Special Publications* 44, 63–85.
- Ziegler, P.A., 1987. Late Cretaceous and Cenozoic intra-plate compressional deformations in the Alpine foreland—a geodynamic model. *Tectonophysics, Compressional Intra-Plate Deformations in the Alpine Foreland* 137, 389–420. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(87\)90330-1](https://doi.org/10.1016/0040-1951(87)90330-1)
- Ziegler, P.A., van Wees, J.-D., Cloetingh, S., 1998. Mechanical controls on collision-related compressional intraplate deformation. *Tectonophysics* 300, 103–129. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(98\)00236-4](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(98)00236-4)
- Zitter, T.A.C., Woodside, J.M., Mascle, J., 2003. The Anaximander Mountains: a clue to the tectonics of southwest Anatolia. *Geological Journal* 38, 375–394. <https://doi.org/10.1002/gj.961>

ANNEXE 1

CURRICULUM VITAE

ELIA D'ACREMONT

Institut des Sciences de la Terre de Paris
Sorbonne Université, UMR7193,

Case 129, 4 place Jussieu,

75252 Paris cedex 05, France
Tél: 01 44 27 52 57

elia.dacremont@sorbonne-universite.fr

Née le 27 Juin 1975, 2 enfants
MCF, Section CNU 36, UFR 918

Nomination MCF le 1^{er} Sept 2005

Titularisation le 1^{er} Sept 2006

DIPLOMES

- 2005 Maître de conférence à l'Université Pierre et Marie Curie, ISTEP (UMR 7193).
- 2004 Post-doctorat IRD à l'Observatoire de Villefranche-sur Mer.
- 2003 ATER Paris VI à l'Observatoire de Villefranche-sur Mer.
- 2002 ATER à l'Université de Paris VI, laboratoire de Tectonique.
- 2002 Doctorat de l'Université P. et M. Curie (Paris VI), spécialité Géophysique et Géodynamique.

EXPEDITIONS SCIENTIFIQUES

Terrain :

2003 - Dhofar Seismic Experiment (C. Tiberi et S. Leroy), mise en place d'un réseau sismologique large bande sur la marge Nord du golfe d'Aden oriental (durée enregistrement 1 an – 3 services de collecte des données et réparation).

2005 - Dhofar Seismic Experiment au Sultanat d'Oman (C. Ebinger, S. Leroy, C. Tiberi).

2007-2008 Projet YOCCAL Etude tectono-sédimentaire sur l'île de Socotra Yémen.

2007-2009 Projet YOCCAL Déploiements de stations sismologiques au Yémen.

Campagne océanographique :

1999 - FAUST2 (Alain Mauffret, Paul Symonds), N/O Atalante, Pacifique Sud.

2000 - ENCENS -SHEBA (S. Leroy et P. Gente), N/O Marion-Dufresne, Golfe d'Aden.

2001 - ANCC (K. Tamaki, H. Fujimoto), R/V Hakuho-Maru, Golfe d'Aden.

2003 - DEADYN03 (**E. d'Acremont**), N/O Tethys II, Nord Ligure et Nord Tyrrhénien.

2006 - ENCENS (Sylvie Leroy), N/O L'Atalante, Golfe d'Aden.

- ENCENS-FLUX (Francis Lucazeau, Sylvie Leroy), N/O Le Suroit, Golfe d'Aden.

2011 - MARLBORO-1 (**E. d'Acremont**), N/O Côte de la Manche, Sud Alboran.

2012 - Marges-Aden (S. Leroy), BHO Beautemps-Beaupré, Golfe d'Aden.

- MARLBORO-2 (**E. d'Acremont**), N/O Téthys II, Sud Alboran.

- SARAS (**E. d'Acremont**), R/V Ramon Margalef, Mer d'Alboran.

2016 – MOZ35 (M. Moulin, M. Evain), R/V Pourquoi Pas, PAMELA, Canal Mozambique.

2016 – INCRISIS (G. Ercilla, J. Galindo-Zaldivar), R/V Hesperides, Mer d'Alboran.

2017 – NAFAS (M. Rodriguez), R/V Téthys II, Mer Egée.

PILOTAGE OU PARTICIPATION A DES PROJETS NATIONAUX ET INTERNATIONAUX

Pilotage :

- Co-chef de mission de la campagne Albacore, classée P1 à l'AO Flotte hauturière 2016, programmée en 2020 sur le N/O Marion Dufresne.
- PICS (Espagne-Maroc-France) soumis (2019-2021) *Geological hazards in the Alboran Sea and nearby Betic and Rif cordilleras*.
- Demande ARTEMIS, datation ^{14}C , carottes de la campagne SARAS, Programme TelluS. Acceptée en 2018.
- Projet ALBAS, *Interplay between tectonics and sedimentary systems in context of oblique reactivation*. Financement programme TelluS. 2018 (5k€).
- Projets MARLBORO et SARAS: *Structural and sedimentary study of the south Alboran sea* financés en 2010-2016 par ACTIONS MARGES (~9 k€/an)
- Projet SARAS: *South Alboran Research in Active system*, European program EUROFLEETS FP7/2007-2013; n°228344. 9 jours de temps bateau N/O Ramon Margalef + 13 k€
- Projet SAR, programme d'échange entre chercheur Marocain et Français (CNRS-CNRST 2010-2013 ; 2k€/an).
- Chefs de projets et de missions des campagnes océanographiques MARLBORO-1, MARLBORO-2 et SARAS en mer d'Alboran (Juillet 2011, Mai et Août 2012 ; Appels d'offres CNFC-INSU ; Eurofleets). Financements INSU, Actions Marges et Eurofleets.
- Co-Responsable de l'Action Marge Méditerranée 2012-2016 (Action coordonnée de CNRS-INSU-TOTAL-BRGM-IFREMER ; >50 personnes au niveau national ; 100 à 150 k€/an).

Participation :

- Membre du groupe de recherche européen « Continental Margin Group » : <http://gmc.icm.csic.es/?q=dr-elia-dacremont>
- Participation au projet ANR ALBAMAR (2017-2020): *ALBorAn sea subMARine landslides: links between tectonic activity, seismicity and sedimentation and their impact in hazard assessment* (247 175€). PI: S. Lafuerza.
- Participation projet FAUCES (2016-2019): *Geohazard factors associated with the heads of submarine canyons on the Mediterranean continental margins of southern Iberia*. Projet espagnol, PI : D. Casas, B. Alonso.
- Participation au projet soumis AGORA (2019-2022): *Contrast of the geological activity and associated hazards in the eastern and western sectors of the Alboran Sea and nearby cordilleras*. Soumission à l'AO I+D+I FEDER, Junta de Andalucía. PI Mr Jesús Galindo Zaldivar.
- Participation au projet DAMAGE (2017-2019): *Recent and active Deformation across the central sector of the Betic-Rif Cordilleras and the Alboran Sea: Geohazard factors*. Projet espagnol, (220 k€) Projet espagnol, PI : J. Galindo Zaldivar.
- Participation au projet de campagne à la mer SUPER: *Sub-seafloor effects of the Pedernales Earthquake Rupture, Ecuador*. AO Campagnes hauturières 2020. PI: F. Michaud.
- Participation au projet UPMC-Emergence ALARM (2016-2018): *Evaluation des ALéas fond de mer et Analyse des Risques en mer Méditerranée*. (32 760 €). PI: S. Lafuerza.
- Participation campagne à la mer NAFAS : *North Anatolian Fault in the Aegean Sea*. Juillet 2017. AO CNFC (PI : M. Rodriguez)

- Participation projet MOWER: *Erosive features and associated sandy deposits generated by the Mediterranean Outflow Water (MOW) around Iberia: paleoceanographic, Sedimentary & economic implications* (CTM 2012-°©-39599-°©-C03). (125 k€) Projet espagnol, PI : G. Ercilla.
- Participation projet INCRISIS: *Instabilités sous-marines associées à la zone de faille créée lors de la crise sismique de 2016 en Alboran*. Projet espagnol, PI : G. Ercilla; J. Galindo Zaldivar.
- Participation au GRI (Groupement Recherche Industrie): Téthys Sud (UPMC et Total). Financé 2013-2016. 900 k€.
- Participation au programme PAMELA: Passive Margins Exploration Laboratories. (Total, Ifremer, Univ. Rennes 1, CNRS, IRD, MNHN, IPSL and UPMC). Financé en 2013-2018.
- Participation à ANR blanche « YOCMAL » financé en 2008-2012 (PI : S. Leroy)
- SEDIT Interaction Manteau Lithosphère financé en 2009-2010 (PI : E. Burov)

RESPONSABILITES RECHERCHES & ADMINISTRATIVES

- Chef de projet et co-chef de mission de la campagne océanographique ALBACORE programmée en 2020 sur le N/O Marion Dufresne en mer d'Alboran (CNFH).
- Membre élu du conseil de département de la Licence de Sciences de la Terre UFR 918 (2015-).
- Membre suppléant de la commission PIR du pôle 3 (2018)
- Co-Responsable de l'axe transverse « Géosciences Marine » de l'ISTEP.
- Co-Responsable de la plateforme « Géodynamique : terre-mer » de l'OSU ECCE TERRA et ISTEP.
- Membre de la commission des Services de l'OSU ECCE TERRA – UPMC de 2013 à 2016.
- Co-Responsable de l'Action Marge Méditerranée de 2013 à 2016 (Action coordonnée de CNRS-INSU-TOTAL-BRGM-IFREMER ; >50 personnes au niveau national ; 100 à 150 k€/an)
- Co-organisation Contrat GRI Méditerranée entre TOTAL et UPMC (2013-2015; 900k€)
- Responsable du projet Européen Eurofleets SARAS (9 jours bateau + 13 k€).
- Responsable projet SAR, programme d'échange entre chercheur Marocain et Français (CNRS-CNRST 2010-2013 ; 2k€/an).
- Chefs de projets et de missions des campagnes océanographiques MARLBORO-1, MARLBORO-2, et SARAS en mer d'Alboran (Juillet 2011, Mai et Août 2012 ; Appels d'offres CNFC-INSU ; Eurofleets).

JURY – EXPERTISES - REVIEWS

- Membre du jury CAPES SVT (2017-2019)
- Rapporteur dans le jury de Thèse de M. Martínez-Martos (soutenance en Mai 2017, Grenade, Espagne) : « *Recent and active tectonics of the central-eastern Betic Cordillera Internal Zone and comparison with the External Zone* ». Encadrant : J. Galindo Zaldivar.
- Rapporteur dans le jury de Thèse de Melle Gomez de la Peña (soutenance en juin 2017, Barcelone, Espagne). « *The origin and tectono-sedimentary structure of the Alboran Basin* ». Encadrants : E. Gracia ; C. Ranero.
- Rapporteur pour la mention « international doctor » de C. Juan (soutenance en 2016, Espagne) : « *The influence of bottom-currents on the sedimentary evolution of the Alboran* ».

Sea during the Pliocene and Quaternary". Encadrants : G. Ercilla ; J. Hernandez Molina ; T. Medialdea.

- Rapporteur dans le jury de Thèse de M. El Abbassi (soutenance en 2013, Maroc) : « *Etude tectono-stratigraphique de la marge marocaine de la mer d'Alboran depuis cinq millions d'années* ». Encadrants : A. Ammar ; M. Labraimi.
- Expertise pour campagnes à la mer INSU, CNFH et sujet de thèse Ifremer
- Membre de jury mi-parcours de Thèse de l'ED GRNE (Alberto Machado Cruz 2016,)
- Membre de comités de sélections Maitres de Conférence Lille 1 (2017), CNAM Paris (2018).
- Rapporteur de mémoires de stage de recherche niveau MASTER 1 & 2.
- Reviews pour Tectonophysics, Basin Research, Bulletin SGF, Tectonics.

DIFFUSION SCIENTIFIQUE

- Morelli, A., Barrier, E. et al. - Seismicity and Tectonics, in Geodynamic map of the mediterranean, Commission for the Geological map of the world, J.-P. Cadet & P. Rossi (Editors), CGMW with the support of UNESCO, ROMA III and INVZ (Rome), 2004.
- Exposition CNRS – MNHN "Himalaya – Tibet – Le choc des continents"
- Figures et cartes publiées dans "La solution oubliée" J. Hébert, éditions Carnot
- Figures et cartes publiées dans "Peycru, Augère, Cariou, Dupin, Fogelgesang, Grandperrin, Perrier, Van Der Rest, intitulé *Géologie 1^{re} et 2^e année BCPST*"
- Figure publiée dans « Sédimentologie » 3^e édition. I. Cojean et M. Renard. Ed. Dunod.
- Würtz, M. & M. Rovere (eds) (2015). Atlas of the Mediterranean Seamounts and seamount-like Structures. Gland, Switzerland and Malaga, Spain : IUCN. 276 pages.
- Actualités du CNRS-INSU : <http://www.insu.cnrs.fr/node/5980> « Séismes en mer d'Alboran : quand les plaques tectoniques Afrique et Eurasie se rencontrent » Gorini et d'Acremont 2016.
- Conférence sur la géophysique marine et les métiers de la recherche en BCPST1 à l'Ecole Nationale de Physique et Biologie (2009 à 2015) ; au Lycée Hoche, Versailles (2017-).

ENCADREMENTS

THESE

- Victor TENDERO SALMERÓN (thèse bourse ministérielle espagnole; FPU Grant of Spanish Ministry of Education). Recent and active deformation structures in the central-eastern sector of the Baetica and Alboran Seas Mountains: indentation and roll-back processes. Encadrants: 40% J. Galindo-Zaldivar; 30% E. d'Acremont; 30% G. Ercilla. Soutenance prévue en 2020.
- Maria-José HERNANDEZ SALAZAR (thèse UPMC, financement gouv. équatorien). Evolution des bassins avant arc de l'Equateur (1°20'N-2°20'S): analyse des profils sismiques offshore/onshore et calibration par les données de puits et de terrain. Contrôle thermo-chronologique de l'exhumation et du développement des pièges structuraux associés à l'inversion des bassins. Encadrants: 40 % F. Michaud; 30% E. d'Acremont; 25 % J.N. Proust; 5% L. Labrousse. Soutenance prévue en 2020.
- Douglas LISBOA (these UPMC). Investigating and understanding the active processes driving submarine landslide geohazards in the densely populated Mediterranean areas: a multidisciplinary and multi-scale approach. Encadrants : 30% S. Lafuerza, 30% E.

- d'Acremont ; 20% A. Rabaute ; 5% C. Rosenberg, 15% F. Chiocci. Soutenance prévue en 2019.
- Flore MARY (thèse convention UPMC, GRI). Typologie, Architecture et Origine des structures d'émission de fluides et leurs interactions avec les processus sédimentaires et tectonique. Exemple de la Méditerranée orientale. Encadrants : 40% S. Migeon ; 30% E. d'Acremont ; 20% A. Rabaute ; 10% C. Blanpied – Soutenue le 8/06/2018.
 - Manfred LAFOSSE (thèse UPMC). Influence de l'inversion tectonique d'un bassin sur l'enregistrement sédimentaire et sur le style de déformation en contexte de convergence oblique : Exemple du Bassin Sud Alboran. Encadrants : 50% E. d'Acremont ; 25% C. Gorini ; 25% A. Rabaute – Soutenue le 19 Mai 2017. Actuellement Post-doc à Utrecht. (*Publications associées n°25, 31, 33 et 36*)
 - Louise WATREMEZ (thèse MRT). Evolution thermo-mécanique d'une marge continentale : le golfe d'Aden oriental. Encadrants : 40% S. Leroy ; 30% E. Burov ; 30% E. d'Acremont - Soutenue le 30 juin 2010. Actuellement Maître de Conférence à Lille 1. (*Publications associées n°9, 10, 15, 18, 20 et 21*).
 - Julia AUTIN (thèse MRT). Déchirure continentale et segmentation du golfe d'Aden oriental en contexte de rifting oblique – Encadrants : 40% S. Leroy; 20% M.O. Beslier ; 20% E. d'Acremont ; 20% N. Bellahsen Soutenue le 5 Décembre 2008 - Actuellement Maître de Conférence à l'EOST Strasbourg. (*Publications associées n°10, 11, 12, 14, 17, 20, 22, 23 et 24*).

MASTER 2

- Alana OLIVEIRA DE SA (M2 UPMC 2019). Relation entre système sédimentaire et tectonique active en Haïti. Encadrants: E. d'Acremont; S. Leroy; S. Lafuerza.
- Andrew SENKANS (M2 UPMC). Evolution structurale de la marge passive du Mozambique. Encadrants : S. Leroy; E. d'Acremont. Actuellement employé par une société de service de prospection minière. (*Publication associée n°37*).
- Martin JOLLIVET-CASTELOT (M2 UPMC). Etude des sédiments récents du bassin d'Alboran méridionale. Encadrants : E. d'Acremont ; A. Rabaute. Soutenance juin 2015. Actuellement en Thèse à Lille 1. (*Publication associée n°33*)
- Manfred LAFOSSE (M2 UPMC). Imagerie des failles actives de la région d'Al Hoceima (bassin sud d'Alboran). Encadrants : E. d'Acremont ; A. Rabaute – Soutenance en juin 2013. Actuellement en post-doctorat.
- Laure INGOUF (M2 UBO, IUEM). Architecture sédimentaire néogène et quaternaire de la marge méditerranéenne marocaine d'Al Hoceima (Mer d'Alboran. Encadrants : P. Le Roy ; C. Gorini ; E. d'Acremont. Soutenance Juin 2013.
- Gabriel TEURQUETTY (M2 UPMC). Etude tectono-sédimentaire des bancs de Xauen et Tofino au sud de la mer d'Alboran. Encadrants : E. d'Acremont ; C. Gorini ; G. Ercilla. Soutenance Juin 2012.
- Esther COURREGES (M2 UPMC) – Structure et évolution d'une marge passive : nord-est du golfe d'Aden. Encadrants : E. d'Acremont ; S. Leroy. Soutenance Juin 2006. Actuellement Professeur des écoles.

MASTER 1

- Alana OLIVEIRA DE SA (M1 UPMC 2018). Relation entre système sédimentaire et tectonique active en Haïti. Encadrants: E. d'Acremont; S. Leroy; S. Lafuerza.
- Elodie THOMAS (M1 UPMC 2017). Méditerranée occidentale : expression de surface des déformations salifères dans les bassins profonds. Encadrants: J. Poort; E. d'Acremont

- Rabii CHAARANI (M1 UPMC 2017). Etude structural de la marge nord africaine Al Hoceima, Maroc. Encadrants: M. Lafosse; E. d'Acremont; A. Rabaute.
- Adrien Ngor NGOM (M1 UPMC 2016). Analyse des paleo-rivages du bassin d'alboran meridionale. Encadrants : M. Lafosse, E. d'Acremont, A. Rabaute.
- Clément MALEUVRE (ENSG de Nancy, 2ième année 2014). Glissements de terrain sous-marins et aléa tsunami en mer d'Alboran. Encadrants : Mathieu Rodriguez (ENS), A. Rabaute, E. d'Acremont.
- Martin JOLLIVET-CASTELOT (M1 UPMC 2014). Etude de l'activité tectonique et sédimentaire récente du bassin d'Alboran méridionale. Encadrants : E. d'Acremont ; A. Rabaute. Actuellement en Thèse à Lille 1.
- Manfred LAFOSSE (M1 UPMC 2011). Evolution tectono-sédimentaire de la Mer d'Alboran : interactions entre systèmes sédimentaires et tectonique active. Encadrants : E. d'Acremont – Actuellement en Post-doctorat.
- Yann SERVIERE (M1 UPMC 2010). Initiation et évolution de la zone de fracture de Socotra-Hadbeen. Encadrants : E. d'Acremont ; S. Leroy. Actuellement à l'IFP-BEICIP.
- Clark CHAHINE (M1 UPMC, hors cursus 2009). Initiation au traitement sismique. Encadrant : E. d'Acremont. Actuellement chez Schlumberger.

RESPONSABILITES ET ACTIVITES D'ENSEIGNEMENTS

- Membre du jury CAPES SVT de 2017-2019
- Membre élu du conseil de département de la Licence de Sciences de la Terre (2015-).
- Co-Organisatrice des stages de terrain UPMC Master SDUEE de Géophysique Marine à l'Observatoire Océanologique de Villefranche-sur-mer.
- Responsable de l'obtention, de l'installation et de la maintenance au sein du Laboratoire des logiciels de traitement sismique Geocluster et d'interprétation sismique Kingdom Suite (obtenu grâce à une demande dans le cadre « University Grant Program »).
- Responsable de section TP en Geosciences 1 de 2011 à 2014.
- Co-responsable des UE : L3 Géodynamique ; M1 Imagerie géophysique de la croûte, Stage de Géophysique marine ; M2 Stage Terre-Mer ; M2 Marges et Orogènes.
- (Co-)Encadrement de stages de recherche en L3, Master 1 et Master 2.

TDS/Année	2010-211	2011-2012	2012-2013	2013-2014	2014-2015	2015-2016	2016-2017	2017-2018
ETD (heures)	208	164 (congé maternité)	226	205,5	203,5	203	199	232

PUBLICATIONS

2019

- [40] Gràcia, E., Grevemeyer, I., Bartolomé, R., Perea, H., Martínez-Loriente, S., Gómez de la Peña, L., et al. (2019). Earthquake crisis unveils the growth of an incipient continental fault system. *Nature Communications*, 10(1), 3482. <https://doi.org/10.1038/s41467-019-11064-5>
- [39] López-González, N., Alonso, B., Juan, C., Ercilla, G., Bozzano, G., Cacho, I., Casas, D., Palomino, D., Vázquez, J.-T., Estrada, F., Barcenás, P., d'Acremont, E., Gorini, C., El

Moumni, B., 2019. 133,000 Years of Sedimentary Record in a Contourite Drift in the Western Alboran Sea: Sediment Sources and Paleocurrent Reconstruction. *Geosciences* 9, 345.

2018

- [38] 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., and Valencia, J., 2019, Influence of alongslope processes on modern turbidite systems and canyons in the Alboran Sea (southwestern Mediterranean): *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, v. 144, p. 1-16.
- [37] Senkans, A., Leroy, S., d'Acremont, E., Castilla, R., Despinos, F. (2018). Polyphase Rifting and Break-up of the Central Mozambique Margin. *Marine and Petroleum Geology*. 100, 412-433, ISSN 0264-8172, doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2018.10.035.
- [36] Lafosse, M., Gorini, C., Leroy P., Alonso B., d'Acremont, E., Rabineau M., Vazquez J.T., Rabaute, A., Ammar, A. (2018). Late Quaternary-Holocene history of a tectonically active Morocco continental margin (Nekor Basin, Western Mediterranean, Morocco). *Marine and Petroleum Geology*. 97, 370-389, doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2018.07.022.
- [35] Galindo-Zaldivar J., Ercilla G., Estrada F., Catalán M., d'Acremont E., Azzouz O., Casas D., Chourak M., Vazquez J.T., Chalouan A., Sanz de Galdeano C., Benmakhlof M., Gorini C., Alonso B., Palomino D., Rengel J.A., Gil A.J. (2018). Imaging the growth of new faults: the case of 2016-17 seismic crisis sea bottom deformation in the Alboran Sea (Western Mediterranean). *Tectonics*. 37, 2513-2350, <https://doi.org/10.1029/2017TC004941>.

2017

- [34] Estrada F., Galindo-Zaldivar J., Vazquez J T., Ercilla G., d'Acremont E., Alonso B., Gorini C., (2017), Tectonic indentation in the central Alboran Sea (Westernmost Mediterranean). *Terra Nova*. doi : 10.1111/ter.12304.
- [33] Rodriguez M, Maleuvre C., Jollivet-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), *GJI*, 209, 266-281, doi: 10.1093/gji/ggx028

2016

- [32] Do Couto, D., C. Gorini, L. Jolivet, N. Le Bret, R. Augier, C. Gumiaux, E. d'Acremont, A. Ammar, H. Jabour, and J.-L. Auxietre (2016), Tectonic and stratigraphic evolution of the Western Alboran Sea Basin in the last 25 Myrs, *Tectonophysics*, doi:10.1016/j.tecto.2016.03.020.
- [31] Lafosse, M., d'Acremont, E., Rabaute, A., Mercier de Lépinay, B., Tahayt, A., Ammar, A. and Gorini, C. (2016), Evidence of quaternary transtensional tectonics in the Nekor basin (NE Morocco). *Basin Res.* doi:10.1111/bre.12185.
- [30] Juan C., Ercilla G., Hernández-Molina FJ., Estrada F., Alonso B., Casas D., García M., Farran M I., Llave E, Palomino D., Vázquez J-T., 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. doi:10.1016/j.margeo.2016.01.006. *Marine Geology*.
- [29] Marcaillou B., Collot J-Y., Ribodetti A., d'Acremont E., Mahamat A-A., Alvarado A., (2016). Seamount subduction at the North-Ecuadorian convergent margin: effects on

structures, inter-seismic coupling and seismogenesis. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 433, 146-158. <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2015.10.043>.

2015

- [28] Palomino, D., Alonso, B., Lo Iacono, C., Casas, D., d'Acremont, E., Ercilla, G., Gorini, C., and Vázquez, J., 2015, Seamounts and Seamount-like Structures of the Alborán Sea. ISSN: 2831717507. Hal-01441732.
- [27] Ercilla G., Juan C., Hernández-Molina JF, Bruno M., Estrada F., Alonso B., Casas D., Farran M., Llave E., García M., Vázquez JT., d'Acremont E., Gorini C., Palomino D., Valencia J., El Moumni B., Ammar A. (2015). Significance of bottom currents in deep-sea morphodynamics: an example from the Alboran Sea. *Marine Geology*. doi:10.1016/j.margeo.2015.09.007.

2014

- [26] Alonso B, Ercilla G, Garcia M, Vázquez JT , Juan C, Casas D, Estrada F, d'Acremont E, Gorini C., El Moumni B, Farran M, and MONTERA and CONTOURIBER teams. Quaternary mass-transport deposits on the north-eastern Alboran seamounts (SW Mediterranean Sea). 2014. In : S. Krastel et al., (eds). *Submarine Mass Movements and Their Consequences, Advances in Natural and Technology Hazards Research 37*, DOI-10.1007/978-3-319-00972-8-50, pp 561-570.
- [25] 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 faulting offshore Al Hoceima, Northern Morocco. *Tectonophysics* 632, 160-166. <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2014.06.008>.

2013

- [24] Bellahsen, N., Leroy S., Autin J., Razin P., d'Acremont E., Sloan H., Pik R., Ahmed A. Khanbari K. 2013 - Pre-existing oblique transfer zones and transfer/transform relationships in continental margins: new insights from the southeastern Gulf of Aden, Socotra Island, Yemen - *Tectonophysics*. 607, 32-50. <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2013.07.036>
- [23] Autin, J., Bellahsen, N., Leroy S., Husson, L., Beslier, M.O., d'Acremont E. -2013 - The role of structural inheritance in oblique rifting: insights from analogue models and application to the Gulf of Aden. *Tectonophysics*. 607, 51-64. <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2013.05.041>
- [22] Bellahsen, N., Husson, L., Autin, J., Leroy S., d'Acremont E. - 2013 -The effect of thermal weakening and buoyancy forces on rift localization: Field evidences from the Gulf of Aden oblique rifting. - *Tectonophysics*. 607, 80-97. <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2013.05.042>
- [21] Watremez L., Burov E., d'Acremont E., Leroy S., Huet B., Le Pourhiet L., Bellahsen N. - 2013 - Buoyancy and localizing properties of continental mantle lithosphere: Insights from thermomechanical models of the eastern Gulf of Aden. *Gcubed*. doi:10.002/ggge.20179.

2012

- [20] Leroy S., Razin P., Autin J., Bache F., d'Acremont E., Watremez L., Robinet J., Baurion C., Denèle Y., Bellahsen N., Lucazeau F., Rolandone F., Rouzo S., Serra Kiel J., Robin C. et al., 2012. From rifting to oceanic spreading in the Gulf of Aden: a synthesis. *Arab J. Geosciences*. DOI 10.1007/s12517-011-0475-4, vol 5, 859-901.

2011

- [19] Bache, F., Leroy, S., Baurion, C., Robinet, J., Gorini, C., Lucazeau, F., Razin, P., d'Acremont, E., Al-Toubi, K., 2011. Post-rift uplift of the Dhofar margin (Gulf of Aden). *Terra Nova*, 23, 10.1111/j.1365-3121.2010.00975.x, 11-18.
- [18] Watremez, L., Leroy, S., Rouzo, S., d'Acremont, E., Unternehr, P., Ebinger, C., Lucazeau, F., & Al Lazki, A. 2011. The crustal structure of the northeastern Gulf of Aden continental margin: insights from wide-angle seismic data, *Geophys. J. Int.* 184, 575-594.

2010

- [17] Autin, J., Bellahsen, N., Husson, L., Beslier, M.O, Leroy, S. & d'Acremont, E. 2010. Analog models of oblique rifting in a cold lithosphere. *Tectonics*, 29, TC6016.
- [16] Leroy, S., Lucazeau, F., d'Acremont, E., et al. 2010. Contrasted styles of rifting in the eastern Gulf of Aden: a combined wide-angle MCS and Heat flow survey. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. doi:10.1029/2009GC002963.
- [15] Lucazeau, F., Leroy, S., Rolandone, F., d'Acremont, E., Watremez, L., Bonneville, A., Goutorbe, B. & Düsünur, D. 2010. Heat-flow and hydrothermal circulations at the Ocean-Continent Transition of the Eastern Gulf of Aden. *Earth Planet. Sci. Lett.* 295, 554-570.
- [14] Leroy, S., d'Acremont, E., Tiberi, C., Basuyau, C., Autin, J. & Lucazeau, F. 2010. Recent off-axis volcanism in the eastern Gulf of Aden: implications for plume-ridge interactions. *Earth Planet. Sci. Lett.*, doi:10.1016/j.epsl.2010.02.036, 293, 140-153.
- [13] Fournier, M., Chamot-Rooke, N., Petit, C., Huchon, P., Al-Kathiri, A., Audin, L., Beslier, M.O., d'Acremont, E., Fabbri, O., Fleury, J.M., Khanbari, K., Lepvrier, C., Leroy, S., Maillot, B., Merkouriev, S., 2010. Arabia-Somalia plate kinematics, evolution of the Aden-Owen-Carlsberg triple junction, and opening of the Gulf of Aden, *J. Geophys. Res.*, 115, DOI: 10.1029/2008JB006257.
- [12] d'Acremont, E., Leroy, S., Maia, M., Gente, P. & Autin, J. 2010. Volcanism, jump and propagation on the Sheba Ridge, eastern Gulf of Aden: Segmentation evolution and implications for accretion processes. *Geophys. J. Int.* 180, 535-551.
- [11] Autin, J., Leroy, S., Beslier, M. O., d'Acremont, E., Razin, P., Ribodetti, A., Bellahsen, N., Robin, C. & Al-Toubi, K. 2010. Continental break-up history of a deep magma-poor margin from seismic reflection data (northeastern Gulf of Aden margin, offshore Oman). *Geophys. J. Int.*, 180, 501-519.

2009

- [10] Lucazeau, F., Leroy, S., Autin, J., Bonneville, A., Goutorbe, B., Rolandone, F., d'Acremont, E., Watremez, L., Düsünur, D. & Huchon, P. 2009. Post-Rift Volcanism and high heat-flow at the Ocean-Continent Transition of the Gulf of Aden. *Terra Nova* 21 (4), 285-292.

2008

- [9] Lucazeau, F., Leroy, S., Bonneville, A., Goutorbe, B., Rolandone, F., d'Acremont, E., Watremez, L., Düsünur, D., Tuchais, P., Huchon, P., Bellahsen, N. & Al-Toubi, K. 2008. Persistent thermal activity at the Eastern Gulf of Aden after continental break-up. *Nature Geosciences*, 854-858.

2007

- [8] Burov E., Guillou-Frottier L., d'Acremont E., Le Pourhiet L., Cloetingh S. - Plume head-lithosphere interactions near intra-continental plate boundaries, 2007. *Tectonophysics*, 434, 15-38.
- [7] Tiberi, C., Leroy, S., d'Acremont, E., Bellahsen, N., Ebinger, C., Al-Lazki, A. and Pointu, A., 2007. Crustal geometry of the northeastern Gulf of Aden passive margin: localization of the deformation inferred from receiver function analysis. *Geophys. J. Int.*, 168(doi:10.1111/j.1365-246X.2006.03294.x): 1247-1260.

2006

- [6] d'Acremont, E., Leroy S., Maia, M., Patriat, P., Beslier, M.O., Bellahsen, N., Fournier, M. and Gente, P., 2006. Structure and evolution of the eastern Gulf of Aden: insights from magnetic and gravity data (Encens-Sheba/MD117 cruise). *Geophys. J. Int.*, 165: 786-803.
- [5] Bellahsen N., Fournier M., d'Acremont E., Leroy S., Daniel J.M.. Fault reactivation and rift localization in oblique rifting context: the northeastern Gulf of Aden margin, Sultanate of Oman. 2006. *Tectonics*. 25(doi:10.1029/2004TC001626): 1-14.

2005

- [4] d'Acremont, E., Leroy, S., Beslier, M. O., Bellahsen, N., Fournier, M., Robin, C., Maia, M. and Gente, P., 2005. Structure and evolution of the eastern Gulf of Aden conjugate margins from seismic reflection data. *Geophys. J. Int.*, 160, 869-890.

2004

- [3] Leroy, S., Gente, P. and the scientific shipboard party (d'Acremont included), 2004. From rifting to spreading in the eastern Gulf of Aden : a geophysical survey of a young oceanic basin from margin to margin. *Terra Nova*, 16, 185-192

2003

- [2] d'Acremont E., Leroy S. & Burov E. 2003 - Numerical modelling of a mantle plume: the plume head-lithosphere interaction in the formation of a LIP - *Earth Planet. Sci. Lett.*, 206, 379-396.

2001

- [1] Mauffret A., Leroy S., d'Acremont E., Maillard A., Mercier de Lépinay B., Dos Reis T. A., Miller N., Nercessian A., Perez-Vega R., Perez D. 2001 - Une coupe de la province magmatique Caraïbe : premiers résultats de la campagne Casis 2 - *C. R. Acad. Sci. Paris*, 333, 659-667.

CONFERENCES INTERNATIONALES ET NATIONALES

- 130 résumés acceptés à des congrès nationaux et internationaux : AGU Fall Meeting; EGU; AAPG; SGI; RST; Addis-Abeba - US-Africa Workshop on Anatomy of Continental Rifts- International Conference; InterMargins Workshop: "Modeling the Extensional Deformation of the Lithosphere" (IMEDL), Workshop Results and Prospects of Research on the Alboran Domain and the Arc of Gibraltar, Tetouan (Morocco), French-Brazilian Meeting, Buzios,...

ANNEXE 2

DISTRIBUTION AND ORIGIN OF SUBMARINE LANDSLIDES IN THE ACTIVE MARGIN OF THE SOUTHERN ALBORAN SEA (W MEDITERRANEAN SEA)

A1. Landslide parameters for MTDs mapped west of the Al Idrissi Fault (herein indicated as MTD_ID X01 to X28).

MTD_ID	Surface (km ²)	Volume (km ³)	Decompacted volume (km ³)	Runout (km)	Scarp height (m)	Scar slope (deg)	MTD Type	Presence of erosive base
X01	90.20	2.18	2.18	19.92	798.00	12.00	DF	N
X02	20.57	1.20	1.20	<19	0.00	0.00	DF	O
X03	21.85	1.17	1.17	<19	0.00	0.00	DF	O
X04	8.39	0.13	0.13	8.97	407.00	9.00	DF	O
X05	5.86	0.12	0.12	7.11	333.00	6.00	DF	N
X06	1.83	0.03	0.03	5	258.00	11.00	DF	N
X07	0.60	0.01	0.01	2.61	133.00	5.00	DF	N
X08	6.64	0.18	0.18	5.9	180.00	5.00	S	N
X09	8.99	0.26	0.26	9.5	410.00	7.00	S	N
X10	8.71	0.18	0.18	4.8	210.00	9.00	S	N
X11	4.57	0.11	0.17	7.5	400.00	11.00	DF	N
X12	0.72	0.01	0.01	2.1	117.00	7.00	DF	N
X13	7.29	0.05	0.08	6.7	315.00	7.00	DF	N
X14	5.92	0.16	0.26	<12	0.00	0.00	DF	N
X15	4.68	0.05	0.08	<11	0.00	0.00	DF	N
X16	1.59	0.01	0.02	<15	0.00	0.00	DF	N
X17	4.02	0.14	0.23	<10	0.00	0.00	DF	N
X18	4.93	0.08	0.12	<8	0.00	0.00	DF	N
X19	11.78	0.35	0.55	10.9	660.00	24.00	DF	N
X20	1.22	0.01	0.02	6.4	315.00	7.00	DF	N
X21	6.57	0.04	0.06	<7.5	0.00	0.00	DF	N
X22	72.83	6.30	10.54	14.9	543.00	7.00	DF	O
X23	11.52	0.37	0.64	<19	0.00	0.00	DF	N
X24	10.35	0.29	0.49	6.6	338.00	16.00	DF	N
X25	5.25	0.13	0.21	3.4	108.00	7.00	DF	O
X26	4.71	0.09	0.16	<11	0.00	0.00	DF	N
X27	3.57	0.09	0.15	<17	0.00	0.00	DF	N
X28	0.90	0.03	0.04	<14	0.00	0.00	DF	N

A2. Landslide parameters for MTDs mapped east of the Al Idrissi fault

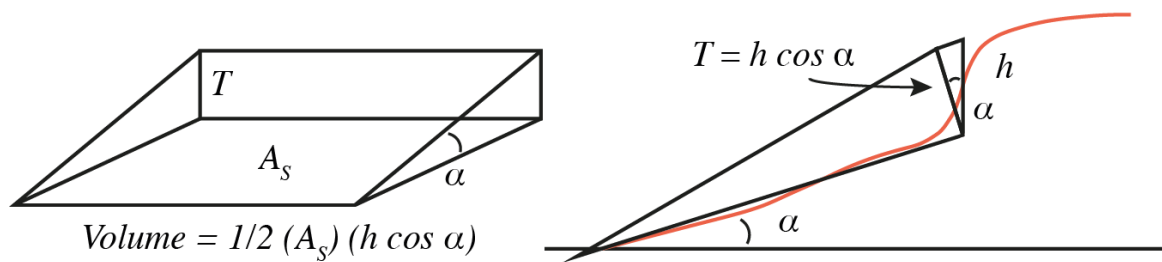
MTD_ID	Surface (km ²)	Volume (km ³)	Decompacted volume (km ³)	Runout (km)	Scarp height (m)	Scar slope (deg)	MTD Type	Presence of erosive base
M01	27.70	0.83	0.83	8.5	45.00	12.00	S	O
M02	2.50	0.05	0.05	2	55.00	14.00	S	N
M03	1.10	0.01	0.01	<6	0.00	0.00	DF	N
M04	0.80	0.02	0.02	0.8	60.00	9.00	DF	O
M05	104.00	1.72	2.55	<22	0.00	0.00	DF	N

M06	2.80	0.04	0.05	<6	0.00	0.00	DF	N
M07	1.00	0.01	0.02	<8	0.00	0.00	S	N
M08	2.30	0.03	0.05	<5	0.00	0.00	S	N
M09	2.70	0.04	0.06	<6	0.00	0.00	DF	N
M10	3.60	0.15	0.23	<8	0.00	0.00	DF	O
M11	2.80	0.07	0.10	<7	0.00	0.00	DF	O
M12	14.90	0.28	0.45	<10	0.00	0.00	DF	O
M13	2.70	0.04	0.06	<7	0.00	0.00	DF	O
M14	1.70	0.02	0.02	<6	0.00	0.00	DF	N
M15	21.00	0.30	0.50	<13	0.00	0.00	DF	O
M16	2.90	0.08	0.12	<6	0.00	0.00	S	N
M17	202.60	9.15	15.58	<20	0.00	0.00	DF	O
M18	3.00	0.08	0.13	<11	0.00	0.00	DF	O
M19	0.60	0.01	0.01	<7	0.00	0.00	S	N
M20	1.60	0.03	0.06	<15	0.00	0.00	DF	N
M21	1.10	0.02	0.03	<12	0.00	0.00	DF	O
M22	26.00	1.78	2.95	<9	0.00	0.00	DF	O
M23	55.30	3.47	6.07	14	940.00	24.00	DF	N
M24	39.70	2.09	3.65	<15	0.00	0.00	DF	O
M25	2.80	0.08	0.13	<8	0.00	0.00	DF	N
M26	0.60	0.01	0.02	<7	0.00	0.00	S	N
M27	1.50	0.07	0.11	<8	0.00	0.00	S	N
M28	2.70	0.04	0.08	<10	0.00	0.00	DF	N
M29	3.40	0.10	0.17	<11	0.00	0.00	DF	N
M30	6.00	0.10	0.18	<13	0.00	0.00	DF	N
M31	2.70	0.10	0.18	<8	0.00	0.00	DF	N
M32	36.80	1.44	2.51	<16	0.00	0.00	DF	O
M33	44.00	1.03	1.87	<17	0.00	0.00	DF	O
M34	49.40	1.18	2.11	<14	0.00	0.00	DF	O
M35	0.50	0.01	0.02	<7	0.00	0.00	DF	O
M36	89.60	2.95	5.29	<15	0.00	0.00	DF	O
M37	1.30	0.02	0.03	<10	0.00	0.00	DF	N
M38	1.10	0.03	0.05	<11	0.00	0.00	DF	O

A3. Time interval, V_p values (Martinez-Garcia et al., 2013) and sedimentation rates available for the stratigraphic succession including the mapped MTDs. Units QT4 to PL1 correspond to seismic units between stratigraphic horizons used in the present study (cf. section 2.3).

Sedimentary succession intervals	0-MIS 8	MIS 8-12	MIS 12-Q2	Unité QT4	Unité QT3	Unité QT2	Unité QT1	Unité PL3	Unité PL2	Unité PL1
Time interval (kyrs)	260	200	330	790	400	610	800	700	1200	830
Average V_p (m/s) (Martínez-García <i>et al.</i> , 2013)	—	—	—	1567	1625	1671	1737	1673	1762	1977
Sedimentation rates west of the Al Idrissi fault (cm/kyr)	25	14	23	22	22	22	13	13	10	12
Sedimentation rates east of the Al Idrissi fault (cm/kyr)	32	24	15	17	18	18	20	10	7	7

A4. Geometrical model used to estimate landslide volumes following McAdoo (2000). Landslide volume estimation considers A_s , the surface of the eroded area downslope; α , the slope and h , the scarp height.



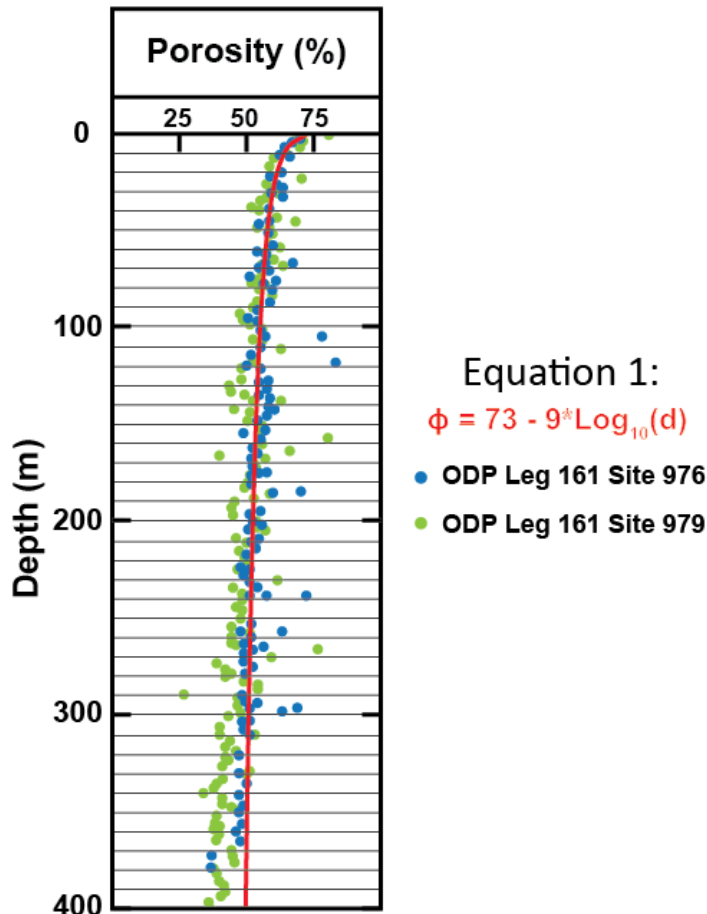
A5. Depth variation of porosity values for the upper 400 m of recovered materials on ODP sites 976 and 979. Porosity law (Equation 2) is used to calculate the decompacted landslide volumes. Depth (d); decompacted landslide volume (T_0); final porosity (ϕ_n) and final volumes (T_n).

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

$$T_0 = \frac{(1 - \phi_n)T_n}{(1 - \phi_0)} \tag{Equation 2}$$

Equation 1

Equation 2



A6. Factor of safety considering the infinite slope approach.

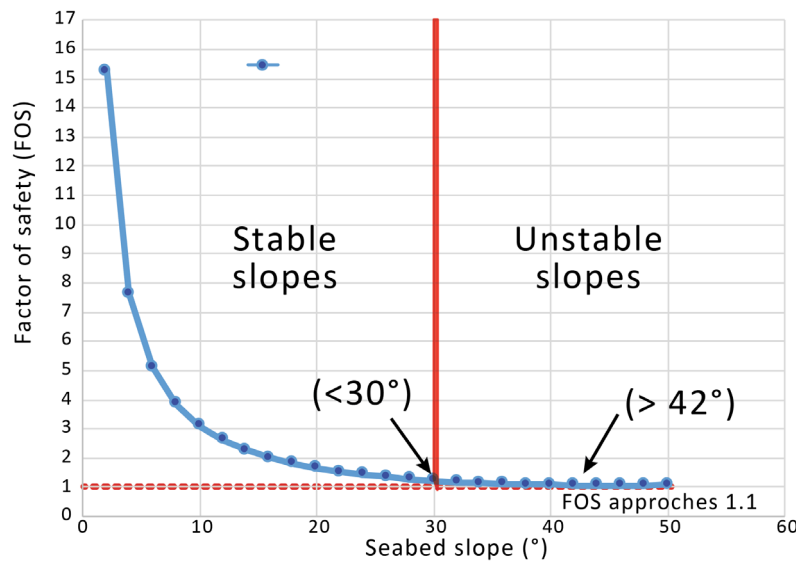
It can be assumed that a potential failure surface is parallel to the surface of the slope and is located at a depth smaller than the length of the slope. The slope can thus be considered as being of infinite length, and end effects be ignored. The slope is inclined at angle β to the horizontal and the depth of the failure plane is z . In terms of effective stress, the shear strength of the soil along the failure plane is determined by Equation 3 and the factor of safety by Equation 4:

$$\tau_f = (\sigma_v - u) \cdot \tan \phi' \quad \text{Equation 3}$$

$$FOS = \frac{\tau_f}{\tau} = \frac{(\sigma_v - u) \cdot \tan \phi'}{\gamma_{\text{sat}} \cdot z \cdot \sin \beta \cdot \cos \beta} \quad \text{Equation 4}$$

where σ_v is the total vertical stress, u the pore pressure, ϕ' the effective friction angle, γ_{sat} the unit weight of the saturated sediment, z the depth, and β the slope angle.

In our study, the infinite slope approach was used to test the role of the slope steepness (i.e. gravity force) on the contourite stability without considering any overpressure ($u=0$ kPa). To do that, a planar sliding surface at 10 m deep, a mean sediment unit weight of fine-grained contourites of 18 kN·m⁻³ and a friction angle of 28° was selected.



ANNEXE 3

SELECTION DE PUBLICATIONS

- d'Acremont, E., Gutscher, M.-A., 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>
- 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 Research Part I: Oceanographic Research Papers* 144, 1–16. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2018.12.002>
- 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. <https://doi.org/10.1111/ter.12304>
- Gràcia, E., Grevemeyer, I., Bartolomé, R., Perea, H., Martínez-Lorient, S., Gómez de la Peña, L., Villaseñor, A., Klinger, Y., Lo Iacono, C., Díez Tagarró, S., Calahorrano, A., Camafort Blanco, M., Costa, S., d'Acremont, E., Rabaute, A., Ranero, C.R., 2019. Earthquake crisis unveils the growth of an incipient continental fault system. *Nature Communications* 10, 3482. <https://doi.org/10.1038/s41467-019-11064-5>