



**HAL**  
open science

# Distribution et enregistrement de la déformation en contexte de convergence oblique : évolution géodynamique de la marge marocaine du bassin d'Alboran au Plio-Quaternaire

Manfred Lafosse

► **To cite this version:**

Manfred Lafosse. Distribution et enregistrement de la déformation en contexte de convergence oblique : évolution géodynamique de la marge marocaine du bassin d'Alboran au Plio-Quaternaire. Tectonique. Université Pierre et Marie Curie - Paris VI, 2017. Français. NNT : 2017PA066651 . tel-03098506v2

**HAL Id: tel-03098506**

**<https://theses.hal.science/tel-03098506v2>**

Submitted on 18 Nov 2021 (v2), last revised 5 Jan 2021 (v3)

**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.

# Université Pierre et Marie Curie

Géosciences, Ressources Naturelles et Environnement

École doctorale 398

*Institut des Sciences de la Terre de Paris*

## **Distribution et enregistrement de la déformation en contexte de convergence oblique : évolution géodynamique de la marge marocaine du bassin d'Alboran au Plio- Quaternaire**

Par Manfred Lafosse

Thèse de doctorat de Géosciences

Dirigée par :  
Dr. Elia d'Acremont  
Prof. Christian Gorini  
Dr. Alain Rabaute

Présentée et soutenue publiquement le 19/05/2017

Devant un jury composé de :

Mr, Mulder Thierry, Professeur (Université de Bordeaux , France), Rapporteur  
Mr, Ritz Jean-François, Directeur de Recherche CNRS (Université de Montpellier, France), Rapporteur  
Mr, Chiocci Francesco Latino, Professeur (Université La Sapienza, Roma), Examineur  
Mme, Leroy Sylvie, Directrice de Recherche CNRS (Paris 6, France), Examineur  
Mme, d'Acremont Elia, Maître de conférences (Paris 6, France), Directrice de thèse  
Mr, Gorini Christian, Professeur (Paris 6, France), Co-Directeur de thèse  
Mr, Rabaute Alain, Professeur associé (Paris 6, France), Co-Directeur de thèse  
Mme, Alonso Belen, Professeur (CSIC, Barcelone), Invité







## Remerciements

En premier lieu, je tiens à remercier toutes celles et ceux qui m'ont accompagnés durant ces 3 années (et demis ! ) de de thèse : tous les gros et grosses qui se reconnaîtront car la liste est longue et j'ai peur d'en oublier (La maison percheronne FTW !). J'aimerais aussi remercier mon père qui m'a appris que la Liberté n'est pas négociable ; et mon grand-père qui m'a appris qu'un jour, pas le choix, il faut aller au front. Je remercie Emily sans qui ces trois dernières années auraient certainement été beaucoup moins bien.

Je tiens à remercier mon équipe encadrante, Elia, Alain, Christian, qui ont supporté ma désorganisation chronique, mes folies, mes délires scientifiques et mon orthographe déplorable. Grâce à eux, j'ai pu me développer pour grandir comme chercheur avec une grande liberté intellectuelle et non pas comme un pauvre fruitier tout tordu ! Merci à eux.

Remercions à présent toutes les équipes m'ayant inclus dans leurs projets et collaborations et qui m'ont accueillis dans leur laboratoire et navires de recherche : Sylvie Leroy, merci pour la campagne Haiti-sys, Eulalia Gracia, pour la campagne Shake, Gemma Ercilla, Ferra Estrada , et Belen Alonso, pour l'accueil à Barcelone, Marina Rabineau et Pascal Le Roy, pour les discussions profitables et l'accueil à Brest, et enfin Phillipe Münch et Jean-Jacques Cornée pour le terrain au Maroc et pour l'accueil à Montpellier. Une spéciale dédicasse pour Leatitia pour son soutien sans failles, les discussions scientifiques, l'encadrement, le goût de la programmation et du calcul.



## Avant Propos

Ce travail de thèse a été réalisé dans le cadre du laboratoire de l'Institut des sciences de la Terre de Paris sous la direction du Professeur Christian Gorini, du Docteur Elia d'Acremont et du Professeur associé Alain Rabaute. Cette thèse porte sur l'évolution Plio-Quaternaire d'un bassin sédimentaire inversé sous l'effet de la convergence Afrique/Eurasie, le bassin d'Alboran. Ce bassin est inversé de manière oblique, ce qui provoque une déformation en transpression, caractérisée par l'activation de structures tectoniques décrochantes et la formation de plis.

J'ai eu accès à un vaste ensemble de données de sismique réflexion et de bathymétrie acquises avant cette thèse durant trois campagnes océanographiques en Mer d'Alboran : les campagnes Marlboro-1 (2011), Marlboro-2 (2012) et SARAS (2012). Ces campagnes ont été réalisées en collaboration avec l'équipe de sédimentologie de *Institut de Ciències del Mar* (CSIC, Barcelone), et avec le laboratoire de Géoscience Océan de l'Institut Universitaire Européen de la Mer (Brest). Ces collaborations ont permis la mise en commun des données existantes sur la zone d'étude et ont permis d'accéder à des datations de surfaces stratigraphiques. Durant ma thèse, j'ai personnellement traité les données de bathymétrie issues de la campagne Marlboro-2.

J'ai eu aussi l'occasion de participer à l'acquisition de données de sismique réflexion et de bathymétrie dans deux campagnes océanographiques. En 2013, j'ai participé au leg 2 de la campagne HAITIS-SIS (PI : Pr. Sylvie Leroy) sur l'Atalante (IFREMER), qui m'a permis de me familiariser au contexte décrochant de la marge Caraïbe. En 2015, j'ai aussi participé à une campagne en mer d'Alboran, la campagne SHAKE-IRIS CRUISE (PI : Dr Eulalia Gràcia). Cette campagne m'a permis d'étudier d'observer en détail les structures actives en mer d'Alboran.

Les résultats de ces études se trouvent dans la suite de ce manuscrit. Après une introduction générale, chapitre 1, le chapitre 2 propose une synthèse des données structurales publiées autour de la zone d'étude. Le chapitre 3 est un article sur les structures actives du bassin de Nekor publié dans *Basin Research* en 2016. Le chapitre 4 est un article en préparation à soumettre à *Marine and Petroleum Geology*, et porte sur la caractérisation de la stratigraphie tardi-pleistocène de la plateforme continentale sur la marge Sud de la Mer d'Alboran. Le chapitre 5 est un article en préparation proposant un modèle d'évolution structural de cette marge depuis le Pliocène jusqu'à l'actuel. Le dernier chapitre propose une courte discussion et des perspectives sur différents points abordés précédemment. L'annexe A est un article

portant sur l'inversion des bassins mézosoïques des Massifs Cristallins Externes des Alpes, publiée dans Geological Magazine et écrit à partir des résultats de mon master 1. Enfin l'annexe B développe quelques aspects des méthodologies utilisées durant cette thèse.

## Résumé

Sur les marges des bassins sédimentaires, la convergence oblique des plaques tectoniques conduit à la distribution de la déformation et à la segmentation des marges entre zones soulevées et zones en subsidence. Dans ce contexte, les mouvements verticaux associés à la tectonique active peuvent être contrôlés par l'héritage structural lié à la formation de la marge. Ces mouvements verticaux peuvent influencer l'architecture des dépôts sédimentaires de la plateforme continentale et du bassin profond. La sismique réflexion et la bathymétrie permettent d'imager les architectures des plateformes et du bassin profond.

En Méditerranée Occidentale, la convergence Afrique-Eurasie et le contexte d'arrière-arc contrôle depuis le Miocène la déformation du domaine d'Alboran, un micro-bloc continental structuré lors d'une collision Oligo-Miocène. Ce micro-bloc a dans un premier temps été étiré par le retrait du panneau plongeant océanique atlantique à l'ouest, formant le bassin sus-jacent d'Alboran, puis inversé en compression oblique à partir du Tortonien. Ces étapes ont conduit à la formation de grandes structures transpressives traversant le bassin et de couloirs décrochants Miocène réutilisant localement les limites des nappes chevauchantes mises en place lors de la collision Oligo-Miocène.

Cette thèse porte sur l'évolution Plio-Quaternaire des structures transpressives et l'enregistrement de cette évolution dans la succession des dépôts de plateforme continentale et de structures sédimentaires en profondeur qui sont associées aux courants de contour circulant en mer d'Alboran. Après une synthèse bibliographique, trois aspects sont développés : 1) la caractérisation des structures tectoniques actives et Pléistocène associées au bassin de Nekor, un bassin périphérique du domaine d'Alboran situé sur sa marge sud, et la démonstration de l'importance de l'héritage Oligo-Miocène dans l'évolution de ce bassin, 2) le décryptage de l'architecture de la plateforme sédimentaire du bassin de Nekor, pour proposer un modèle d'âge des séquences de dépôts pour les derniers 500 000 ans, et enfin 3) la démonstration de l'influence de la segmentation de la marge par la tectonique sur la géométrie de la plateforme sédimentaire, l'histoire de l'évolution des plis et des failles décrochantes affectant le bassin profond depuis le Pliocène et la chronologie des structures décrochantes. Nous montrerons que la déformation est polyphasée en relation avec la rotation des structures compressives par rapport à la direction de convergence.



# Table des matières

<b>Résumé</b>	<b>8</b>
<b>Chapitre 1 – Introduction</b>	<b>16</b>
<b>1. Inversion des marges continentales</b>	<b>25</b>
1.1. Localisation de l'inversion	25
1.2. Inversion oblique	28
1.3. Déformation décrochante, mécanismes de distribution.	31
<b>2. Les bassins péri-téthysien et la géodynamique méditerranéenne</b>	<b>32</b>
2.1. Extension Régionale Oligo-Miocène	32
2.2. Structure lithosphérique en Alboran	35
2.2.1. Evolution de la convergence Néogène	38
2.3. Limite de plaques actuelles	38
<b>3. Problématiques</b>	<b>40</b>
<b>Chapitre 2 - Synthèse des données néotectonique autour de l'arc bético-rifain</b>	<b>42</b>
<b>1. Introduction</b>	<b>43</b>
<b>2. Les grande structures Rifaines</b>	<b>45</b>
2.1. Les domaines internes	45
2.1.1. Les péridotites du socle	45
2.1.2. Les Septides	47
2.1.3. Les Ghomarides	48
2.1.4. La Dorsale Calcaire et les unités du Pré-Dorsalien	49
2.2. Les domaines externes.	49
2.2.1. Les domaines de flyschs Maghrébins	49
2.2.2. L'intra-Rif et le Méso-Rif.	49
2.2.3. Le Pré-Rif : le bassin d'avant-pays Rifain.	50
2.2.4. Le volcanisme du domaine d'Alboran.	51
2.2.5. Extension et subsidence du bassin d'Alboran	52
<b>2.3. Inversion Tortono-Messinienne et déformation Plio-quadernaire de la partie externe de l'arc Bético-Rifain</b>	<b>60</b>
2.3.1. Limites bétiques	61
2.3.2. Le prisme d'accrétion à l'ouest du domaine d'Alboran	61
2.3.3. Avant-Pays Rifain	63

2.3.3.1.	Evolution Tortono-Pliocène des bassins d'Avant-Pays Rifains	64
2.3.4.	Déformation plio-quaternaire de la marge Marocaine Atlasique	71
<b>2.4.</b>	<b>Déformation interne du Domaine d'Alboran du Pliocène à l'actuel</b>	<b>74</b>
2.4.1.	Caractérisation des Sous-bassins Ouest et Sud Alboran	74
2.4.1.1.	Bassin Ouest d'Alboran	74
2.4.1.2.	Bassin Sud d'Alboran et Habibas	76
2.4.2.	Caractérisation des zones actives dans le Bassin d'Alboran depuis le Pliocène	77
2.4.2.1.	La zone de faille de Carboneras	77
2.4.2.2.	La ride d'Alboran	80
2.4.2.3.	La zone de faille d'Adra et d'Al-Idrissi	81
2.4.2.4.	La faille de Yusuf, limite Est du Domaine d'Alboran	84
2.4.3.	Chronologie des phases tectoniques Plio-Quaternaires affectant le bassin d'Alboran	85
<b>2.5.</b>	<b>Contexte sismique et déformation actuelle de la marge Sud Alboran.</b>	<b>87</b>
2.5.1.	Activité sismique dans la région de Kebdana	88
2.5.2.	Crises sismiques dans la région d'Al-Hoceima	89
2.5.2.1.	Le séisme de 2004	89
2.5.2.2.	Le séisme de 2016	93
2.5.3.	Modèles néo-tectoniques	94
<b>2.6.</b>	<b>Conclusion et problématique néotectonique</b>	<b>98</b>
<b>Chapitre 3 – Etude structurale du Bassin de Nekor (Article 1)</b>		<b>100</b>
<b>1.</b>	<b>Evidence of quaternary transtensional tectonics in the Nekor basin (NE Morocco)</b>	<b>101</b>
1.1.	ABSTRACT	101
1.2.	INTRODUCTION	102
1.3.	GEOLOGICAL SETTING	105
1.3.1.	Recent deformation	107
1.4.	DATA AND METHODOLOGY	108
1.5.	SEISMIC FACIES AND MORPHOLOGY OF THE SHELF	110
1.6.	MORPHOTECTONIC FEATURES	114
1.6.1.	The Bousekkour–Aghbal fault zone	114
1.6.2.	The Bokkoya fault zone	117
1.6.3.	The Trougout fault zone	119
1.6.4.1.	Fault pattern through the offshore-onshore Nekor basin	119
1.7.	DISCUSSION	121
1.7.1.	Inherited fabrics and present-day geometry of the Nekor Basin	121
1.7.2.	Structural evolution of the Nekor basin	124
1.7.3.	Present-day kinematic of the Nekor Basin	126



1.7.4.	Geodynamic implications	127
1.8.	CONCLUSIONS	128
1.9.	ACKNOWLEDGEMENTS	129
1.10.	CONFLICT OF INTEREST	129
1.11.	REFERENCES	129

**Chapitre 4 - Interactions entre tectonique active et glacio-eustatisme sur les plateformes continentales Méditerranéenne : étude de cas sur la Marge Marocaine. \_\_\_\_\_ 136**

**1. Introduction \_\_\_\_\_ 137**

1.1.	Spécificités de la stratigraphie du Quaternaire : les variations glacio-eustatiques	138
1.1.1.	Forçage astronomique	138
1.1.2.	Calibration des courbes de niveau marin relatif par les cortèges de dépôts	142
1.2.	Variations de flux et influence du climat en méditerranée Occidentale	144
1.2.1.	Transfert des sédiments depuis les bassins versants Rifain jusqu'à la marge sud d'Alboran	144

**2. Late Quaternary-Holocene history of a tectonically active shelf (Nekor Basin, Western Mediterranean, Morocco) - (Article 2) \_\_\_\_\_ 147**

2.1.	Abstract	147
2.2.	Introduction	148
2.2.1.	Geological and tectonic setting	149
2.3.	Methodology	151
2.3.1.	Data	151
2.3.2.	Method	152
2.4.	Morphology of the seafloor	155
2.4.1.	Pockmarks	156
2.4.2.	Continental slope ledge	156
2.4.3.	Submerged depositional terraces	158
2.4.4.	Erosive morphologies	158
2.4.5.	Pro-deltaic undulations	158
2.4.6.	Incision and crescent shape bedforms on the slope	159
2.4.7.	Subaqueous dunes fields	159
2.4.8.	Current marks	160
2.5.	Seismic Stratigraphy	160
2.5.1.	Aggradational wedges	162
2.5.2.	Progradational wedge - type 1	163
2.5.3.	Progradational wedge - type 2	163
2.5.4.	Distal hummocky seismic wedges	165
2.5.5.	Distal aggrading wedges	165

2.5.6.	Progradational middle-shelf wedges	165
2.5.7.	Wavy mid-shelf wedges	166
2.5.8.	Inner-shelf wedges	166
2.5.9.	Depositional units boundaries	167
2.5.10.	Spatial distribution of the shelf-edge seismic units	168
2.6.	Discussion	171
2.6.1.	Modern and sub-recent geological processes	171
2.6.2.	Age correlation of the submerged depositional terraces	172
2.6.3.	Sequence stratigraphy and margin growth patterns of the Moroccan continental shelf	174
2.6.4.	Tectonic influences on the growth pattern	180
2.7.	Conclusion	183
2.8.	Aknowledgments	184

**Chapitre 5 - Evolution de la transpression Plio-Quaternaire sur la marge Sud du bassin d'Alboran** **186**

<b>1.</b>	<b>Introduction</b>	<b>187</b>
<b>2.</b>	<b>Active transpressive deformation in the South Alboran Basin (Western Mediterranean)</b>	<b>189</b>
2.1.	Introduction	189
2.1.1.	Geological and geodynamical settings	191
2.2.	Materiel and methods	197
2.2.1.	Data	197
2.2.2.	Methods	197
2.3.	Seismic stratigraphy of the South Alboran Basin	198
2.3.1.	Seismic units	198
2.3.2.	Neogene volcanism	200
2.4.	Pliocene and early-Quaternary Tectonic deformation of the SAR and adjacent basins	204
2.4.1.	Folded structures of the South Alboran Ridge	204
2.4.2.	Al-Idrissi fault bends and folding	206
2.4.3.	Drowned Pleistocene shelves around the Boudinar and Nekor Basins	207
2.4.4.	Seismic stratigraphy of the isolated platforms	209
2.4.5.	Late-Pleistocene deformation of the SAR	211
2.5.	Discussion	213
2.5.1.	Evidence of post MCS deformation deformation partitioning and shortening along the SAR	213
2.5.2.	Interaction of contouritic system and tectonic uplift	213
2.5.3.	Plio-Quaternary evidences of polyphase deformation	214
2.5.4.	Strain partitioning and structural evolution of the SAR: geodynamical implications	216
2.5.5.	Pleistocene to present-day strain partitioning and indentation	219

2.6.	Conclusion	221
<b>Chapitre 6 - Discussion et perspectives</b>		<b>222</b>
<b>1.</b>	<b>Evaluation de la tectonique active grâce à l'étude morphologique de la plateforme</b>	<b>223</b>
1.1.	Taux de subsidence associé à la faille de Trougout depuis le LGM	223
1.2.	Taux de subsidence associée à la terminaison Nord de la faille de Trougout	227
1.3.	Influence de la sismicité sur la géométrie des cortèges de dépôts.	229
1.4.	Influence des apports sédimentaires	232
<b>2.</b>	<b>Morphologie des hauts-sous-marins et du flanc Nord de la Ride D'Alboran</b>	<b>232</b>
2.1.	Coraux d'eaux froides	<b>Erreur ! Signet non défini.</b>
2.2.	Architecture stratigraphique des hauts sous-marins	235
2.3.	Evolution du paysage sous-marin liée aux contourites, aux sorties de fluide et au glissement sous-marin	236
2.4.	Conclusion et perspectives sur les hauts sous-marins	237
<b>3.</b>	<b>Caractérisation de la tectonique Plio-Quaternaire à l'échelle de la marge Marocaine et du Rif</b>	<b>238</b>
3.1.	Extension oblique et relais entre la faille de Trougout et la faille bordière du volcan grand Al-Idrissi	239
3.2.	Géométrie du bassin de Nekor	240
3.3.	Enracinement des structures extensives du bassin de Nekor et perspective sur la restauration de coupes équilibrées	241
3.4.	Segmentation de la marge marocaine et inversion transpressive	243
3.5.	La déformation du domaine d'Alboran : effets de la subduction ou bien effet de la convergence ?	244
3.5.1.	Inversion Oblique du Rif et de la marge du domaine d'Alboran	244
3.5.2.	Evolution de la transpression	245
<b>4.</b>	<b>Conclusion finale</b>	<b>248</b>
<b>Annexe A - Role of tectonic burial and temperature on the inversion of inherited extensional basins during collision</b>		<b>252</b>
<b>Annexe B - Données et Méthodologie</b>		<b>269</b>
<b>1.</b>	<b>Base de données : techniques multiple échelles :</b>	<b>270</b>
1.1.	Acquisition sismique réflexion	270
1.2.	Cartographie des failles	271
1.3.	Calcul des azimuts, pendages des failles, apport des SIG.	271
<b>2.</b>	<b>Données bathymétrie : méthode d'acquisition et traitement.</b>	<b>273</b>

2.1. Morphométrie du fond de mer \_\_\_\_\_ 275

***Bibliographie*** \_\_\_\_\_ **278**

# **Chapitre 1 – Introduction**

L'état thermique, la structure, la composition chimique, et les forces aux limites du manteau provoquent l'apparition de gradients de force et la formation de contrainte horizontale entraînant la convection du manteau, moteur de la tectonique des plaques (Tackley 2000; Turcotte and Schubert 2014). L'histoire de la tectonique des plaques, la sismicité, la géodésie, le volcanisme, l'ouverture et la fermeture des bassins océaniques peuvent être vue à grande échelle comme la conséquence en surface de la convection mantellique. Tous ces domaines s'attachent à étudier des objets souvent différents (la déformation active, l'architecture des marges et des bassins,...), dont les nombreuses interactions compliquent le décryptage de l'histoire géologique. Parce que le moteur des phénomènes de surface est caché et que les interactions physiques entre les objets d'études sont nombreuses, la compréhension des phénomènes géologiques observés est partielle et souvent faiblement quantifiée.

L'interaction de la machine climatique terrestre avec les processus tectoniques est enregistrée dans les bassins sédimentaires océaniques. Les changements du climat sont liés aux changements de circulation océanique. Si la surface des eaux océaniques représente 70% de la surface des globes à l'actuel, cette surface n'est pas constante et a variée au cours des temps. La variation de la surface des océans, la formation de calottes aux pôles et les changements de circulation océanique peuvent être reliés à l'histoire tectonique (Berggren and Hollister 1977). Le développement de la géochimie isotopique a permis de mieux comprendre le lien entre climat et processus tectonique (Allègre 1982)

. Par exemple, la fermeture de l'isthme de Panama entre 14Ma et 3Ma, a entraîné des changements de variations de carbones dissous dans les eaux océaniques (Fig. 1-1, Keigwin, 1982). Vers 4.6Ma, les changements de circulations des eaux océaniques subséquent ont intensifié le Gulf-Stream, favorisant le réchauffement de l'océan Atlantique au Pliocène et l'humidité atmosphérique. Ce phénomène aurait contribué à la croissance de la calotte polaire vers 3.1 et 2.5Ma (Haug and Tiedemann, 1998).

Ces changements climatiques affectent la surface du globe en faisant varier les précipitations et le régime de circulation des vents. Par exemple, à la fin du Cénozoïque, l'examen des données isotopiques et sédimentologiques dans des carottes, indiquent une abondance de sédiments détritiques liés à des processus d'érosion glaciaires (Hay et al., 1988). Un refroidissement global a conduit à la croissance des calottes polaires et des surfaces émergées, entraînant une augmentation des taux d'accumulations de sédiments dans les bassins océaniques. Ce refroidissement global pourrait être lié en partie à un changement de circulation des vents en réponse à la surrection du plateau tibétain à cette période (Raymo and Ruddiman, 1992).

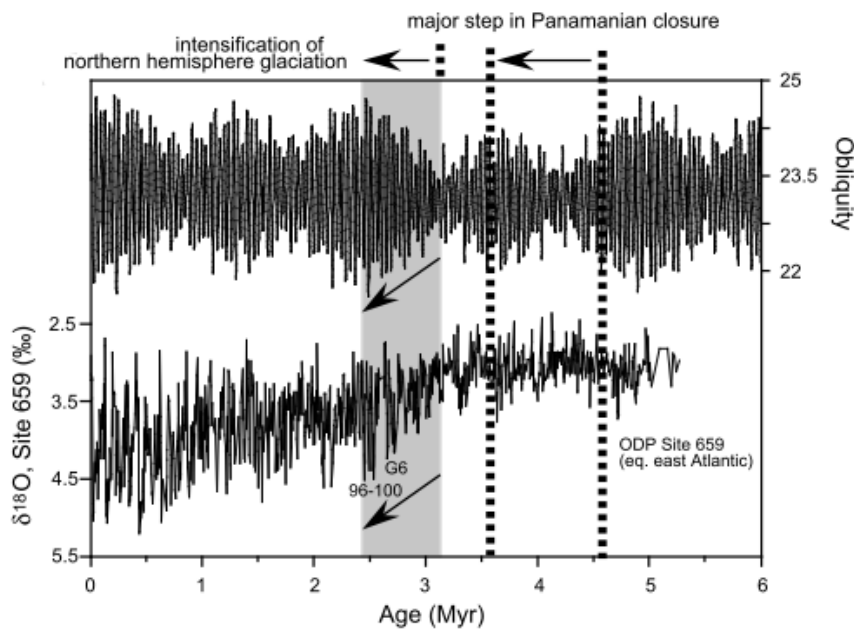


Figure 1-1 : Comparaison de graphiques montrant l'obliquité de l'axe de rotation de la Terre et la composition en  $\delta^{18}\text{O}$  dans une carotte de sédiments carbonatés Caraïbéen en fonction de l'âge, modifié de (Haug and Tiedemann, 1998). D'après ces auteurs, les dernières étapes de la fermeture de l'isthme de Panama sont liées à un changement de circulation océanique dans l'Atlantique au début du Pliocène entre 4,6Ma et 3,6Ma et à un renforcement de la circulation thermo-haline dans l'Atlantique. Cela conduit à un réchauffement aux hautes latitudes. L'augmentation de l'évaporation et donc de l'humidité dans l'air aurait été une condition nécessaire à la croissance de la calotte à partir de 3,1Ma (zone grisée sur le graphique). Le déclenchement du refroidissement partir de 3,1Ma et la croissance de la calotte serait lié à l'augmentation de l'obliquité.

L'enregistrement des phénomènes tectoniques et climatiques dans les archives sédimentaires indiquent donc que dans un cadre tectonique relativement simple (par exemple la subsidence d'une marge continentale), il est possible de distinguer le signal tectonique du signal eustatique (les variations du niveau marin global en relation avec les volumes de glaces polaires). Cette distinction est possible car les temps de réponse de la lithosphère, généralement supérieur à  $10^4$ ans, sont liés à des changements d'états (refroidissement, réchauffement) ou bien à des changements de conditions aux limites (charges sédimentaires, cinématiques de plaques) et sont contrôlés par ses propriétés mécaniques (viscosité, résistance à la déformation). Les variations climatiques sont contrôlées par des processus externes liés aux paramètres orbitaux (excentricité, obliquités, précession terrestres), à l'état de l'atmosphère, et/ou aux circulations de masses d'eaux océaniques.

Cette discrimination de l'histoire tectonique et climatique peut être étudiée via la stratigraphie des bassins sédimentaires. Dans les bassins sédimentaires, l'étude des cortèges de dépôts (c'est à dire l'étude des faciès sédimentaires et leurs relations géométriques) montrent que les dépôts sédimentaires peuvent être décrits en terme de surfaces aux limites des cortèges et que ces surfaces sont des lignes de temps à l'échelle géologique (Sloss, 1949). A l'échelle d'un

bassin sédimentaire, une surface temps peut être discordante sur les bords d'un bassin et concordante sur la pente ou le bassin profond. Deux surfaces temps discordantes définissent une séquence à sa base et à son sommet. Cette interprétation en séquence est contrainte par les datations des couches sédimentaires qui la constituent (par méthodes magnétiques, isotopiques, biologiques, etc...). Les âges obtenus servent de point fixe dans le temps. L'étude des séquences de dépôts permet d'associer des architectures de bassin avec des époques (Haq et al., 1987).

Sur les marges continentales, des surfaces discordantes limitent des prismes sédimentaires aux géométries variables. L'étude et la datation des surfaces de ces cortèges sédimentaires ont montré que la formation et la croissance des plateformes continentales sont reliées aux variations du niveau marin, à la tectonique et enfin aux flux sédimentaires (Watts and Ryan 1976; Vail, Jr, and Iii 1977; Watts 1978; Haq et al. 1987; ). Ces études ont montré une hiérarchie dans les structures étudiées et une répétition des géométries de dépôts et de faciès sédimentaire dépendant de l'échelle d'observation. Chaque cycle de dépôts sédimentaires contient des sous-cycles de dépôts. Ces grands cycles sont les cycles d'ordres 1 à 3 (Table 1-1) reliés aux processus tectoniques et/ou orbitaux (Vail et al., 1977). Par exemple, la subsidence des plateformes continentales du golfe du Lion et de la marge Atlantique Nord-Américaine est reliée à la flexure de la lithosphère, engendrant de la subsidence à l'échelle de temps d'environ 10Ma (ordre 3, Watts and Ryan, 1976; Steckler and Watts, 1978) . Aux échelles de temps d'ordre 4 à 6, l'influence du climat et des variations eustatiques deviennent plus importantes et la complexité des structures observées augmente.

Les architectures des dépôts sédimentaires sur les marges (les surfaces temps) sont fonctions des vitesses de variations du niveau marins (i.e. global) et des vitesses de variations des mouvements verticaux. Localement, la somme des variations du niveau marin et des mouvements verticaux définit l'espace d'accommodation (Fig. 1-2 Jervey, 1988). Modulés par les flux sédimentaires, les taux d'accommodation contraignent la géométrie des dépôts (Posamentier and Allen, 1993). La datation et l'observation des géométries des dépôts sur les marges continentales a permis de réaliser une charte des variations du niveau marin eustatique remontant au Mésozoïque et estimant les amplitudes des chutes et des remontées du niveau marin (Haq et al., 1987). A l'échelle globale, les mesures du niveau marin sur des jauges de marée ont montré que leurs variations sont fonctions du contexte géodynamique et du champ potentiel de gravité (Gutenberg, 1941) et que ces variations ne sont pas constantes à l'échelle du globe (Emery, 1980). Les variations du niveau marin sont donc relatives selon la position sur le globe. Celles déduites de l'étude de l'architecture du bassin sédimentaire sont donc des



variations du niveau marin à l'échelle locale, donc uniquement corrélable à une courbe de variation du niveau marin dite relatif. Cette corrélation des surfaces stratigraphiques à une courbe de niveau marin relatif est possible si le contexte géodynamique est inclus dans l'analyse.

Si la géométrie des cortèges sédimentaires est fonction du taux d'accommodation et du flux sédimentaire alors il est possible de hiérarchiser les paramètres contrôlant l'architecture des dépôts. Pour permettre cette hiérarchisation, il convient de prendre en compte l'environnement sédimentaire. Les plateformes silico-clastiques ne répondent pas de la même manière aux variations de l'accommodation que les plateformes carbonatées. Les plateformes Méditerranéenne Plio-Quaternaire sont essentiellement des plateformes silico-clastiques dont nous détaillerons l'évolution de leurs architectures.

Les observations de terrain, et les simulations numériques de remplissage des bassins sédimentaires montrent que les limites de séquences des bassins sédimentaires sont datées au moment où les variations du niveau marin relatif sont les plus rapides (Jervey, 1988; Posamentier and Vail, 1988).

La conséquence de ces études est la mise en évidence de l'influence de la physiographie des bassins à un instant donné sur l'organisation des cortèges sédimentaires et sur l'enregistrement lithologique des variations de flux et d'accommodation en fonction de la position des cortèges de dépôts dans le bassin. Posamentier and Allen (1993) affirment que *« En général, l'eustatisme et la/le subsidence/soulèvement du fond marin déterminent le rythme des surfaces limitant les séquences, alors que les variations de flux et de physiographie sont les plus efficaces pour déterminer l'architecture des strates entre ces limites de séquences. »*. Ces regroupements et cette hiérarchie des paramètres influant l'organisation des cortèges de dépôts dans les bassins sédimentaires, séparent donc deux champs d'étude avec des méthodologies différentes et cependant complémentaires. L'étude des variations eustatiques et des variations locales de subsidences se concentre sur la rythmicité des surfaces limites de séquences. Ces surfaces limites de séquences et leur physiographie peuvent être cartographiées à l'affleurement à terre ou bien en mer grâce aux méthodes indirectes d'imagerie sismique. Les variations de flux sédimentaire et de lithologie peuvent être contraintes par les données de forage et les datations directes.

<b>Ordre hiérarchique des séquences</b>	<b>Durée (Ma)</b>	<b>Cause</b>
1 <sup>er</sup> ordre	200-400	Formation et fragmentation des continents
Second ordre	10-100	Changement de volume au niveau des dorsales océaniques
Troisième ordre	1-10	Tectonique locale
Quatrième et 5 <sup>ème</sup> ordre	0.01-1	Contrôle orbitale

Table 1 : Contrôles tectonique et climatique sur les variations eustatiques modifié de Catuneanu, (2007) et Vail et al., (1977)

La lecture des phénomènes tectoniques et climatiques dans l'enregistrement sédimentaire peut mettre en évidence des phénomènes liés. Par exemple, en Méditerranée occidentale, la fermeture des connections avec l'Atlantique à 6.1Ma a eu pour conséquence la restriction des apports d'eaux Atlantique et la dessiccation du Bassin Méditerranéen (Hsü et al., 1970, 1973; Krijgsman et al., 1999). La chute du niveau marin consécutive, a déchargé le bassin Méditerranéen du poids de la colonne d'eau, provoquant un phénomène de soulèvement des couches miocènes (Govers et al., 2009). Ce phénomène appelé rebond isostatique est lié à l'élasticité et à la stratification de la lithosphère (Watts and Burov, 2003). Sur la plateforme de la marge du Golfe du Lion (Méditerranée Occidentale), l'architecture des dépôts sédimentaire enregistrent au premier ordre la subsidence thermique depuis le Miocène (Watts and Ryan, 1976; Steckler and Watts, 1978). Dans le Quaternaire, la succession de faciès de plage proximaux et de faciès distaux enregistre les variation du niveau marin relatif liées aux paramètres orbitaux (e.g. Rabineau et al., 2005). La position de paléo-rivages, liés aux maximums de chute du niveau marin préservée par la subsidence, et imagée par les méthodes de sismique réflexion, permet de quantifier la quantité de basculement de la marge et de surrection des zones émergées. et ainsi de calculer le taux de subsidence en divers position de la marge (Fig. 1-2, Rabineau et al., 2014). Ce taux de subsidence calculé est la somme des différents processus tectonique (subsidence thermique et rebond isostatique).

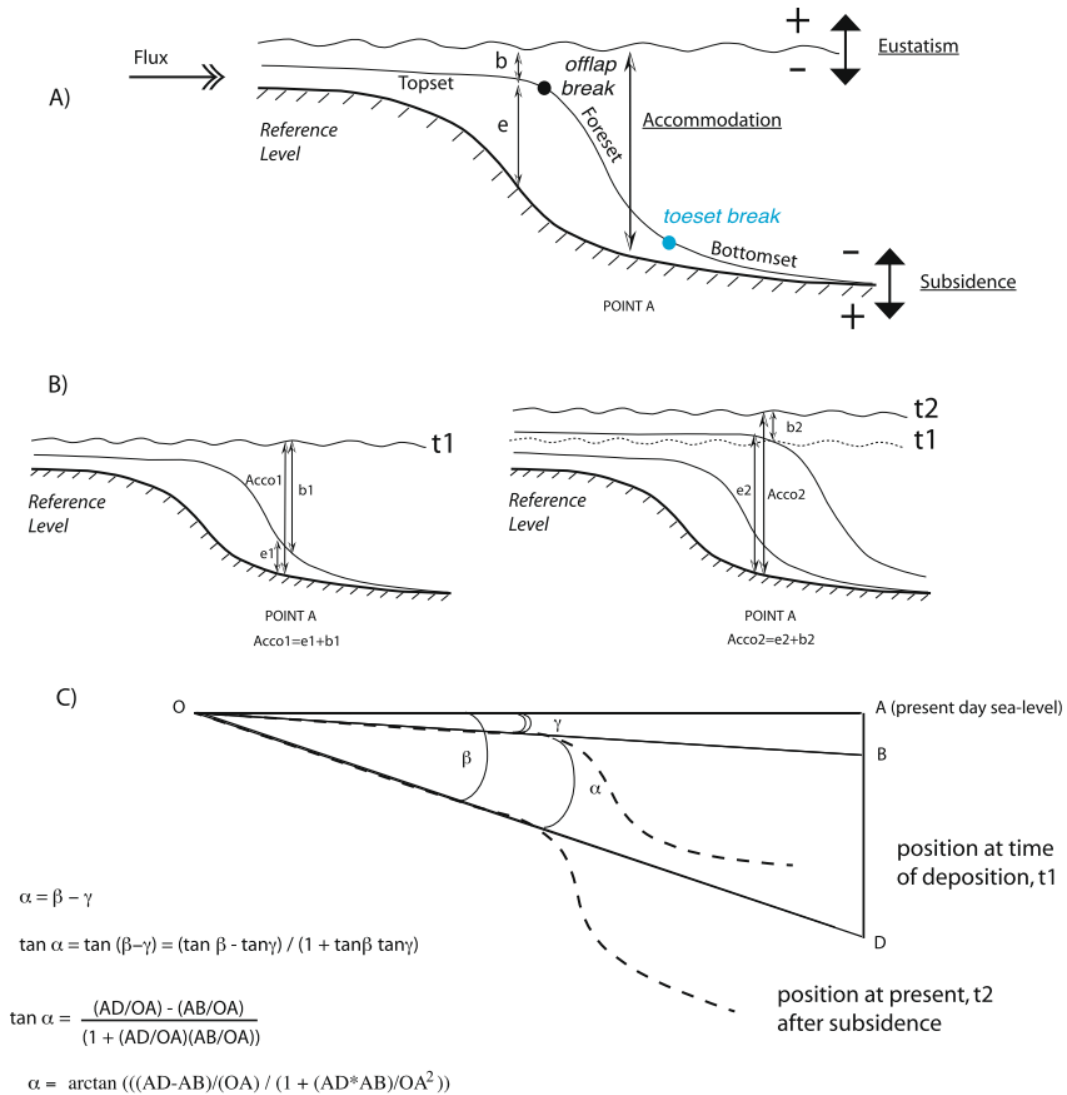


Figure 1-2 : Définition de la notion d'accommodation et d'angle de subsidence modifiée d'après Rabineau et al., (2014). A : Définition de l'accommodation par la subsidence et les variations eustatiques. B : Exemple d'accommodation à deux pas de temps t1 et t2. La variation d'accommodation « Acco » entre t1 et t2 est fonction des épaisseurs de sédiments et de la tranche d'eau au-dessus e1, e2, b1 et b2 :  $\Delta A_{(t_2-t_1)} = \Delta S_{(t_2-t_1)} + \Delta E_{(t_2-t_1)} = e_2 + b_2 - e_1 - b_1$ . (Équation 1) C : calcul de l'angle de subsidence. Ces schémas définis dans le cadre stratigraphique du golfe du Lion montrent qu'il est possible de déterminer des signaux tectoniques de petite et grande échelle, ici une subsidence locale et le basculement de la marge à partir de la géométrie des dépôts. Des incertitudes de mesures et théoriques existent sur la position et la signification de l'offlap break qui peuvent conduire à une mauvaise interprétation de ce niveau repère.

Sur la marge du Golfe du Lion il a par exemple été possible d'estimer les variations de flux sédimentaire liées aux changements climatiques et à l'érosion en amont du bassin grâce aux données de forages (Bassetti et al., 2006, 2008; Bonneau et al., 2014; Fanget et al., 2014; Frigola et al., 2012; Jouet et al., 2006) et à des modélisations numériques de bassins sédimentaire (Leroux, 2012; Leroux et al., 2016).

En estimant la position des marqueurs de chute du niveau marin datés de l'évènement Messinien, il a été possible de distinguer la composante de subsidence liée au basculement et

au refroidissement de la marge depuis le Miocène, de la composante liée au rebond isostatique (Rabineau et al., 2014).

Cette thèse porte sur l'analyse et la quantification de la déformation associée à l'inversion du domaine d'Alboran (Fig. 1-3), ainsi que l'analyse et la description de l'architecture de la marge au Plio-Quaternaire. Nous définissons ici le domaine d'Alboran comme le domaine comprenant les unités de socle métamorphiques chevauchantes sur les plaques Eurasie et Afrique et le bassin d'Alboran comme les séries sédimentaires déposées sur les unités de socle métamorphiques. A terre, le domaine d'Alboran correspond aux unités internes de l'arc Bético-Rifain. Nous développerons une thématique liée à la tectonique à grande et petite échelle de temps et d'espace ainsi qu'une thématique de bassin, liée à l'interaction entre tectonique et variations glacio-eustatique du niveau marin. Le bassin d'Alboran, partie extrême occidentale du bassin Méditerranéen est une zone clé pour étudier et comprendre ces interactions car :

- (1) Ce bassin est le produit de la géodynamique Méditerranéenne à grande-échelle (Billi et al., 2011). L'extension arrière-arc consécutive au *roll-back* et à la fragmentation du panneau plongeant Téthysien à partir de 20Ma est à l'origine de ce bassin. La convergence Afrique Eurasie à long terme produit l'inversion du bassin Méditerranée et de ses marges. La simultanéité des phénomènes de *roll-back* dans un contexte de convergence a pour conséquence un mode de déformation spécifique : l'effondrement d'une chaîne de collision en transtension (l'ouverture du bassin) puis l'inversion du bassin en transpression.
- (2) Le bassin se situe à l'interface entre l'océan Atlantique et la mer Méditerranée. Les variations de circulation des masses d'eau entre l'Atlantique et la Méditerranée sont influencées par l'ouverture du détroit de Gibraltar. Un régime de circulation lié à la circulation géostrophique de courants profonds s'est créé en Méditerranée après la crise messinienne. Depuis, le régime de circulation influence l'organisation des dépôts sous-marins et modèle le paysage.
- (3) Nous travaillerons à deux échelles de temps. Le Plio-Quaternaire où l'influence des courants marins et leur évolution en relation avec la tectonique sera essentielle pour comprendre l'évolution du bassin d'Alboran. Le Quaternaire (<500ky) durant lequel les variations de fortes amplitude du niveau marin relatif vont être enregistrées sur la marge Marocaine. L'influence de la tectonique active sera démontrée. Nous rappellerons les différents mécanismes qui contrôlent l'organisation des bassins sédimentaires dans l'introduction du chapitre portant sur le contrôle tectonique de la

stratigraphie du bassin de Nekor. En l'absence de contrôles temporels, nous proposerons un modèle d'évolution de ce sous-bassin d'Alboran, basé sur la morphologie comparée de la marge Marocaine.

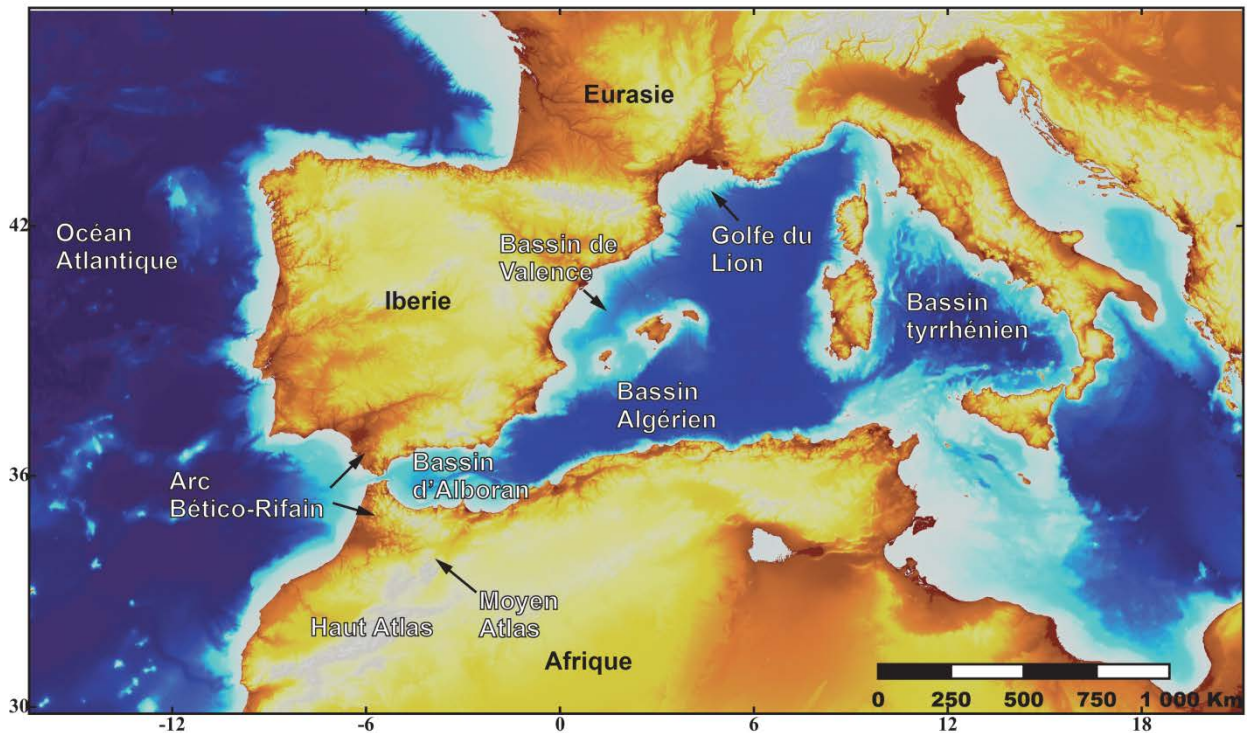


Figure 1-3 : Toponymie des bassins Méditerranéen projetée sur la topographie GEBCO

## **1. Inversion des marges continentales**

L'inversion d'une marge peut être vue comme le moment du cycle de Wilson (Wilson 1966) où s'initie la subduction. L'inversion de la marge passive démarre lorsque les forces tectoniques compressives vont provoquer sa déformation. Ce processus d'inversion est lié à des changements de cinématiques des plaques. Dans la littérature, la problématique de l'inversion d'une marge ou d'un bassin est souvent associée à l'étape de collision continentale et à la déformation avant et arrière-arc (Harding 1985; Hayward and Graham 1989; Letouzey, Werner, and Marty 1990; Buiter and Adrian Pfiffner 2003; Buiter, Pfiffner, and Beaumont 2009; Buiter and Adrian Pfiffner 2003; Nilfouroushan et al. 2013; Bonini, Sani, and Antonielli 2012; Bellahsen et al. 2012; Bauville and Schmalholz 2015; Lacombe et al. 2016). Les zones d'inversion sont des zones de déformation distribuées qui impliquent la formation de nouvelles structures (plis, failles) et la réactivation de structures anciennes. Lorsque la réactivation implique une tectonique extensive puis une tectonique compressive, on parle d'inversion positive. On parlera à l'inverse d'inversion tectonique négative lorsque la tectonique est compressive puis extensive (Gorini et al., 1991).

Dans un contexte géodynamique où les directions de convergence forment un angle par rapport à la direction générale des structures de la marge, on parle de convergence oblique, ce qui se traduit par des mouvements latéraux le long des failles et des mouvements verticaux (Wilcox et al., 1973). L'obliquité peut être simplement induite par la géométrie la marge (Fig. 1-4), par exemple une zone transformante entre deux sections de marge passives, ou bien une zone de transfert entre deux arcs orogéniques. Ou bien l'obliquité peut être le résultat d'un changement de cinématique, par exemple lié à l'ouverture d'une zone de rift. Etudier une inversion oblique nécessite donc de résoudre deux questions : quelles sont les structures inversés et quelle est la raison de l'obliquité ?

### **1.1. Localisation de l'inversion**

L'inversion d'une marge se localise généralement dans les bassins extensifs (graben et demi-grabens inversés) ou sur les failles normales bordant ces bassins (Fig. 1-5). D'après les études de terrains, lors de la reprise en compression des bassins extensifs, les failles normales peuvent rejouer en jeu inverse plus ou moins décrochant. Ceci a été montré par exemple dans les Apennins Central (Butler et al., 2006), dans le bassin de Broad Fourteens (Mers du Nord) (Faccenna et al., 1995), en avant de l'arc Taïwanais (Lacombe and Mouthereau, 2002), dans

les Alpes Occidentales (Lemoine et al., 1989) ou encore dans l'Atlas (Beauchamp et al., 1999).

Dans un régime andersonien ( $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$ ;  $\sigma_1 \perp \sigma_2 \perp \sigma_3$ ;  $\sigma_n$  vertical), l'inversion des failles normales est liée à l'angle de la faille avec la contrainte  $\sigma_1$  (Fig. 1-5). Des conditions particulières de friction sur les zones de failles sont alors nécessaires pour réactiver les failles normales en inverses (Sibson, 1985) : dans un régime andersonien, l'inversion d'une faille normale nécessite une contrainte tangentielle plus importante que pour une réactivation en extension à cause de l'angle de friction.

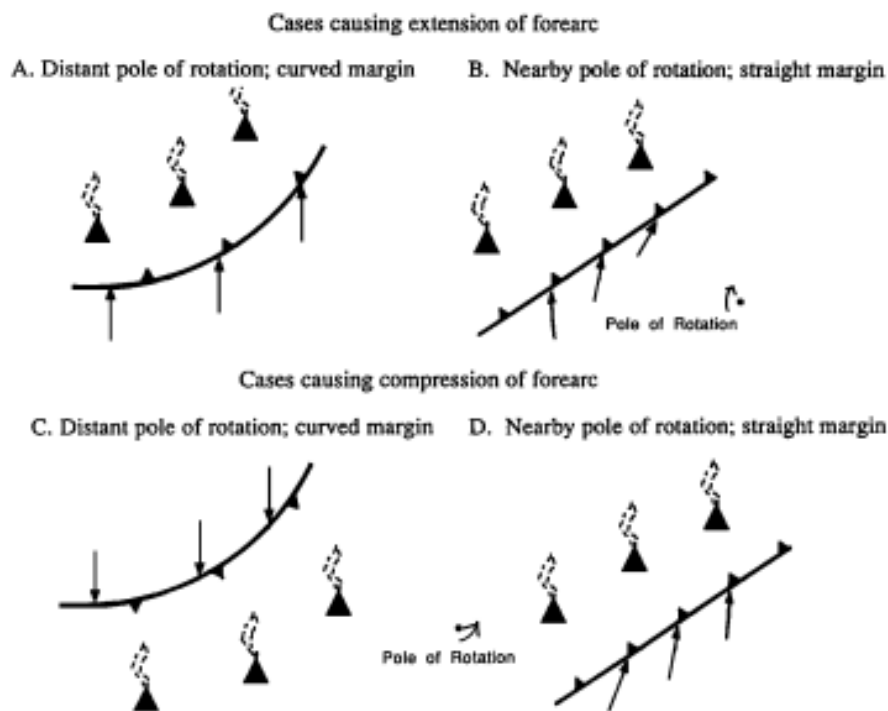


Figure 1-4 : Définition schématique de l'obliquité de la convergence le long d'un arc volcanique modifié de McCaffrey, (1992). Dans les cas A et C, l'obliquité est liée à la courbure de l'arc, dans les cas B et D, l'obliquité est liée à la faible distance du pôle de rotation cinématique par rapport à l'arc. Ces quatre cas sont idéalisés et les deux facteurs peuvent coexister.

Le mécanisme d'adoucissement, classiquement proposé dans la littérature, correspond à une diminution de la contrainte différentielle effective  $\sigma_1 - \sigma_3$  sous l'effet d'une pression de fluide (Fossen, 2016).

De la même manière la réactivation des structures décrochantes nécessite des conditions particulières de friction sur la faille et d'orientation des structures (Fig. 1-5; Sibson et al., 2012). D'après des modèles analogiques, la géométrie des accidents extensifs contrôle la localisation de l'inversion à la surface: selon si la faille est listrique ou rectiligne, la réactivation de la faille produira un *short-cut*, une inversion de la faille dans sa partie basale (angle faible) et le décalage de sa partie supérieure (angle fort) par une faille inverse, ou bien

la faille pourra être réactivée dans son ensemble (Faccenna et al., 1995). Les paramètres contrôlant l'inversion des failles sont la pression de fluide et l'angle de la direction de la faille par rapport aux directions de contraintes.

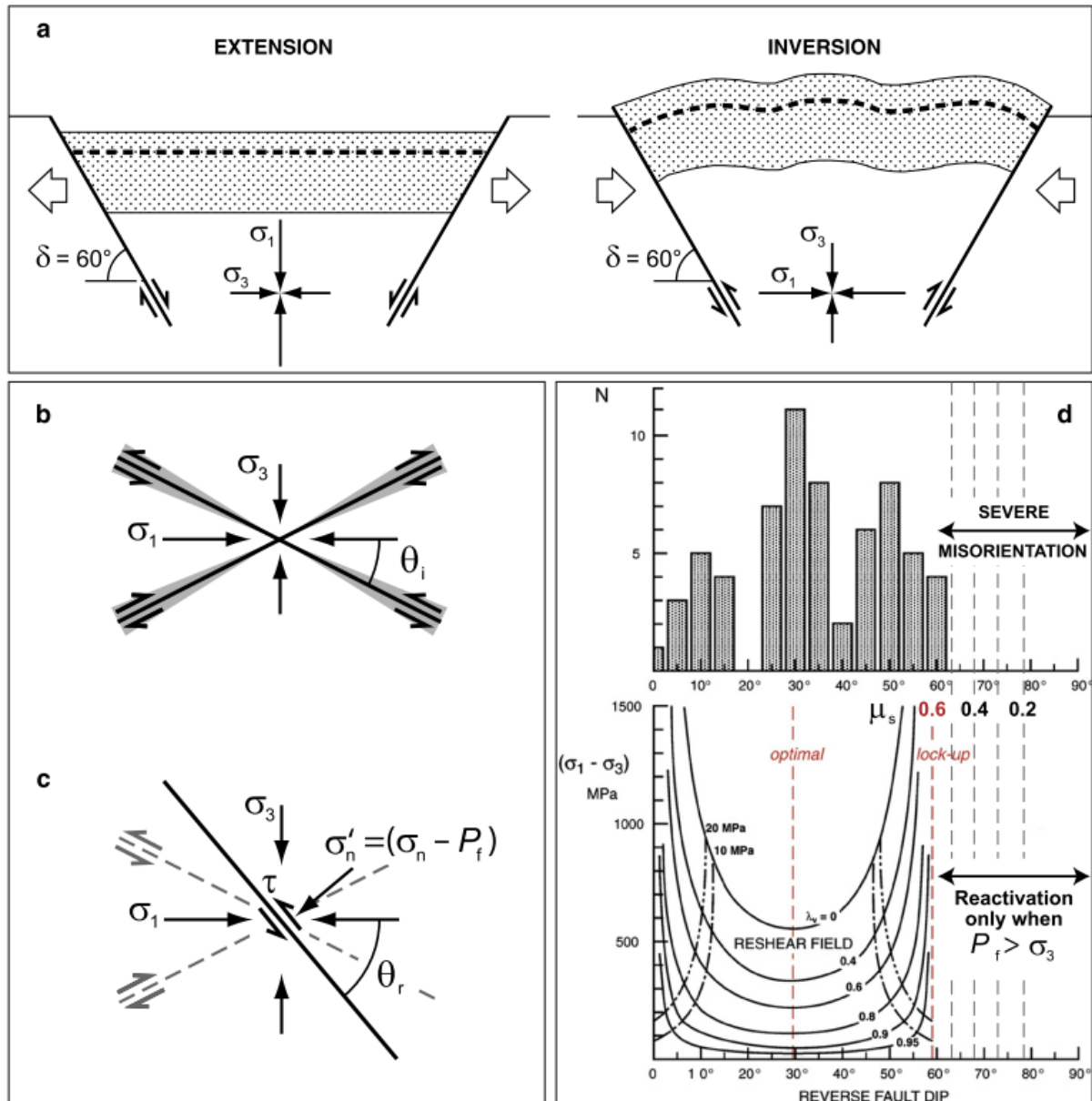


Figure 1-5 : a. Déformation coaxiale idéale d'un graben pré-existant bordé par deux failles de pendage opposées 60° b. Comportement des failles de chevauchements formées dans une croûte homogène et isotrope. c. Réactivation des failles existantes sous une compression horizontale d. Courbe des réactivations de la contrainte différentielle en fonction du pendage d'une faille inverse de cohésion nulle, avec une friction  $\mu=0.60$  à 10km de profondeur et pour différents facteurs de pression de fluide  $\lambda_v$ . Modifié de (Bonini et al., 2012) La figure montre qu'au-delà d'un angle critique (60°), l'inversion est inhibée (lock-up) mais possible si la pression de fluide  $P_f$  est supérieure à la contrainte  $\sigma_3$ . Il existe un angle optimal de 30° entre le pendage et  $\sigma_1$  pour réactiver une faille chevauchante. Il est possible de réactiver une faille mal orientée si un mécanisme d'adoucissement intervient, ici la pression fluide.

Enfin, la localisation de l'inversion de failles dépend des variations latérales de lithologie. Mes travaux dans les Alpes (annexe A; Lafosse et al., 2016), ont montré à partir de modèles numériques à l'échelle de la croûte que l'inversion des failles normales est possible si le



comportement mécanique des matériaux de part et d'autre de la faille extensive est identique. Nous avons testé dans le contexte des massifs cristallins externes (MCE) des Alpes des scénarios d'inversion où le bassin extensif inversé est visqueux alors que le socle encaissant reste cassant (annexe A; Lafosse et al., 2016). Ces modèles montrent clairement que lorsque l'enfouissement est trop important, le bassin devient mécaniquement plus faible que le socle ; la déformation devient distribuée dans le bassin sous l'effet d'un pli à grande échelle du socle. Dans nos modèles si la friction sur la faille est trop forte ( $\mu > 0.4$ ) alors la faille n'est pas réactivée.

Pour localiser la déformation au niveau des bassins ou bien des marges, les modèles numériques ont montré l'importance des contrastes de viscosité entre le socle cristallin et les bassins sédimentaires (Buitter et al., 2009; Lafosse et al., 2016; Nilfouroushan et al., 2013). Le bassin sédimentaire doit rester mécaniquement plus faible que le socle pour localiser la déformation. L'état thermique du socle apparaît comme le paramètre majeur pour contrôler ce gradient de viscosité. La modélisation numérique de l'inversion de bassin a permis de montrer que la localisation de l'inversion dans le bassin est favorisée par une durée de refroidissement thermique post-rif suffisamment courte ( $< 25\text{Ma}$ ) pour ne pas permettre au manteau supérieur d'avoir le temps de devenir trop froid et donc plus rigide (Buitter et al., 2009). Comme montré dans les modèles analogiques (Bonini et al., 2012), les zones de cisaillements héritées de la phase d'extension sont inversés préférentiellement. Buitter et al. (2009) montrent que l'inversion des failles est possible si la phase de refroidissement thermique post-rift du bassin extensif est suffisamment longue ( $> 100\text{Ma}$ ) pour rigidifier suffisamment la lithosphère.

## **1.2. Inversion oblique**

Les déformations oblique sont définies par des directions de raccourcissement non-orthogonales à la direction des structures de la marge (Fig. 1-4 ; e.g. McCaffrey, 1991, 1992). Dans un contexte d'arc volcanique, la déformation va être partitionnée. En clair, les structures existantes vont accommoder la déformation avec une composante de glissement latéral (en décrochement) et une composante compressive le long de limites structurales de l'arc. Ce mode est appelé transpressif ou transtensif selon que la déformation provoque un épaissement vertical ou bien un amincissement de la croûte (e.g. Sanderson and Marchini, 1984).

La déformation des marges dans un mode oblique peut provoquer des rotations de bloc rigide selon l'axe vertical (Jackson and McKenzie, 1988; McKenzie and Jackson, 1983) et qui vont

être enregistrés par le magnétisme des roches. Il est ainsi possible de remonter à la quantité de rotation au cours du temps dans les bassins. L'inversion des marges selon un mode oblique provoque des mouvements verticaux associés au raccourcissement ou bien à l'extension de la croûte (Fig. 1-6). Ces mouvements verticaux peuvent être liés à la géométrie de la marge ou de l'arc orogénique (structures héritées), ou bien plus localement à la formation de structures secondaires accommodant la déformation entre les structures tectoniques majeures (Fig. 1-6). La formation de ces relais possède une abondante littérature (une liste non-exhaustive : Naylor et al., 1986; Woodcock and Fischer, 1986, 1986; Peacock, 1991; Van Dissen et al., 1992; Peacock and Sanders, 1994; Dawers and Anders, 1995; McClay and Dooley, 1995; Kelly et al., 1998; Walsh et al., 1999; Ansfield and Cartwright, 2001; McClay and Bonora, 2001, Walsh et al., 2003; Kim and Sanderson, 2005; Soliva et al., 2006; Cunningham and Mann, 2007; Gurbuz, 2010; Torabi and Berg, 2011; Giba et al., 2012). La notion de « relais » tectonique, importante pour cette étude, sera illustrée dans les chapitres suivants.

En régime décrochant, favorisé par le partitionnement de la déformation, les quantités de mouvements verticaux (soulèvement ou subsidence) les plus importantes sont localisés dans les relais qu'ils soient extensifs ou compressif. Des mouvements verticaux peuvent être associés à la terminaison des failles (Fig. 1-6; Sylvester, 1988; Woodcock and Fischer, 1986). Le taux de subsidence peut être relié au taux de déplacement le long des failles décrochantes en considérant des volumes constants (Woodcock and Fischer, 1986).

Le régime décrochant entraîne la formation de failles qui en se propageant forment des structures secondaires liées aux propriétés plastiques de la croûte et/ou des sédiments et qui vont enregistrer les étapes successives de nucléations des structures (Fig. 1-6, fente de Riedel, fente d'extension, chevauchement locaux, e.g. Aydin and Schultz, 1990; Sylvester, 1988). Ces structures secondaires peuvent se surimposer à celles actuelles, cependant dans les bassins, l'enregistrement stratigraphique permet de proposer des calages temporels des différentes étapes de nucléations des failles et des relais.

La déformation en transpression est dépendante des conditions de glissement aux limites. Plusieurs étapes de déformations en transpression ont pu être démontrées par exemple dans le Dévonien moyen en Ecosse centrale considérant un raccourcissement approximativement N-S (Fig. 1-7; Jones et al., 1997). L'étape la plus ancienne correspond à des plis accommodant ce raccourcissement NS. Cette étape est suivie par le fonctionnement d'un grand accident décrochant et une absence d'épaississement. Ces observations sont interprétées par une extrusion d'un bloc le long d'une faille décrochante approximativement EW. Enfin une étape de déformation tardive fait fonctionner des failles décrochantes NE-SW et leurs conjuguées

sans activer la faille responsable de l'extrusion de bloc qui devient donc mécaniquement inactive. Cette succession apparemment polyphasée correspond en fait à l'évolution normale de la déformation au cours du temps dans un régime transpressif.

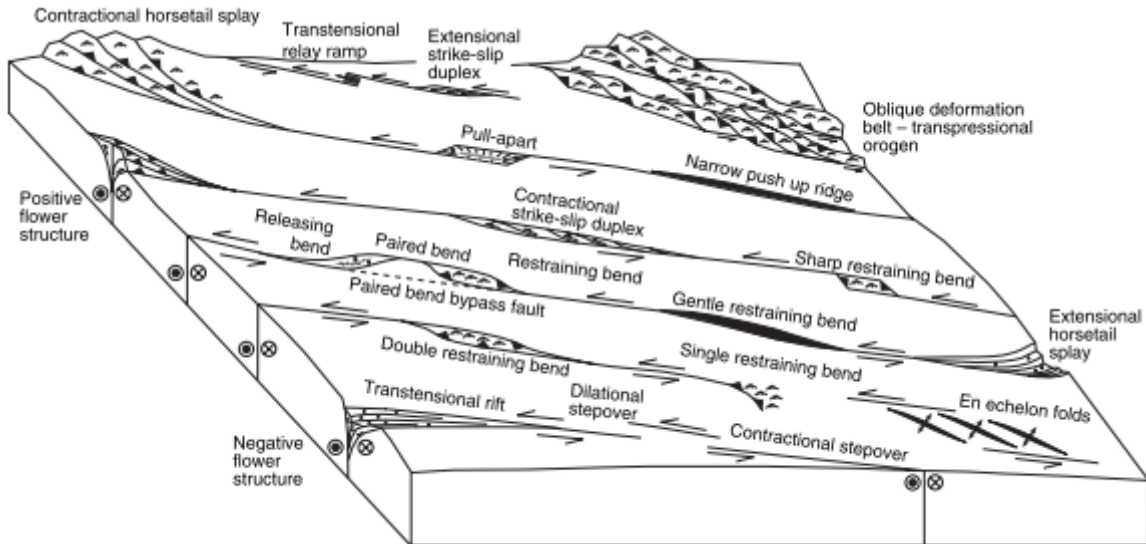


Figure 1-6 : Nomenclature des différents types de relais en régime décrochant depuis les rifts en transtension en bas à gauche aux orogènes transpressifs en haut à droite, modifié de Cunningham and Mann (2007).

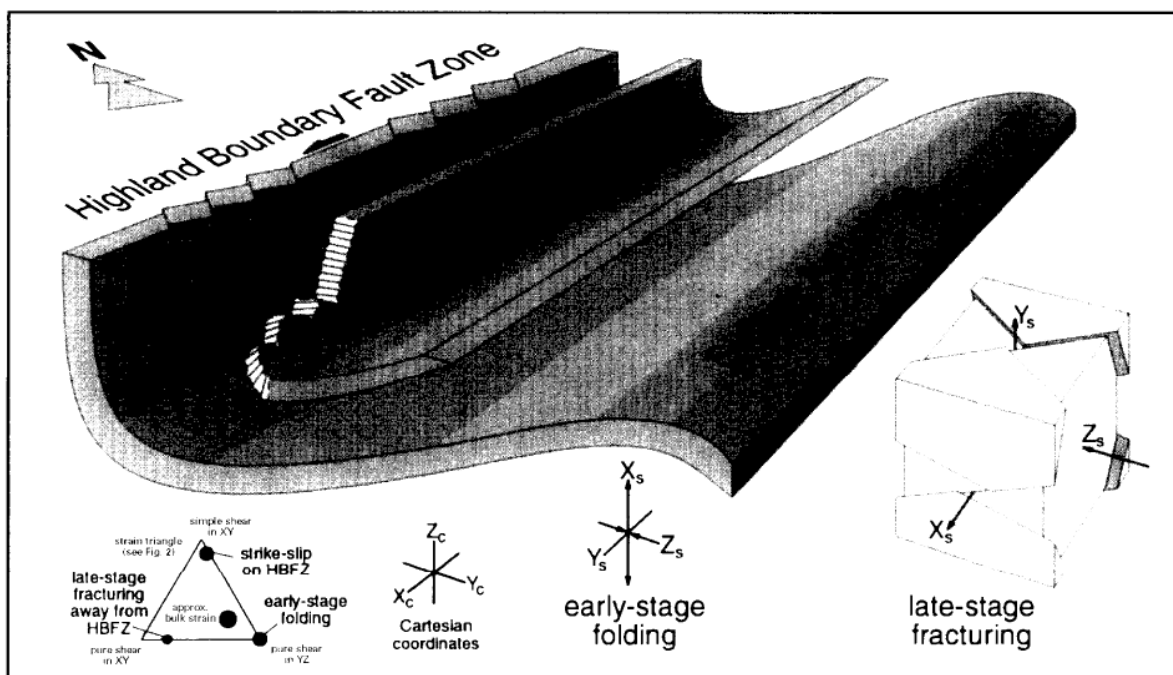


Figure 1-7 : Schéma tiré de Jones et al. (1997) montrant l'influence de la proximité du pôle de rotation long terme par rapport à l'arc volcanique et de la géométrie de la marge sur l'obliquité du vecteur raccourcissement par rapport aux structures de la marge. L'évolution du partitionnement de la déformation le long de l'arc est contrainte par ces deux paramètres.

Les structures en relais ne s'expriment pas forcément jusqu'en surface. La connexion des structures se produit d'abord en profondeur là où le différentiel des contraintes est le plus

élevé (e.g. Scholz et al., 2010). Les failles peuvent apparaître comme déconnectées en surface mais être connectées en profondeur (Fig. 1-8 ; Dawers and Anders, 1995; Giba et al., 2012; Kim and Sanderson, 2005, 2005; Mansfield and Cartwright, 2001; Soliva et al., 2006). Dans les études de bassin actif, ce paramètre est important à prendre en compte pour reconnaître des systèmes connectés à grande échelles qui peuvent apparaître déconnectés localement.

### 1.3. Déformation décrochante, mécanismes de distribution.

Dans un contexte d'inversion, il apparaît donc que les structures tectoniques héritées peuvent accommoder la déformation en fonction de la géométrie du système. Cependant, cette géométrie du système évolue dans le temps (1) les conditions aux limites changent (tectoniques des plaques) ; (2) le système évolue naturellement vers son état d'équilibre (notion d'autorotation (Scholz et al., 2010) ; (3) un mauvais alignement intrinsèque.

Le changement des conditions aux limites est un facteur de *lock-up* des structures tectoniques. L'augmentation de la contrainte normale provoque l'inhibition de l'inversion. Ce mécanisme est proposé dans le cas de la faille Marlborough en Nouvelle-Zélande (Barnes, Sutherland, and Delteil 2005) La migration du pôle de convergence provoque à partir de 7Ma un changement d'orientation des contraintes, la convergence devient alors oblique et la faille Alpine joue selon un mode transpressif. Ce mécanisme peut aussi être évoqué pour expliquer le changement de style structural dans le cas du bassin de Vienne et de la transition vers 16-13Ma de la chaîne des Alpes à la chaîne des Carpates Occidentales (Fodor, 1995).

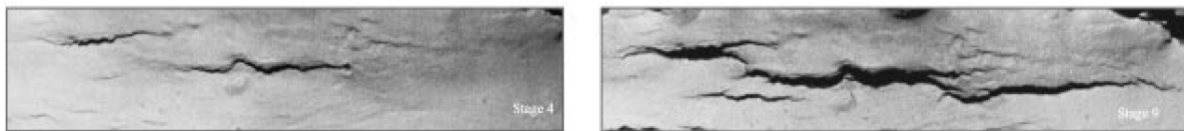


Figure 1-8 : Evolution d'un système de failles normales sur deux étapes de temps dans un modèle analogique modifié de Mansfield and Cartwright, (2001). A la surface du modèle les failles apparaissent déconnectées (au stage 4) car le déplacement à la surface est petit, le déplacement le long du miroir de faille augmente connectant les failles (stage 9).

La notion d'autorotation est la conséquence directe de l'évolution de la déformation des zones en transpression. Dans un milieu élastique, la déformation transpressive s'accompagne de la rotation des structures et produit un désalignement progressif des failles par rapport aux contraintes (Martel, 1999). Cette rotation est infinitésimale lorsque la faille est isolée mais devient fini lorsque les structures tectoniques se connectent et forment de longues structures (une limite de plaque). Ce style de déformation en *book-shelf* possède une littérature

abondante et est bien décrit (Aydin and Schultz, 1990; Nur et al., 1986; Ron et al., 2001; Woodcock and Fischer, 1986).

Enfin, la mauvaise orientation des structures peut être inhérente à leur mode de formation. Par exemple, les structures décrochantes dans une succession de relais transpressif et compressif sont largement influencées par les hétérogénéités préexistantes (anciens chevauchements, hétérogénéités crustales, ...). La localisation des relais est contrôlée par ces hétérogénéités et les failles formées dans ces relais sont obliques par rapport au champ de contrainte régional (Mann et al., 2007; Molnar and Dayem, 2010).

Le résultat de ces changements d'angles entre les directions de force aux limites et les structures tectoniques va provoquer la formation de nouvelles failles appelées *splay-faults* dans la littérature (Scholz et al., 2010). Ces failles ont un angle par rapport à la faille d'origine qui dépend de la cohésion du matériau et de l'angle de friction interne. Elles vont être régulièrement espacées et l'espace entre ces segments de failles va pouvoir être soumis à des mouvements verticaux. Des exemples bien connues de la formation de *splay-fault* sont le prolongement Sud-Ouest de la faille de San Andreas (Brothers et al., 2009; Scholz et al., 2010) et le prolongement NE de la faille alpine (Nouvelle Zélande ; Barnes et al., 2005).

Nous verrons que l'estimation de la rotation du domaine d'Alboran du Miocène à l'actuel a une grande importance pour contraindre et comprendre l'évolution du bassin sud Alboran et de la marge Marocaine.

## **2. Les bassins péri-téthysien et la géodynamique méditerranéenne**

### **2.1. Extension Régionale Oligo-Miocène**

La subduction de l'océan Téthys Alpin sous la plaque Ibérique entre l'Eocène et l'Oligocène est associée à un panneau plongeant d'une longueur de quelques centaines de kilomètre (Fig. 1-9 ; e.g. Lamotte et al., 2011; van Hinsbergen et al., 2014).

A l'échelle de la Méditerranée, la fermeture et la fragmentation du panneau plongeant téthysien peuvent être imager grâce à la tomographie sismique (Faccenna et al., 2004; Palomeras et al., 2014; Spakman and Wortel, 2004). Les anomalies de vitesses observées entre 100km et 600km de profondeur le long des arcs orogéniques Ouest Méditerranéens montrent des similarités (Fig. 1-10). En sommant les taux de convergence et les quantités d'extension arrière-arc déduits des épaisseurs de croûtes le long des marges et des bassins Méditerranéen, des reconstructions ont été réalisées à partir des premiers modèles

tomographiques. Elles ont permis de proposer que ces anomalies de vitesses négatives sous les arcs Tyrrhéniens, Bético-Rifain et Algériens pouvaient correspondre à un panneau initial de lithosphère unique, qui aurait été fragmenté à partir de l'Oligocène (Faccenna et al., 2004). Le panneau plongeant se serait fragmenté sous l'effet de force latérale lors du ralentissement du mouvement rétrograde du slab. Ces forces latérales seraient induites par son retrait et seraient le résultat d'une surpression en avant (c'est-à-dire au-dessus) du panneau plongeant. L'effet de la fragmentation du slab provoquerait dans un premier temps, l'apparition de fenêtres dans le panneau aux niveaux de discontinuités rhéologiques (par exemple les transitions entre lithosphère océanique et continentales) ou bien au niveau des zones de torsion produites par la géométrie arquée du panneau plongeant. En se propageant verticalement et latéralement, ces déchirures de la lithosphère conduiraient à la fragmentation progressive du slab téthysien et permettraient le retrait latéral des différents pans de panneau plongeant (Rosenbaum et al., 2008).

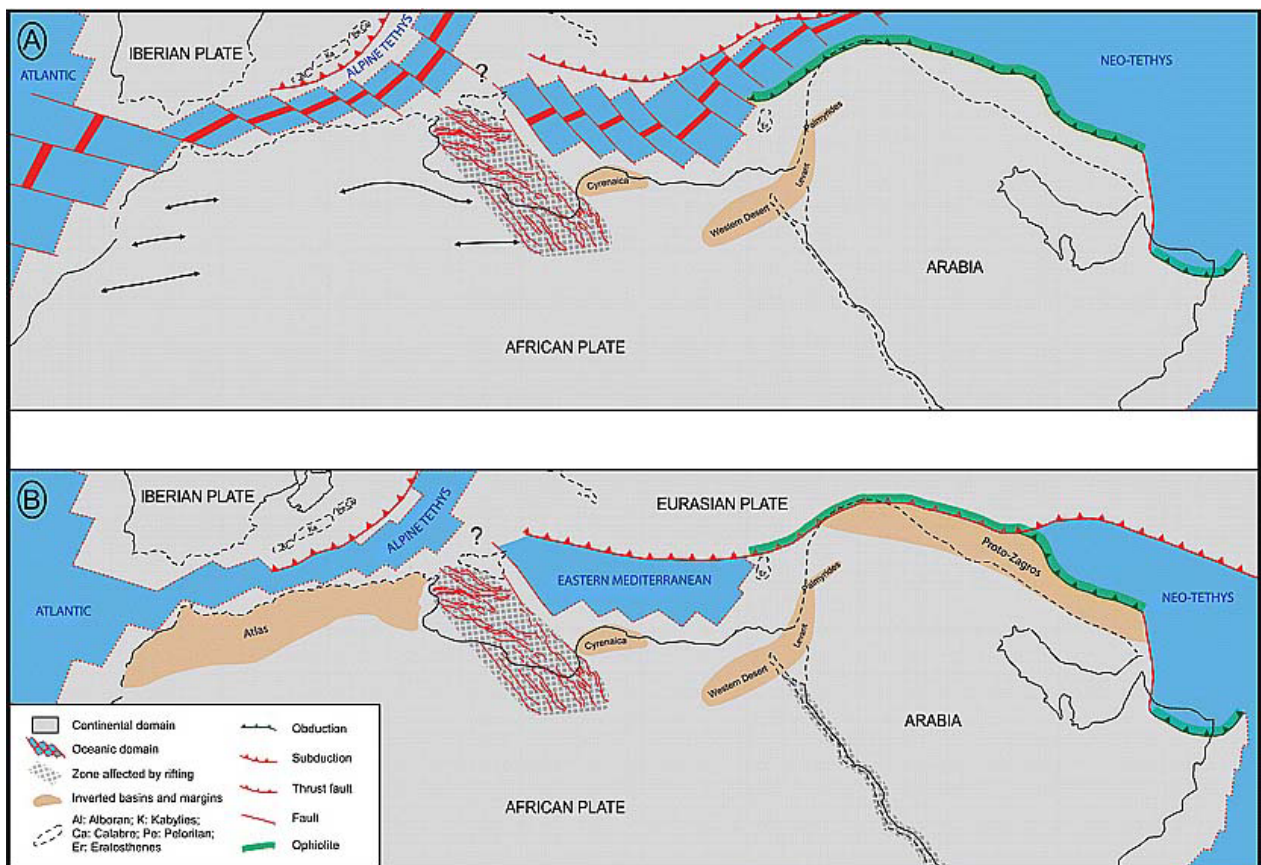


Figure 1-9 : Reconstruction paléogéographique du domaine téthysien entre le mésozoïque (A) et le cénozoïque (B) modifiée de Lamotte et al., (2011). Les reconstructions montrent la fermeture de l'océan Téthys et propose comme origine du domaine d'Alboran l'arc volcanique situé sur la plaque supérieure.

Cet épisode de retrait du panneau plongeant aurait démarré dans la région Méditerranéenne vers 30Ma lors d'un ralentissement de la convergence Afrique-Eurasie (Jolivet et al., 2008;

Jolivet and Faccenna, 2000). La fragmentation du panneau plongeant conduirait à la fragmentation de l'arc orogénique et à la dispersion de ses reliquats le long de l'arc actuel dans les régions d'Alboran, des Kabyliques, des Peloritans et de la Calabre (AlKaPeCa).

La fragmentation du panneau plongeant va conduire à la rotation verticale des pans du panneau dans le manteau et provoquer l'extension oblique de la plaque supérieure. Cette extension oblique est associée à un mode de déformation particulier en transtension bien étudiés notamment dans les Cyclades (Grèce) et en Alboran (Crespo-Blanc et al., 1994; Jolivet et al., 2008, 2009; Le Pourhiet et al., 2012; Martinez-Martinez et al., 2004). Cette transtension va produire des dômes métamorphiques à la faveur de grands détachements tectoniques très faiblement inclinés et s'enracinant dans la croûte moyenne. Ces dômes métamorphiques vont exhumer des unités de hautes températures et amincir la croûte (e.g. Augier et al., 2005b, 2005a; Michard et al., 2006; Negro et al., 2007, 2007). Les directions d'extension déduites des études de terrains sont E-W en Alboran et dans les Kabilies, NE-SO dans les Peloritans et la Calabre. L'extension se termine dans le Miocène basal à moyen d'après les données de traces de fissions et les discordances sédimentaires dans les bassins (e.g. Platt et al., 2005). L'exhumation en Alboran va être suivie d'une période de pénéplanation des reliefs de 16Ma à 7.2Ma (Janowski et al., 2017) avant l'inversion des bassins.

L'extension oblique des bassins d'arrière-arc liée au retrait du slab va avoir des conséquences importantes sur la structure de la lithosphère et sur la géométrie des discontinuités lithosphériques, futures zones de faiblesses au Néogène. L'extension oblique d'arrière arc et l'exhumation des unités haute température requièrent un amincissement crustal important. Les simulations numériques ont montré que la géométrie des dômes égéens est mieux reproduite dans des contextes transtensifs (Le Pourhiet et al., 2012). L'extension oblique va créer des zones de *necking* dans la croûte supérieure (Huet et al., 2011) et des discontinuités d'échelle lithosphérique caractérisées par des axes d'allongements horizontaux (Le Pourhiet et al., 2012, 2014). Ces discontinuités ont été reconnues dans des affleurements de basaltes alcalins sur la marge Ibérique d'Alboran, à partir des orientations cristallines dans des xénolites mantelliques (péridotites à spinelle et plagioclases) (Hidas et al., 2016; Marchesi et al., n.d.). En Alboran, ces discontinuités crustales correspondraient à des structures accommodant le retrait du slab durant la phase extensive et qui serait inversée en transpression à partir du Tortono-Messinien (Le Pourhiet et al., 2014).

## 2.2. Structure lithosphérique en Alboran

Les mécanismes de retrait de slab et d'extension arrière arc ont pour effet d'activer la convection dans le manteau et d'amincir la croûte de la plaque chevauchante (e.g. Faccenna et al., 1996; Jolivet et al., 2013; Stegman et al., 2006). La structure de la lithosphère (Fig. 1-11) sous le domaine d'Alboran reflète la géodynamique Méditerranéenne. Les caractéristiques thermo-mécaniques de cette structure sont importantes car elles peuvent contrôler l'inversion de la marge Marocaine.

Notre zone d'étude est située à l'interface entre deux ensembles lithosphériques distincts par leurs épaisseurs (Fig. 1-11). En effet la plupart des études de tomographie montrent que le domaine d'Alboran à l'actuelle peut être divisé en une zone Ouest et une zone Est à la longitude  $-4^{\circ}\text{E}$ . A partir des données tomographiques et gravimétrique, le domaine d'Alboran apparait en général comme un domaine continental très aminci avec un domaine Ouest relativement plus épais (base de la lithosphère environ à 190km de profondeur sous le bassin Ouest et jusqu'à 250km sous le Rif) que le domaine Est (base de la lithosphère à environ 90km de profondeur sous le bassin Est, fig. 1-11 ; Fulla et al., 2010). D'autre estimation plus récentes montre une lithosphère plus fine encore dans les parties Est du Rif et du domaine d'Alboran à 70km de profondeur environ (Palomeras et al., 2014).



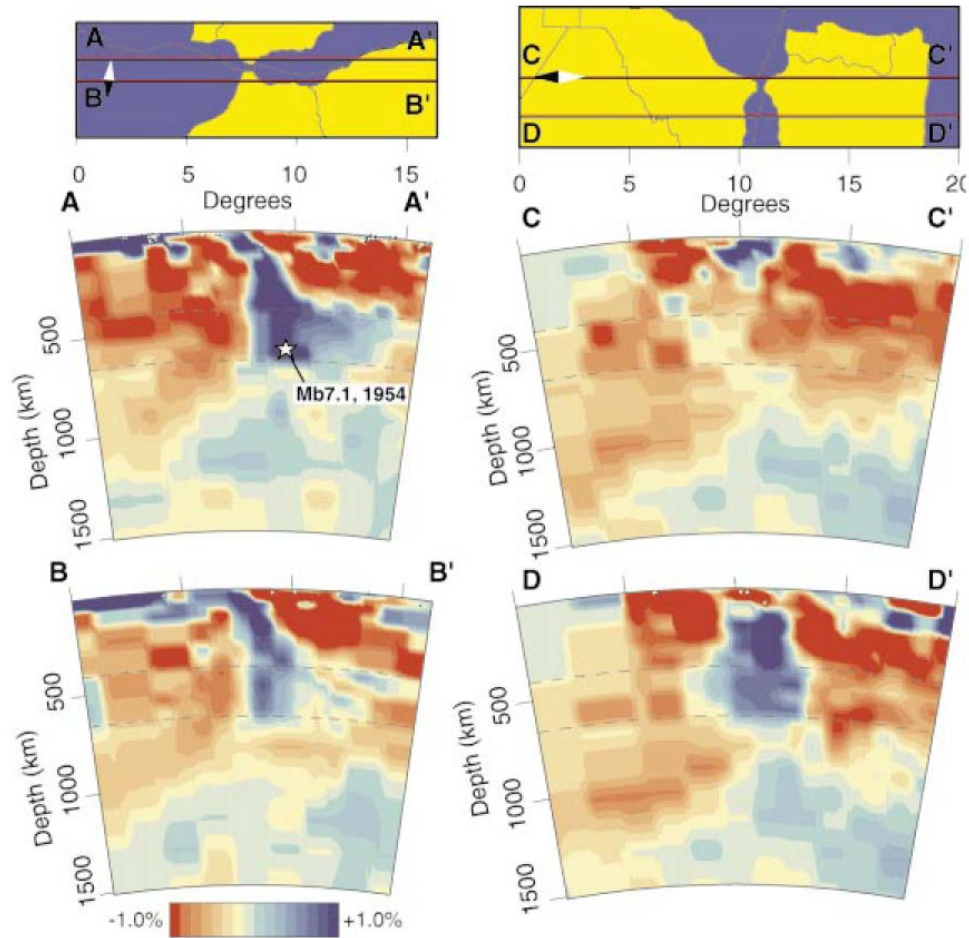


Figure 1-10 : Coupes d'échelles lithosphériques réalisées à partir de l'inversion des données sismologiques (Gutscher et al. (2002)). Le corps froid dessine un panneau plongeant dont la nature exacte reste inconnue à ce jour. Ce panneau plongeant est responsable de la sismicité profonde sous le domaine d'Alboran.

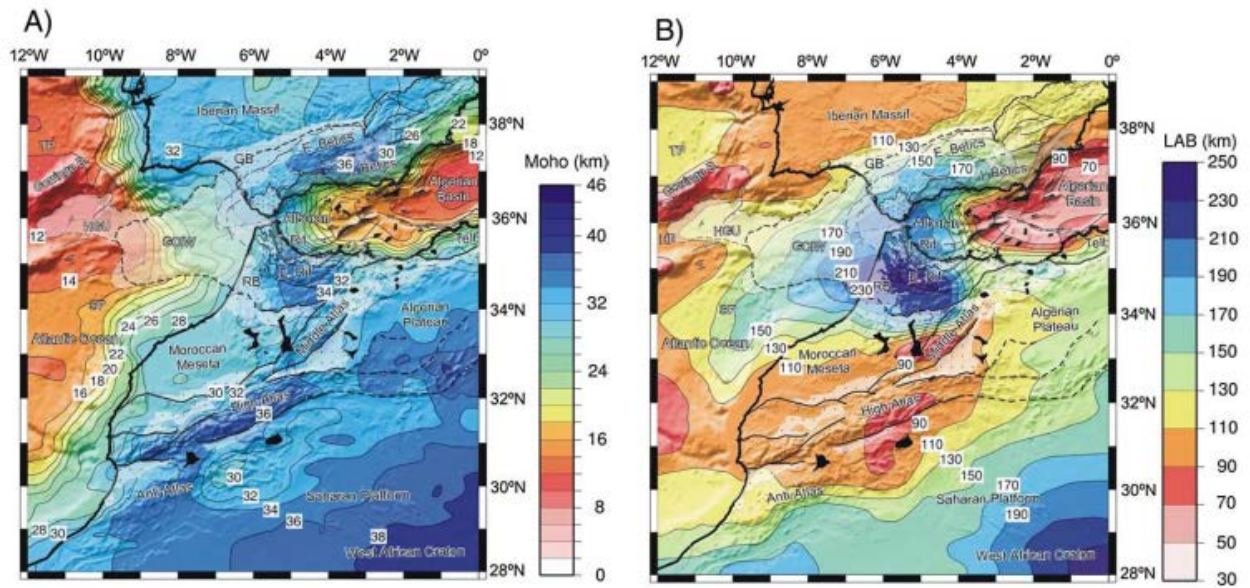


Figure 1-11: Structure de la lithosphère sous le domaine d'Alboran (Fullea et al., 2010) A : profondeur du Moho. B : profondeur de la transition lithosphère-asthénosphère. Les cartes montrent clairement l'épaisseur lithosphère sous le Rif. Le gradient des épaisseurs E-W à 4°W de longitude est compatible avec l'extension approximativement E-W liée au retrait du panneau plaçant sous le domaine d'Alboran.

Les études par fonctions récepteurs (Mancilla and Diaz, 2015) et par sismique réfraction (Díaz et al., 2016; Gil et al., 2014), indiquent une croûte épaissie sous l'arc bético-rifain, avec une profondeur de Moho pouvant atteindre un maximum de 54km sous les nappes de Flyschs de l'arc externe Rifain. En mer, sous le bassin Ouest Alboran, la Moho pourrait se situer à des profondeurs de l'ordre de 18km à 30km (Díaz et al., 2016). Ce qui avec une épaisseur sédimentaire de 8km, donnerait une croûte épaisse de 10km à 22km.

Ces épaisseurs crustales importantes et comparativement, la topographie anormalement faible de l'arc orogénique Bético-Rifain indiquent des processus mantelliques actifs qui contrôlent et affaissent la topographie (Bajolet et al., 2012; Calvert et al., 2000; Chertova et al., 2014; Docherty and Banda, 1995; Gutscher et al., 2012; Levander et al., 2014; Mancilla et al., 2015; Perouse et al., 2010; Petit et al., 2015; Rosell et al., 2011; Thurner et al., 2014; Valera et al., 2011; Wortel, 2000). Ces différents auteurs suggèrent que la masse froide observée en profondeur sous le bassin d'Alboran provoque un transfert de matière depuis les zones amincies (partie Est du domaine d'Alboran) vers les zone épaissies (partie Ouest du domaine d'Alboran) par un phénomène dit de délamination couplée à l'entraînement vers l'asthénosphère de la plaque supérieure par la masse froide.

Les variations d'épaisseur et de structure de la lithosphère du domaine d'Alboran vont avoir une influence sur la déformation des bassins car elles peuvent entraîner des variations du champ potentiel de pesanteurs donc des changements de style tectoniques (Palano et al., 2013).

### **2.2.1. Evolution de la convergence Néogène**

L'inversion des bassins Ouest- Méditerranéen démarre approximativement au Tortonien (- 8Ma le long de la marge Ibérique d'Alboran et dans le bassin Algérien ; e.g. Do Couto et al., 2014). De la même manière que les changements cinématiques à grande échelle ont produit des changements structuraux le long de la chaîne des Alpes Neo-Zélandaise, la déformation Néogène des bassins Méditerranéen pourrait avoir été contrôlée par des changements cinématiques (Calais et al., 2003; Martínez-García et al., 2013).

L'histoire tectonique de la limite de plaques Afrique-Eurasie décrite à partir des données d'anomalies magnétique et des données structurales (les failles transformantes) a évolué depuis les premiers modèles généraux jusqu'aux modèles les plus récents (Argus et al., 2011; Bird, 2003; Calais et al., 2003; DeMets et al., 1990, 2015), notamment grâce à l'adjonction sans cesse croissante de jeux de données de haute résolution et de nouveaux blocs rigides (par exemple la fragmentation de l'Afrique en blocs Nubie et Somalie ; Chu and Gordon, 1999; Lemaux et al., 2002).

Les reconstitutions récentes du pôle de rotation Afrique Eurasie depuis 20 Ma (Fig. 1-12) montre une migration du pôle de rotation entraînant une rotation anti-horaire et une décélération du taux de convergence relatif entre la plaque Afrique et l'Eurasie. Au niveau du domaine d'Alboran, à partir d'environ 14 Ma, la direction de convergence reste relativement stable. Cependant, une décélération d'environ 20% de la vitesse de convergence Afrique-Eurasie survient entre 8Ma jusqu'à 6Ma. Après 6Ma, la direction de convergence en P3 reste stationnaire avec une direction d'environ N135° mais le taux de convergence double et atteint 6mm/an à l'actuel.

### **2.3. Limite de plaques actuelles**

La limite de plaques entre l'Afrique et l'Eurasie à l'échelle de l'Ouest Méditerranéen peut être imagée par la sismicité. La carte (Fig. 1-13) réalisée à partir du catalogue USGS indique la position des séismes de surface (<30km). En Atlantique, l'activité de la faille de Gloria et des structures adjacente est illustrée par des séismes en décrochements indiquant que cette faille est transformante et accommode l'ouverture de l'Atlantique Nord. La faille de Gloria se prolonge vers des structures compressives en avant de la chaîne arquée Bético-Rifaine où la sismicité a été décrite comme diffuse (Jiménez-Munt et al., 2003; Masana et al., 2004).

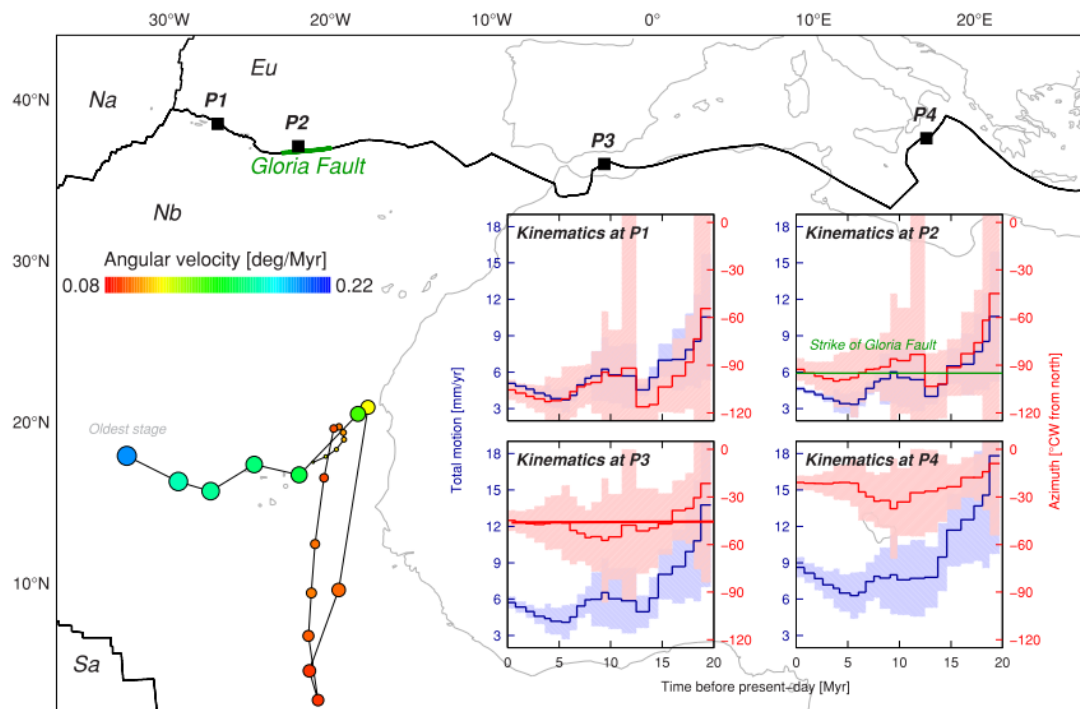


Figure 1-12 : Evolution du pôle de rotation Afrique Eurasie depuis 20Ma jusqu'à l'actuel. Points colorés, pôles de rotations Afrique-Eurasie depuis 20Ma. Les graphiques représentent les vitesses angulaires et l'azimut de la convergence aux points P1, P2 P3 et P4 (DeMets et al., 2015). Cette figure montre qu'à Gibraltar (point P3) depuis la crise messinienne, la direction de convergence a peu évolué. Cependant, la vitesse de convergence a augmenté progressivement passant de 4mm/an à 6mm/an environ.

Cette sismicité diffuse est la conséquence de la cinématique long-terme et de la dynamique mantellique mais cette sismicité est difficilement expliquée par un modèle de blocs rigides : la limite de plaque Afrique-Eurasie est mal définie dans la région d'Alboran (Fadil et al. 2006). De nombreux modèles de géodésie et de cinématique long terme proposent que la région d'Alboran (1) soit découpée par une limite de plaque continue passant par le Nord des Bétiques, le Sud du Rif, ou encore en plein milieu de Gibraltar (Bird, 2003; Buform et al., 1991; Gutscher et al., 2004; Jiménez-Munt et al., 2003; Klitgord and Schouten, 1986) ; (2) soit constitué de micro-bloc rigides dont les frontières sont assez aléatoires (Fadil et al., 2006; Vernant et al., 2010) ; (3) ou enfin soit constitué d'un micro-bloc peu rigide dans le sens où la déformation est distribuée sur des failles décrochantes reconnues sur le terrain, accommodant la convergence Afrique-Eurasie et probablement l'extension arrière-arc depuis le Miocène (Koulali et al., 2011; Tahayt et al., 2008). Ce schéma de déformation complexe est illustré par les données GPS (Gonzalez-Castillo et al., 2015; Koulali et al., 2011; Palano et al., 2013) qui indiquent très clairement que l'Afrique converge vers l'Eurasie à  $0,070^\circ/\text{Ma}$  avec un pôle de rotation à  $-1.79^\circ\text{N}$  et  $-23^\circ\text{E}$ , ce qui est proche des valeurs obtenues par les modèles cinématiques sur la période 0-700ka par DeMets et al. 2015. Au niveau de l'Arc Bético Rifain, les données CGPS montrent que l'arc est extrudé vers le SO à une vitesse d'environ



6mm/an, plus élevé que les 4.5mm/an proposé au point P3 par De Mets et al. 2015 (Fig. 1-12). De nombreux modèles impliquant des effets mantelliques lié à un retrait de slab actif ou non ou à une délamination mantellique explique en partie cette divergence et la déformation active en Alboran (Calvert et al., 2000; Gutscher et al., 2012; Neres et al., 2016; Palano et al., 2015; Perouse et al., 2010).

Nous verrons que la déformation du domaine d'Alboran est enregistrée dans le bassin d'Alboran par l'évolution du paysage sous-marin lié à la circulation des masses d'eau dans le bassin profond et par les cortèges de dépôts sur la plateforme sédimentaire Marocaine.

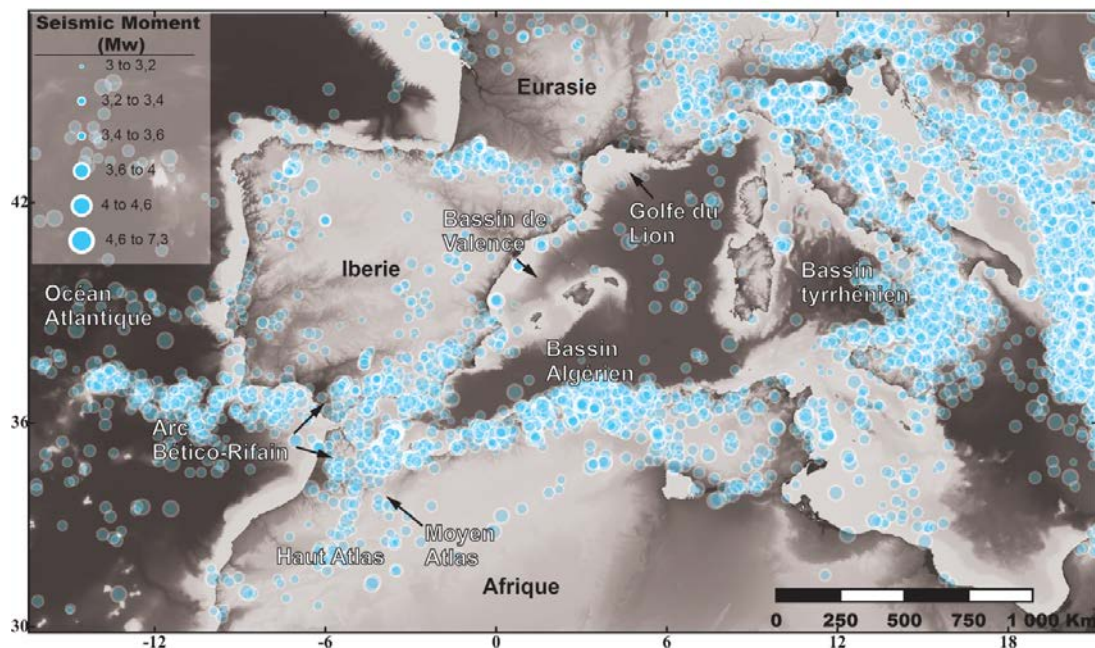


Figure 1-13: Carte de la sismicité à partir du catalogue USGS portant sur une période allant de 1970 à 2016 pour les séismes superficiels (<30km). La sismicité indique clairement une tendance EW se connectant au nord des Bétiques, une tendance NNE-SSO se prolongeant dans l'Atlas, une tendance ENE-OSO parallèle à la marge Algérienne. Le coin Nord Est de la Carte montre la sismicité liée au roll back du slab sous la Mer Tyrrhénienne puis, plus à l'est une sismicité liée à l'arc crétois.

### 3. Problématiques

En résumé cette thèse va s'attacher à montrer et essayer de discrétiser l'influence de la convergence Afrique-Eurasie et des processus mantelliques sur la stratigraphie de la Marge Marocaine. L'étude par stratigraphie séquentielle est dépendante de l'échelle de temps imagée. Les profils de sismique réflexion et les données de bathymétrie acquises lors des campagnes Marlboro et SARAS (2011 ; 2012) sur la plateforme continentale Marocaine et dans le bassin de Nekor permettent une excellente résolution temporelle dans le Quaternaire récent (de l'actuel aux derniers 500ka, annexe A). Ces jeux de données à haute résolution situés sur la zone sismiquement très active de la partie sud du bassin d'Alboran permettent

une caractérisation de la tectonique active et pléistocène. De plus ces données permettent une caractérisation des processus sédimentaires autour du Dernier Maximum Glaciaire. Cette caractérisation permettra de proposer un modèle d'évolution sédimentaire de la marge Marocaine depuis les 500ka en s'attachant à mettre en avant le contrôle tectonique. D'autres données de sismique réflexion et de bathymétrie issues de la base de données franco-marocaine, couplées aux campagnes ISTEP, permettent de caractériser dans le bassin profond la déformation Plio-Quaternaire qui interagit avec des processus sédimentaires liées à la circulation des masses d'eau et à la stratification de la colonne d'eau. Dans ce manuscrit, nous essaierons de répondre à cette question : comment l'inversion oblique de la marge Marocaine est-elle enregistrée sur la plateforme et quels sont les critères caractéristiques que nous pouvons dégager de notre étude locale ? Des questions subsidiaires seront posées : la tectonique locale correspond-elle à un contrôle mantellique ou cinématique ? La géométrie des cortèges sédimentaires sur les plateformes indique-t-elle un contrôle tectonique ? et comment caractériser ce contrôle comparativement aux autres marges méditerranéennes ?

Après une synthèse bibliographique (Chapitre 2) portant sur l'évolution Néogène des bassins Rifains et du domaine d'Alboran, nous présenterons les résultats obtenus dans le bassin de Nekor (Chapitre 3). Une fois la caractérisation du point de vue tectonique du Bassin de Nekor effectuée, nous montrerons (Chapitre 4) que la marge marocaine du bassin d'Alboran permet une observation directe de l'influence de la tectonique active sur la géométrie et l'organisation des séquences de dépôts d'une plateforme silico-clastique. Nous caractériserons dans ce chapitre le fond de mer grâce aux données de bathymétrie. Ces données nous permettront de proposer un calage temps des grandes séquences de dépôts dans le bassin de Nekor. Dans le chapitre 5, nous montrerons que le bassin de Nekor est un bassin pléistocène. Nous caractériserons dans ce chapitre l'évolution des structures tectoniques du bassin d'Alboran et du Rif et nous proposerons un modèle géodynamique de l'évolution de l'arc orogénique Rifain entre le Pliocène et le Quaternaire. Enfin nous discuterons les points clés des différents résultats dans le chapitre 6.

## **Chapitre 2 - Synthèse des données néotectonique autour de l'arc bético-rifain**

## 1. Introduction

Ce chapitre est une synthèse bibliographique portant sur la déformation du domaine d'Alboran depuis son inversion Tortonienne. Ce chapitre permettra de définir les zones d'intérêt détaillées dans les chapitres suivants. Nous montrerons l'importance des héritages structuraux sur la géométrie de la marge sud du Bassin d'Alboran.

Dans un premier temps, nous détaillerons les structures du Rif, héritées de l'orogénèse Oligocène. Dans un second temps nous décrirons les marqueurs de l'inversion Tortono-Messinienne sur les bordures externes de l'arc Bético-Rifain. Dans un troisième temps nous étudierons les marqueurs de la déformation dans le bassin d'Alboran depuis le Pliocène jusqu'à l'actuel. Enfin, nous préciserons le contexte sismique et la déformation actuelle du bassin d'Alboran.

Nous montrerons d'après la bibliographie qu'une déformation compressive de la bordure externe du domaine d'Alboran a affecté l'ensemble des structures tectoniques NE-SW héritée de la mise en place des nappes lors de l'orogénèse Oligocène. Nous verrons que la dynamique du fond de Mer en Mer Alboran à l'actuel est liée depuis le Pliocène à la surrection de la Ride d'Alboran. Enfin, la littérature montrera que les structures héritées miocènes sont recoupées par des structures plus récentes (la zone de faille d'Al-Idrissi et d'Adra) auxquelles correspond une importante sismicité.

Cette synthèse bibliographique sera suivie de l'étude de détail des structures tectoniques actives du bassin de Nekor (Chapitre 3) sous forme d'un article publié. L'article montrera que :

- Le bassin de Nekor est structuralement relié à la zone de faille d'Al-Idrissi.
- Le bassin de Nekor correspond géométriquement à un pull-apart transtensif.
- Cette géométrie est probablement contrôlée par la structure des nappes constituant le socle du bassin.
- Durant le Quaternaire, le bassin de Nekor correspond probablement à la propagation vers le Sud d'une zone de cisaillement sénestre.



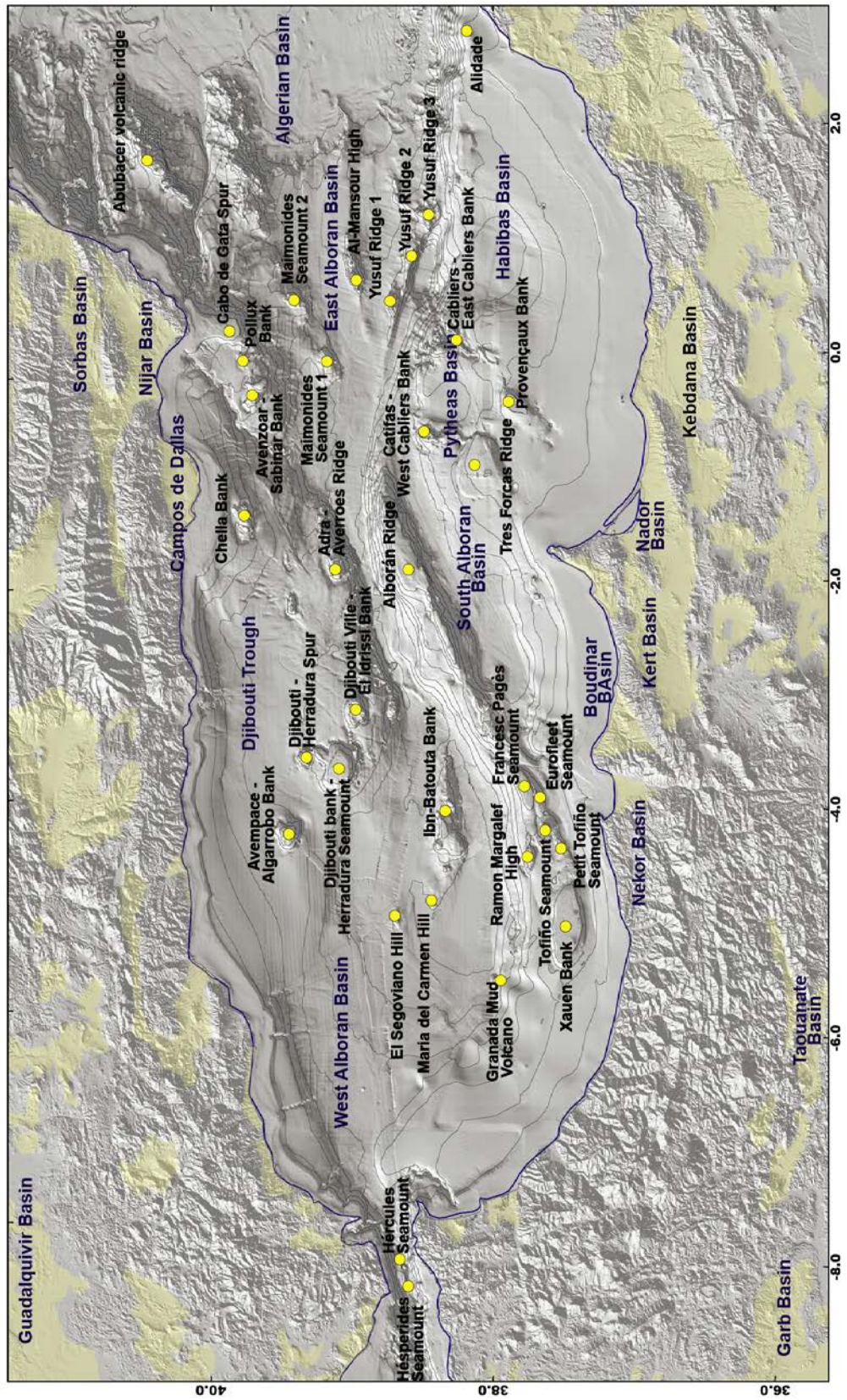


Figure 2-1 : Carte des hauts sous-marins et de bassins sédimentaires modifiée d'après Rovere and Würtz, (2016).

## **2. Les grande structures Rifaines**

La chaîne du Rif est le témoin des phases tectoniques se succédant depuis l'Oligocène. Son architecture et la position des bassins témoignent d'une phase de serrage Tortonno-pliocène (e.g. Capella et al. 2016, Do Couto et al. 2016). Du Pliocène à l'actuel, les limites des différentes unités tectoniques pourrait influencer la géométrie de la déformation.

### **2.1. Les domaines internes**

Les domaines internes (Fig. 2-2 et 2-3) sont divisés en trois grandes unités, des unités les plus internes aux unités les plus externes : les Septides, avec leurs équivalents bétiques, les Alpujarrides (Chalouan et al., 2001; Michard et al., 1997), les Ghomarides équivalent des Malaguides (Chalouan et al., 1990; Michard et al., 2006; Zaghoul et al., 2010). Les roches les plus vieilles affleurent dans l'antiforme orienté NW/SE de Beni-Boussera et dans le Rif oriental, au niveau de Beni Malek, structurellement intercalées dans les unités Septides.

*Figure 2-2 : (ci-après) Carte structurale du Rif, tirée de Chalouan et al. 2008. Cette carte montre les différentes structures de l'arc orogénique depuis les zones internes sur le flanc Nord de l'arc, aux zones externes sur le flanc Sud. Les péridotites du socle*





HP/BT des Septides (Michard et al., 1997). Ces auteurs ont décrit l'augmentation du gradient de déformation vers les bordures de l'antiforme et ont conclu à la présence d'une bande de cisaillement à plat au toit de la formation. Afiri et al. (2011) datent l'exhumation aux alentours de 27Ma et 20Ma et le pic de pression aux alentours de 30Ma à 25Ma. Le massif de Beni Boussera est faiblement déformé et exhumés à la faveur d'un détachement d'échelle lithosphérique semblable aux détachements extensifs produisant les structures en dôme dans la partie Bétique de l'arc.

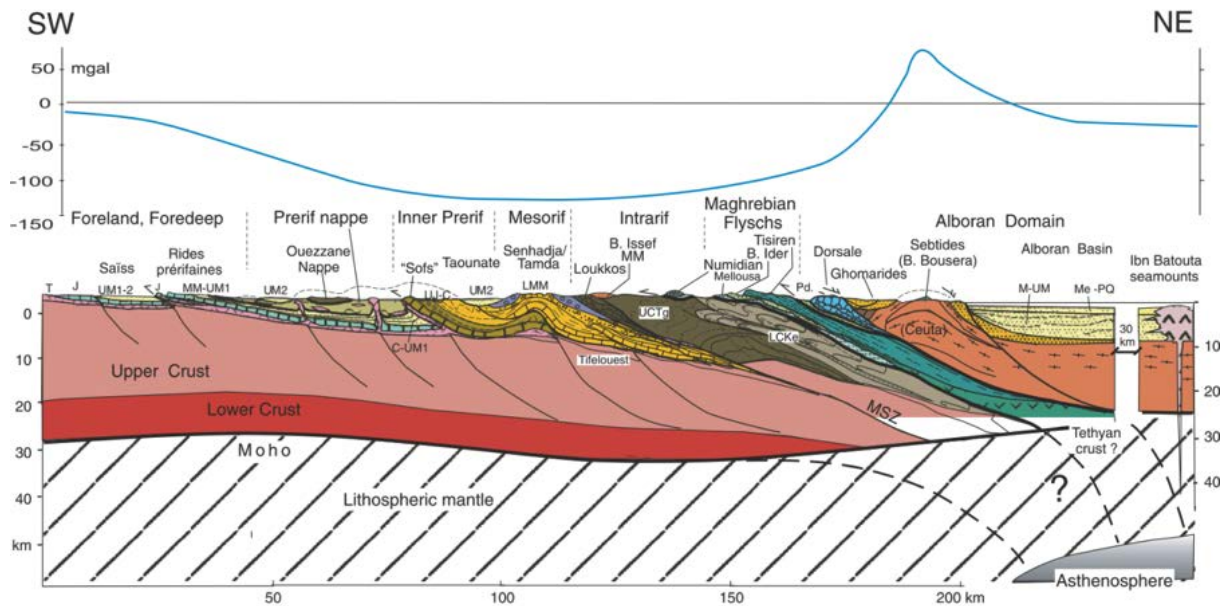


Figure 2-3 : Anomalie de Bouguer et coupe du Rif correspondante tirée de Chalouan et al. (2008). – Abréviations : B.: Beni; C: Crétacés; J: Jurassique Moyen-Inf; LCKe : Crétacé Inférieur de Kétama; LMM: Miocène Inférieur à Moyen; MM: Miocène Moyen; MSZ: Mesorif Suture Zone; Pd: Predorsalien; T: Triasique; Tg: Unité de Tanger; UM: Miocène Sup (1): Tortonien "pré-nappe"; (2): Tortonien-Sup-Pliocène "post-nappe"; UJ-C: Jurassique Sup. Crétacé. La coupe montre le style de déformation thick-skin de l'avant pays Rifain, probablement détaché sur des niveaux gypseux triasiques affleurant au niveau de la faille de Nekor qui correspond structurellement au contact des unités intra-rifaine et Meso-Rifaine (MSZ). L'anomalie de bouguer montrent l'épaississement crustal important au niveau des zones internes.

### 2.1.1. Les Septides

Les Septides (Fig. 2-2 et 2-3) sont constituées de méta-sédiments, affectés par des recristallisations d'époque Alpine. Elles correspondent dans le Rif à une répétition d'une séquence lithostratigraphique dont le degré métamorphique décroît vers le haut de la série (Chalouan et al., 2008). Chaque séquence est constituée de trois unités : méta-pélites rouges Permo-Triasique à la base, phyllites dans l'unité Triasique inférieure et supérieure. On peut noter des intercalations de gypse dans la série Permo-Trias inférieure affleurant à l'actuel au niveau de la faille de Nekor (Chalouan et al., 2008).

Le métamorphisme dans l'unité Septide-Alpujarride se caractérise par des assemblages schistes bleu de HP/BT (Bouybaouene et al., 1998; Michard et al., 1997) d'âge de pic de

métamorphique Eocène (Platt et al., 2005). Il correspond à la phase de subduction alpine (Negro et al., 2006). Ensuite, survient un refroidissement rapide jusqu'à 300°C environ aux alentours de 20-19Ma (Romagny et al., 2014)

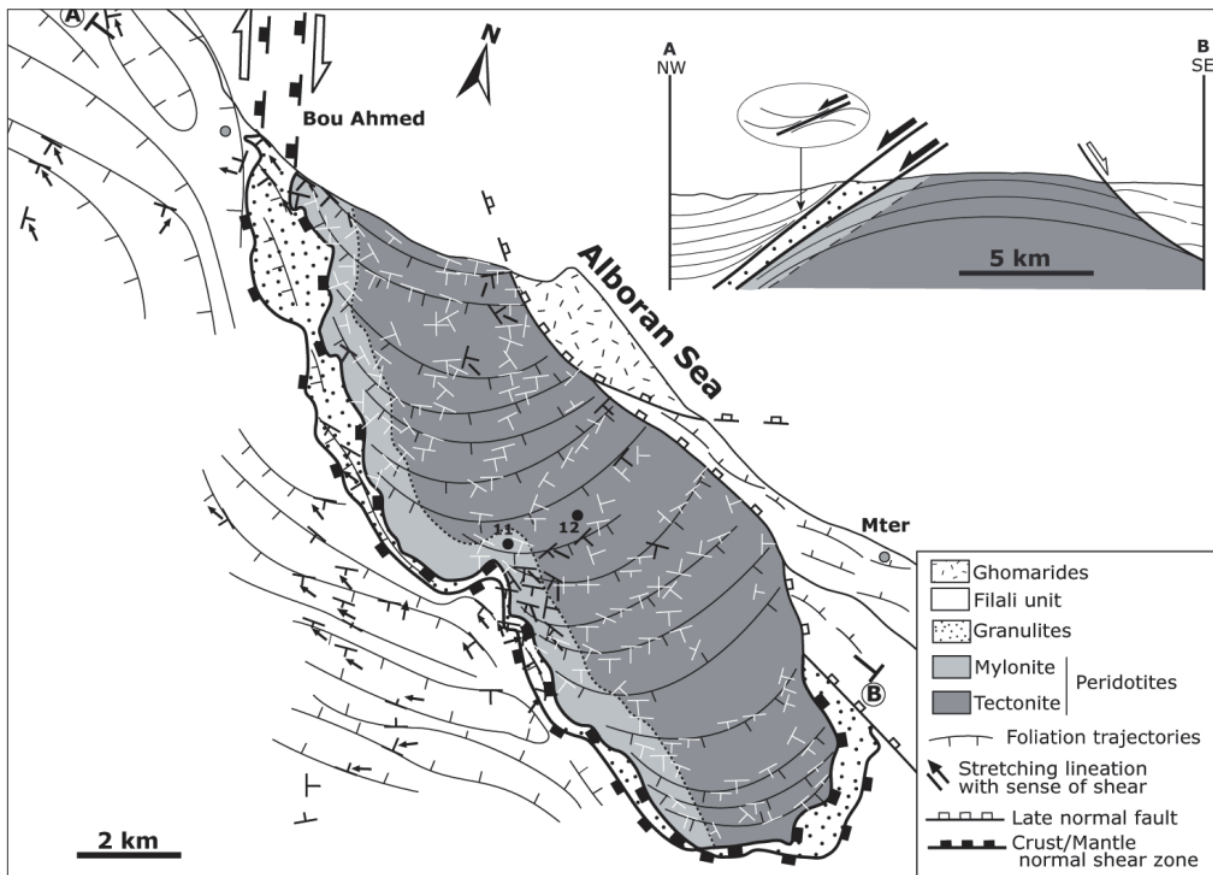


Figure 2-4 : Carte de l'unité de Beni-Boussera modifiée de (Afiri et al., 2011). Le dôme métamorphique des Beni-Boussera est un dôme de détachement exhumant une unité d'affinité océanique. La zone de détachement est une structure mylonitique bien préservée au contact avec les granulites de la zone de cisaillement. Les directions d'étirement dans l'unité de Filali (sous-unité des Septides) indiquent une extension E-W compatible avec la direction de retrait d'un panneau plongeant.

### 2.1.2. Les Ghomarides

Les nappes des Ghomarides et leur équivalent espagnol, les Malaguides, forment les étages supérieurs des domaines internes du Rif et des Bétiques (Fig. 2-2 et 2-3). Elles recouvrent les Septides qui affleurent à la faveur de quelques fenêtres (Michard et al., 1992). Ils affleurent principalement dans le Rif occidentale, et dans le massif des Bokkoya (Chalouan et al., 2008). Des roches à la base de la formation sont paléozoïques. Elles sont plissées et recristallisées et pourraient être des écailles du socle varisque du domaine d'AlKaPeCa. Les calcaires liasiens moyens enregistrent une séquence d'approfondissement et d'émersion qui pourrait correspondre à la formation des épaules du rift Téthysien. Les Septides et les Ghomarides formeraient avec leurs équivalents bétiques la micro-plaque d'Alboran, ou *Alboran Terrane* (Chalouan et al., 2001; El Kadiri et al., 2003). D'après Chalouan et al., (1990), des grès



argileux et des conglomérats en discordance sur des conglomérats calcaires forment le début des formations dites « post-nappes » datées du Chattien au Burdigalien et contiennent des débris issus du remaniement des unités plus internes. Le haut de la série contient des olistostromes contenant l'ensemble des unités les plus internes et témoignent de l'exhumation importante des Septides entre -19Ma et -18Ma (Chalouan et al., 2008)

### **2.1.3. La Dorsale Calcaire et les unités du Pré-Dorsalien**

Ces unités sont structurellement sur et sous les formations Septides et Ghomarides (Fig. 2-2 et 2-3). Elles affleurent dans le Rif Occidental et dans les Bokkoya, ainsi qu'au niveau de la faille de Jebha (Leblanc and Olivier 1984; El Kadiri, El Kadiri, and Rahouti 2003, Chalouan and Michard 2004). Chalouan et al., (2008), Kadiri et al., (2005) Serrano et al. (2007) s'accordent sur le fait que ces formations représentent la transition des zones internes vers les domaines océaniques plus profonds. En effet, ces formations sont essentiellement marines et montrent des environnements de dépôts caractéristiques de plateformes carbonatées dans ses membres inférieurs (Kadiri et al., 2005). Le passage de la sédimentation carbonatée et marin profond à des apports détritiques survient à l'Eocène et montre le probable début de l'exhumation des domaines internes et/ou la surrection de la Dorsale Calcaire (Chalouan and Michard, 2004; Serrano et al., 2007).

## **2.2. Les domaines externes.**

### **2.2.1. Les domaines de flyschs Maghrébins**

Les domaines de Flyschs (Fig. 2-2 et 2-3) correspondent probablement à la couverture sédimentaire de l'océan Liguro-Maghrébin qui bordaient le Sud du bloc Alboran (Michard et al., 2007). Cette couverture est décollée et forme un prisme d'accrétion inactif. Les roches qui composent la base de ces nappes sont d'âges Jurassique, représentées par des calcaires à radiolarites. Le sommet est représenté par des turbidites calcaires. La sédimentation devient généralement continentale au Burdigalien moyen (Chalouan et al., 2006).

### **2.2.2. L'intra-Rif et le Méso-Rif.**

L'intra-Rif et le Méso-Rif situées sous les domaines Interne et de Flysch (Fig. 2-2 et 2-3) correspondent à la marge Africaine décollée et déformée à la faveur d'une tectonique compressive de type *thick-skin* impliquant probablement la réactivation de structures

extensives Jurassique (Chalouan et al., 2008). Les unités intra-rifaines sont constituées de sédiments syn et post-rifts (Chalouan and Michard, 2004). Le métamorphisme montre que cette unité est faiblement enfouie et atteint un pic de température de 100°C. L'exhumation est comprise dans une période de temps allant de 19,5Ma à 12,1Ma dans la nappe de Ketama, une sous unité du domaine Intra-Rif (Azdimoussa et al., 1998).

Le méso-Rif dans la partie centrale du Rif correspond à des dépôts turbiditiques et d'olistostromes (Michard et al., 2007). Le massif de Tamsamani est structurellement situé sous l'unité de Ketama (Fig. 2-2 et 2-3). Le protolithe est principalement d'âge Paléozoïque. Les zones les plus internes de ces massifs ont subies un métamorphisme MP/BT (Negro et al., 2007). Les unités les plus externes du massif ne sont pas métamorphiques. Negro et al. 2007 montrent une exhumation continue des Tamsamani entre -15Ma et -13Ma associée à un étirement E-O, exhumation qui se poursuit jusqu'à environ -10Ma à -8Ma, avec un enregistrement de la déformation E-O en condition cassante. L'exhumation de cette unité se fait à la faveur d'un détachement crustal probablement associé à la faille de Nekor ( Negro et al. 2007; Booth-Rea et al., 2012). Le massif de Tamsamani et la faille de Nekor pourrait correspondre à une zone de suture entre un bloc intra-rifain distinct de la marge africaine qui coulissait le long d'une zone décrochante sénestre (Benzaggagh et al., 2014). La faille de Nekor est donc une limite structurale ancienne entre le domaine Intra-Rif et Mesorif.

### **2.2.3. Le Pré-Rif : le bassin d'avant-pays Rifain.**

Les unités Pré-Rifaine correspondent structurellement au bassin d'avant-pays Rifain (Fig. 2-2 et 2-3; Chalouan et al. 2008). La base de cette unité est une série allant du Trias au Miocène dont les niveaux de sel datés Trias servent de niveau de décollement à la base de la couverture (Sani et al., 2007). Les molasses provenant du démantèlement de la chaîne Rifaine sont âgées du Miocène moyen à terminal, en discordance sur les séries plus anciennes. La transgression des molasses est diachrone à l'échelle du bassin, et démarre à l'Ouest probablement aux alentours du Langhien, et plus tardivement à l'Est vers le Tortonien (Chalouan et al. 2008). Bargach et al. (2004) ont montré que les structures de plis et de failles affectant cette unité sont syn-sédimentation Miocène avec un pic de déformation Miocène moyen. Néanmoins, les données de terrains montrent que la phase de déformation compressive est maximum au Pliocène avec une direction N-S. L'enregistrement de la déformation dans les bassins d'avant-pays rifain sera décrit en détail dans le chapitre suivant.

#### **2.2.4. Le volcanisme du domaine d'Alboran.**

Le domaine d'Alboran est affecté par des épisodes volcaniques reflétant la variété des phénomènes géodynamiques enregistrée depuis la collision oligocène jusqu'à l'extension d'arrière arc Miocène (Fig. 2-5). Il est possible de distinguer quatre phases de volcanisme, (Duggen et al., 2004; El Azzouzi et al., 2014; Gill et al., 2004). Une première phase datée d'après des intrusions granitiques à la période Eocène/Oligocène au niveau de Malaga en Espagne. Cette phase volcanique caractérisée par des magmas mafiques pourrait marquer la subduction de la lithosphère océanique (Torres-Roldan et al., 1986). Une phase Oligocène supérieur à Miocène basal caractérisé par un volcanisme essentiellement relié à la collision et à la mise en place des nappes, et marquée par l'anatexie qui s'en suit (e.g. Torres-Roldan et al. 1986; Duggen et al. 2004; Rossetti et al., 2010, 2013).

Puis, une phase langhienne marquée par un magmatisme calco-alcalin en Espagne et au Maroc à terre, mais tholéitique en mer (Duggen et al., 2004; El Bakkali et al., 1998; Gill et al., 2004). Duggen et al. (2004) propose que le magmatisme de cette époque soit la conséquence du retrait d'un pan de slab téthysien sous le domaine d'Alboran.

Enfin, au Tortonien puis au Pliocène, El Azzouzi et al. (2014) et Duggen et al., (2003) montrent une transition vers des magmas de type basalte andésitique et shoshonitique qui pourraient signaler la déchirure du slab et la chute d'un pan de panneau plongeant dans le manteau supérieur.

Sur la marge Sud (Fig. 2-5), le volcanisme peut être plus récent, puisque dans la région d'Oujda à l'extrême Est Marocain, des datations réalisées par El Bakkali et al., (1998) donnent des âges Pliocène à Quaternaire se rajeunissant vers l'Est. A cette époque le volcanisme est essentiellement situé au Maroc bien que Duggen et al. 2004 rapporte un épisode volcanique en Espagne au Pliocène tardif.





Figure 2-5 : Carte du volcanisme affectant la région d'Alboran depuis le Miocène jusqu'à l'actuel, tirée de Duggen et al. 2008. Cette carte montre que les séries tholéitiques affectent principalement les zones amincies du domaine d'Alboran. Sur les marges, les séries de basanites et de basaltes alcalins reflèteraient la fusion partielle de lithosphère continentale sous l'effet de la délamination mantellique. Enfin, cette carte montre le volcanisme Pliocène terminal puis Pléistocène à actuel affectant le prolongement des unités du moyen-Atlas depuis la zone de Gourougou jusqu'à l'Ouest de la région d'Oran.

### 2.2.5. Extension et subsidence du bassin d'Alboran

Il existe de nombreux modèles portant sur les mécanismes de l'extension du domaine d'Alboran (e.g. Jolivet et al. 2000; Faccenna et al. 2004; Mauffret 2007). Reprenant l'ensemble des études précédente, van Hinsbergen et al. (2014) proposent que l'initiation de l'extension d'arrière-arc démarre vers -30Ma au niveau du bassin Algérien et provoque l'effondrement de la chaîne alpine en Alboran (Fig. 2-6). D'après leurs reconstructions, l'extension au niveau du domaine d'Alboran débiterait vers 21Ma. (Medaouri et al., 2014)

proposent que l'extension dans le bassin Sud Alboran est enregistrée sur les lignes sismiques entre 16Ma et 8Ma, ce qui est compatible avec les données magmatiques (Duggen et al., 2004). La déchirure progressive du panneau plongeant entrainerait alors l'arrêt de l'extension, la délamination du manteau lithosphérique et l'inversion dans le bassin Sud. Ceci est en accord avec ce que propose par exemple (Duggen et al., 2003).

Des forages ont été effectués dans le bassin d'Alboran durant le Leg ODP 161 (Comas et al., 1999). Le socle y est composé de roches métamorphiques d'assemblage Cordierite-Biotite-Feldspath Hornsfeld (Ryan et al., 1973) dénotant un faciès schiste vert dans le chemin rétrograde. Ce socle métamorphique montre une très grande affinité avec l'unité tectonique des Alpujarrides de la chaîne Bétique. D'après les données de forage et l'analyse des chemins P/T de ces roches métamorphiques (Fig. 2-7 ; Comas et al., 1999) suggèrent que l'extension du domaine d'Alboran débute vers la fin de l'Oligocène. Les analyses de subsidence révèlent que le bassin ouest Alboran subit une extension importante au Serravalo-Tortonien, suivit d'une période de soulèvement qui démarrerait vers la fin du Tortonien (Comas et al., 1999; Mauffret et al., 2007). Dans le Serravalien des apports de sédiments plus grossier, de marnes avec niveaux conglomératiques, indiquent une érosion plus importantes des marges liée à une période de régression marine importante (Hardenbol et al., 1998). Le bassin Ouest Alboran est le sous bassin qui enregistrent la plus importante épaisseur sédimentaire (10km d'épaisseur, Fig. 2-7 et Fig. 2-8 ; Comas et al. 1999).

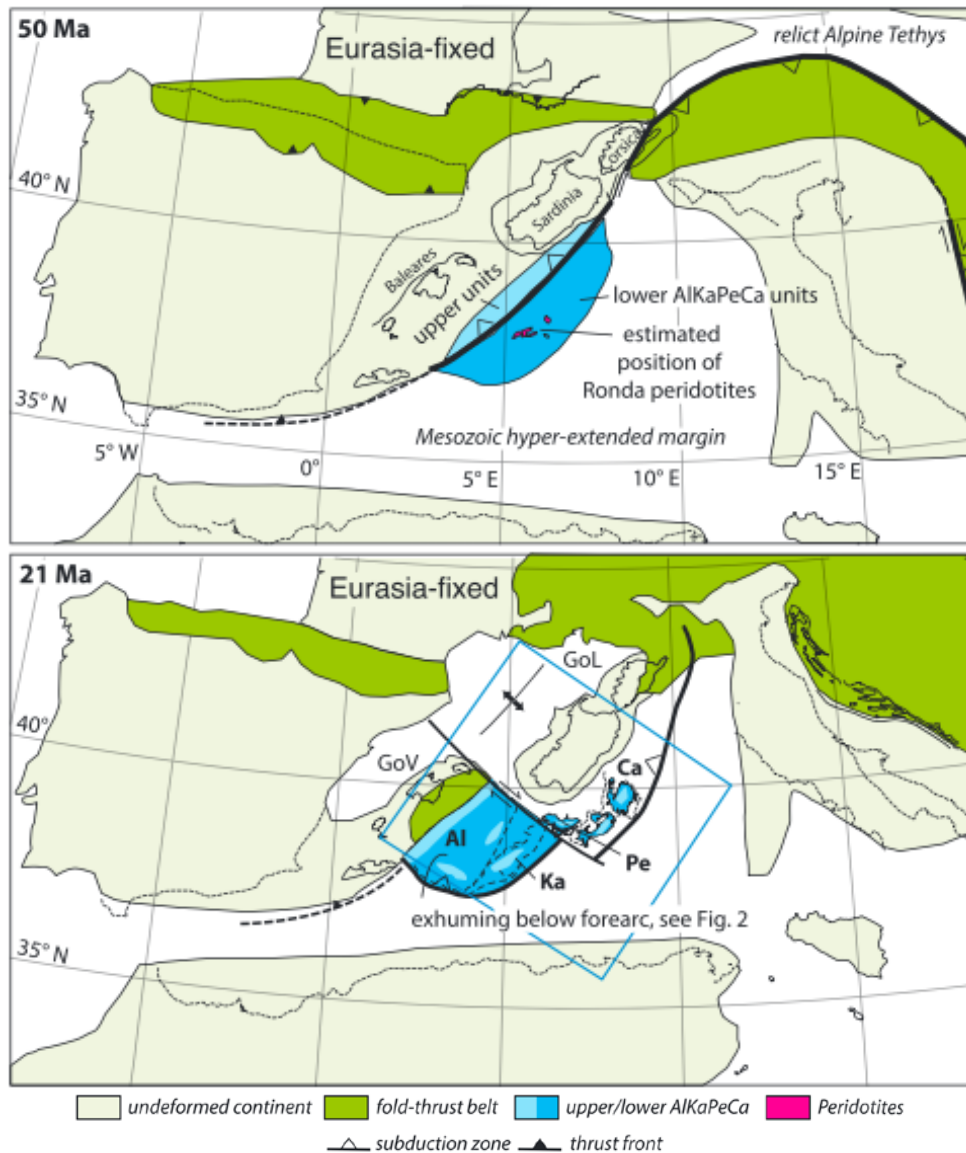


Figure 2-6 : Reconstruction de la géodynamique Ouest-Méditerranéenne entre 50Ma et 21Ma (van Hinsbergen et al., 2014). Abréviations : GoL : Golfe du Lion ; GoV, Golf de Valence ; Al, Alboran ; Ka, Kabylie ; Pe, Péloritain ; Ca, Calabre. Les cartes montrent l'initiation de la subduction au niveau du bassin Algérien, fragmentant le domaine AlKaPeCa en sous-unités qui seront préservées jusqu'à l'actuel sur la marge Sud du bassin Ouest Méditerranéen. Ces modèles prennent en compte une subduction vers le Nord du panneau plongeant Téthysien, où les unités internes du domaine d'Alboran sont en position d'Avant-Arc (Vergés and Fernández, 2012). A 21Ma, une STEP fault aurait été mise en place entre les domaines de Kabylie et d'Alboran, accommodant les taux d'extension supérieurs du bassin Ouest-Corse. Dans ce modèle, le domaine d'Alboran migrera par la suite vers l'Ouest sur plus de 200km le long d'une zone de cisaillement Nord et Sud correspondant respectivement à la transformante d'Emile Baudeau, et à la Mesorif Strike-Slip Fault. Ce dernier décrochement séparant le domaine d'Alboran du domaine de Kabylie.

La subsidence du bassin Ouest Alboran est repérée sur la marge Marocaine par des failles normales inclinées vers le bassin (Crespo-Blanc et al., 1994). Elle serait aussi visible en Mer par sismique réflexion (Chalouan et al., 1997). Cependant le manque de déformation interne « extensive » claire dans le bassin d'Alboran indique une déformation de type *sag basin* à partir du Serravalien (Do Couto et al. 2016). Les sédiments à la base du bassin sont datés de la fin de l'Aquitaniens lorsque les unités sebtides et ghomarrides sont progressivement distendues

à la faveur d'un décollement d'échelle crustale (Do Couto et al., 2016). L'histoire miocène jusqu'au Tortonien reflète la subsidence continue de ce bassin en contexte d'arrière-arc (Do Couto et al 2016). Cette période de subsidence importante est liée au soulèvement rapide des marges. Durant le Burdigalien et le Langhien, le bassin subside de manière asymétrique avec un fort soulèvement de la marge Rifaine, menant à l'accumulation d'épaisseur importante d'argile (Fig. 2-7). Ces argiles influenceront aux Quaternaire sur la dynamique du fond de mer.

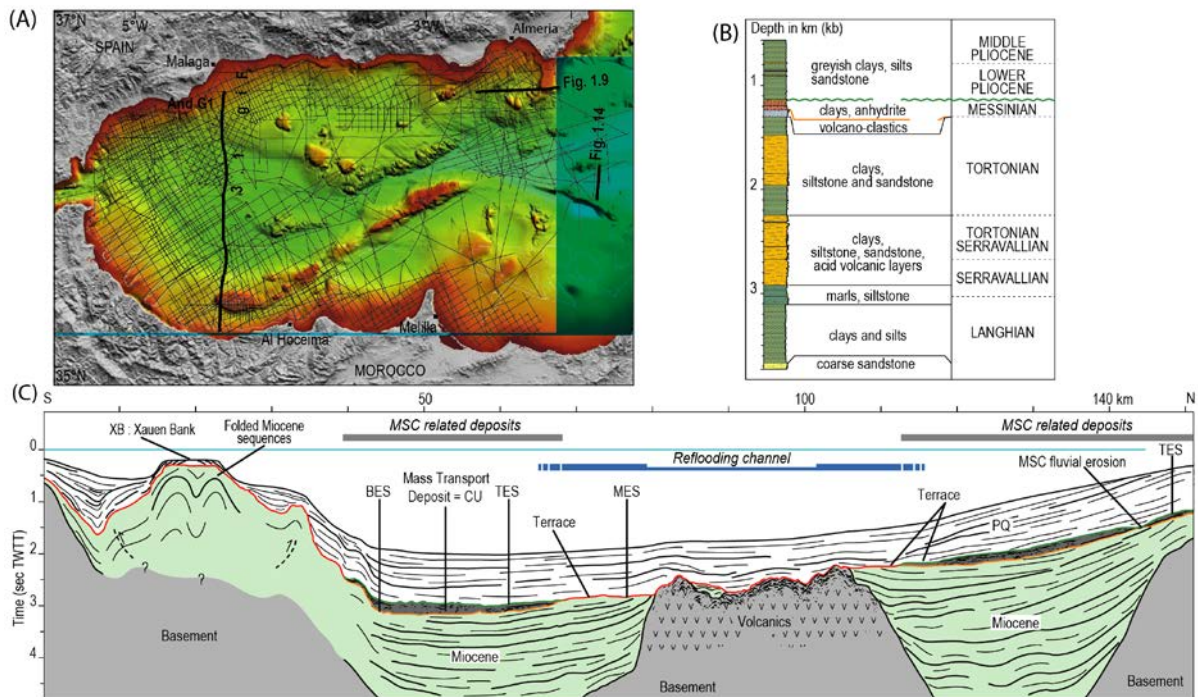


Figure 2-7 : (A) Carte bathymétrique de la Mer d'Alboran montrant la localisation des lignes sismiques à l'échelle régionale. (B) Log stratigraphique du puits Andaluçia-G1 (Elf, 1984) creusé sur la pente supérieure de la marge Espagnole. (C) Coupe synthétique du bassin Ouest Alboran, depuis la Marge Marocaine au Sud jusqu'à la Marge Espagnole au Nord. Les épaisseurs de la séquence de dépôt Miocène sont en faveur d'une subsidence importante au Miocène inférieur. Ces dépôts Miocène sont déformés en compression à partir de Tortonien supérieur et érodés lors de la crise de salinité Messinienne (MES). Des unités correspondent à des Mass Transport Deposit (CU) sont localisées en pied de pente continentale et correspondrait à l'érosion des zones émergées durant la MES. Le réennoisement Messinien (TES, réflecteur orange) est une surface érosive figurée au toit des unités CU. Do Couto et al. (2017)

A partir de 8,0Ma, les bassins périphériques de la marges Ibérique, le bassin Est-Alboran et la marge oranaise commence à enregistrer une inversion tectonique liée à la convergence Afrique-Eurasie (Fig. 2-7, 2-8 et 2-9 ; Do Couto et al., 2014; Medaouri et al., 2014). L'inversion tectonique provoquerait une réorganisation à l'échelle régionale des structures tectoniques (Campillo et al., 1992; Comas et al., 1999a) ainsi que la formation de bassins *piggy-back* à l'aplomb de structures extensives crustales inversées dans le bassin d'Habibas (Martínez-García et al., 2013; Medaouri et al., 2012). Traversant de part en part le domaine d'Alboran, les grands accidents décrochant accommodent la convergence Afrique-Eurasie (Fig. 2-9 ; Mauffret et al., 1992; Woodside and Maldonado, 1992). Le soulèvement de la

région et la compression active sur les bordures du domaine provoqueraient les fermetures de corridors connectant l'Atlantique à la Méditerranée (Krijgsman et al., 1999a). Du côté Sud d'Alboran le corridor semble clôt à 6,0Ma (Krijgsman et al., 1999b). Cependant des études complémentaires suggèrent que les circulations entre Atlantique et Méditerranée soient possibles au moins jusqu'à 5,77Ma (Münch et al., 2001).



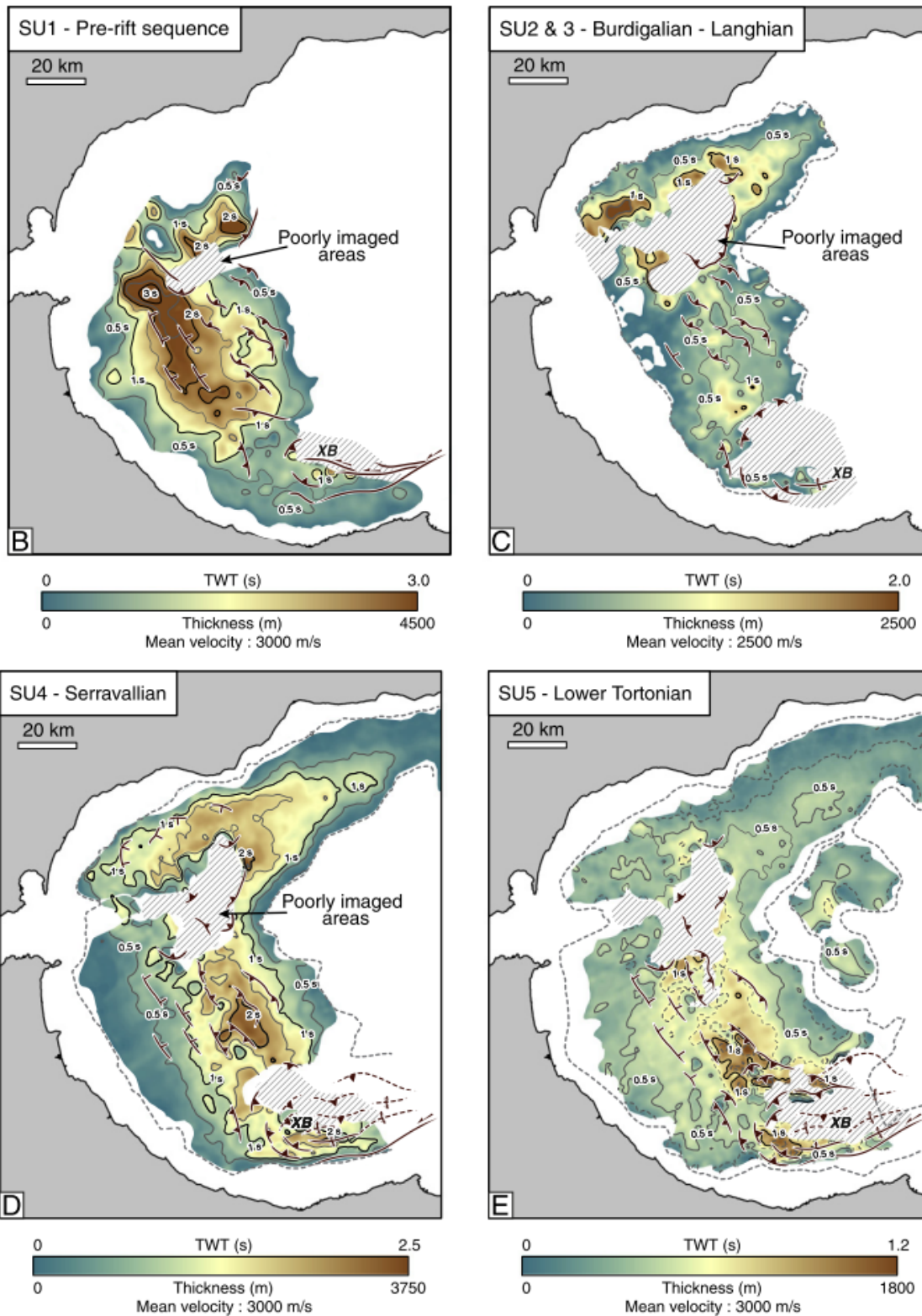


Figure 2-8 : Extension Miocène dans le bassin Ouest Alboran d'après les cartes d'isopach réalisées durant la thèse de (Do Couto, 2014), modifié d'après (Do Couto et al., 2016). Ces cartes montrent la subsidence, du bassin Ouest Alboran et le transfert vers le Sud des dépocentres entre le Burdigalien et le Tortonien inférieur. Sur la bordure Sud du bassin Ouest Alboran, la surrection des bancs de Xauen (Xb) démarre probablement durant le Tortonien supérieure pour s'achever durant le Pliocène. La déformation distribuée de la Ride d'Alboran pourrait correspondre aux dépocentre des argiles sous-compactée langhienne. La ride d'Alboran se termine au niveau du Banc de Xauen et figurerait une zone de décrochement correspondant à la terminaison d'une STEP fault.



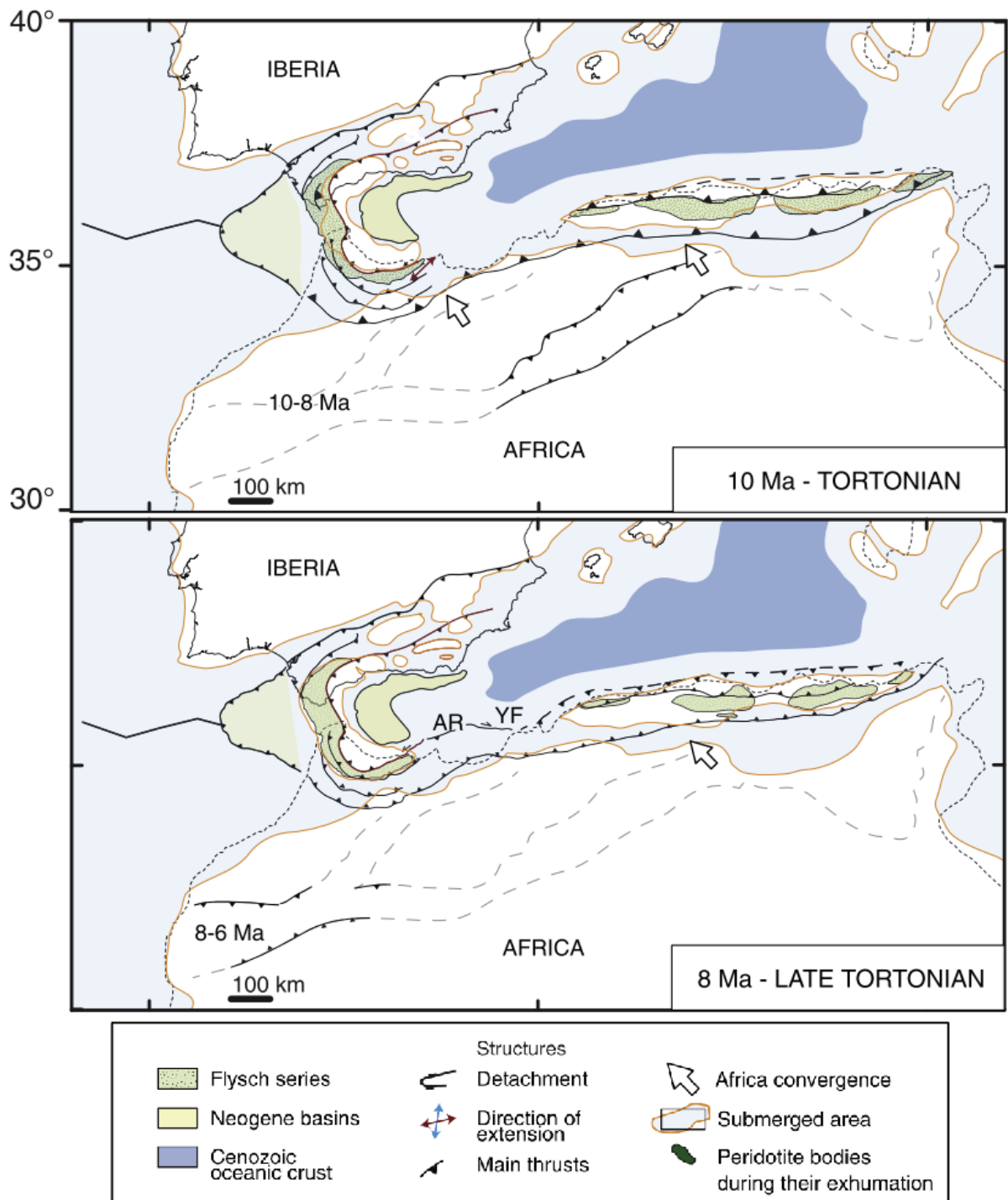


Figure 2-9 : Reconstitution de la géodynamique régionale (Do Couto et al. 2016). AR : Alboran Ridge ; YF, Yusuf fault. Ces cartes montrent la migration et la localisation du raccourcissement le long des structures Atlasique et de la ride d'Alboran, liée à l'indentation Africaine. Cette reconstitution suggère que la Ride d'Alboran et l'avant Pays-Rifain accomode le raccourcissement lié à la convergence de manière distribuée. Cette bande de déformation est plus ou moins continue jusqu'au Tell au Niveau de l'actuelle Tunisie. L'inversion de la marge Algérienne au niveau de l'Oranais (terminaison Sud-Est de la faille de Yusuf) démarrerait à partir de 8Ma environ. Le corridor Sud Rifain correspondant à la connexion entre l'Atlantique et la Méditerranée existerait à cette période.



### 2.3. Inversion Tortono-Messinienne et déformation Plio-quaternaire de la partie externe de l'arc Bético-Rifain

L'inversion du domaine d'Alboran à partir du Tortonien implique la fermeture et la surrection des bassins d'Avant -Pays sur les bordures externes du Domaine d'Alboran. Une dynamique interne liée aux accidents décrochant accommodent la migration du domaine vers l'Ouest (e.g. Crespo-Blanc et al., 2016). La phase d'inversion du domaine modifie la physiographie du bassin d'Alboran dans un continuum de déformation du Messinien à l'actuel. Aujourd'hui, les limites de plaques entre le domaine d'Alboran, l'Afrique et l'Eurasie sont peu contraintes malgré une déformation importante (Fig. 2-10).

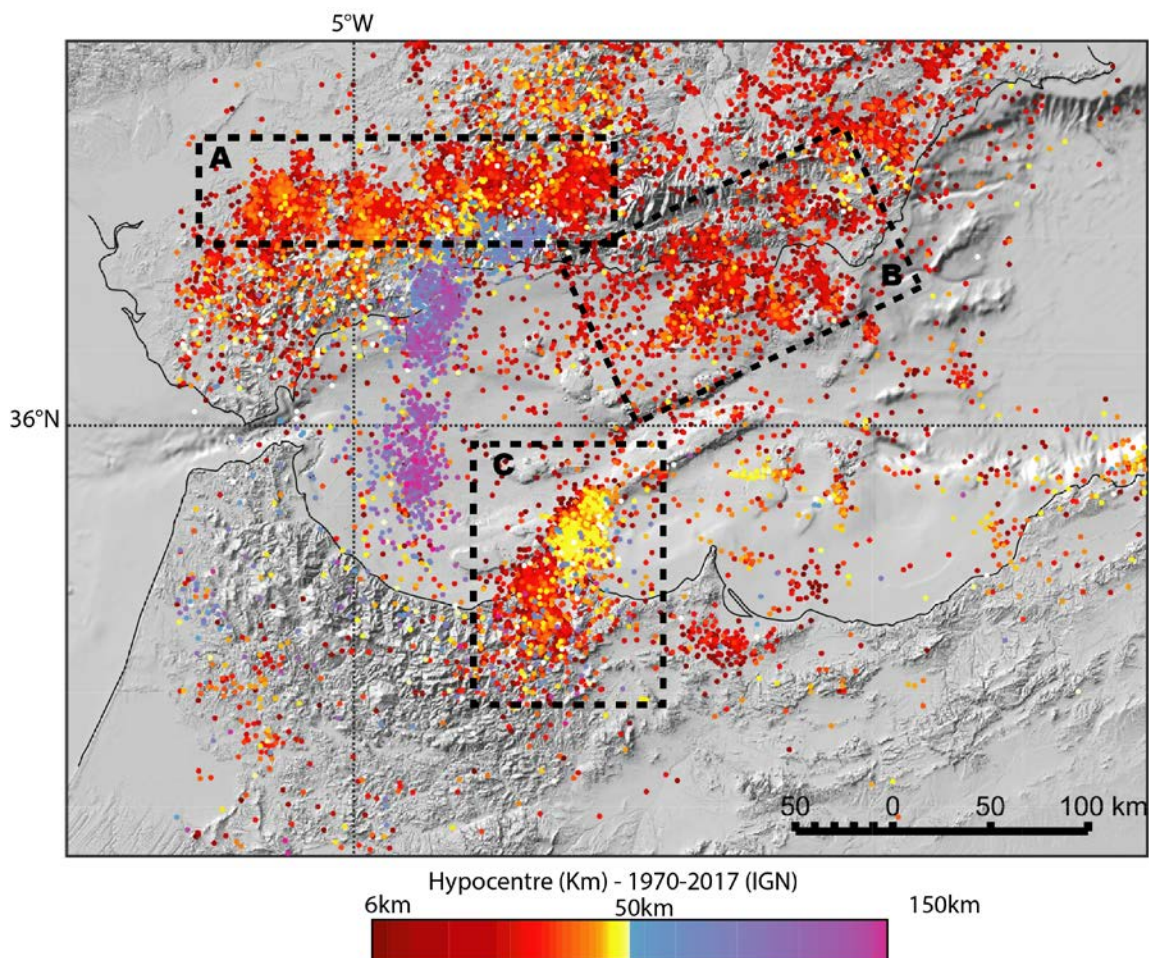


Figure 2-10 : hypocentres des séismes dans la Région de l'arc Bético-Rifains (Catalogue IGN, <https://www.ign.es/ign/>, période 1970-2017) Le cadre A correspond à une zone de compression dans la partie Ouest de la chaîne Bétique. Le cadre B correspond à l'extension superficielle sur le bloc Nord-Ouest de la faille de Carboneras. Le cadre C correspond à la zone de failles décrochantes d'Al-Idrissi et de Bokkoya ainsi que l'extension du bassin de Nekor. Les séismes profonds (>50km) figurent le haut de la masse froide plongeant dans le manteau au droit du Bassin Ouest Alboran.

### 2.3.1. Limites bétiques

Dans les zones externes des bétiques (Bassin de Guadalquivir ; Fig. 2-11), des plis sur rampes aveugles affectent la chaîne et dessinent approximativement une limite de plaque au front de l'avant-pays (García-Mayordomo et al., 2012; Gonzalez-Castillo et al., 2015). Au Sud du bassin de Guadalquivir, la sismicité importante indiquent un partitionnement de la déformation au niveau de l'avant-pays de la Chaîne Bétique ( Fig. 2-10 et 2-11; Balanya et al., 2012; Palano et al., 2013, 2015). La déformation actuelle montre une direction d'extension orthogonale à la ligne de rivage, associée à une direction de compression E-W (Fig. 2-10, et 2-11; Balanya et al., 2012). Des escarpement dans le détroit de Gibraltar sont interprétés comme des failles E-W décrochantes qui pourraient indiquer un mode de déformation similaire à la déformation actuelle dans les Bétiques (Lujan et al., 2011).

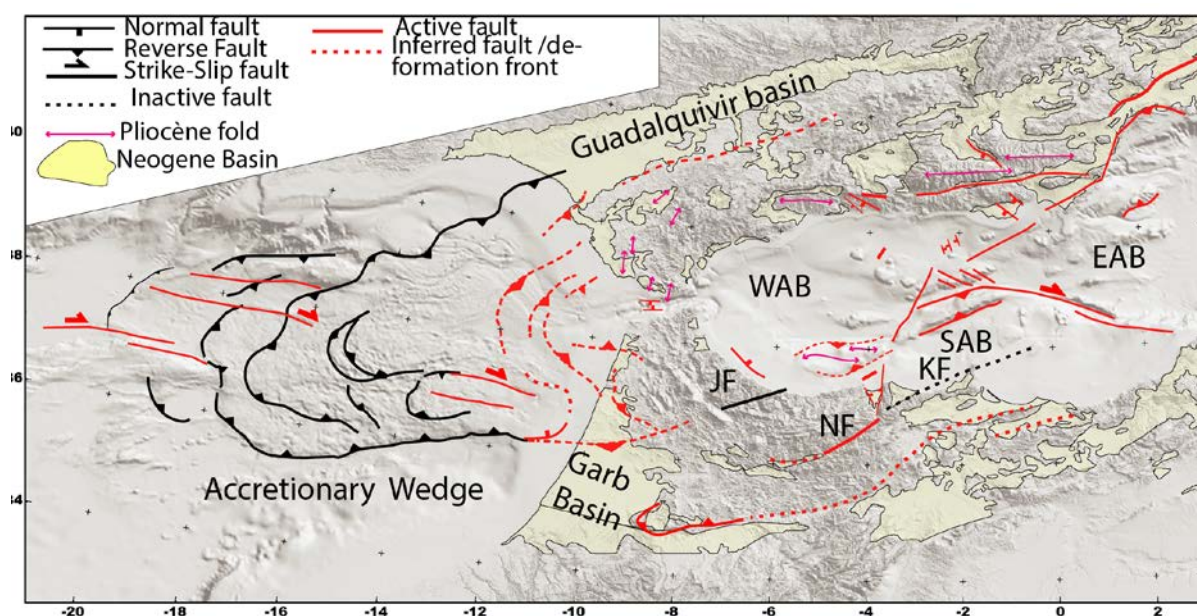


Figure 2-11 : Carte synthétique des fronts de déformation bordant l'arc Bético-Rifain et des structures tectoniques actives accommodant la déformation interne du domaine d'Alboran. WAB, West Alboran Basin ; SAB, South Alboran Basin ; EAB, East Alboran Basin. Modifiée de (Balanya et al., 2012; Capella et al., n.d.; Galindo-Zaldívar et al., 2015; Iribarren et al., 2007; Maad et al., 2010, 2010; Martínez-García et al., 2013; Medialdea et al., 2009; Roldán et al., 2014; Sanz de Galdeano et al., 2010). La carte montre à l'Ouest les structures décrochantes liées au prolongement des failles transformantes Atlantique. Le prisme d'accrétion Miocène est figuré en noir car il est probablement inactif dans sa partie Occidentale (Zitellini et al., 2009). Ses unités internes sont probablement actives dans le Pliocène et le quaternaire. Les grands plis Pliocène dans les bétiques marquent le raccourcissement de la chaîne. Cependant, un jeu extensif affecte la zone entre la bordure Nord de la chaîne et les accidents décrochantes NE-SO. JF : Jehba Fault ; NF, Nekor Fault, KF, Kert Fault.

### 2.3.2. Le prisme d'accrétion à l'ouest du domaine d'Alboran

Dans le Golfe de Cadiz, un prisme d'accrétion chevauchant vers l'Ouest a été décrit (Fig. 2-13; Gutscher et al., 2002; Iribarren et al., 2007). Ce prisme d'accrétion serait lié à la subduction de matériel océanique sous l'arc de Gibraltar (Gutscher et al., 2002). Le front de

déformation du prisme d'accrétion ne correspond pas aux limites dites actives du front Bético-Rifain (Fig. 2-13, Gutscher et al., 2009; Iribarren et al., 2007). Les linéaments visibles sur la bathymétrie, correspondent à des failles dextres NW-SE et à leurs conjuguées qui affectent le Sud du prisme d'accrétion. Ces failles perturbant le fond marin, seraient la preuve de la déformation active (actuelle) du prisme d'accrétion (Zitellini et al., 2009).

Un front de déformation interne à l'arc délimite deux lobes, un Nord et un Sud, limités par une faille décrochante E-W (Fig. 2-13 ;Medialdea et al., 2009), indiquerait des taux de déformations différents au Nord et au Sud de la faille, en relation avec l'activité d'une faille transformante en profondeur (Crutchley et al., 2011). La déformation affectant le prisme d'accrétion pourrait refléter un changement de lithologie crustale. Les vitesses de propagation des ondes P dans la croûte obtenue à partir d'OBS indiquent un contraste de vitesses attribuées à différents domaines (Martínez-Loriente et al., 2014). Ces auteurs proposent que la partie Nord du prisme d'accrétion repose sur une croûte océanique Jurassique d'affinité téthysienne alors que la partie Sud repose sur une croûte océanique d'affinité Atlantique. Par conséquent, le domaine d'Alboran serait la limite orientale chevauchant sur un domaine téthysien et la déformation serait localisée dans le prisme d'accrétion par le contact entre les deux croûtes d'âges, et probablement de rhéologies, différents.

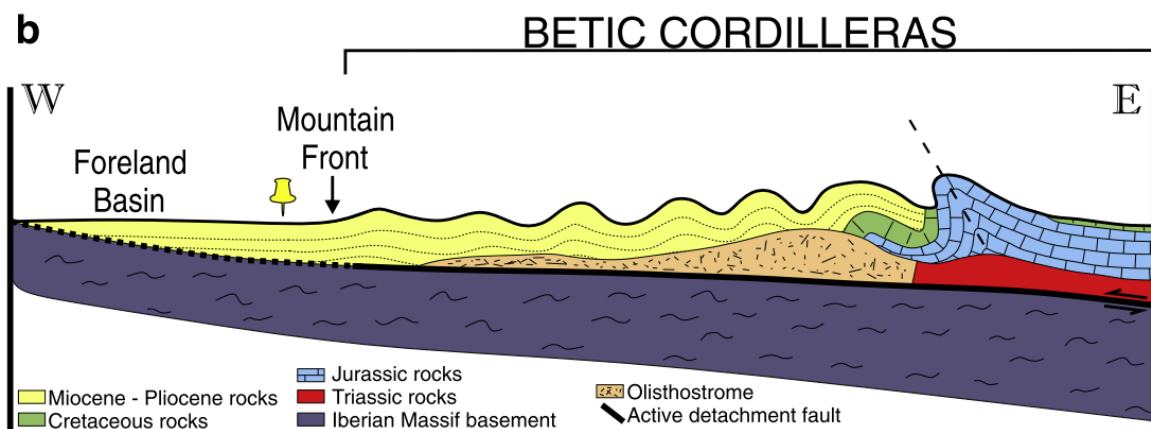


Figure 2-12 : Coupe Ouest-Est schématique de la déformation actuelle de l'avant-Pays de la cordillère Bétique (Gonzalez-Castillo et al., 2015). La coupe montre que le plissement Plio-Quaternaire de l'avant pays est compatible avec une déformation thin-skin de la couverture au-dessus d'un décollement localisé dans les niveaux Triassiques.



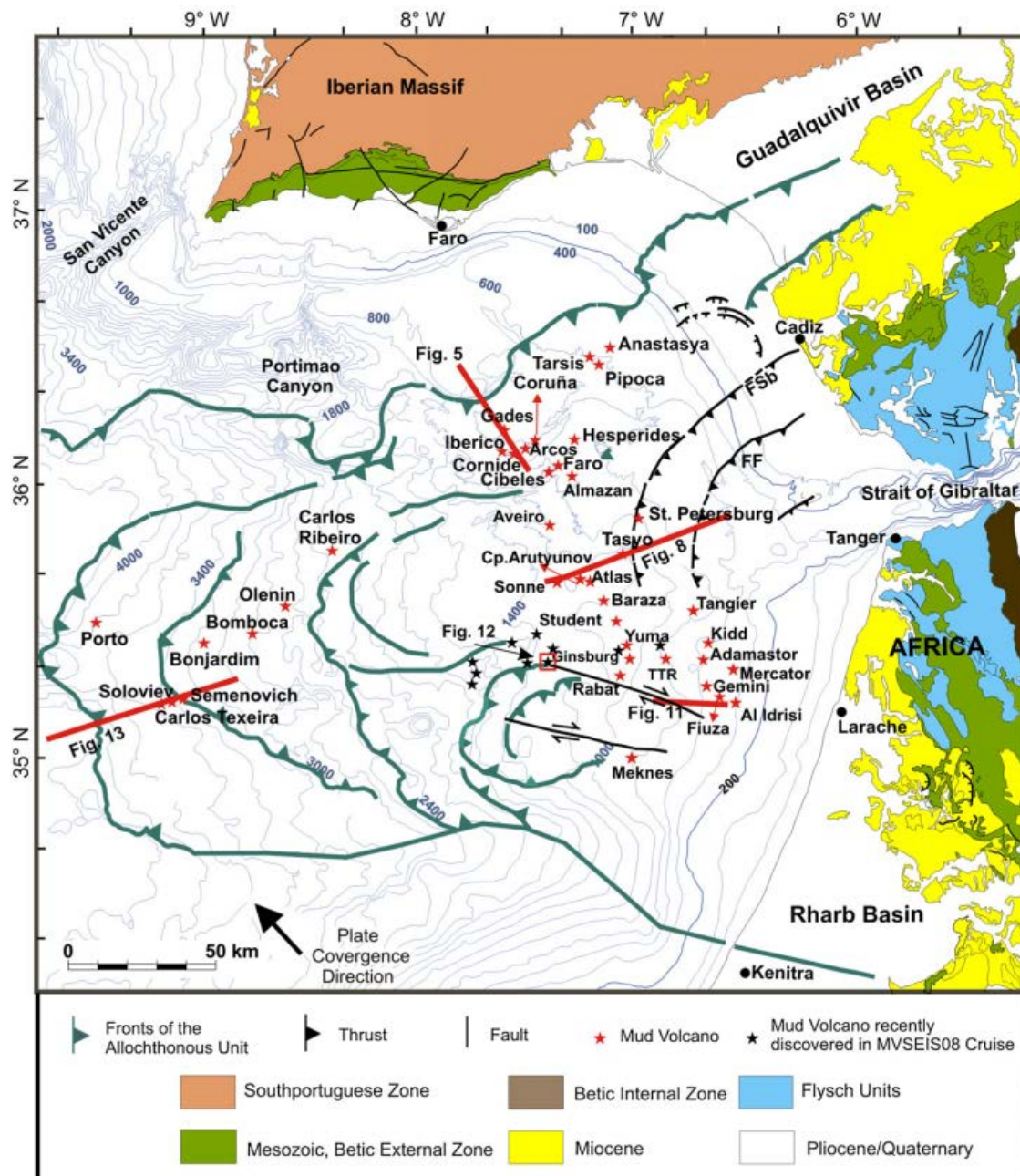


Figure 2-13 : Carte structurale du prisme d'accrétion du golfe de Cadix (Medialdea et al., 2009). Les structures compressives sont liées à la mise en place du prisme au Miocène. Les failles dextres plus récentes présentent des relais actifs à l'actuel. Ces failles décrochantes semblent se connecter à terre dans la région de Larache (Le Roy et al., 2014; Maad et al., 2010). Le front de déformation actif sur la bordure du bassin de Guadalquivir se prolonge probablement en mer au niveau des failles chevauchantes indiquées en noir sur la carte.

### 2.3.3. Avant-Pays Rifain

Les preuves d'une déformation active dans le Rif liée à la déformation du prisme d'accrétion sont mal contraintes à terre (Fig. 2-14). Le front de déformation sud du domaine d'Alboran pourrait se connecter au prisme d'accrétion (Fig. 2-14 ;Toto et al., 2012). Dans cette région, les données sismiques imagent des déformations Plio-Quaternaire dans le prolongement vers le Sud-Est du prisme d'accrétion au niveau de la plateforme continentale Marocaine (Flinch,

1994; Le Roy et al., 2014; Maad et al., 2010). L'extension de la marge au Plio-Quaternaire pourrait être due à la flexure isostatique liée à une subduction active (Gutscher et al., 2009; Maad et al., 2010).

A terre, le soulèvement de dépôts lagunaires holocène dans la région de Larache indiquerait un soulèvement de 14mm/an en lien avec la déformation de la plateforme continentale (Benmohammadi et al., 2007). Ces valeurs élevées de soulèvement sont beaucoup plus importantes que les valeurs de déplacement GPS (<6mm/an; Koulali et al., 2011) et que les valeurs de convergence Afrique/Eurasie à l'actuel (5mm/an; DeMets et al., 2015).

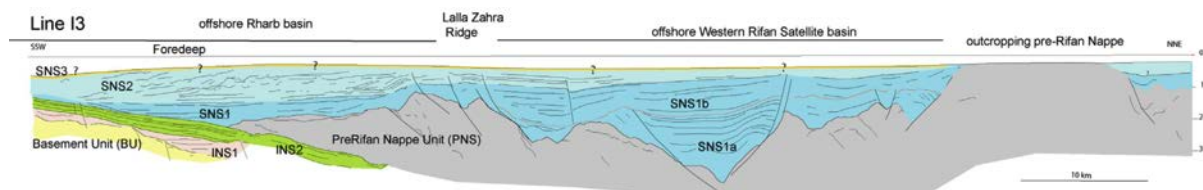


Figure 2-14 : Ligne sismique SSO—NNE située sur la plateforme Atlantique Marocaine et parallèle à la côte, (Le Roy et al. 2013). Cette ligne montre le chevauchement des nappes pré-rifaines (PNS) sur les unités crétacées de la marge Africaine (Basement Unit, BU). Les nappes pré-Rifaines forment une méga-séquence de dépôts datés approximativement entre le Tortonien et le Messinien. L'effondrement de ces structures à partir du Messinien permet l'accumulation jusqu'au Pliocène d'épaisseurs importantes de sédiments en bleu foncé. Le dépocentre correspond approximativement à une bande de 60km de long limitée au Nord à la ville de Larache et au Sud à la Ville de Kenitra. Le dépocentre Pléistocène migre au Sud, les failles accommodant l'extension de la plateforme dans le Messino-Pliocène sont toujours actives dans le Pléistocène suggérant un comblement progressif des bassins satellites du Rif.

### 2.3.3.1. Evolution Tortonno-Pliocène des bassins d'Avant-Pays Rifains

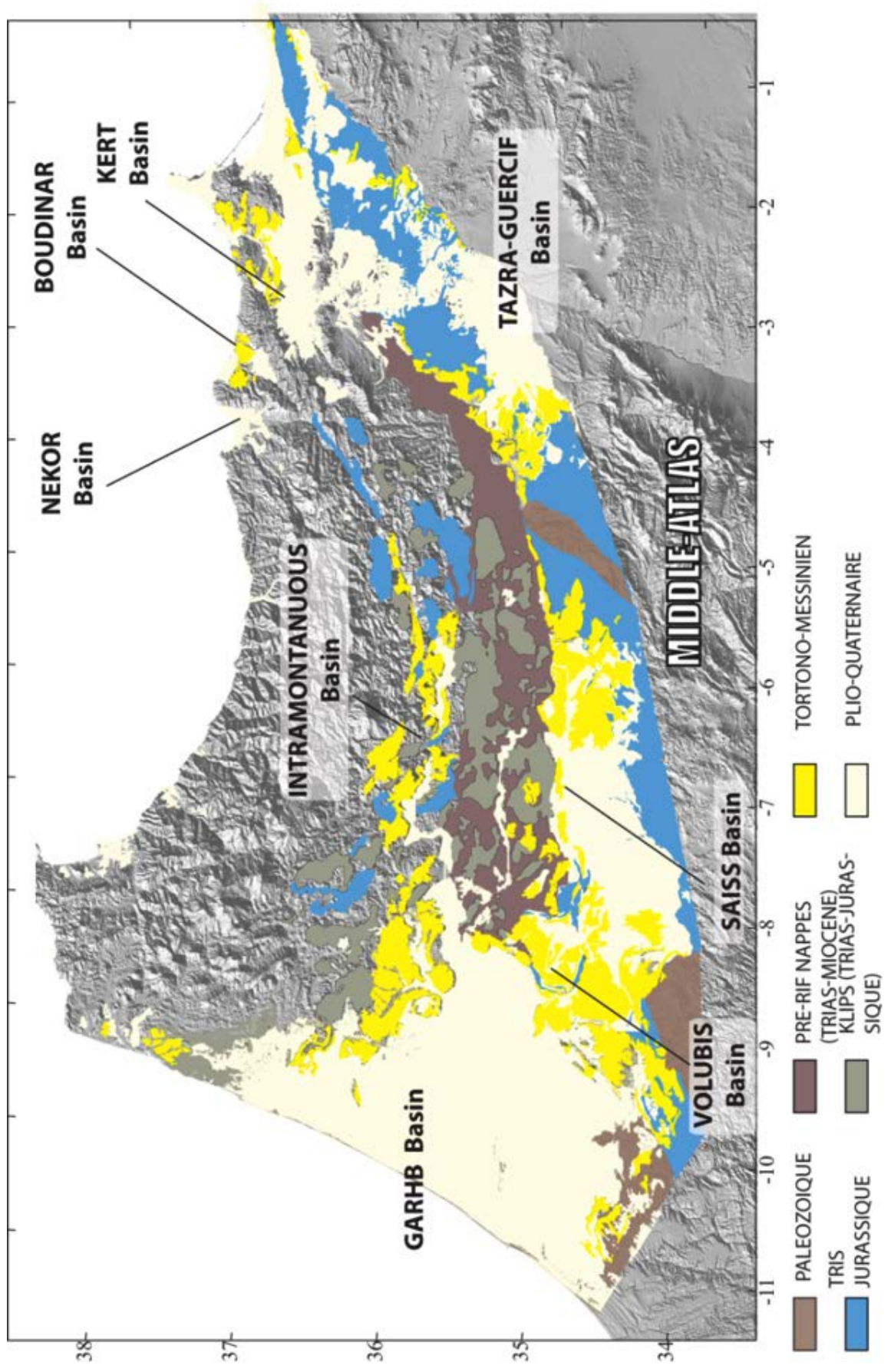
La convergence Afrique-Eurasie est accommodée depuis le Miocène tardif, par la mise en place et le raccourcissement de bassins *piggy-back* au-dessus et au front des Unités externe du Rif (Fig. 2-15 et 2-16). Le raccourcissement tectonique et les changements eustatiques ont conduit à la fermeture progressives des corridors Nord et Sud Rifain conduisant à la restriction du flux atlantique vers la Méditerranée, autour de 6 Ma (Achalhi et al., 2016; Benson et al., 1991; Krijgsman et al., 1999b). Selon la carte paléogéographique, réalisée à partir de données micropaléontologiques et structurales dans les bassins intramontagneux (Fig. 2-17 ; Achalhi et al., 2016), la convergence et l'accrétion orogéniques continuent à localiser la déformation dans le Rif occidental après la fermeture des corridors Rifains.

Une série de bassin sédimentaire d'avant Pays enregistre la fermeture progressive des corridors Rifains au front des unités externes et de l'Avant-Pays Rifain (Fig. 2-16). Le bassin de Boudinar s'ouvre vers 10,5Ma, probablement en association avec le jeu latéral de la faille de Nekor et l'exhumation de l'unité de Tamsamane (Achalhi et al., 2016; Booth-Rea et al.,

2012). Les données palynologiques et les assemblages de foraminifères indiquent des paléobathymétries constantes pour les dépôts Tortonien dans un paysage marqué par de faibles reliefs (Achalhi et al. 2016).

Des profils de sismique réflexion montrent une déformation compressive à la fin du Tortonien associée à des sédiments marins pélagiques, suivit d'une phase de quiescence tectonique et d'approfondissement du bassin marquée par des géométries transgressive (Capella et al., 2016.). La transition Tortono-Messinienne est marquée par un fort approfondissement des bassins de Boudinar et des bassins intra-montagneux. Cette subsidence serait localisée par des failles d'extensions E-W et NNE-SSW marquant une dynamique transtensive (Achalhi et al., 2016; Azdimousa et al., 2006).





*Figure 2-15* : Carte des Bassins d'avant-pays Rifain modifiée d'après (Hollard et al., 1985; Roldán et al., 2014). Les dépôts Tortono-Messinien illustrent les corridors Nord et Sud Rifain, connectant l'Atlantique et la Méditerranée. Le cénozoïque du Sud de l'Avant-Pays Rifain appartient à la marge Nubienne. De grands accidents NE-SW du Moyenne Atlas sont des bassins extensifs inversés, d'orientations similaires aux limites des nappes Rifaines. Les bassins piggy-back correspondent aux bassins intramontagneux en jaune foncé. Ces bassins sont associés aux chevauchements soulevant la couverture Mésozoïque et Paléogène.

Dans le bassin de Boudinar, les dépôts messiniens, datés de 6,1Ma à 6,5Ma, indiquent par la suite une importante régression marine marquée par des environnements récifaux. Ces dépôts sont absents dans les bassins intra-montagneux suggérant la fermeture progressive du corridor Nord Rifain à cette période. La transition transgression à régression est également caractérisée par le passage de conglomérats marins à continentaux probablement Pliocène (Capella et al., 2016.; Wernli, 1988). Dans le Moyen-Atlas, le bassin sédimentaire Néogène de Taza-Guercif enregistre la fermeture du corridor Sud entre l'Atlantique et la Méditerranée avant 6,0Ma (Fig. 2-15 et 2-16, Krijgsman et al., 1999). Au-dessus des couvertures sédimentaires, la formation quaternaire est chevauchée par la couverture Miocène, indiquant une inversion simultanée du bassin (Morel et al., 1993).



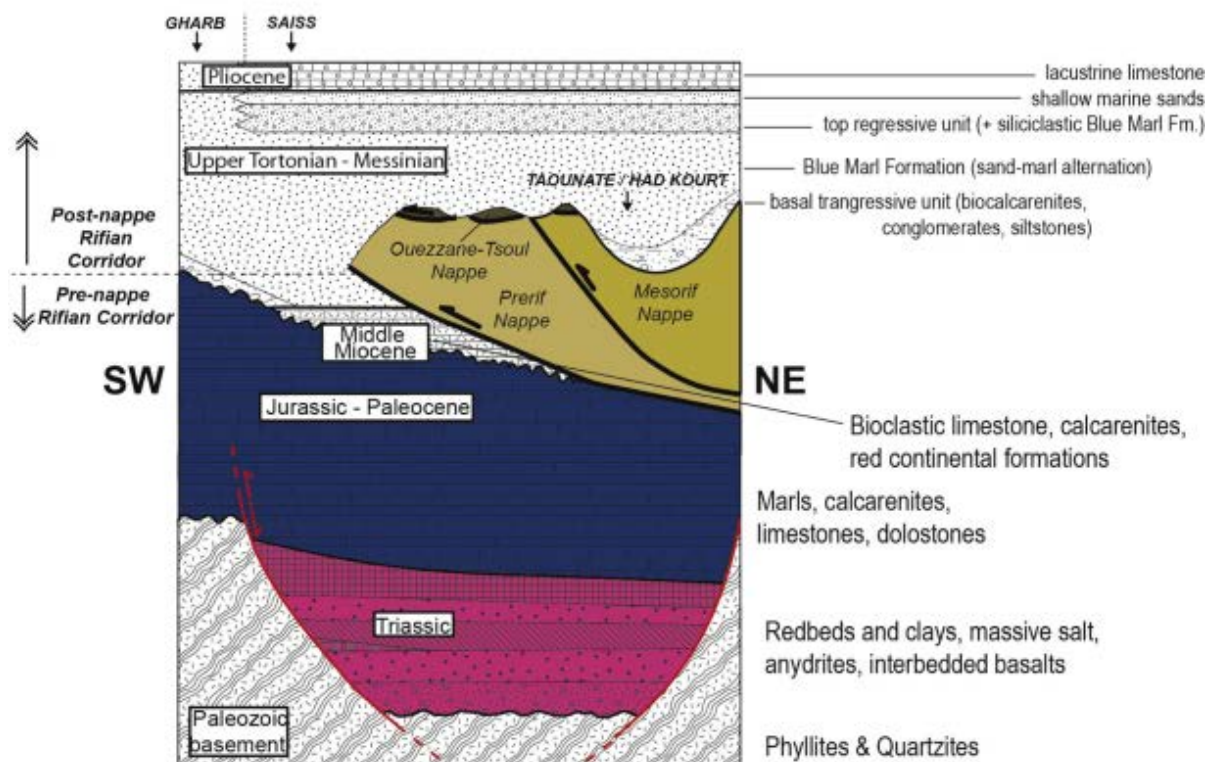


Figure 2-16 : Charte stratigraphique des bassins d'avant pays Rifain (Capella et al., 2017; Sani et al., 2007). Dans l'avant-pays Rifain le maximum de régression est daté au Messinien avant la crise de Salinité Messinienne. L'inversion des structures extensives du socle démarre après la mise en place des nappes.

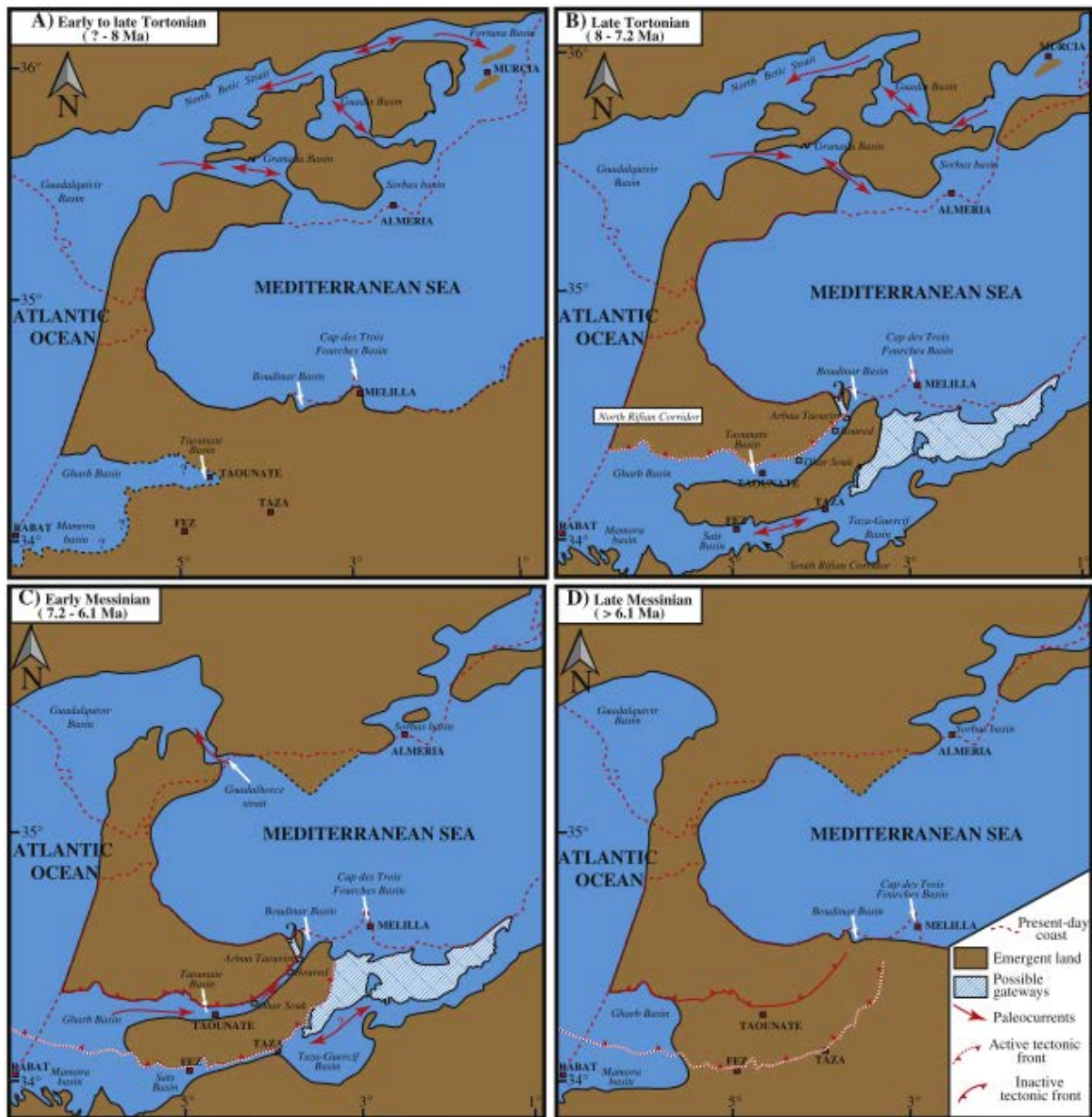


Figure 2-17: Carte des domaines émergés de l'Arc et des avant-pays Bético-Rifain au Miocène supérieur illustrant la subsidence puis la fermeture progressive des corridors Bétique et Rifains sous l'influence de la convergence Nubie-Eurasie (Achalhi et al., 2016). Dans les bétiques, les couloirs correspondent aux bassins flexuraux et aux bordures des grands dômes transensifs. Au Maroc, les corridors correspondent aux bassins d'avant pays subsidant à la faveur de grands accidents probablement partiellement décrochant. A la fin du Messinien, les corridors sont clos mais des données paléontologiques suggèrent néanmoins une connexion qui pourrait être localisée aux environs du corridor Nord Rifain.

Dans le bassin de Volubilis (Fig. 2-15), les données microstructurales indiquent une évolution des contraintes depuis la mise en place des nappes pré-rifaines au Tortonien, jusqu'au jeu transpressif lié aux décrochements sénestre NE-SW du Pliocène à l'actuel (Bargach et al., 2004; Moratti et al., 2003; Roldán et al., 2014; Sani et al., 2007; Zizi, 2002). Des expériences de modélisation analogique indiquent que la déformation du bassin Volubilis est sous l'influence de segments de failles décrochantes NE-SW distribuant la déformation entre les structures compressive NW-SE et les failles NE-SW (Sani et al., 2007). Les failles

décrochantes affectant le bassin de Volubilis pourraient montrer l'inversion tectonique en mode *thick-skin*, des failles normales générées par l'extension jurassique de la marge africaine (Capella et al., 2017; Roldán et al., 2014; Sani et al., 2007). Cet héritage structural extensif aurait localisé les grands accidents décrochants Miocène du Rif (les zones de faille de Jehba et de Nekor, Fig. 2-11 ; Chalouan et al., 2006) qui rejoueraient dans le Plio-Quaternaire.

Les études microstructurales réalisées le long de la faille de Nekor (Fig. 2-11 et 2-15) ont montré que les bassins néogènes «*piggy-back*» ont subi un allongement NE-SE et une contraction orthogonale au Pliocène (Aït Brahim, 1985; Aït Brahim and Chotin, 1990; Asebriy et al., 1993). Ces études suggèrent que la déformation se répartit sur plusieurs relais transtensifs localisant la subsidence sur des petits bassins le long du corridor Nord-Rifain dans le tardi-Miocène (Asebriy et al., 1993). Dans le détail, une étude récente de Capella et al. (2017) montre une déformation polyphasée des bassins intramontagneux au niveau de la terminaison Sud-Est de la faille de Nekor (Fig. 2-15 et 2-18) :

La première phase de déformation est liée à la mise en place des nappes et s'achève vers la fin du Tortonien. Elle correspond à la mise en place du prisme d'accrétion sur le Front Ouest du domaine d'Alboran.

La phase 2, datée fin du Miocène, est caractérisée par la subsidence des bassins d'avant-Pays probablement associée à la flexure du socle et aux chevauchements hors séquence du prisme d'accrétion (Iribarren et al., 2007). Les bassins d'avant pays ont alors une extension plus importante qu'à l'actuel.

La phase 3 démarre au Messinien et correspond à la fermeture en transpression de l'avant pays enregistrée dans les bassins du Rharb et de Saïss (Fig. 2-15). Le changement d'orientation d'une contraction d'ENE-WSW à N-S montrerait le passage progressif d'une déformation *thin-skin* à *thick-skin*, réutilisant les accidents extensifs du socle orogénique. Cette phase de déformation continue dans le Pliocène, est caractérisée par un raccourcissement des structures orientées N-S à NNW-SSE. Le raccourcissement est associé au soulèvement cumulé de plus de 1km des unités externes du Rif et des bassins intramontagneux au niveau de la terminaison sud de la faille de Nekor.

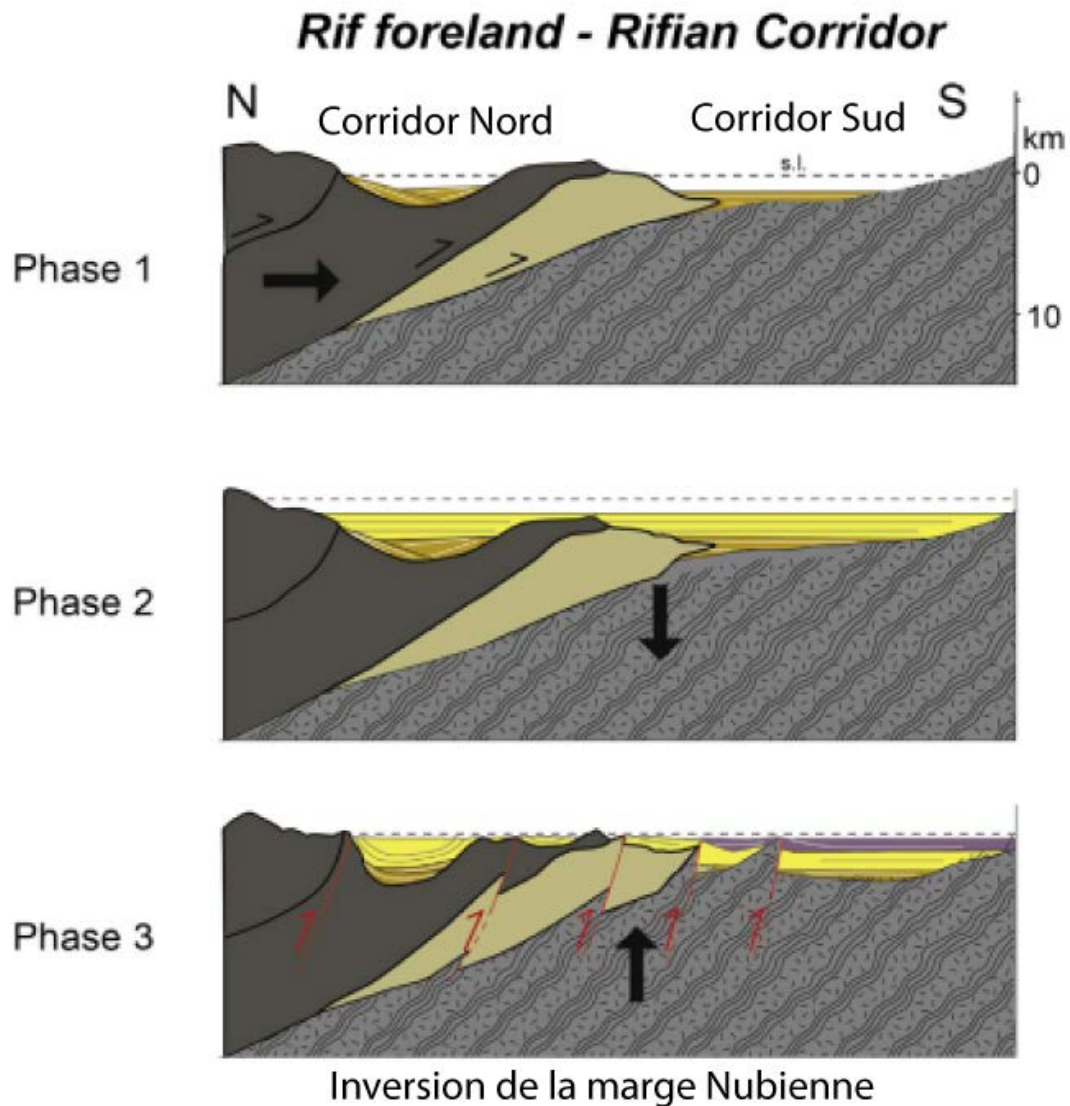


Figure 2-18 : Evolution de l'avant-pays Rifain depuis le Tortonien (Phase 1) au Pliocène (Phase 2), modifié de (Capella et al., 2016). La phase 1, Miocène, correspond à la mise en place du prisme d'accrétion sur le flanc Ouest de l'arc Rif-Bétique et à la mise en place des bassins piggy-back dans les avant-pays. La phase 2, fin Miocène, marque une subsidence flexurale et l'épaississement des dépôts d'avant pays. La phase 3, Messinien à actuelle, marque le raccourcissement du socle à la faveur d'accident extensif, Mésozoïque. Le forebulge se propage au Nord avec la surrection et le plissement du corridor Nord.

#### 2.3.4. Déformation plio-quaternaire de la marge Marocaine Atlasique

A l'actuel, les décalages sénestres des cours d'eaux traversant la zone de faille de Nekor laissent penser que la faille est active sur un segment limité au Nord-Est par la faille Trougout (Fig. 2-19 ; Poujol et al. 2014). Le long de la terminaison NE de la faille de Nekor, des sédiments Tortonien cachètent les segments de failles normales attribués au jeu de la faille de Nekor, attestant de son inactivité dans cette zone (Achalhi et al., 2016; Azdimousa et al., 2006). La cinématique de l'extension Serravalo-Tortonienne marquée par la déformation en dôme métamorphique et la dénudation de l'unité de Tamsamani est antérieure au jeu



décrochant de Nekor découpant le Sud de l'unité de Tamsamani (Booth-Rea et al., 2012). Le soulèvement des récifs Messinien sur le bloc Nord-Ouest de la faille de Nekor (au sommet du Ras Tarf, Fig. 2-1 et 2-19 ; Cornée et al., 2004) ainsi que des dépôts tardi-Pliocène dans le bassin de Boudinar (<3.8Ma ; Azdimoussa et al., 2006), met en évidence la relation entre soulèvement et compression des unités Rifaines à terre durant le Quaternaire.

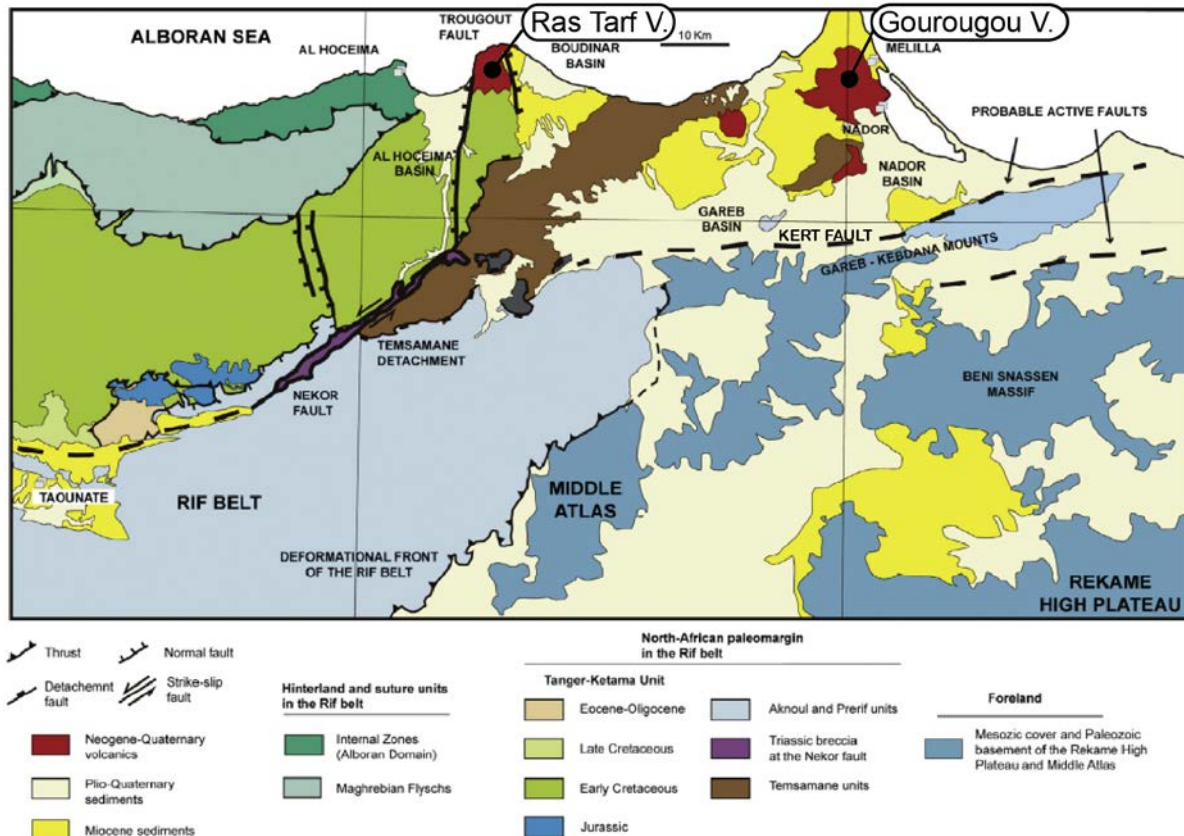


Figure 2-19 : Carte des bassins Néogènes dans la partie Orientale du Rif montrant le front de déformation (en pointillé) d'après Barcos et al., (2014). Les failles probablement actives bordant les plis de la couverture Jurassique dans la partie Est de la carte correspondent à des modifications des réseaux de drainages. Dans la partie ouest, le Sud du bassin de Nekor connecte la Faille de Trougout et la faille de Nekor, accommodant l'extension du Rif. V, Volcano.

Le long de la marge marocaine, le prolongement oriental de la faille de Nekor est inactif durant le Quaternaire (Fig. 2-19). D'après les lignes sismiques, Ammar et al., (2007); Bouskri et al. (2016); Do Couto, (2014); Watts et al. (1993) montrent que le prolongement offshore de la faille de Nekor correspond à un demi-graben en relais affectant les dépôts Miocène. Ce demi-graben, enfoui sous la plateforme continentale pliocène, est orienté NE-SW. Il est coiffé par la surface d'érosion Messinienne suggérant que ce segment de faille n'est plus actif dans le Pliocène. Ce graben interprété comme étant la terminaison en échelon de la faille de Nekor (Mauffret et al., 2007) se propagerait à terre par la faille de Kert au Nord du volcan

Gourougou mettant en contact l'unité de Tamsamani avec des dépôts miocènes (Fig. 2-19; Negro et al., 2007).

En Mer des prolongements de la faille de Nekor existent vers les bancs provençaux (Fig. 2-1 et 2-11) où la faille se perd dans les structures volcaniques Miocène (Mauffret et al., 2007; Duggen et al., 2008; Bouskri et al., 2016). Le bloc Sud de la faille de Nekor correspondrait aux unités de Tamsamani et de Ketama, chevauchant sur des unités Atlasiques Jurassique (Fig. 2-19 ; Hervouet and Luca, 1980). Cette région du Moyen Atlas correspond à une zone de transition vers la zone de Flysch du Tell en Algérie. Les massifs Beni-Snassen et Gareb-Kebdana correspondent à la couverture Mésozoïque déformées lors de l'orogénèse alpine (Fig. 2-19 ; Hervouet and Luca, 1980). Ces Unités sont constituées d'une couverture allochtone mésozoïque sous les sédiments tertiaire en discordance (Hervouet and Luca, 1980; Luca, 1978). Des sédiments clastiques marins pliocènes exhumés et la présence de dépôts récifaux du *Messinian Terminal Complex* au pied des Kebdana démontrent le soulèvement postérieur de la marge (Cornée et al., 2006).

L'analyse des bassins versants ainsi que la cartographie des chevauchement qui affectent la couverture Plio-quadernaire dans la région de Kebdana suggèrent un soulèvement continu dans le Plio-Quadernaire (Fig. 2-19, Barcos et al., 2014). Les failles Miocène ENE-WSW qui délimitent les massifs de Gareb-Kebdana et Beni-Snassen assurent la déformation transpressive locale avec un mouvement latéral sénestre (Barcos et al., 2014). Le passage du volcanisme shoshonitique au volcanisme basaltique dans la région d'Oujda pourrait refléter le changement d'un régime tectonique décrochant à compressif dans le Quadernaire (Lonergan et al., 1997; El Alami et al., 1998). Ce changement de régime tectonique est étayé par les résultats d'analyse structurale locale (Ait Brahim et al., 2002).

La faille de Trougout (Fig. 2-19) est active durant le Quadernaire et pourrait être reliées à la faille de Nekor (Fig. 2-19, Calvert et al., 1997; Ammar et al., 2007; Mauffret et al., 2007; Poujol et al., 2014; Van der Woerd et al., 2014; Galindo-Zaldívar et al., 2009, 2015;). La caractérisation structurale du bassin de Nekor a fait l'objet d'une étude publiée dans Basin Research (Lafosse et al., 2016), qui sera exposée dans le chapitre suivant. Cette étude montrera que le bassin de Nekor est lié à la déformation interne du domaine d'Alboran.

## **2.4. Déformation interne du Domaine d'Alboran du Pliocène à l'actuel**

Nous venons de voir que l'inversion du domaine d'Alboran est caractérisée dans l'arc Rifain par l'inversion progressive de l'avant-pays Rifain du Tortonien jusqu'au moins le Pliocène. Cette inversion se produit à la même période que l'inversion des structures extensives Miocène du bassin de Sorbas dans les Bétiques (Do Couto et al., 2014). Cette concomitance s'accompagne de l'inversion des structures décrochantes ayant accommodé la déformation transtensive du domaine d'Alboran pendant le Miocène (la Trans Alboran-Shear Zone, Carboneras, Nekor, Jebha, Ride d'Alboran, De Larouzière et al., 1988; Campillo et al., 1992). Les paragraphes suivants décrivent le bassin d'Alboran en se concentrant sur l'enregistrement de la déformation dans les bassins sédimentaires Pliocène à actuel.

### **2.4.1. Caractérisation des Sous-bassins Ouest et Sud Alboran**

#### **2.4.1.1. Bassin Ouest d'Alboran**

A partir du Tortonien, le bassin Ouest Alboran (Fig. 2-1) commence à être inversé : le banc de Xauen (Fig. 2-1) enregistre une déformation transpressive marquée par la croissance de plis (Fig. 2-8; Bourgois et al., 1992; Chalouan et al., 1997; Do Couto et al., 2016). Cette déformation transpressive affecte également la ride d'Alboran (Fig. 2-1) qui démarre sa surrection (Martinez-Garcia et al. 2013). L'unité Messinienne est caractérisée par une forte érosion (Fig. 2-7) et l'absence de dépôts évaporitiques (ou très peu) contrairement aux bassins plus profonds de la Méditerranée (Estrada et al., 2011; Garcia-Castellanos et al., 2009).

A partir du ré-ennoiement Messinien une dynamique de sédimentation particulière se met en place sur l'ensemble du bassin d'Alboran, liée à la circulation des masses d'eaux (Fig. 2-21). En fonction de leurs origines les eaux océaniques vont être stratifiées par des densités différentes. Ces masses d'eaux vont circuler sous formes de larges courants géostrophiques et vont modeler le fond marin selon des processus érosifs et de dépôts. Les contourites sont les figures sédimentaires associées à la circulation des ces différentes masses d'eaux. Dans le bassin Ouest Alboran, le *Ceuta Drift* d'environ 130km de long et 50km de large, représente à l'actuelle un exemple bien identifié de système contouritique (Fig. 2-21; Ercilla et al. 2002; Somoza et al., 2012).

Dans le bassin Ouest-Alboran , la marge Nord du Bassin Ouest Alboran voit la mise en place de systèmes turbiditiques s'intercalant dans des sédiments héli-pélagiques identifié au niveau

du puits ODP 976 (Alonso and Maldonado, 1992). A partir des archives sédimentologiques, ces auteurs décrivent trois cortèges sédimentaires dans le Plio-Quaternaire :

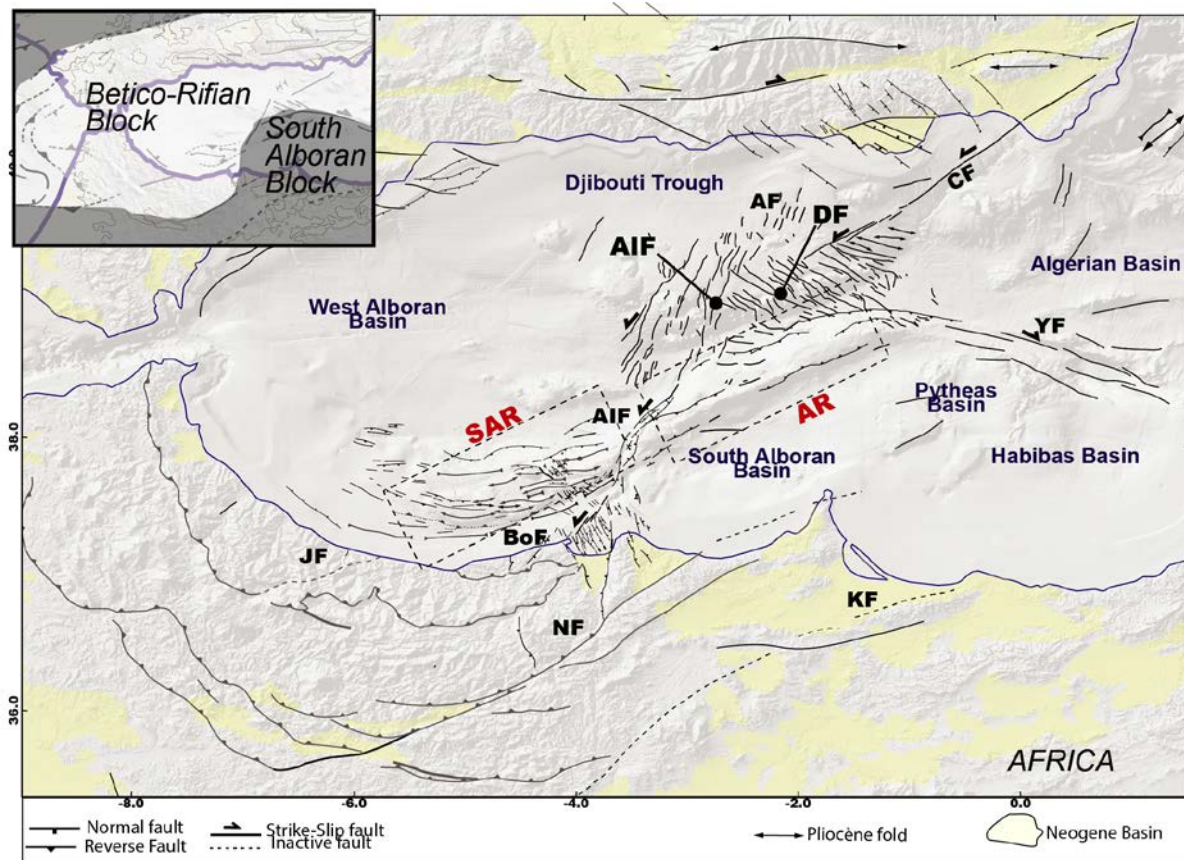


Figure 2-20 : Carte de synthèse des failles actives au Plio-Quaternaire affectant le bassin d'Alboran, d'après (Alvarez-Marrón and others, 1999; Ammar et al., 2007; Bourgois et al., 1992; Chalouan et al., 1995; d'Acromont et al., 2014; Estrada et al., 2014; Ferrater et al., 2015; Galindo-Zaldívar et al., 2006, 2009, 2009; Galindo-Zaldívar et al., 2015; Giaconia et al., 2015; Gràcia et al., 2006; Grevemeyer et al., 2015; Lo Iacono et al., 2008; Mauffret et al., 2007; Moreno et al., 2015; Perea et al., 2012; Sanz de Galdeano et al., 2010; Vázquez et al., 2014) AF : Adra fault zone ; AiF, Al-Idrissi fault ; CF ; Carboneras Fault ; DF, Djibouti fault ; JF : Jehba Fault, NF, Nekor Fault ; KF, Kert Fault ; Yf : Yusuf Fault. AR, Alboran Ridge ; SAR, south Alboran Ridge Cadre : Blocs tectoniques définis par les données GPS (Koulali et al., 2011) détaillés dans le chapitre 5.

(1) une succession de faciès profonds d'hémi-pélagites et de turbidites de basses énergies au pliocène basal indiquent un remplissage durant un haut niveau marin généralisé après le ré-ennoiement Zancléen. (2) une phase de régression du niveau marin conduit la mise en place d'une sédimentation plus grossière depuis le Pliocène basal jusqu'au Pliocène Supérieur. (3) une dernière phase pléistocène marquée par un retour des environnements de faible énergie correspondant à des faciès d'hémi-pélagites et des intercalations turbiditiques.

La déformation de la couverture sédimentaire Plio-quaternaire dans le bassin Ouest Alboran est liée à la présence de volcans et diapirs de boues d'âge Miocène inférieur et correspondant à l'expulsion de brèches dans une matrice argileuse (Sautkin et al., 2003; Soto et al., 2010, 2012; Talukder et al., 2003). Les volcans de boues sont principalement actifs dans le Pliocène jusqu'au Quaternaire car il recoupe un réflecteur daté à 1,92Ma (Soto et al., 2012). Depuis,



l'ascension des boues argileuses semblent ralentie car les dépôts datés de 1,92Ma à 0,82Ma montre des épaisseurs plutôt constantes. A partir de 1,9Ma des dépôts de turbidites liés à des canyons affectant la pente sur la marge Ibérique migrent vers le Nord, en réponse au remplissage du bassin. Le bassin est affecté au Pliocène (l'activité diminue à partir de 0,8Ma) par des failles normales NE-SW liées aux structures argileuses (Do Couto et al. 2016).

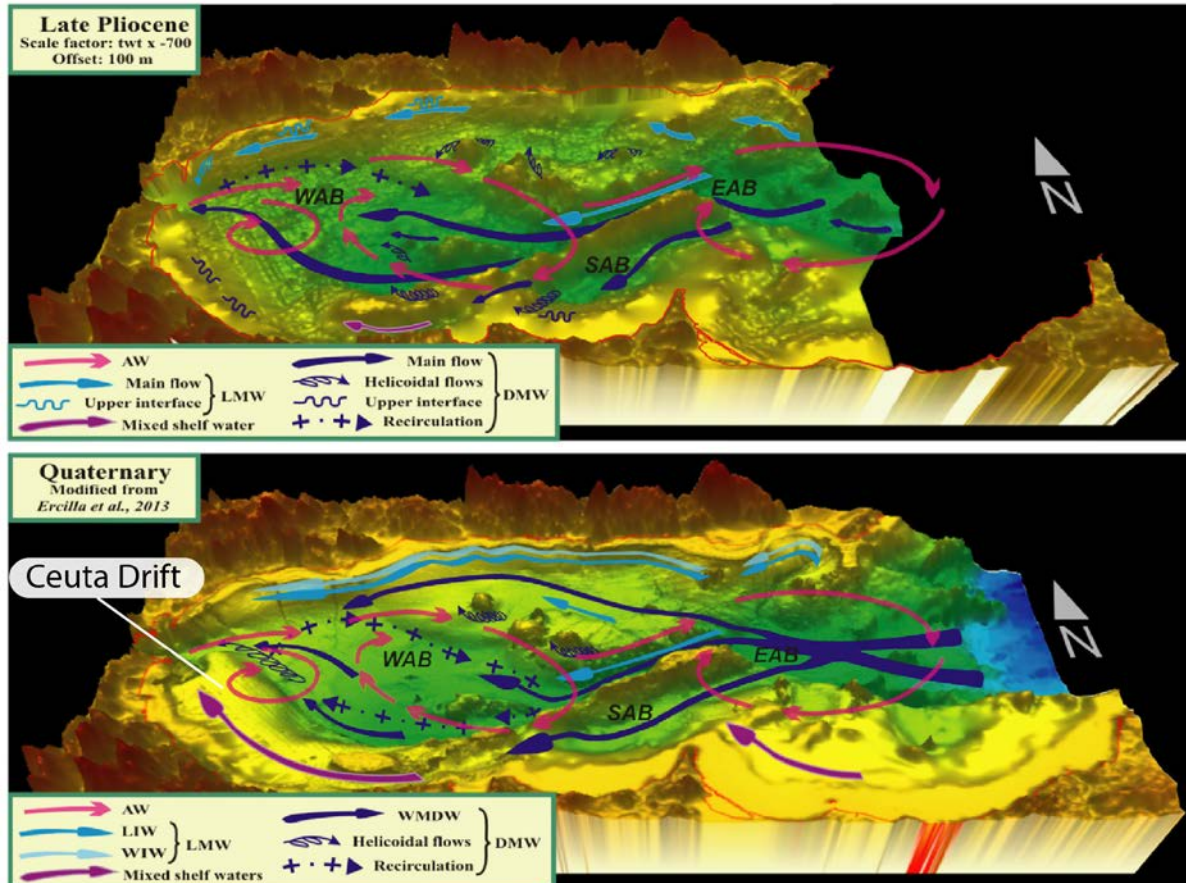


Figure 2-21 : Topographie du bassin d'Alboran et circulation des masses d'eau au Pliocène et au Quaternaire, Juan et al., (2016). Au Pliocène, la ride d'Alboran est érigée progressivement et influence la circulation des masses océaniques. Au Quaternaire, la modification des courants sous-marins sous l'influence de l'évolution de la topographie du fond de mer entraîne la formation d'un système contouritique géant le Ceuta drift. AW, Atlantic Water; LMW, Levantine Intermediate Water ; WMDW, Western Mediterranean Deep Water; DMW, Deep Mediterranean Water.

#### 2.4.1.2. Bassin Sud d'Alboran et Habibas

Le SAB (Fig. 2-1 et Fig.2-21) est séparé des bassins de Pollux et Habibas (Fig. 2-1 et 2-21) plus à l'Est par des séries de hauts bathymétriques liées au volcanisme néogène (Fig. 2-1 ; Duggen et al., 2004). Ces bassins sont affectés par des failles post-MSC orientées NE-SW (Martínez-García et al., 2013). Le raccourcissement du bassin de Habibas déclenche l'inversion de failles de socle à l'origine extensives, ce qui aurait déclenché la formation d'un synclinal de grande échelle et provoqué une subsidence du bassin (Medaouri et al. 2014). Le bassin de Habibas (Fig. 2-1) est rempli de 3500m de sédiments Miocène. Depuis le Pliocène

jusqu'au Quaternaire, d'après les données de forages, la subsidence dans le bassin de Habibas semble faible (Medaouri et al., 2012). La ride et le bassin de Yusuf sont interprétés comme une zone en transtension découplant la compression du bassin de Habibas, de l'effondrement vers le bassin algérien de la marge étirée du bloc d'Alboran (Fig. 2-22 ; Medaouri et al., 2014).

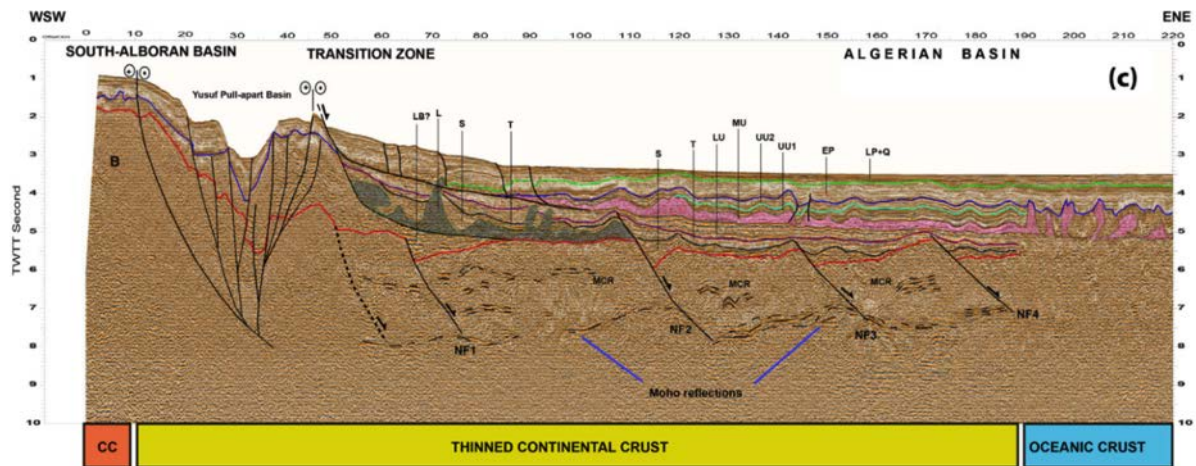


Figure 2-22 : Ligne sismique interprétée (Medaouri et al. 2014). Cette ligne montre la structure de la marge d'Alboran et la transition vers le bassin Algérien au niveau du pull-apart du bassin de Yusuf. En profondeur, les blocs basculés illustrent l'extension Miocène de la marge. Le bassin de Yusuf, illustré par une structure en fleur négative, est localisé au niveau de la transition entre la croûte continentale amincie d'Alboran et la croûte continentale amincie de la marge algérienne. Il illustre la localisation de la déformation dans le Pliocène inférieure (EP). Sur le flanc Est du pull-apart, la couverture Pliocène décolle sur un niveau mécaniquement faible lié à l'unité évaporitique du MSC (unité mobile MU).

## 2.4.2. Caractérisation des zones actives dans le Bassin d'Alboran depuis le Pliocène

### 2.4.2.1. La zone de faille de Carboneras

La faille de Carboneras (Fig. 2-20 et 2-23) est active depuis 10,5Ma (Leblanc and Olivier, 1984). L'analyse minéralogique de xénolithes mantelliques dans des laves Pliocène montre que la zone de faille de Carboneras accomode dans un premier temps la transtension du domaine d'Alboran (Hidas et al., 2016; Marchesi et al., 2016.). Elle se serait connectée au Néogène à la faille de Palomares, accommodant la transpression du domaine d'Alboran (Bousquet, 1979; Booth-Rea et al., 2003). La faille de Palomares (PFZ, Fig. 2-23) est orientée NNE-SSW et montre un jeu décrochant dextre d'après les études de terrain. Elle est connectée vers le Nord une zone de faille qui accomode une partie du raccourcissement régional en compression pendant le Quaternaire (Fig. 2-23 ; Booth-Rea et al., 2004 ; Giaconia et al., 2015).

Durant le Plio-Quaternaire, la faille de Carboneras est associée à une déformation transpressive provoquant le soulèvement des Sierra Alhamilla et Cabrera. Ce soulèvement est



généralisé le long d'une zone de faille dextre E-W, le *Corredor de las Alpujarras* fault zone aussi nommé *Polopos* fault zone (*PoFZ*) ( Fig. 2-23 et 2-24; Martínez-Díaz and Hernández-Enrile, 2004; Martínez-Martínez et al., 2006; Sanz de Galdeano et al., 2010; ). Depuis 110ka, le segment à terre de la faille de Carboneras (La Serrata) accommode 1,31mm/a de déplacement sénestre et un déplacement vertical autour de 0.1mm/a (Moreno et al., 2015).

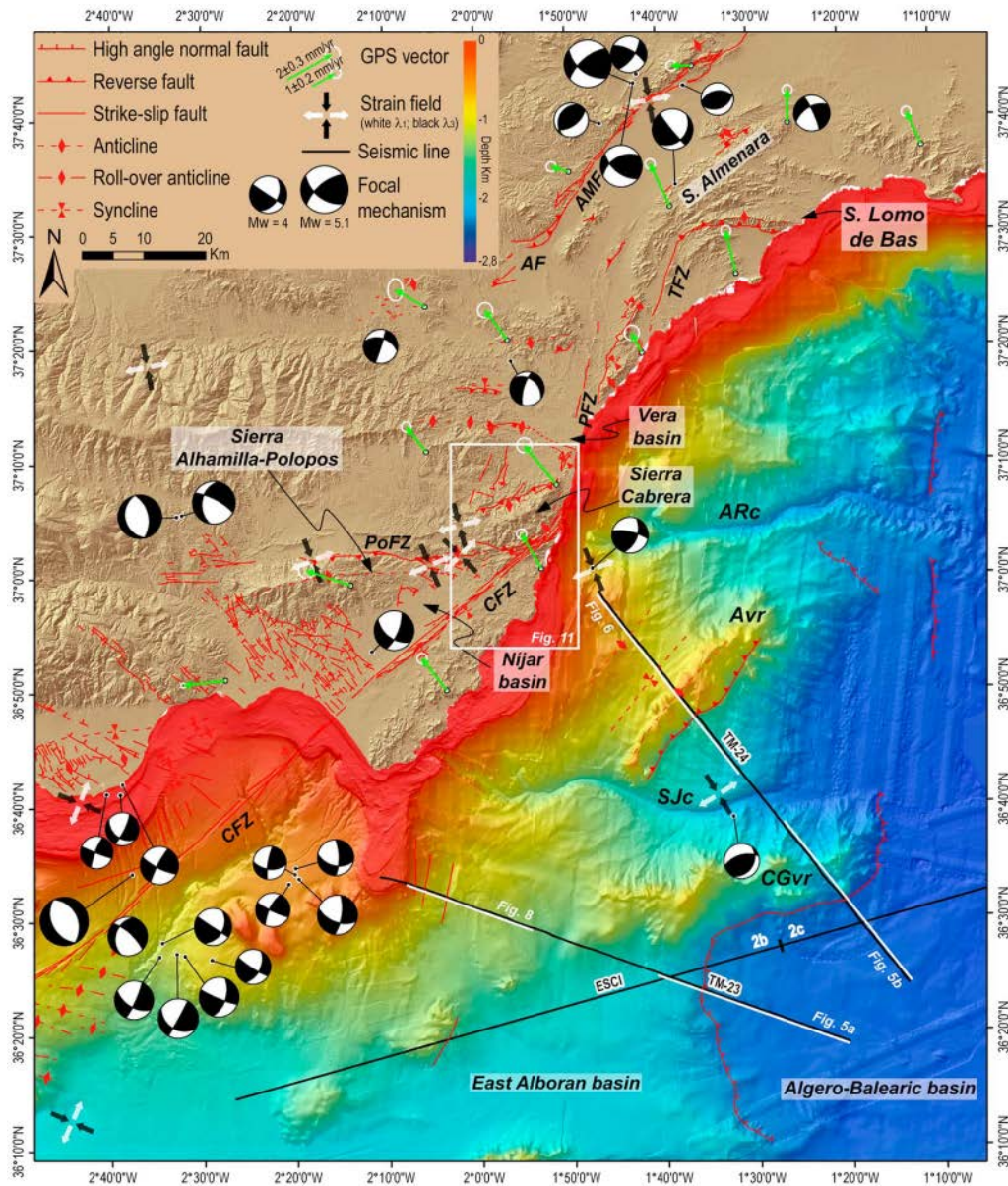




Figure 2-23 : Carte structurale des Bétiques orientales indiquant les structures actives durant le Quaternaire (Giaconia et al., 2015): (Booth-Rea et al., 2004, 2005; Fernandes et al., 2007; García et al., 2006; F. Giaconia et al., 2012, 2012; Giaconia et al., 2013; Marin-Lechado et al., 2005; Masana et al., 2004; Pedrera et al., 2012; Sanz de Galdeano et al., 2010). Mécanismes au foyer et axes de déformation principaux tirés de (Fernandes et al., 2007; Giaconia et al., 2013; Stich et al., 2003a). Données GPS tirées de (Echeverria et al., 2013), topographie : SRTM-3, IEO ; donnée de bathymétrie (Ballesteros et al., 2008; Muñoz et al., 2008), ICM-CSIC (Gràcia et al., 2012) et Medimap (MEDIMAP GROUP et al., 2008) Alias River canyon (Arc), Abubacer volcanic ridge (Avr), Cresta de los Genoveses volcanic ridge (CGvr), et San José canyon (SJe); Albox fault (AF); Alhama de Murcia fault (AMF), Carboneras fault zone (CFZ); Palomares fault zone (PFZ); Polopos fault zone (PoFZ); Terreros fault zone (TFZ). Cette carte montre le couloir de déformation allant d'une zone en compression au Nord, à la zone de transfert illustré par la faille de Palomares. En mer le système de plis et failles de la ride volcanique d'Abubacer est érigé à partir de 8Ma indiquant le début de l'inversion dans le bassin d'Alboran.

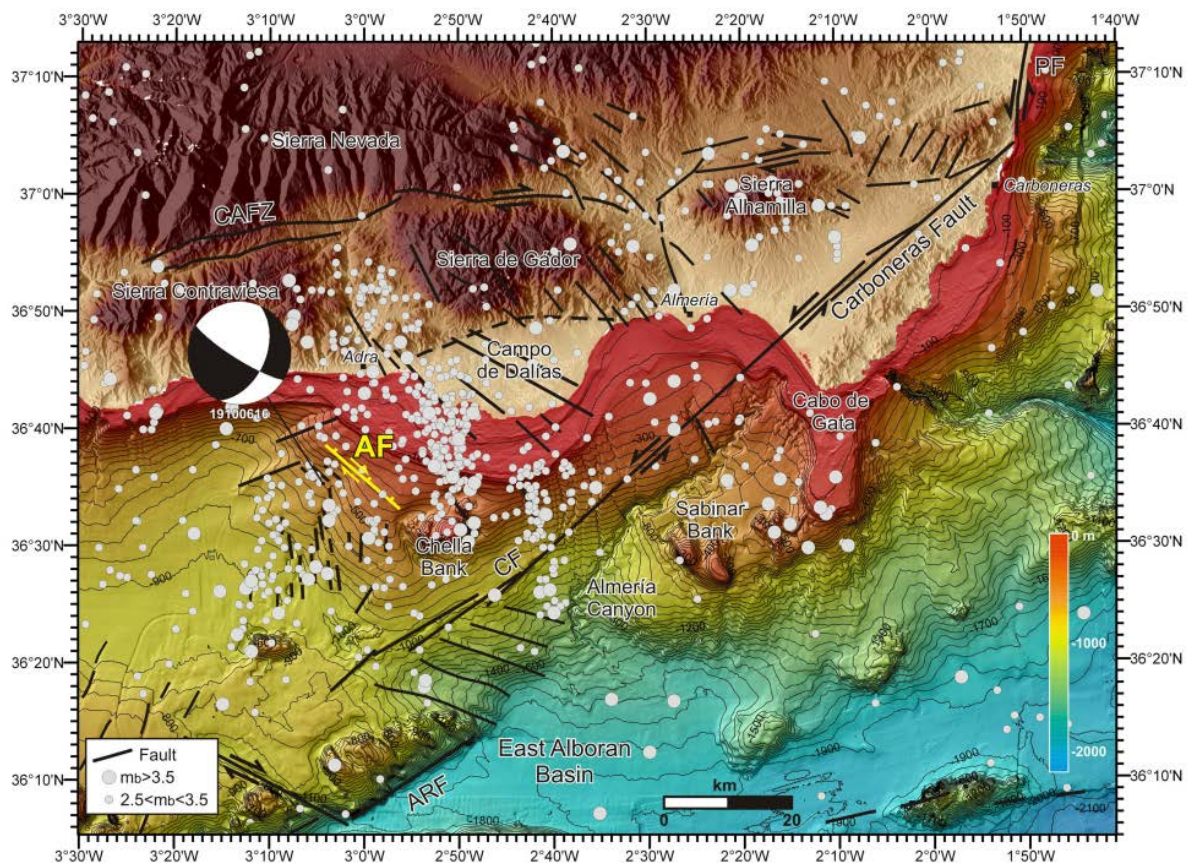


Figure 2-24 : Carte morphologique et tectonique de la région des Bétiques orientales et de la faille de Carboneras (Gràcia et al., 2012; Moreno et al., 2015). L'extension actuelle dans le bassin de Nijar est équivalente à l'extension de la zone d'Adra en mer. Les structures tectoniques majeures dessinent grossièrement un triangle dont les cotés sont la faille de CAFZ et de Carboneras. Ces failles dextres et sénestres, respectivement accommodent l'extension dans la zone Campos de Ballas et la Région d'Adra. Le mécanisme au foyer normal dextre indique le jeu transtensif sur le bloc Nord de la faille de Carboneras). Les traits noirs sur la terminaison Sud de la faille de Carboneras figurent les axes de plis NO-SE. Les épicentres des séismes figurés en gris, s'alignent selon des directions NS à NNO-SSE comparable à la direction des linéaments sur le fond marin et dans Campos de Ballas. CAFZ: Corredor de las Alpujarras Fault Zone; CF: Carboneras Fault; PF: Palomares Fault; ARF: Adra Ridge Fault.

En mer (Fig. 2-23 et Fig.2-24), le décalage le long de l'escarpement de faille de Carboneras, de ravines liées au système turbiditique d'Almeria indique une cinématique sénestre dans le

Quaternaire (Fig. 2-24; García et al., 2006; Gràcia et al., 2006; Reicherter and Hübscher, 2007; Lo Iacono et al., 2008). L'axe de plis N120 délimitant la terminaison Sud-Ouest de la faille de Carboneras est compatible avec un relais transpressif entre la faille de Carboneras et la ride d'Alboran (Fig. 2-24 et 2-25; Gràcia et al., 2006). Sur la terminaison Sud de la faille de Carboneras, un linéament sur le fond marin, parallèle aux plis N120°, est interprété comme la faille dextre d'Averroès ou de Djibouti (Perea et al., 2014). Elle se prolongerait au Sud-Est vers la zone de Faille de Yusuf (Fig. 2-20 ; Estrada et al., 2014; Perea et al., 2014).

#### **2.4.2.2. La ride d'Alboran**

A l'actuel, la ride d'Alboran est un haut fond= allongé suivant une direction N065°, d'environ 170km de long, qui émerge au niveau de l'île d'Alboran (Fig. 2-25; Ballesteros et al., 2008; Martínez-García et al., 2011; Muñoz et al., 2008). La Ride d'Alboran est limitée au Nord-Est par le prolongement de la faille d'Averroès et au Sud-Ouest par le Banc de Xauen (Fig. 2-25). La faille NNE-SSO d'Al-Idrissi (Fig. 2-20 et 2-25) découpe vers 3°45'W de longitude la ride d'Alboran de la Ride que nous appellerons dans ce manuscrit la Ride Sud Alboran (*SAR, South Alboran Ridge*).

Des bancs de Xauen-Francesc Pages (*SAR*) à la ride d'Alboran, la déformation Plio-Quaternaire est distribuée par des chevauchements NE-SW (Fig. 2-20; Ammar et al., 2007; Chalouan et al., 1997; Martinez-Garcia). Une structure en fleur, qui pourrait être associée à la faille d'Al-Idrissi, accommode la transpression dans la partie centrale de la Ride d'Alboran (Ammar et al., 2007). La terminaison Nord-Est de la Ride d'Alboran chevauche actuellement le bassin Est Alboran (EAB) et le canal d'Alboran (Fig. 2-20; Woodside and Maldonado, 1992; Martínez-García et al., 2011; Do Couto et al., 2016;).

Depuis la crise messinienne, la partie centrale de la Ride d'Alboran enregistre 3.5 km de raccourcissement (Ammar et al., 2007). Sur le flanc Nord de la ride, des déviations de ravines visibles sur la bathymétrie indiquent que les failles chevauchante NE-SW accommodent un déplacement sénestre à l'actuel (Fig. 2-25; Martínez-García et al., 2011).



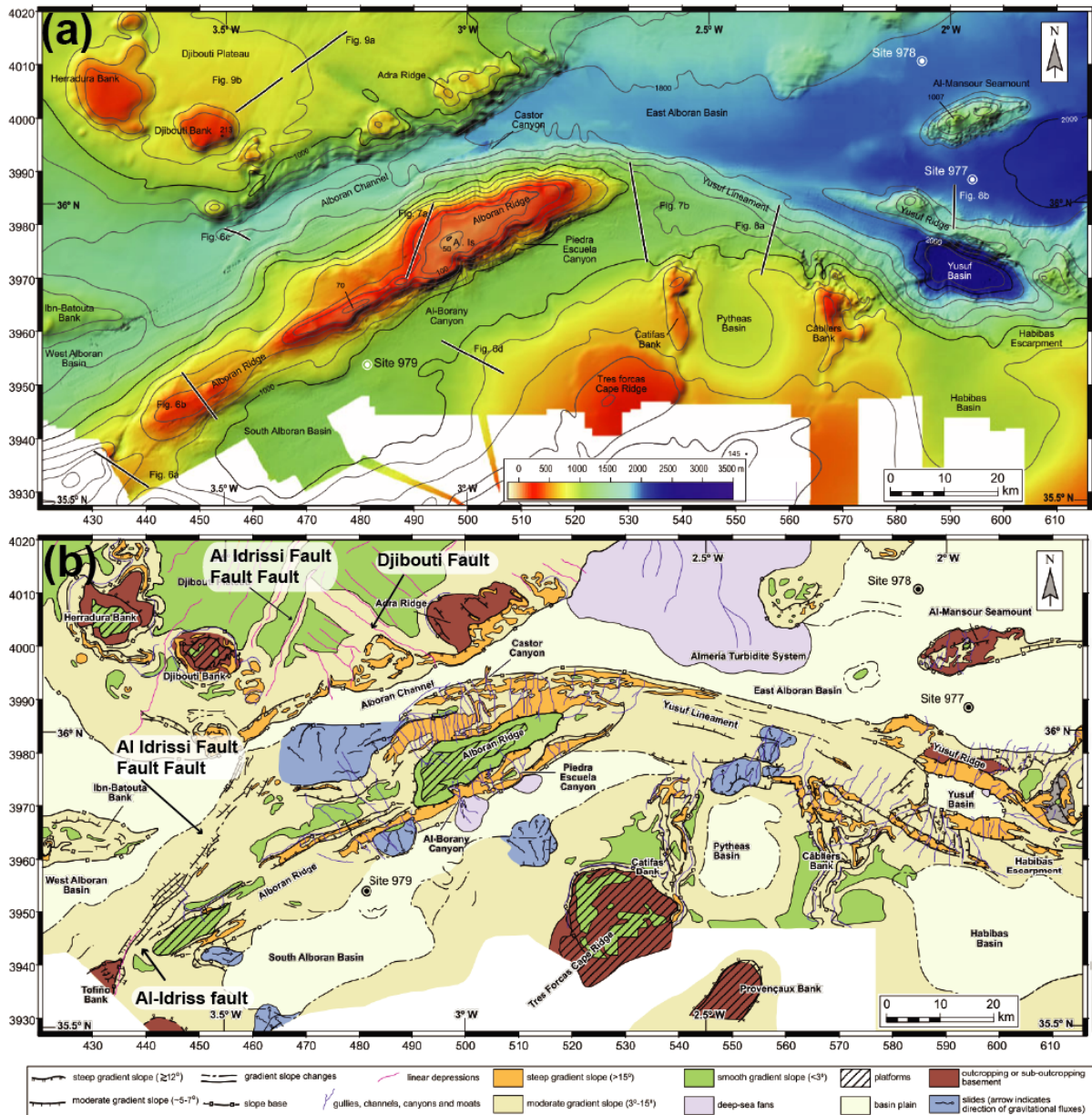


Figure 2-25 : Carte bathymétrique (a) et morphométrique (b) interprétée de la ride d'Alboran et de la zone de faille de Yusuf (Martínez-García et al., 2011). La ride d'Alboran est la structure NE-SW, bordée d'incisions sur son flanc Nord. Des systèmes turbiditiques associés à des glissements gravitaires probablement tsunamigénique sur le flanc Sud indiquent la déstabilisation de coulures dans le bassin Sud Alboran. Le quart Nord-Est de la carte montre des hauts structuraux volcaniques (Herradura Bank, Djibouti Bank, Adra Ridges) affectés de grands accidents tectoniques NNE-SSW et NW-SE, se prolongeant dans le bassin profond respectivement vers la faille d'Al-Idrissi et la Faille de Yusuf. Un relais en pull-apart apparait sur le bord Est de la carte. Le bassin Sud est une dépression parallèle à la ride. Les bassins de Habibas et de Pytheas sont bordés par les bancs Provençaux, un haut volcanique, le haut des trois fourches et les bancs des Cabliers. A l'est, un relais transpressif est figuré sur le flanc Nord de la Ride d'Alboran, transférant la déformation associée à la faille d'Al-Idrissi vers le SO et le Banc de Tofino.

### 2.4.2.3. La zone de faille d'Adra et d'Al-Idrissi

En 1980, Dillon et al. (1980) suggèrent que le plateau de Djibouti (Fig. 2-20) est affecté par des failles décrochantes récentes (<1Ma) sénestre NNE-SSW, plus récentes que les structures

de la TASZ. Depuis, les relevés bathymétriques ont révélé la structure tectonique complexe de la marge dans la Région de Malaga et d'Almeria (Espagne). Le style tectonique actuel affectant la région n'est pas clair en raison de l'influence de l'héritage tectonique Miocène.

Le plateau de Djibouti est un sous-bassin perché au Nord-Est du bassin Ouest Alboran (*Djibouti Trough*, Fig. 2-20). Il est délimité sur sa marge Sud par des sommets volcaniques et par le plateau continental Espagnol sur sa marge Nord (Ballesteros et al., 2008; Comas et al., 1992). Le plateau de Djibouti est séparé de la ride d'Alboran par le canal d'Alboran (Fig. 2-25; Muñoz et al., 2008). Le volcanisme est daté dans la région de Djibouti autours de 8,8Ma à 4,5Ma (Duggen et al., 2008). A partir de l'analyse de la stratigraphie sismique, le pied de pente au Sud-Ouest du plateau de Djibouti est interprété comme une faille normale Miocène (Comas et al., 1999). Une partie de la morphologie du canal d'Alboran est liée au ré-ennoiment de la Méditerranée à la fin de la crise messinienne ( Fig. 2-7; Estrada et al., 2011; Garcia-Castellanos et al., 2009).

Le flanc Nord de la Ride d'Alboran est le siège d'une déformation distribuée sur un ensemble de segments de failles à composantes décrochantes, affectant les sédiments actuels (Fig. 2-20 ; Ballesteros et al., 2008; Gràcia et al., 2012; Estrada et al., 2014; Perea et al., 2014). La faille de Djibouti est parallèle à une série de linéaments NW-SE, affectant le haut-sous-marin de Adra-Averroès ainsi que le canal d'Alboran (Fig. 2-20 and 2-26 ; Martínez-García et al., 2011 ; Grevemeyer et al., 2015). Sur les profils de sismique réflexion haute résolution, les linéaments correspondent à une série de horsts et grabens qui pourraient être localement inversés (Estrada et al., 2014).

Une série de dépressions s'aligne le long de direction NNE-SSO, régulièrement espacée de moins d'une dizaine de kilomètre environ, elles se propagent au-delà du haut sous-marin de Herradura (Fig. 2-26; Muñoz et al., 2008 Palomino et al. 2011). Cette famille de dépressions d'amplitudes métriques à décamétriques traverse les sommets volcaniques et continue plus au sud-ouest dans le canal d'Alboran et dans le WAB (Ballesteros et al., 2008; Gràcia et al., 2006, 2012; Muñoz et al., 2008; Palomino et al., 2011).

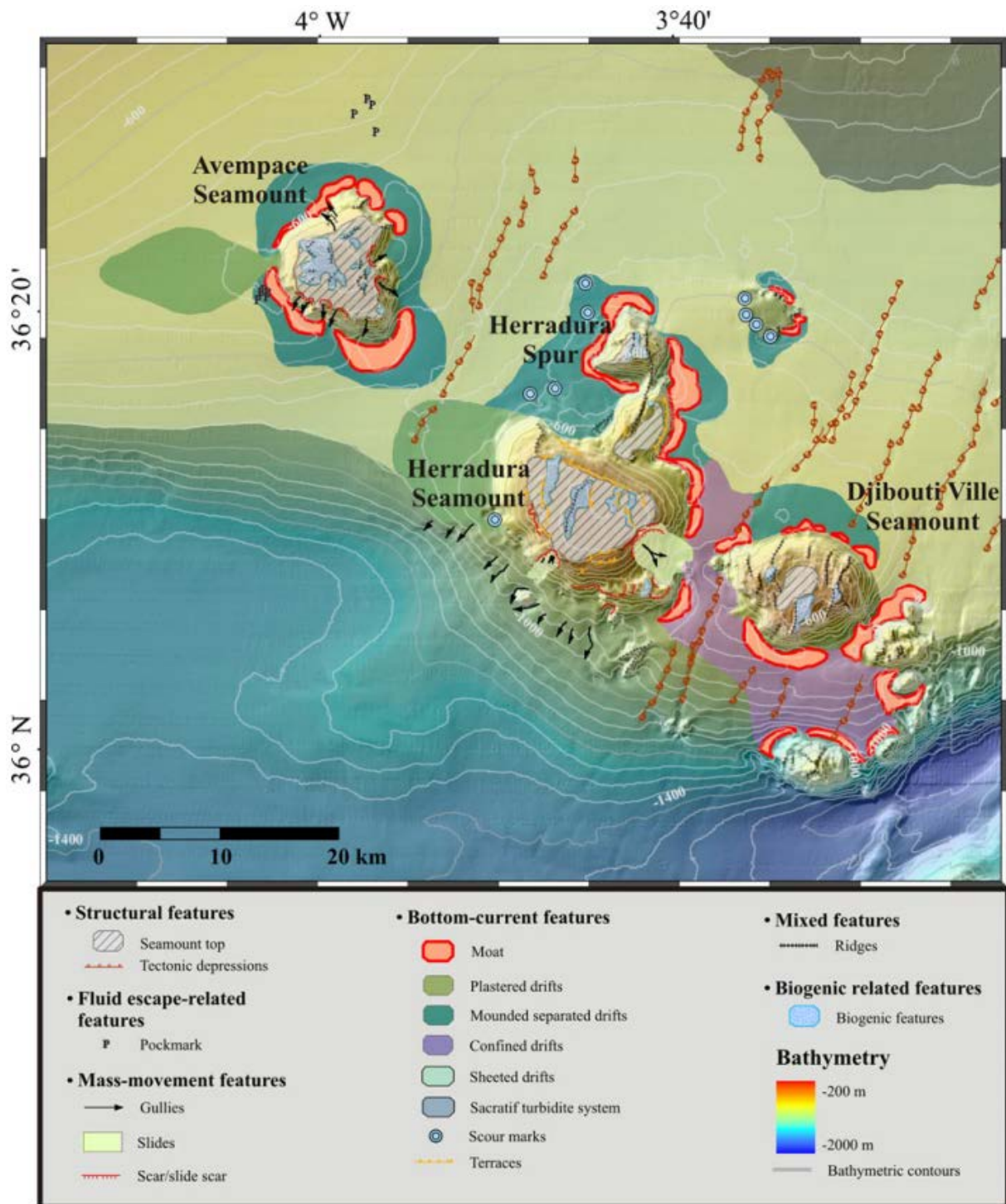


Figure 2-26: Carte physiographique des hauts volcaniques de Avempace, Herradura et Djibouti Ville (Palomino et al., 2011). La carte montre l'interaction des hauts volcaniques et des dépôts contouritiques. Les failles décrochantes correspondent à la terminaison nord de la zone de faille d'Al-Idrissi. Ces segments de failles parallèles indiquent une déformation s'atténuant vers le NO. La partie Sud de la carte montre que les linéaments se poursuivent en pied de pente du plateau de Djibouti. Les sommets de plateau sont parfois tronqués indiquant probablement des périodes érosives. Le fond de mer au pied des hauts sous-marins dessine des creux (Moats) et des bombements (Drift) correspondant à l'influence à l'actuel des courants de contour. Ces figures sont interprétées comme des figures de sédimentation contouritique.



Ces linéaments correspondent à des failles se connectant vers le Sud à la faille d'Al-Idrissi (Martínez-García et al., 2011). Les sous-bassins peuvent être induits par le jeu de failles de socle, qui sont compatibles avec les mécanismes au foyer de type sénestre (Grevemeyer et al., 2015; Stich et al., 2010). Ces géométries suggèrent une déformation de la couverture sédimentaire le long de segments en relais à l'échelle crustale (Christie-Blick, 1985; Naylor et al., 1986).

Vers le Nord, l'orientation des failles devient progressivement N-S (Fig. 2-20, Gràcia et al., 2012) puis NO-SE sur la marge de Campos de Dallas (Fig. 2-20). A terre, le style tectonique des failles indique un jeu normal dextre au Plio-Quaternaire (Gràcia et al., 2012; Martínez-Martínez et al., 2006). Outre les structures tectoniques associées à Carboneras, la tectonique quaternaire affecte les dépôts à terre plus à l'ouest: les failles normales-dextres NW-SE affectent les sédiments pléistocène (Martínez-Díaz and Hernández-Enrile, 2004). Les failles normales NNO-SSE à N-S semblent continues en mer et font partie d'un système de déformation distribuée (Fig. 2-24, Goy and Zazo, 1986; Martínez-Díaz and Hernández-Enrile 2004; Gràcia et al., 2012). Les segments actifs déclenchent des séismes majeurs (Mw = 6,1 ; Séisme de l'Adra en 1910 ; Stich et al., 2003). Vers le Sud, les zones de faille NNE-SSO se connectent à la ride d'Alboran au niveau d'un chevauchement vers le Nord (Fig. 2-20 et 2-25; Woodside and Maldonado, 1992 ; Muñoz et al., 2008 ; Martínez-García et al., 2011).

#### **2.4.2.4. La faille de Yusuf, limite Est du Domaine d'Alboran**

La remontée vers le Nord-Ouest du bassin Sud Alboran est accommodée le long de la faille de Yusuf (Fig. 1-12 et 2-20). Cette faille localisée dans le prolongement de la faille de Djibouti dessine sur le fond marin un escarpement bordant le Bassin Sud Alboran à l'Est. Elle se prolonge au sud vers la Région d'Oran dans l'Ouest Algérien (Alvarez-Marrón and others, 1999; Mauffret et al., 1987; Medaouri et al., 2014).

L'escarpement mesure environ 200 km de long et cours de l'extrémité Nord-est de la Ride d'Alboran aux montagnes de Tell en Algérie. Un bassin losangique d'extension NO-SE, parallèle à la zone de faille, est interprété comme un relais en pull-apart entre deux segments de failles dextres (*Yusuf Basin* ; Fig. 2-25; Mauffret et al., 1987; Watts et al., 1993).

La stratigraphie sismique montre que le début de l'affaissement du bassin en-relais de Yusuf est pré-MSC. La géométrie des dépôts post-MSC situés sur le bord du bassin indique une sédimentation syn-tectonique (Mauffret et al., 1987 ; Martínez-García et al. 2013). Le bassin de Yusuf est rempli d'environ 2 km de dépôts selon Alvarez-Marrón and others, (1999). Il est bordé sur son flanc Ouest par la ride de Yusuf (Fig. 2-1), qui pourrait correspondre à une

structure compressive (Watts et al., 1993). En sismique réflexion la faille de Yusuf délimite approximativement la transition entre le domaine d'Alboran et la croûte continentale amincie du bassin Algérien (Fig. 2-22 ; Booth-Rea et al., 2007; Medaouri et al., 2014).

### **2.4.3. Chronologie des phases tectoniques Plio-Quaternaires affectant le bassin d'Alboran**

A partir de l'identification des différentes structures contouritiques (Ercilla et al., 2016), Juan et al. 2016 que la morphologie du fond de mer et l'évolution de la circulation des différentes masses d'eau est plutôt liée à l'évolution de la topographie du fond de mer (Fig. 2-20, 2-26, et 2-27). Juan et al. 2016 propose que la circulation des différentes masses d'eau soit contrôlée par la croissance de la ride d'Alboran et de la ride Sud Alboran (Fig. 2-20).

En étudiant les phases de croissance des dépôts contouritiques il a été possible de mettre en évidence plusieurs phases tectoniques distinctes dans le bassin Ouest Alboran et dans le bassin Sud Alboran (Fig. 2-26 ; Martínez-García et al., 2013). Ces phases tectoniques sont en relation avec la surrection de la ride d'Alboran jusqu'au Quaternaire, la fin du quaternaire est marquée par l'apparition d'un nouveau jeu de failles décrochantes (Fig. 2-20)

Phase tectonique 1 : cette phase transpressive marque la surrection de la ride d'Alboran. Elle démarre durant le Miocène et s'achève vers 4Ma. En pied de pente, la surrection est indiquée par des discordances régionales. Dans les bassins profonds, le taux de sédimentation augmente, indiquant probablement une érosion plus importante des zones émergées en relation avec la surrection des bordures du bassin d'Alboran. Cette phase marque l'inversion des structures NE-SO dans le bassin est-Alboran et l'inversion de la ride d'Alboran. Dans le bassin Sud, des failles normales pourraient accommoder une extension localisée au pied de plateau d'Adra. Le flanc Nord de la ride d'Alboran serait actif, et chevauchant sur le Chenal d'Alboran. La faille d'Al Idrissi serait active, accommodant la compression sur la ride d'Alboran. La faille de Yusuf accommode le cisaillement grande échelle du bassin d'Alboran

Phase tectonique 2 : Après une période de quiescence marquée par des taux de sédimentations faibles dans les bassins et peu de variations latérales des épaisseurs de dépôts, une seconde phase de soulèvement de la ride démarre vers 3,6Ma. Elle est marquée par des biseaux sédimentaires le long de la ride d'Alboran et des accumulations plus importantes dans le bassin Sud. Dans le bassin ouest, les contourites Pliocènes sont clairement basculées. Dans le bassin oriental, des plis sont activés formant de larges synclinaux provoquant une subsidence locale.

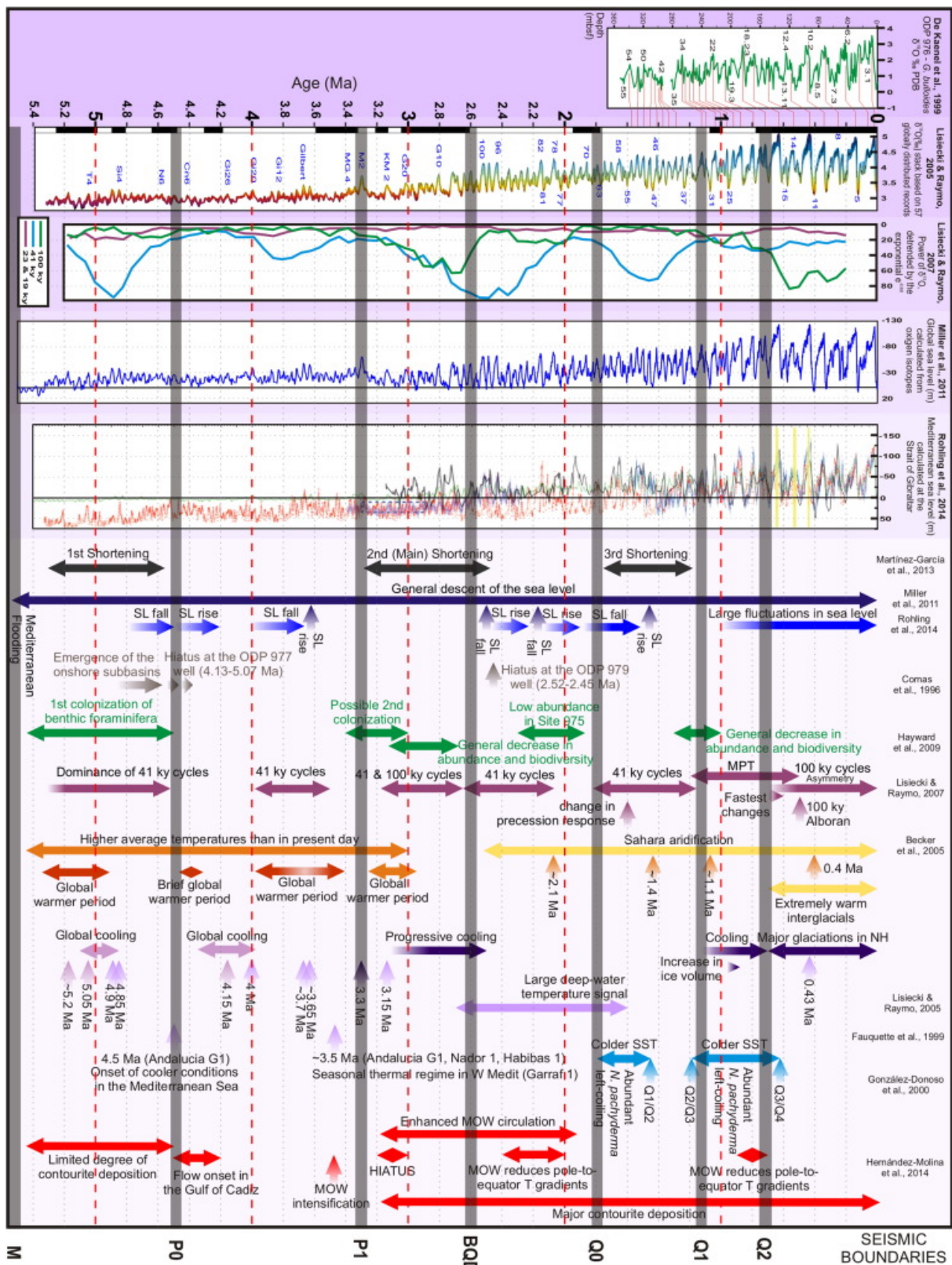


Figure 2-27: Courbes régionales et mondiales fournissant des informations sur les fluctuations du climat et du niveau de la mer ainsi que sur les événements et les tendances (tectoniques, hiérarchiques, bio stratigraphiques, orbitaux, paleo-climatique et pelo-oceanographique (Juan et al. 2016)

Phase tectonique 3 : Cette phase tectonique la plus récente démarre durant le Pléistocène à partir de 1,81Ma. Cette phase serait associée à des accumulations sédimentaires plus importantes dans les bassins profonds. Localement, cette phase est associée avec le jeu latéral de la faille d'Al Idrissi. Dans la zone de faille d'Adra (Fig. 2-1 et 2-20), il semble que la déformation se localise à l'actuel le long de segments de failles NNO-SSE à N-S dans un mode de déformation transtensif. Ceci indiquerait une extension associée à des mécanismes de déformation d'arrière-arc (Galindo-Zaldivar et al., 2015). Cette phase tectonique tardive restait mal contrainte et sera étudié dans les chapitres suivants.

## **2.5. Contexte sismique et déformation actuelle de la marge Sud Alboran.**

La déformation du domaine d'Alboran est assez clairement exprimée dans l'enregistrement sédimentaire Plio-Quaternaire. Cependant la sismicité du domaine d'Alboran (Fig. 2-28), en particulier dans la région d'Al-Hoceima, est actuellement discutée pour deux raisons : (1) les interprétations contradictoires des données de déplacement co-sismiques, liées au caractère aveugle des failles ayant jouées lors des séismes d'Al-Hoceima. (2) un manque de caractérisation sur le terrain des failles actives qui n'ont pas atteint la surface. (3) une confusion entre structures héritées miocènes et structures tectoniques Pléistocène.

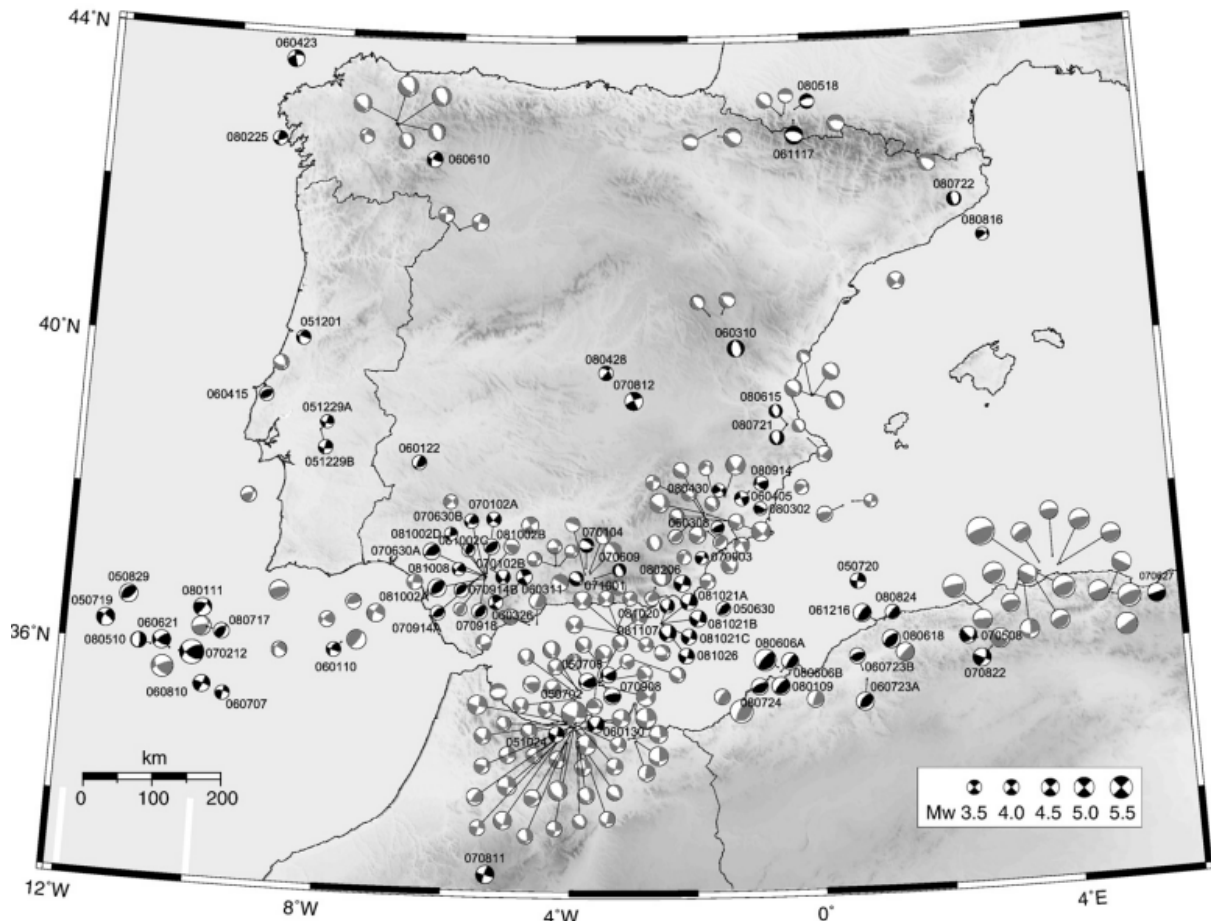


Figure 2-28 : Carte des mécanismes au foyer dans la région méditerranéenne occidentale (Stich et al., (2010). La carte montre la transition d'un régime compressif sur la marge Algérienne et l'Oranais à un régime décrochant dans le domaine d'Alboran. La localisation des mécanismes au foyer décrochant montre des clusters dans la région d'Al-Boceima, dans la zone de Carboneras et au Sud du Bassin de Guadalquivir. Ce dernier cluster est clairement compressif, et indique un style de déformation compatible avec les observations de la couverture sédimentaire dans l'avant-Pays Bétique. En Atlantique les mécanismes au foyer décrochant sont compatibles avec les failles décrites plus-haut.

### 2.5.1. Activité sismique dans la région de Kebdana

A l'actuel, il existe une activité sismique non négligeable mais faiblement contrainte dans la région des Kebdana ( $M_w = 5.3$  le 12/03/1992 localisé sur les Banc des Cabliers en mer,  $M_w = 5,1$  le 04/12/2004 au Sud du Kert ; Bezzeghoud and Buforn, 1999; Stich et al., 2010). Le mécanisme au foyer du séisme de 1992 indique des plans nodaux verticaux NNE-SSW et NNW-SSE (Bezzeghoud et Buforn, 1999). Les plans nodaux du séisme de 2004 sont d'orientation comparables à ceux de l'événement de 1992 (Stich et al., 2010). L'activité sismique en mer est située autour des Bancs Provençaux (Fig. 2-1), suggérant une activité au niveau de ces hauts volcaniques sous-marins. Cette activité sismique pourrait être reliée au volcanisme Quaternaire régional ou bien à l'inversion de la marge localisée sur des failles aveugles (Bouskri et al., 2016)

## **2.5.2. Crises sismiques dans la région d'Al-Hoceima**

A l'échelle de la Méditerranée Occidentale (c'est-à-dire en excluant la zone de subduction de l'arc hellénique et des structures associées), la région d'Al-Hoceima subit le plus grand nombre d'évènements sismiques par an (Fig. 2-10; Bezzeghoud and Buforn, 1999; Vannucci and Gasperini, 2004; Stich et al., 2003, 2010). Cette sismicité importante, plutôt superficiels (jusqu'à 15 km de profondeur ; Serrano et al., 2003; Van der Woerd et al., 2014), est liée à l'activité tectonique d'un réseau de failles figurant un bassin transtensif, le bassin de Nekor. Ce réseau et ses structures associées seront étudiés en détail dans le chapitre suivant, ils ont fait l'objet de deux articles publiés (d'Acremont et al. 2014 ; Lafosse et al. 2016). La connexion de ce réseau de failles avec les structures régionales ainsi que la chronologie des déformations seront présentés sous forme d'article dans le dernier chapitre de résultat.

Les crises sismiques dans la région d'Al-Hoceima sont cycliques avec des séismes de magnitudes supérieures à 6. Une redondance de ces crises semble constante avec des séismes de  $M_w > 6$  tous les dix ans (1984, 1994, 2004, et la dernière en 2016; Hatzfeld et al., 1993; Calvert et al., 1997; El Alami et al., 1998; Bezzeghoud and Buforn, 1999; Cherkaoui and Harnafi, 2004; Stich et al., 2005, 2001; Biggs et al., 2006; Ekström et al., 2012; Jabour et al., 2004; Van der Woerd et al., 2014). Durant les crises sismiques, les chocs principaux correspondent à des mécanismes aux foyers décrochants. Le plan nodal qui correspond à la faille active, bien que controversée notamment pour le séisme de 2004 (voir ci-après ; Stich et al., 2005, Woerd et al., 2014), montre majoritairement une orientation NNE-SSW. La localisation des épencentres de chacun des chocs principaux indique des segments de failles différents. Le séisme de 1994 semble localisé sur un segment de faille correspondant à terre à la faille de Bousekkour et en mer à un segment NW-SE bien marqué dans la topographie de la plateforme continentale (d'Acremont et al., 2014). Nous allons détailler dans les paragraphes suivants les séismes de 2004 et 2016. Les crises de 2004 et 2016 sont présentées succinctement ci-après.

### **2.5.2.1. Le séisme de 2004**

Les publications récentes apportent un éclairage structural en caractérisant certains segments de failles dans le bassin de Nekor. L'orientation du segment de faille ayant rompu lors du séisme de 2004 a fait l'objet d'une longue polémique car les différentes interprétations des données sismiques et des données satellitaires de déplacements co-sismiques n'ont pas abouti à un consensus.

D'après Stich et al., (2005), à partir de l'inversion des données télésismiques le meilleur résultat obtenu est un modèle associant une rupture successive de deux plans parallèles orientés NNE-SSW avec un pendage Est. Durant la période 2005-2008, les plans nodaux qui semblent avoir joué dans la même région sont des plans nodaux N020° décrochants ou bien des plans nodaux N065° compressifs (Stich et al., 2010).

D'après Van der Woerd et al. (2014), la séquence de répliques suivant le choc principal de 2004 montre un alignement des épicentres selon deux directions (Fig. 2-29) : NW-SE et NNE-SSW. Les mécanismes au foyer indiquent trois styles différents : (i) plutôt décrochant au niveau du principal plan de rupture NNE-SSW à l'Ouest du bassin de Nekor, au niveau d'une faille probablement aveugle ; (ii) dans le bassin de Nekor, la séquence de répliques montre une activation de plans de rupture orientés N150° avec un style clairement normal, compatible avec le caractère subsidant de ce bassin ; (iii) deux répliques semblent avoir activé des plans de ruptures orientés NE-SW avec un style compressif compatible avec la structure des nappes Rifaines chevauchantes.

Biggs et al. (2006) ont montré que les deux plans nodaux NE-SW et NW-SE peuvent avoir joué durant la crise de 2004. Le rapport glissement sur longueur de faille est beaucoup trop élevé et irréaliste dans le cas d'un plan de glissement NE-SW de ce petit segment de faille. Par conséquent, pour ces auteurs, les segments de faille aillant joués, font parti d'une zone de cisaillement distribuée sur deux segments NE-SW et NW-SE compatibles avec la direction de convergence Afrique-Eurasie.



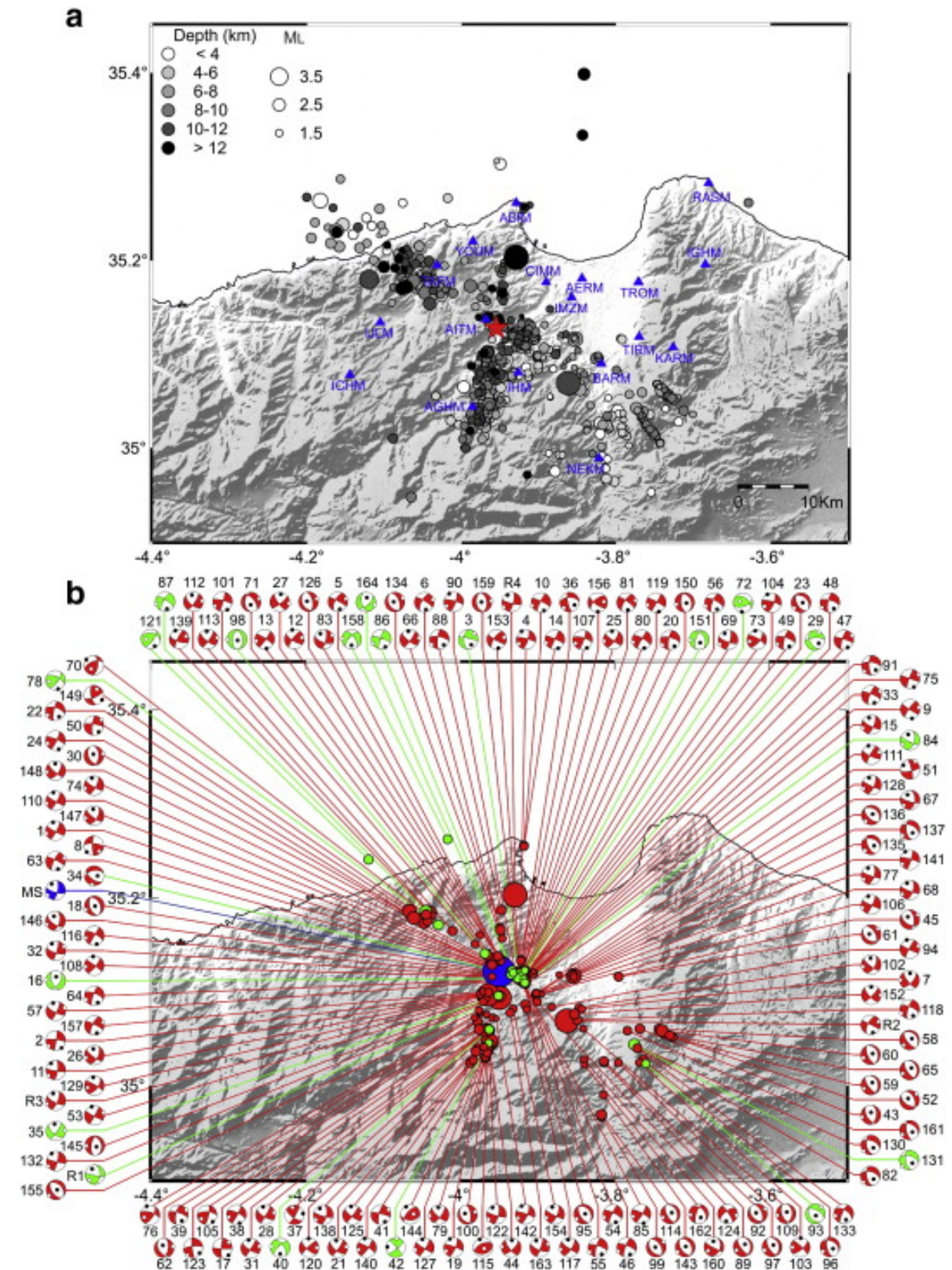


Figure 2-29: (a) Relocalisation des séismes de la séquence de répliques après le choc principal de 2004, tiré de (Ousadou et al., 2014), étoile rouge, choc principal. (b) mécanismes au foyer, bleu : choc principal ; rouge, mécanismes au foyer valides ; vert, mécanismes au foyer rejetés après inversion des données sismiques. Ces cartes montrent la localisation des épencentres des répliques le long de deux plans NO-SE et NNE-SSO dans le prolongement du cap d'Al-Hoceïma. La déformation se répartie selon des ruptures en décrochement et en extension, principalement. Deux répliques localisées dans la partie sud de la carte suggèrent l'inversion des structures de nappes



D'après l'interprétation des données INSAR, la séquence des séismes 1994-2004 indiquerait une transpression dans la région d'Al-Hoceima (Akoglu et al., 2006). Ces auteurs montrent que le séisme de 1994 correspond au jeu d'une faille orientée N023°, ce qui correspond en effet au segment de faille cartographié en mer au niveau de la région de Boussekkour (BoF, Fig. 2-20; d'Acremont et al. 2014). D'après ces mêmes auteurs, le choc principal du séisme de 2004 correspondrait à une faille orientée N045° aveugle sous les unités internes du Rif, en contradiction avec l'interprétation de Biggs et al. 2006.

Une troisième interprétation des déformations co-sismiques du séisme de 2004, basée sur les données INSAR et Envisat, a été publiée la même année (Fig. 2-30, Cakir et al., 2006). D'après ces auteurs, le séisme de 2004 est associé à une faille NW-SE dextre. Ces auteurs proposent que la faible déformation de surface est due au fait que cette faille est relativement nouvelle à l'échelle des déformations dans la zone d'Alboran et que le bassin de Nekor semble relativement inactif. Une dernière étude réalisée à partir des données satellitaires (Tahayt et al., 2009) montre qu'il est possible de reproduire assez fidèlement les déplacements co-sismiques de surface à partir d'un modèle à deux failles N10° sénestre puis N312° dextre.

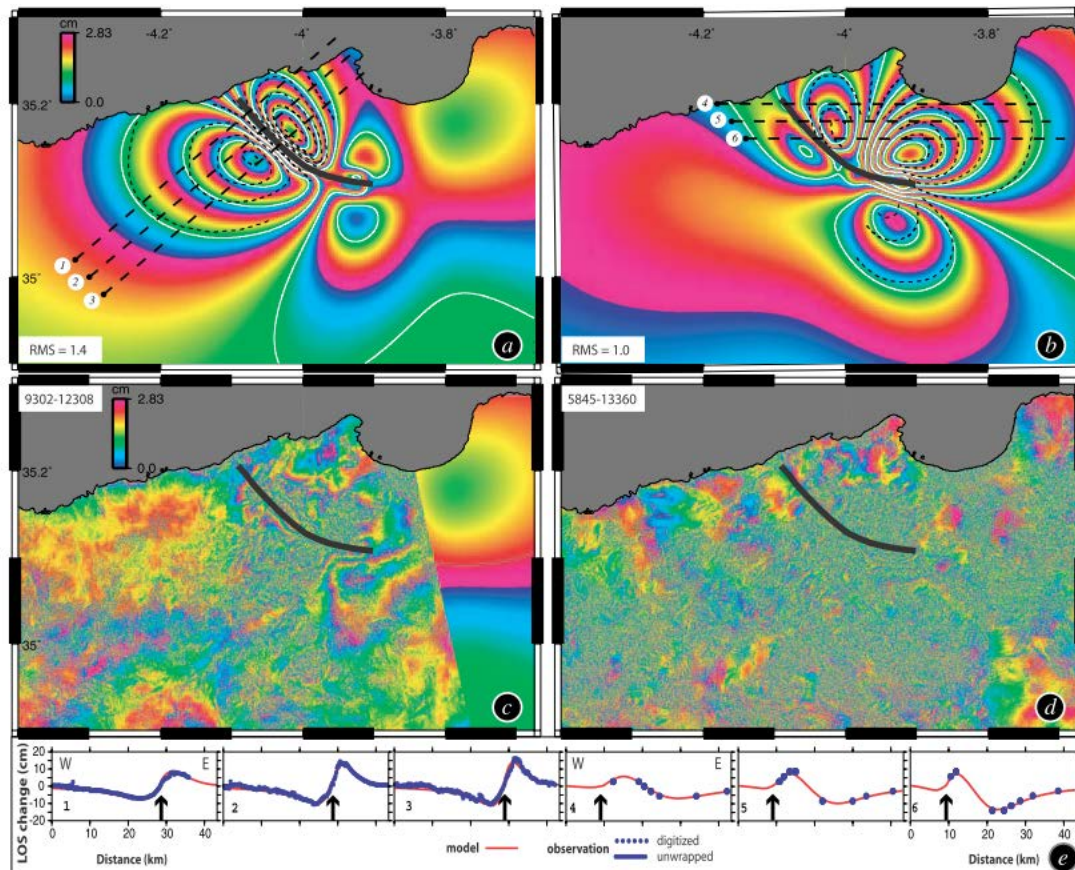


Figure 2-30: a et b : Modèles de déformation de surface d'après l'inversion des données INSAR. Interférogrammes ascendant et descendant c et d : Interférogrammes résiduels après soustraction des données du modèle aux données INSAR. e : trait de coupe montrant le déplacement co-sismique à la surface. Tirée de (Cakir et al., 2006). Ces données montrent que le déplacement vertical a atteint 10 cm dans une zone comprise entre la faille de Boussekkour et le bassin de Nekor.

### 2.5.2.2. Le séisme de 2016

Le séisme de 2016 est un séisme de magnitude 6,3 (Fig. 2-31, Medina and Cherkaoui, 2017) ). Il est associé à un séisme précurseur de magnitude 5,1, compressif, dont les plans nodaux sont orientés NE-SO parallèlement à la ride d'Alboran. Le segment qui a rompu lors du choc principal est situé au large du bassin de Nekor sur le flanc Nord de la Ride Sud Alboran (Fig. 2 et 2-31). Les données disponibles suggèrent que le plan principal de rupture est un segment de la faille d'Al Idrissi (<http://www.insu.cnrs.fr/node/5980>). Les répliques consécutives à la rupture principale montrent un alignement NNE-SSO, obliquant vers le Nord le long d'un relais transpressif sub-parallèle à la Ride d'Alboran. Les mécanismes au foyer compressifs des répliques indiquent que les ruptures secondaires peuvent avoir réactivé les structures compressives de la ride d'Alboran. Au Sud de la ride, des mécanismes au foyer indiquent un

jeu transtensif sénestre sur un haut volcanique qui est resté peu exploré jusqu'à ce jour (Bourgeois et al., 1992; Medina et Cherkaoui, 2017).

### **2.5.3. Modèles néo-tectoniques**

Un certain nombre d'études se sont attachées à caractériser les états de déformation et de contraintes actuelles en Alboran (Galindo-Zaldívar et al., 1993; Medina, 1995; De Vicente et al., 1996; Negredo, 2002; Fadil et al., 2006; Medina and El Alami, 2006; Fernández-Ibáñez et al., 2007; Pedrera et al., 2011; Perouse et al., 2010; Cunha et al., 2012; Palano et al., 2013; Ousadou et al., 2014; Neres et al., 2016). Les résultats de ces études tendent à montrer que le Domaine d'Alboran se comporte comme une microplaque confinée entre les plaques Afrique et Eurasie.

Dans les années 1990, les études ont porté essentiellement sur la caractérisation du champ de contrainte à partir des données sismiques et microstructurale (e.g. Buforn et al., 1991; Galindo-Zaldívar et al., 1993). Galindo-Zaldívar et al., (1993) montrent à partir de données structurales un changement de régime des contraintes aux alentours de la fin du Messinien. A la fin du Messinien, la direction de contrainte  $\sigma_1$  est horizontale maximale et parallèle aux structures décrochantes du Rif. Au début du Pliocène,  $\sigma_1$  est horizontale et la direction de la contrainte  $\sigma_1$  est devient NO-SE dans le Rif, en accord avec la compression NO-SE des unités externes. D'après cette étude le champ de contrainte n'évolue pas entre le début du Pliocène et la fin du Quaternaire.

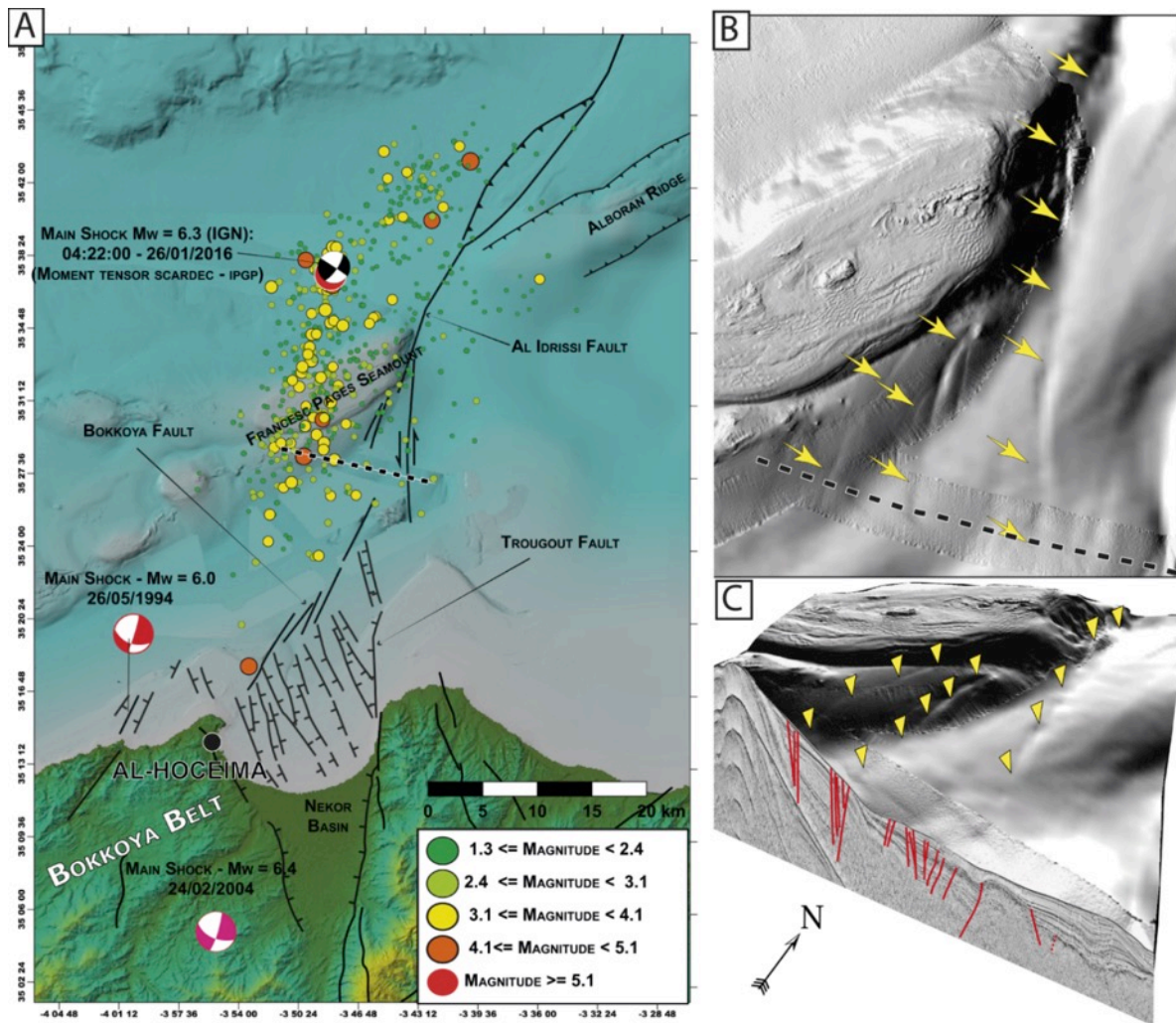


Figure 2-31: A, carte tectonique du bassin de Nekor et des structures de la zone de faille d'Al-Idrissi. Mécanismes au foyer : position des chocs principaux depuis 1994. Les points colorés représentent les positions des épencentres des séismes environ B : Cartographie sur le fond de mer des failles (flèches jaunes) associées à la faille d'Al-Idrissi. C :

Negredo et al. (2002) sont les premiers à proposer un modèle dit *thin-shell* à la région d'Alboran (Fig. 2-32). Connaissant approximativement la structure de la lithosphère (géotherme, épaisseurs caractéristiques), connaissant les conditions aux limites (taux de déformations, données géodésiques) et contraignant localement les valeurs de contraintes grâce aux données sismiques, il est possible de calculer les taux de déformations et les taux de contraintes en chaque point du modèle. Certains modèles permettent d'intégrer des discontinuités (i.e. des zones à faible friction, c'est-à-dire des limites de plaques) pour former des modèles de déformations réalistes d'un point de vue physique. Le but de ces modèles est de comparer les données géodésiques et sismiques en entrée avec les champs de contraintes et de déformations en sortie.

Les résultats de l'étude de Negredo et al. (2002) montrent que les taux de déformations sont les plus importants là où la sismicité est la plus importante. Les modèles prédisent que la



limite de plaque entre le domaine d'Alboran est une zone de déformation distribuée. En Alboran, le style de déformation serait principalement décrochant-extensif dans un régime transpressif, indiquant que le domaine d'Alboran ne peut être considéré comme une microplaque rigide (Negredo, 2002).

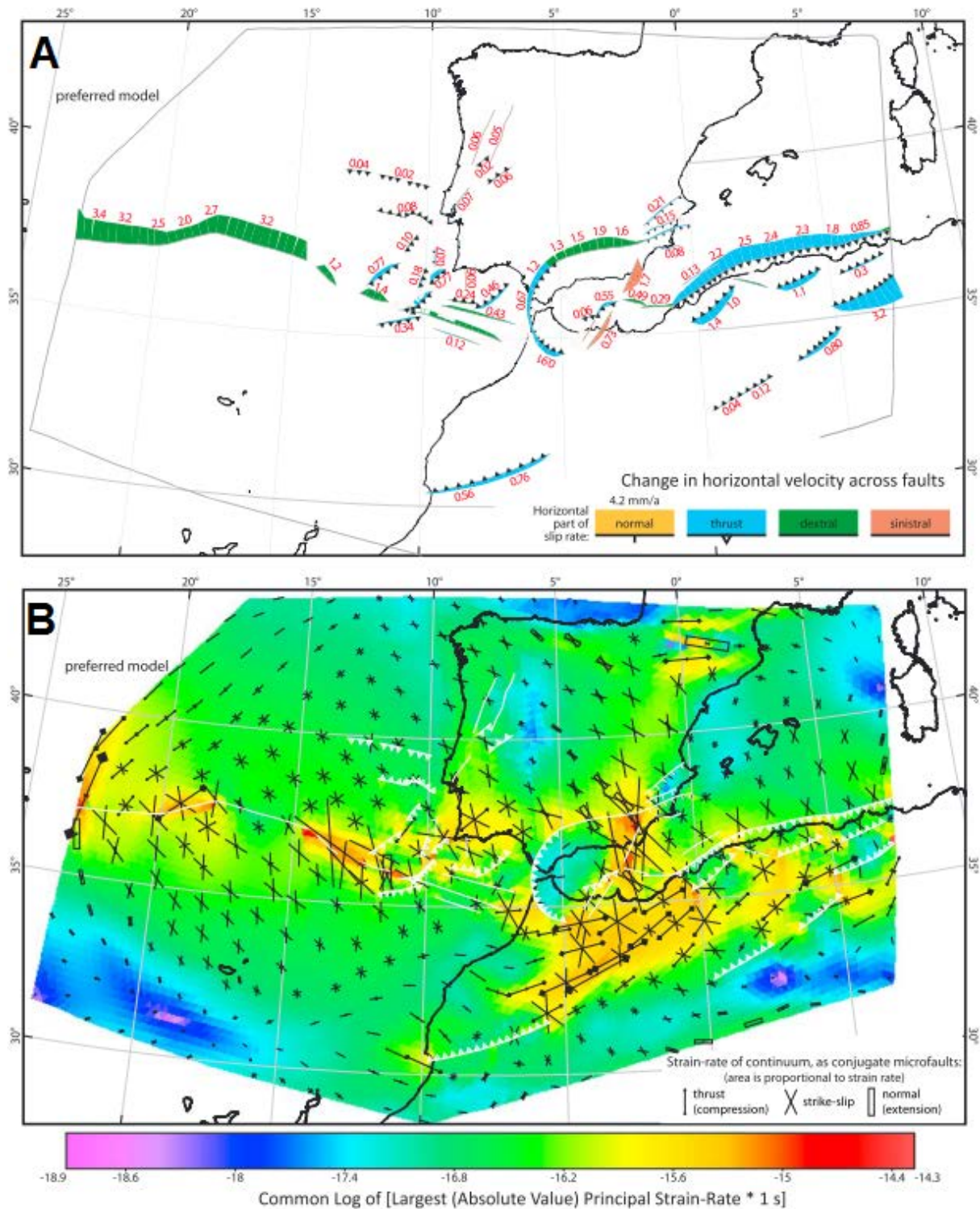


Figure 2-32: A : carte des styles tectoniques associés aux taux de glissements horizontaux sur les zones de failles (i.e. les limites de plaques effectives). B : carte prédictive du comportement mécanique des failles en fonction du champ de taux de déformations, tirées de Neres et al., (2016) Les cartes A et B montrent que la bordure externe de l'arc bético rifain correspond à un chevauchement dans la partie approximativement atlantique de l'arc et dextre dans les bétiques. Deux zones de failles NE-SW sont figurées dans la région de Nekor accommodant une déformation décrochante. La Ride d'Alboran et la Ride Sud Alboran sont en compression. La carte B montre que la déformation est distribuée dans l'ensemble du Rif et de la ride d'Alboran. A terre, les structures sont compressives avec un axe maximum orienté ENE-OSO, compatible avec la compression dans le bassin de Volubilis (Roldán et al., 2014). La déformation distribuée dans le Rif et les taux de déformation vers 10-14-15/s ne peuvent pas être expliqués par la seule convergence des plaques tectoniques.

A partir des données de sismologie et des données de fractures hydrauliques dans des puits, Fernández-Ibáñez et al. (2007) reconstituent un champ de contrainte pour la région d'Alboran. Ce travail indique que les rotations internes des rides d'Alboran et Sud Alboran sont dans le sens trigonométrique accommodant une déformation transpressive. Pour la première fois, les auteurs décrivent des états de contraintes et de déformations différents pour la ride d'Alboran et pour la Ride Sud Alboran. Ils montrent que l'extrémité Sud-Ouest de la Ride d'Alboran, est sous un régime transpressif avec une orientation de contrainte horizontale principale orientée NNE-SSE. A l'Est de la faille Al-Idrissi, l'orientation de  $\sigma_H$  est NS. Le champ de contrainte est dévié dans le sens trigonométrique au niveau du bassin de Nekor. Il devient extensif immédiatement au Sud de la faille de Nekor avec  $\sigma_h$  orienté parallèlement à la faille de Nekor. Au nord de la ride d'Alboran, les rotations du champ de contraintes se produisent dans le sens horaire. Dans le bassin Sud Alboran, les rotations sont faibles et dans le sens antihoraire. Ces résultats indiquent donc clairement une différence de comportement entre la zone Nord-Ouest Alboran et la zone comprise entre la ride sud Alboran et le bassin Sud Alboran. Ces différences de comportement suggèrent la présence de zones de cisaillement, ou d'accommodation à l'échelle crustale.

A partir de modèles *thin-shell* et de données GPS, Perouse et al., (2010) ont montré qu'il est possible de reproduire le champ de déplacement à partir de la convergence Afrique-Eurasie en couplant mécaniquement une section de manteau lithosphérique subsidant avec la plaque supérieur. Le déplacement du Rif vers le SO par rapport à une plaque Nubie fixe est alors reproduit. D'autres modèles (Cunha et al., 2012) testent diverses hypothèses sur la géométries des failles actives dans le prisme d'accrétion Atlantique. La comparaison de ces modèles indique que la reproduction des styles tectoniques connus en Alboran nécessite des zones à friction faible. De plus, pour obtenir des champs de déformations réalistes en Alboran il est nécessaire de placer une zone de cisaillement d'échelle lithosphérique NNE-SSW.

Neres et al. (2016) proposent une étude paramétrique des modèles néotectoniques sur la zone d'Alboran en testant des modèles à deux ou trois plaques (Fig. 2-32), Afrique, Eurasie, et/sans

Alboran). Dans ces modèles, différentes valeurs de résistances frictionnelles, de résistances des plaques à la déformation et de vitesses imposées sur les nœuds ont été testées. Leurs meilleurs modèles sont obtenus pour des frictions faibles ( $\mu=0,2$ ) dans des modèles à trois plaques, et pour une convergence long-terme correspondant au pôle de rotation du modèle SEGAL13 (Fernandes et al., 2003, 2013). D'après ces modèles les forts taux de déformations dans le Rif ainsi que le style structural ne peuvent être expliqués que par la présence d'une force horizontale NE-SW appliquée à la base de la lithosphère du domaine d'Alboran. D'après ces auteurs, cette force correspond à l'effet d'un panneau plongeant dans la lithosphère.

## 2.6. Conclusion et problématique néotectonique

Dans ce chapitre, nous avons vu que la déformation Plio-Quaternaire et actuelle qui affecte le domaine d'Alboran sur ses limites et dans ses zones internes, soulève différents points problématiques qui résultent essentiellement d'un manque de données et de contraintes chronologiques.

En premier lieu, nous avons vu que les déformations associées à la convergence Afrique-Eurasie sont enregistrées dans le Rif externe durant tout le Néogène avec un style *thin-skin* au Miocène puis *thick-skin* à partir approximativement du Pliocène. Cette déformation a conduit à la fermeture des corridors Rifains, puis à la surrection d'unités Rifaines.

Deuxièmement nous avons vu que le domaine d'Alboran est affecté par des accidents décrochants transpressifs au Pliocène. Il semble que cette déformation soit polyphasée et s'enregistre dans les sous-bassins sédimentaires d'Alboran ainsi que dans les bassins périphériques. Ces différentes phases de déformation semblent répondre à des changements de conditions aux limites s'appliquant sur le domaine d'Alboran. Ces grands accidents ont influencé la physiographie du fond de mer et la circulation des masses d'eaux depuis le Pliocène à l'actuel.

Troisièmement, la sismicité enregistrée dans la région d'Al-Hoceima est potentiellement liée à différents segments de failles qui ne sont pas orientés pour jouer de la même manière que les structures connues de la TASZ (les structures tectoniques décrochantes miocènes de la faille de Carboneras, la ride d'Alboran, les failles de Nekor, et de Jehba). La cartographie des segments en mer est mal connue. A terre, les interprétations des données sismiques et satellitaires sont contradictoires. La faille de Nekor tient un rôle mal défini dans l'accommodation de la déformation à grande échelle. D'après les différentes interprétations,



elle apparait inactive ou bien active, sur son ensemble ou sur des segments. Si elle est active alors elle pourrait potentiellement découpler mécaniquement le bloc Betico-Rifain et un bloc Sud-Est.

Quatrièmement, le bassin de Nekor est le lieu qui enregistre le plus de sismicité à l'échelle d'Alboran, d'après les catalogues (e.g. IGN). Cependant, les cartes structurales sont incomplètes en Mer. A terre, les segments des failles majeurs sont reconnus mais les failles associées aux séismes n'ont pas atteint la surface donc sont inconnues.

Il apparait que le raccourcissement du Rif et du Domaine d'Alboran est accommodé le long d'un ensemble de structures tectoniques et de sous-bassins d'âges différents. La chronologie des mouvements verticaux associés à la surrection de la Ride Sud Alboran et à la subsidence du bassin de Nekor est encore mal contrainte. Eclairer cette chronologie depuis le Pliocène à l'actuel pourrait permettre de mieux comprendre l'état de la sismicité et de la déformation à l'actuel. Dans le chapitre suivant, nous démontrerons que le bassin de Nekor possède une histoire potentiellement récente (Pléistocène) avec une dynamique transtensive particulière.

## Chapitre 3 – Etude structurale du Bassin de Nekor

### **Evidence of quaternary transtensional tectonics in the Nekor basin (NE Morocco)**

Manfred Lafosse,\* Elia d'Acremont,\* Alain Rabaute,\* Bernard Mercier de Lépinay,† Abdelilah Tahayt,‡ Abdellah Ammar§ and Christian Gorini\*

\*CNRS, Institut des Sciences de la Terre de Paris (iSTeP), Sorbonne Universités, UPMC Univ Paris 06, Paris, France

†Geoazur, CNRS-Université de Nice-Sophia Antipolis, Valbonne, France

‡Institut Scientifique, Université Mohammed V, Rabat, Morocco

§Faculté des Sciences, Université Mohammed V, Rabat, Morocco

# 1. Evidence of quaternary transtensional tectonics in the Nekor basin (NE Morocco)

Manfred Lafosse,\* Elia d'Acremont,\* Alain Rabaute,\* Bernard Mercier de Lepinay,† Abdelilah Tahayt,‡ Abdellah Ammar§ and Christian Gorini\*

\*CNRS, Institut des Sciences de la Terre de Paris (iSTeP), Sorbonne Université, UPMC Univ Paris 06, Paris, France

†Geoazur, CNRS-Université de Nice-Sophia Antipolis, Valbonne, France

‡Institut Scientifique, Université Mohammed V, Rabat, Morocco

§Faculté des Sciences, Université Mohammed V, Rabat, Morocco

## 1.1. ABSTRACT

The geodynamic processes in the western Mediterranean are driven by both deep (mantle) processes such as slab-rollback or delamination, oblique plate convergence and inherited structures. The present-day deformation of the Alboran Sea and in particular the Nekor basin area is linked to these coeval effects. The seismically active Nekor basin is an extensional basin formed in a convergent setting at the eastern part of the Rif Chain whose boundaries extend both onshore and offshore Morocco. We propose a new structural model of the Nekor basin based on high-resolution offshore data compiled from recent seismic reflection profiles, swath bathymetry acquisitions and industrial seismic reflection profiles. The new data set shows that the northern limit of the basin is oriented N49° with right-stepping faults from the Bousekkour-Aghbal fault to the sinistral Bokkoya fault zone. This pattern indicates the presence of an inherited left-lateral basement fault parallel to the major inherited Nekor fault. This fault has been interpreted as a Quaternary active left-lateral transfer fault localized on weak structural discontinuities inherited from the orogenic period. Onshore and offshore active faults enclose a rhombohedral tectonic Nekor Basin. Normal faults oriented N155° offset the most recent Quaternary deposits in the Nekor basin, and indicate the transtensional behavior of this basin. The geometry of these faults suggests a likely rollover structure and the presence at depth of a crustal detachment. Inactive Plio-Quaternary normal faults to the east of the Ras Tarf promontory and geometries of depocentres seem to indicate the migration of deformation from east to west. The local orientations of horizontal stress directions deduced from normal fault orientations are compatible with the extrusion of the Rifian units and coherent with the westward rollback of the Tethyan slab and the localization of the present-day slab detachment or delamination.

## 1.2. INTRODUCTION

Oblique convergence introduces poorly understood complexity to the structural evolution of back-arc basins. There can often be described an interplay of strike-slip partitioning and extensional faulting, along with compressional tectonics (e.g. Taymaz et al., 1991; Allmendinger et al., 1997). In this interesting context where major transfer fault zones develop, the driving dynamics controlling the style and accommodation of the deformation of the continental crust may not only be the large-scale plate kinematics but can also include the effects of crustal heterogeneities as well as deep processes in the upper mantle (Teyssier et al., 1995; Dewey, 2002; Jolivet et al., 2009; Curren & Bird, 2014; Faccenna et al., 2014). In this paper, we address two critical questions: If these processes are concomitant, how do they affect the localization and the style of the regional deformation, and can we unravel their specific roles in the surface deformation.

One best studied analogue in the Tethyan domain is the Vienna Basin at the Eastern Alpine–Carpathian junction, where the Eurasia/Apulia convergence resulted in the tectonic escape of the North Pannonian Unit. Slab roll-back led to the formation of transfer faults crossing older thrusts of the Carpathian orogen (Ratschbacher *et al.*, 1991; Wortel 2000; Hölzel *et al.*, 2010). Local extension and regional stress field rotation produced the transtensional Vienna basin by reactivation of the inherited thrusts of the Carpathian orogenic arc (Fodor, 1995; Decker *et al.*, 2005). In the western Mediterranean, and particularly in the Alboran Domain, evidences for the importance of structural inheritance and mantle processes, such as slab-roll-back or delamination, in large-scale geodynamics are accumulating (e.g. Gutscher *et al.*, 2002; Jolivet *et al.*, 2009; Perouse *et al.*, 2010). Squeezed between the Eurasia and the Africa plates, the Alboran Domain includes both the internal part of the Betic-Rif arcuate orogenic belt and the Alboran Basin thinned by back-arc extension (Fig. 1a). In this Domain, the relative amount of back-arc extension and oblique convergence together with upper mantle and crustal heterogeneities control the deformation. Indeed, vertical movement associated to crustal thinning and continental lithosphere removal could be explained by mantle delamination under the Alboran Domain (Seber *et al.*, 1996; Platt *et al.*, 1998; Calvert *et al.*, 2000; Levander *et al.*, 2014; Thurner *et al.*, 2014). Moreover, roll-back of a small portion of a Tethyan slab could be coupled at its top to the southern margin of Alboran Domain and dragged the Betico-Rifian block towards the SW (Fig. 1b) (Perouse *et al.*, 2010). In this complex setting where deep processes are known, then Trans-Alboran Shear Zone (TASZ, de

Larouzière *et al.*,1988) is a set of *en echelon* wrench faults running from Iberia to Morocco that accommodate the continuous oblique convergence between Africa and Eurasia (Fig. 1a,b). Along the TASZ, changes in plate kinematics coupled with block rotation along strike-slip faults (de Larouzière *et al.*, 1988; Campillo *et al.*, 1992; Morel & Meghraoui, 1996; Calais *et al.*, 2003; Martínez-García *et al.*, 2013) have led to the formation of a present-day intra-plate NNE-SSW segmented left-lateral shear zone crossing the Miocene structure of the Alboran Domain, materialized by the Adra and Al-Idrissi faults and propagating southward and northward since the Pliocene (Gràcia *et al.*, 2006; Ballesteros *et al.*, 2008; Martínez-García *et al.*, 2011, 2013; Estrada *et al.*, 2014; Vázquez *et al.*,2014) (Fig. 1a).

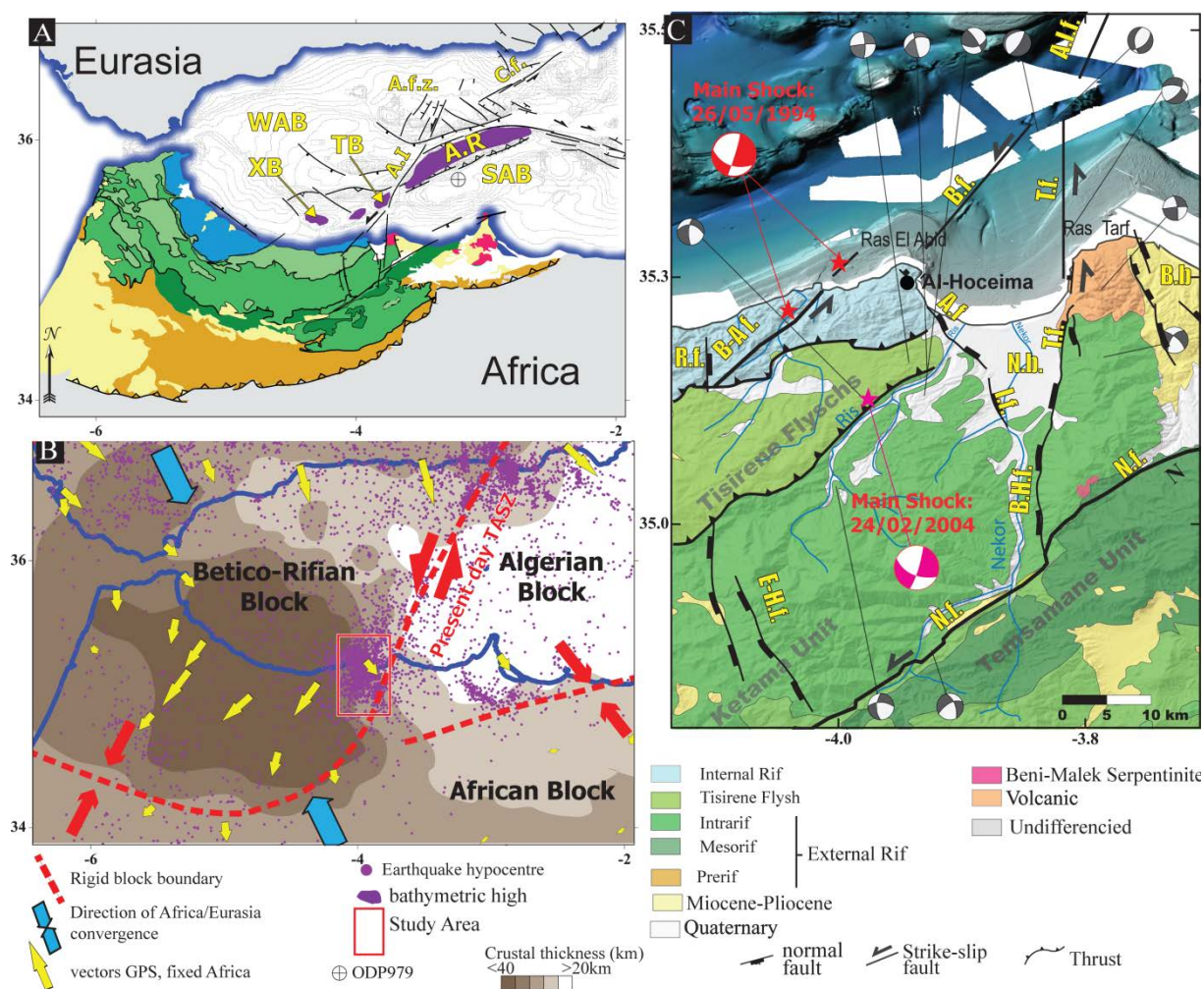


Fig. 1. (a) Structural map of the Rif onshore and of the Alboran basin offshore modified after Chalouan *et al.* (2008), Martínez-García *et al.* (2011), Martínez-García *et al.* (2013), and Ballesteros *et al.* (2008). A.f.z., Adra fault zone, A-I.f., Al Idrissi fault; A.R., Alboran Ridge, C., Carboneras fault, SAB, South Alboran Basin; T.B. Tofiño Bank. WAB, western Alboran basin; XB, Xauen bank. (b) Kinematics of the Alboran from GPS data (Koulali *et al.*, 2011), associated with the seismicity between 1964 and 2012 (Spanish Instituto Geográfico Nacional (IGN) database) and with the thickness of the crust from receiver function redrawn from Mancilla & Diaz, 2015; Red arrow, direction of convergence at the rigid block boundaries (Nocquet, 2012). (c) Regional map of the recent active structures, and shaded relief from the Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER) digital elevation model. Swat bathymetry from SARAS and Marlboro-2 cruises (d'Acremont *et al.*, 2014). Focal mechanisms of the 1994 main shock (red star; El Alami *et al.*, 1998; Biggs *et al.*, 2006) and of the 2004 main shock in violet (van der Woerd *et al.*, 2014). CMT catalogue from Bezzeghoud & Buforn (1999). Ras = Cape; A.f., Ajdir fault; B.H.f., Bou Haddad fault; R.f., Rouadi fault, B.f., Bokkoya fault, B.-A.f., Bousekkour–Aghbal fault, I.f., Imzouren fault; T.f., Trougout fault; A.I.f., Al-Idrissi fault; N.f., Nekor fault, E-H.f., El-Hammam fault; N.b., Nekor basin; B.b., Boudinar basin. After Aït Brahim *et al.* (2004), Medina (1995), Calvert *et al.* (1997), El Alami *et al.* (1998), Medina & El Alami (2006) and van der Woerd *et al.* (2014). The thick crust under the Rifian orogenic arc corresponds approximatively to the area of coupling between the Alboran slab and the Rifian crust (e.g. Perouse *et al.*, 2010; Thurner *et al.*, 2014). The area studied in this contribution is the transtensional Nekor Basin located near the city of Al-Hoceima (Morocco), south of the Al-Idrissi fault zone and at the transition of crustal thickening recorded between the Betico-Rifian Block and the Eastern part of the Alboran Domain (Fig. 1b,c) (e.g. Mancilla & Diaz, 2015; Petit *et al.*, 2015). The Nekor basin is at the junction between the TASZ and the N050° Nekor fault (Aït Brahim & Chotin, 1990; Asebriy *et al.*, 1993), which plays as a lateral ramp (Tahayt *et al.*, 2008 and Koulali *et al.*, 2011). The studied area is known for its important seismicity (Fig. 1b) with periodically large magnitude earthquakes ( $M_w = 6.0$  and  $M_w = 6.4$  in 1994 and 2004 respectively) (El Alami *et al.*, 1998; Bezzeghoud & Buforn, 1999; Jabour *et al.*, 2004; Stich *et al.*, 2005; Cakir *et al.*, 2006; Medina & El Alami, 2006; van der Woerd *et al.*, 2014).

The Marlboro-2 and SARAS surveys in 2012 (d'Acremont *et al.*, 2013, 2014) provided a new set of high-resolution multibeam bathymetry and two-dimensional seismic reflection profiles between the Ras Tarf volcanic province and the Alboran internal units (Fig. 1c). Active faults on the shelf are mapped thanks to the tight coverage of the seismic and bathymetry survey. Previously published industrial data (e.g. Calvert *et al.*, 1997) are reinterpreted using these new data. Our methodology allows us to map the present-day deformation and its distribution through time (Fig. 2). It revealed the offshore tectonic boundaries of the basin. Horizontal stress orientations deduced from recent conjugate normal faulting are compared to the results obtained from the inversion of moment tensors. Our results have implications for the understanding of the evolution of a transtensional basin in a convergent setting where upper mantle processes occur. We discuss the role of plate kinematics, mantle dynamics and inheritance on the development of large strike-slip faults and propose that lateral slab migration could be the main controlling factor for surface deformation.



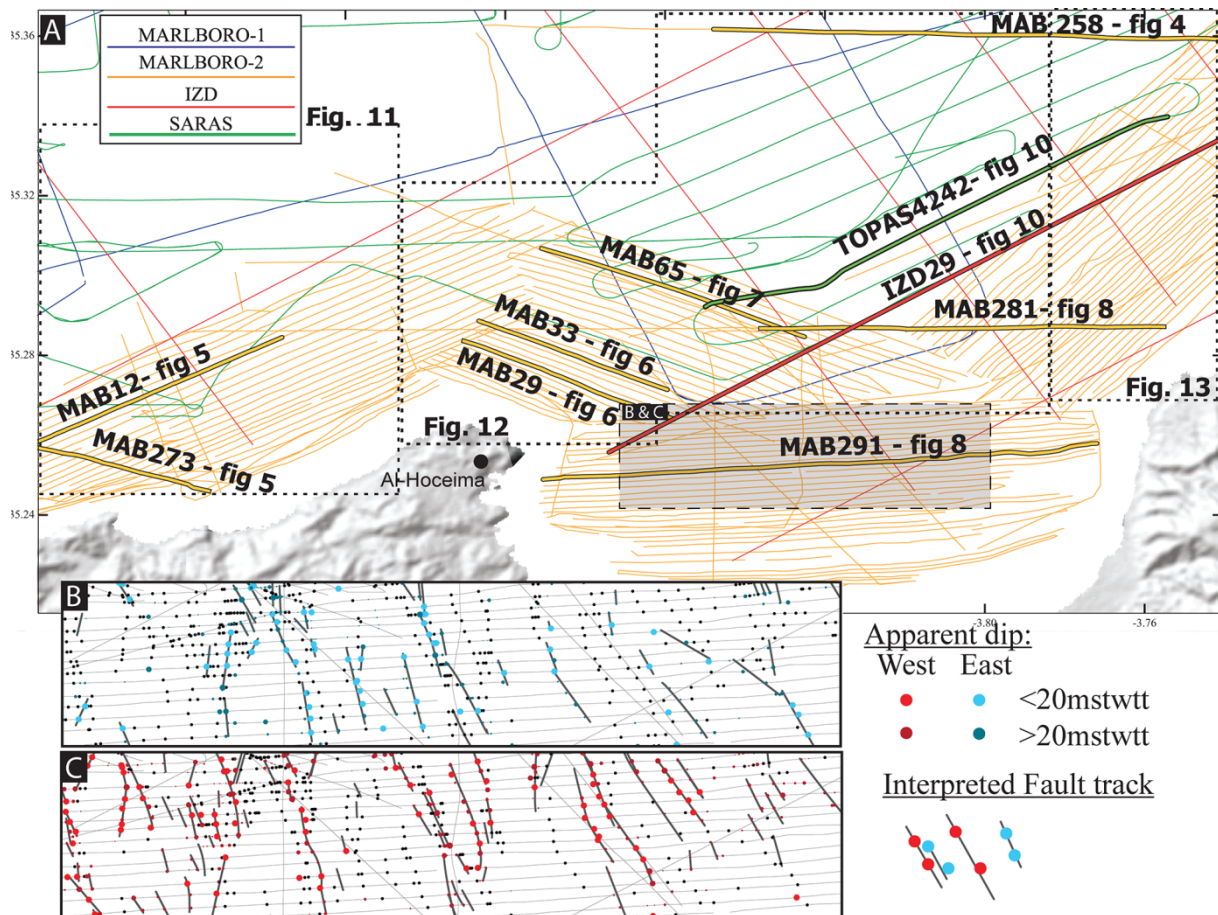


Fig. 2. (a) Map of the seismic surveys tracklines. Thick line: seismic profiles shown in this studies. Dashed rectangles correspond to focuses on the bathymetry shown in this study. (b,c) Extract of all of the east (blue dots) and west (red dots) dipping faults spotted on the seismic profiles. Thick lines: interpreted fault traces. The black dots in the insert (b) show the west dipping faults and conversely the black dots in the insert (c) show the east-dipping faults.

### 1.3. GEOLOGICAL SETTING

The Rif Orogenic belt consists of stacked south verging nappes: the internal Rif units, the Flysch units, and the external Rif units, the latter composed of the Intra-Rif, Mesorif and pre-Rif (Fig. 1c). The internal units were emplaced during the Eocene-Oligocene Alpine-style tectonic phase (Chalouan *et al.*, 2008). The Flysch unit, locally known as the Tisirene nappe, consists of Jurassic to Oligocene oceanic sediments overlain by turbiditic clastic deposits of Chattian-Aquitainian age. The external Rif units consist of stacked low-grade to nonmetamorphosed sedimentary cover. Early Cretaceous detrital sediments and Albian-Aptian turbiditic formation compose the Intra-Rif locally called Ketama Unit (Fig. 1c; Asebriy *et al.*, 1987). This unit overlies the serpentized lherzolites and green schist metabasites of the Beni Malek massif (Fig. 1a; Michard *et al.*, 1992). Towards the south, the structural units known as the Mesorif (locally called, the Tamsamane Unit) and the Prerif Units complete the external Rif (Fig. 1a-c).



Slab retreat triggered the E-W back-arc extension of the Alboran domain until Early Tortonian, followed by the tectonic inversion of the Alboran Basin around 8 Ma under the effect of the Africa/Eurasia convergence (Jolivet *et al.*, 2008). The compression of the continental crust was partially accommodated along the Xauen and Tofino banks and the Alboran Ridge, a pre- present-day submarine high crossing the Alboran Sea with a NE-SW direction (Fig. 1a; Campillo *et al.*, 1992; Bourgois *et al.*, 1992; Woodside & Maldonado, 1992; Comas *et al.*, 1999; Mauffret *et al.*, 1992). Plio-Quaternary regional oblique convergence triggered anti-clockwise rotations of the stress-field directions relative to the Late Miocene transpressive structures (Aït Brahim & Chotin, 1990; Galindo-Zaldívar *et al.*, 1993; de Vicente *et al.*, 1996; Lonergan & White, 1997). On the Alboran Ridge, the folding of the Messinian Unconformity, and the deformation of younger stratigraphic surfaces, coincident to higher sediment depositional rates in the South Alboran Basin, show tectonic pulses due to regional shortening at 5.33–4.33 Ma, 3.28–2.45 Ma and 1.81–1.19 Ma (Martínez-García *et al.*, 2013). The Al-Idrissi fault accommodated significant although not quantified left-lateral displacement during the last tectonic pulse at 1.81–1.19 Ma (Martínez-García *et al.*, 2013), and offsets the seafloor (Munoz *et al.* 2008; Martínez-García *et al.*, 2011).

The Nekor sedimentary basin is located at the southern tip of the TASZ, south of the Al-Idrissi fault (Fig. 1c). Its northern boundary, the Bokkoya fault, has been hypothesized either as a normal left-lateral strike-slip fault (Calvert *et al.*, 1997; El Alami *et al.*, 1998; van der Woerd *et al.*, 2014), or as a normal fault (Mauffret *et al.*, 2007). To the west, the left-lateral Bousekkour-Aghbal fault crosses the shoreline with a N020° direction and offsets the seafloor (d'Acremont *et al.*, 2014). The uplift of the Quaternary abandoned alluvial terraces indicates a vertical motion along the Ajdir fault, and the northern segment of the NW-SE Imzouren fault (Fig. 1c), together with the activity of the N-S Rouadi fault and the El-Hammam fault to the West (van der Woerd *et al.*, 2014). The N005° W70° S60° normal Trougout fault partly accommodates the local extension since Plio-Quaternary times (Aït Brahim & Chotin, 1990). Recent results in tomography and field studies show that the Trougout and the Bou-Haddad faults are continuous and connect with the Nekor fault to the south (Fig. 1c; Poujol *et al.*, 2014; van der Woerd *et al.*, 2014). Between the Ketama and the Tamsamani Unit, the Nekor fault is early Tortonian to Messinian in age, with a N050° trend (Leblanc & Olivier, 1984; Asebriy *et al.*, 1993; Negro *et al.*, 2007). This major left-lateral strike-slip fault is considered as the southern boundary of

the Nekor basin, and has accommodated 50 km of lateral displacement during the E-W Miocene extension (Leblanc & Olivier, 1984). Plio-Quaternary deformation recorded in sediments onshore in the Boudinar and in the Nekor basins indicates a Plio-Quaternary E-W to ENE-WSW extension (Aït Brahim & Chotin, 1990; Asebriy *et al.*, 1993; Galindo-Zaldivar *et al.*, 2015). Several field studies have proposed that only the segment of the Nekor fault located west of the Bou-Haddad fault is still active today (Hatzfeld *et al.*, 1993; Poujol *et al.*, 2014; van der Woerd *et al.*, 2014). An interpretation of a gravity profile indicates that the basement in the Nekor basin is tilted eastward towards the Trougout fault (Galindo-Zaldivar *et al.*, 2009), and is filled with a 400-m thick Plio-Quaternary sequence overlying undated marls (Aït Brahim, 1985). These deposits unconformably overlie the Ketama units. The Ras Tarf high, a -15 to -9Ma aged andesitic-basaltic province, is the eastern boundary of the Nekor basin (Fig. 1c) (Duggen *et al.*, 2004; El Azzouzi *et al.*, 2014). Relics of a Messinian reef, now located at 588 m above the sea level, show the uplift of this volcanic province (Ammar *et al.*, 2007). Ammar *et al.* (2007) estimated an average regional uplift rate of 0.2 mm/yr since the Messinian. Poujol *et al.* (2014) proposed a regularly decreasing uplift rate for the Ras Tarf province, from about 0.45mm/yr 500ky ago, to 0.2mm/yr between 200ky and 120ky ago, and to 0.13 mm/yr since 120ky. Most recent field studies found NWW-SSE extensional structures affecting the Messinian and Pliocene sediments (Galindo-Zaldivar *et al.*, 2015). The beginning of subsidence inside the Nekor basin has not been accurately dated. Morel (1988) and Poujol *et al.* (2014) assumed that the subsidence began during the Quaternary. Recent works of van der Woerd *et al.* (2014), d'Acremont *et al.* (2014) and Galindo-Zaldivar *et al.* (2015) hypothesize that local normal faults branch on a common crustal detachment level at the base of the Nekor basin. Onshore, the Nekor basin southern boundary follows the Nekor fault, which suggests that crustal anisotropies control the geometry of the basin and constrain the present-day seismicity (Poujol *et al.*, 2014; van der Woerd *et al.*, 2014; Galindo-Zaldivar *et al.*, 2015).

### 1.3.1. Recent deformation

At present-day, kinematic data show a lateral escape of the Betico-Rifian block towards the SE with respect to the Africa plate (Vernant *et al.*, 2010; Koulali *et al.*, 2011; Palano *et al.*, 2013). From GPS data, the Betico-Rifian block motion towards the south-west is 1 mm/y greater than the *ca.* 4 mm/year Africa/Eurasia convergence (Nocquet, 2012; Palano

*et al.*, 2013). Studies of the regional seismicity have mostly located hypocentres within the first 15 km of the crust, and between the Bousekkour- Aghdal and the Trougout faults (e.g. Calvert *et al.*, 1997; Tahayt *et al.*, 2008). Calvert *et al.* (1997) studied the local seismicity and 2D seismic profiles in the offshore part of the Nekor basin. They described an onshore-offshore N-S basin which transfer the deformation from the Alboran Ridge to the North to the Rifian units and the Nekor Fault to the south (Fig. 1a).

Inversion of the moment tensors of the main shocks of the 1994 and 2004 events indicates a strike-slip motion (Fig. 1c). Part of the seismicity related to these events is located offshore (Medina, 1995; Calvert *et al.*, 1997; Bezzeghoud & Buforn, 1999; Stich *et al.*, 2003; Jabour *et al.*, 2004;; Stich *et al.*, 2006; van der Woerd *et al.*, 2014). d'Acremont *et al.* (2014) found that the Bousekkour- Aghbal N020° fault trace on the seafloor matches with the location of one of the hypothesized epicentres of the 1994 earthquake (Fig. 1c). Onshore field studies following the 2004 earthquake showed cracks through the Tisirene Flyschs and the Ketama units, with a general orientation of  $\sigma_3$  around N40° (Aït Brahim *et al.*, 2004; Galindo-Zaldívar *et al.*, 2009; Tahayt *et al.*, 2009). However, no clear primary surface rupture can be observed (Akoglu *et al.*, 2006; Biggs *et al.*, 2006). Galindo-Zaldívar *et al.* (2009) proposed that this could be the results of overlying detachments blinding the fault. From the inversion of moment tensor, most of the authors agree on a local strike-slip stress field near Al-Hoceima with a  $Sh_{max}$  roughly oriented N150°±20° (Medina, 1995; Calvert *et al.*, 1997; El Alami *et al.*, 1998; Bezzeghoud & Buforn, 1999; Stich *et al.*, 2005, 2006, 2010; Palano *et al.*, 2013; Ousadou *et al.*, 2014; van der Woerd *et al.*, 2014) and a NE-SW direction of extension, in accordance with N145° open joints found in Quaternary breccia near the northern tip of the Imzouren fault (Galindo-Zaldívar *et al.*, 2015). The seismicity and the modelling of the local stress field show that the latter is rotated around Al-Hoceima with respect to the far field stress direction given by direction of Eurasia/Africa convergence (Fadil *et al.*, 2006; Fernandez-Ibañez *et al.*, 2007; Perouse *et al.*, 2010; Pedrera *et al.*, 2011; Cunha *et al.*, 2012; Palano *et al.*, 2013; Ousadou *et al.*, 2014). This rotation implies a local effect of crustal structures on the stress field.

#### 1.4. DATA AND METHODOLOGY

In this study, three academic surveys (Marlboro-1, Marlboro-2, SARAS) explore the continental shelf in the vicinity of Al-Hoceima (d'Acremont *et al.*, 2013, 2014), with a combination of two-dimensional seismic reflection profiles, a topographic parametric sonar

(TOPAS) sub-bottom profiler and multibeam bathymetry (Fig. 2). During the Marlboro-1 cruise on board the *R/V Côtés de la Manche*, high-resolution seismic reflection data were recorded using a mini-GI air gun and a 12-channel streamer. During the Marlboro-2 cruise on board the *R/V Tethys II*, shallow-water swath bathymetry (Reson 8101 system) and very high-resolution seismic reflection profiles (sparker source, six-channel streamer) were acquired (d'Acremont *et al.*, 2014). During the SARAS cruise on board the *R/V Ramon Margalef*, swath-bathymetry (EM710 system) and high and very high resolution seismic reflections (sparker source, six-channel streamer, TOPAS full ocean depth hull-mounted system respectively) were acquired. This comprehensive acoustic data set was combined with the available industrial data, which allowed the imaging of the deep to shallow sedimentary filling of the basin with a good compromise between penetration (P) and resolution (R): TOPAS, R = 10 cm, P = 200 m; sparker, R = 1 m, P = 30 m; academic 12-channel streamer, R = 5 m, P = 100 m; and industrial multichannel streamer, R = 15 m, P = 500 m. The swath bathymetry (Fig. 1c) had a definition of 25 m<sup>2</sup> per pixel, while its vertical resolution was around 0.5 m for water depths below 100 m. The morpho-bathymetry analysis identified tectonic-related scarps on the seafloor (Fig. 1). Following Nash (2013), linear topographic features at the seafloor are interpreted as fault scarp. Boundary faults of the Nekor basin are visible at the seafloor (d'Acremont *et al.*, 2014), although faults with vertical displacement rates inferior to the sedimentation rate might not be visible (e.g. Barnes & Pondard, 2010). Independently, we plotted the fault traces along the seismic profiles. As the number of faults per profile is high (a total of 4309 faults were plotted along all seismic profiles), and the distance between the lines is small (varying from 250 m to 500 m), it is possible to follow the faults across adjacent profiles. For that purpose, we separately plotted the faults dipping west and the faults dipping east (Fig. 2, and following seismic profiles). The apparent fault dip was computed assuming a simple P-wave velocity model of 1550 m/s for the sedimentary cover. As the depth of acquisition remained shallow (two-way travel time [twtt] ≤ 250 ms), we considered the compaction to be negligible and the P-wave velocity of the shallow sediments to be close to that of water (water column measurements performed during the Marlboro-2 and SARAS cruises give a water velocity of around 1510 m/s). We tentatively fixed the apparent fault dips by considering the angle between the azimuth of the fault trace on the seafloor (or the interpreted continuous fault segment on successive seismic profiles) and the direction of the seismic profiles.

Despite the tight seismic coverage, there are some methodological and interpretative biases to highlight: to the West of the Nekor basin, the structural map is difficult to complete on the inner shelf due to the poor penetration of P-waves in the sub-outcropping basement under the thin sedimentary cover. Moreover, some faults may be parallel to the ship track and may not cross seismic profiles, or cross with low angles ( $<20^\circ$ ). However, the main active normal faults accumulate the most vertical offset observed on the seismic profiles and match with the fault track deduce from the bathymetry. As we cannot observe measurable lateral displacement on the sampled faults, we cannot evidence oblique slip. Consequently, faults described hereafter are described as apparent normal faults. The interpolation of morpho-bathymetric features and seismic reflection data analyses led to a new structural map of the studied area (Fig. 3).

### **1.5. SEISMIC FACIES AND MORPHOLOGY OF THE SHELF**

To the north of the studied area, we observe three seismic units on the MAB258 profile (Fig. 4). Unit 1 (U1), the basal strata, is characterized by transparent seismic facies with low-amplitude reflections of undetermined thickness. Unit 2 (U2) is a succession of high-amplitude and low-amplitude continuous reflectors and with its top marked by an unconformity surface (x-distance: 12.8–16 km; Fig. 4). Unit 3 (U3) is characterized by medium-amplitude high-frequency continuous reflectors, from the shelf to the basin. On the shelf, the base of Unit 3 is defined by aggrading–prograding sigmoid clinoforms, evolving upwards to prograding oblique-tangential clinoforms at the top of the unit. The respective thicknesses of U2 and U3 increase gently towards the east. U2 is pervasively cut by normal faults with tens of meters in spacing. Some of these faults offset the unconformity surface, but do not reach the seafloor.

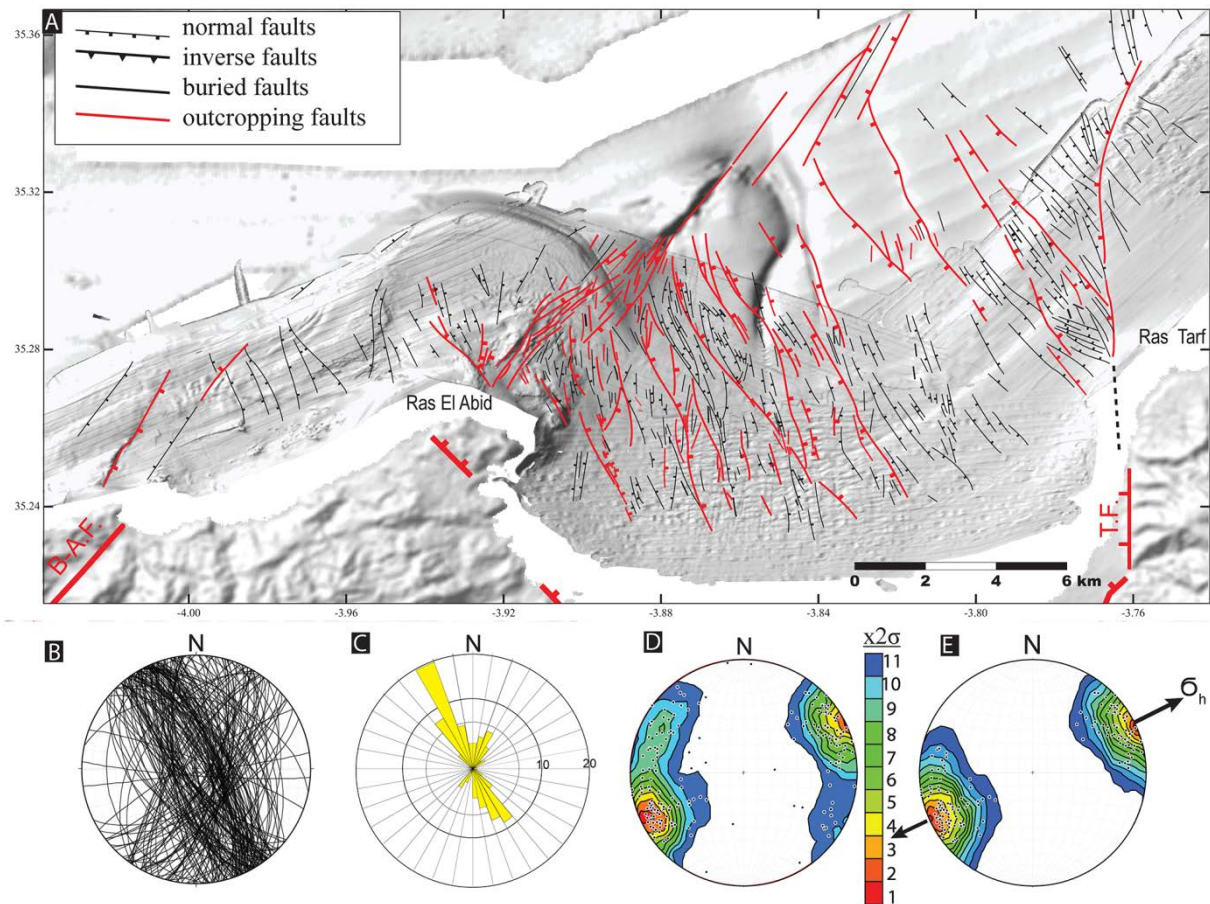


Fig. 3. (a) Interpreted structural map of the study area overimposed on the shaded bathymetry. (b) Lower sphere stereographic projection of the fault data set. (c) Rose diagram of the fault azimuths. (d) Kamb contouring of the complete fault data set.  $N = 193$ ; contour interval =  $x2\sigma$ ; counting area = 0.17 of the net area; significance level =  $x3\sigma$ ;  $\sigma$  is the standard deviation. (e) Kamb contouring of the poles of the normal faults. Stereographic projections of equal area.  $N = 121$ ; contour interval =  $x2\sigma$ ; counting area = 0.17 of the net area; significance level =  $x3\sigma$ . Designed with the help of Stereonet 8 (Allmendinger *et al.*, 2012; Cardozo & Allmendinger, 2013).  $\sigma_h$ : minimum horizontal stress direction. The red area indicates two standard deviations of poles azimuths.

From the correlation between seismic reflectors in the South Alboran basin and the ODP drill Site 979, Martínez-García *et al.* (2013) described the succession of three Quaternary seismic facies: (1) Q3 is semitransparent with amplitudes increasing towards the top and represents the base of the Quaternary (between 1.81–1.19 Ma), Q2 is a set of continuous parallel high-amplitude reflectors which represents the 1.19–0.79 Ma period and Q1 is a set of moderate to high amplitude reflectors which represents the 0.79 Ma–Present time period. We propose from seismic facies correlation that U1, U2 and U3 facies correspond to the local representation of Q1, Q2 and Q3 respectively. Therefore, we date the transition between U2 and U3 around 0.79 Ma (orange surface on seismic profile Fig. 4).

On the western part of the Nekor basin, the top of the acoustic basement is characterized on the seismic reflection lines by three high-amplitude low-frequency continuous horizons that



correspond to a strong impedance contrast between the acoustic basement and the Plio-Quaternary shelf (Figs 5–8). On the eastern part of the basin, the acoustic basement visible on the MAB281 correspond to the sharp transition between a transparent facies associated to volcano-clastic deposit from the Ras Tarf volcanic massif, and a parallel reflector from the Plio-Quaternary shelf (x-distance; 21 200 m; Fig. 9) (d’Acremont *et al.*, 2014).

Oscillation of the eustatic sea level may influence the recognition of the fault trace on the shelf. As in many areas over the Mediterranean (e.g. Lobo & Ridente, 2014), the shallow Quaternary shelf in the Al-Hoceima region shows a succession of prograding and aggrading seismic units (e.g. Fig. 6). A tectonic influence is visible in the sedimentary record. On the western part of the seismic line (Fig. 5), from either part of a recent N163° W70° fault called A, variations of seismic reflector packages thickness (considering that the sediments flux is stable during this time interval) show the contrasts of subsidence rates in the Nekor basin: variations of thickness indicate that accommodation space is more important in the western part of the bay, where the subsidence is faster than in the eastern part.

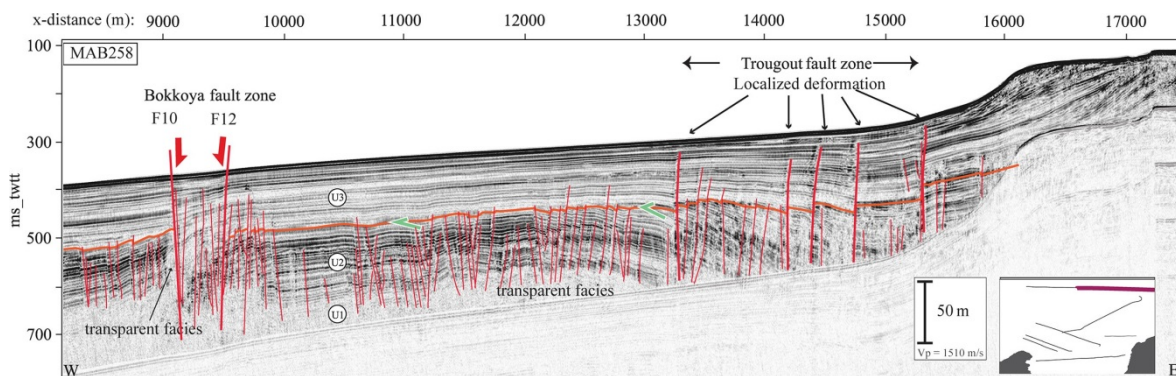


Fig. 4. MAB258 seismic reflection profile from the Marlboro-2 survey. Green arrows, toplap; orange reflector, unconformity surface dated around 0.79 My. Vertical exaggeration = 10. U1, U2, U3: formations defined from acoustic facies (see main text).

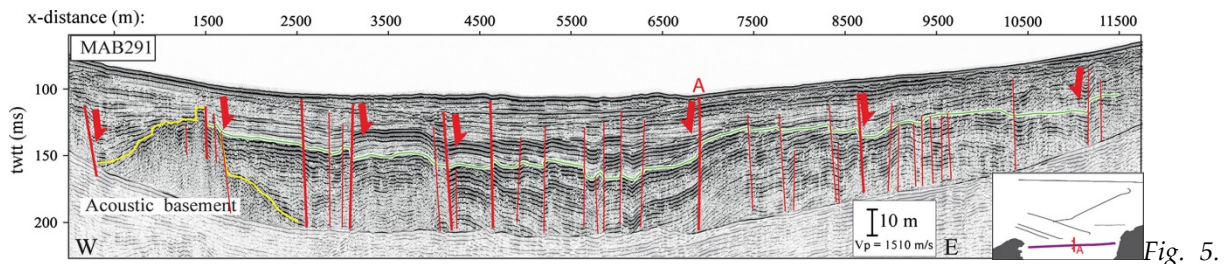


Fig. 5. MAB291 seismic reflection profile from the Marlboro-2 survey. Green reflector, erosive surface. Note the truncated faults on the eastern part of the basin. Note the west-dipping fault A which bounds the east of the depocentre above the green surface. Vertical exaggeration: 10. green reflector: top of the pre-extension formation.

At the seafloor, the shelf break is around 125 m below sea level (mbsl) in front of the Ras El Abid, the Ras Tarf and in the Nekor bay, and marks the transition between the slope towards the deep basin and the continental shelf (Figs 11–13). Above the shelf break, we observe a succession of scarps parallel to the shelf break limiting flat surfaces (Figs 4, 8 and 9a,b). The 125m isobath is the maximum value of sea-level fall after Rabineau et al. (2005). Above 125 mbsl, the shelf was exposed to aerial and sub-aerial erosion during the last lowstand period at the Last Glacial Maximum (LGM times). The marine terraces observed at the vicinity of Al-Hoceima likely mark several standstills during the rise of the last transgression (e.g. Rabineau et al., 2005; Zecchin et al., 2015). The presence of those marine terraces (noted as t on Fig. 11) implies that the tectonic features at the seafloor located above 125 mbsl were subject to wave ravinement and sub-aerial or aerial erosion since the last lowstand (Zecchin et al., 2015). As a consequence, tectonic features under the 125 mbsl are likely to be less affected by erosion, but may be masked by more important sediment accumulations at the last lowstand period.

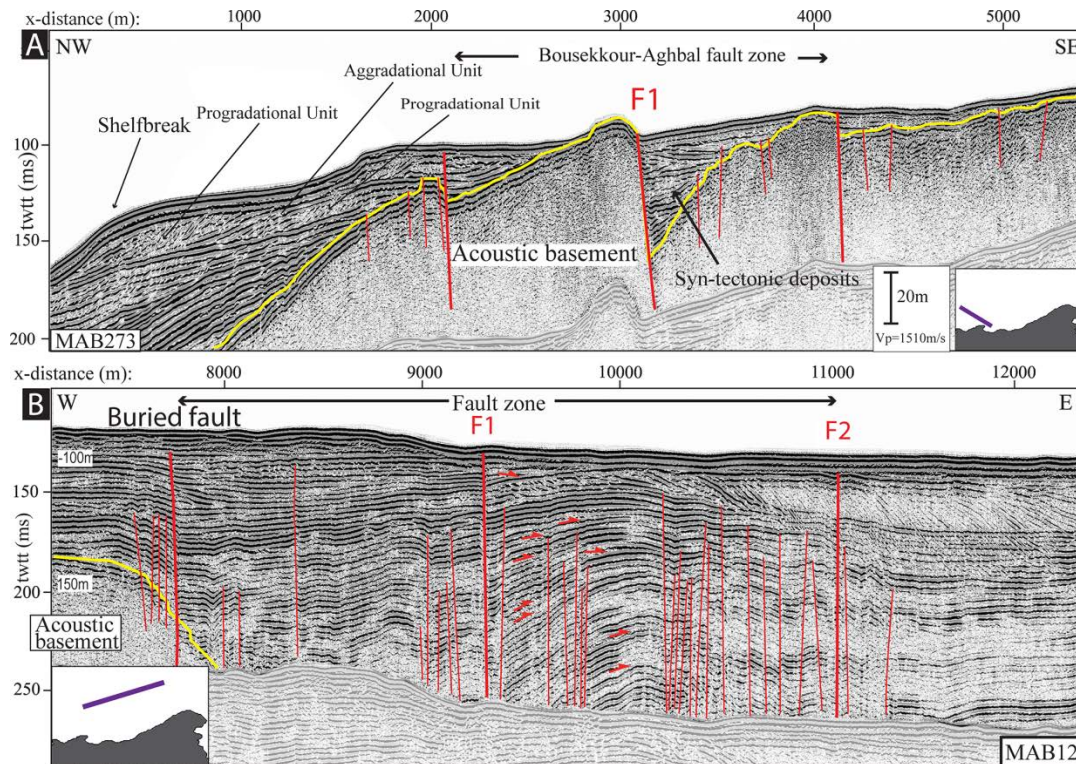


Fig. 6. (a) MAB273 seismic profile. (b) MAB12 seismic profile. Yellow dashed line: top of the acoustic basement; thin red line: non-outcropping faults; thick red line, outcropping fault; red arrows, onlap termination and syn-sedimentary deposits during the growth of the fold; F, fault. The shallow seafloor prevents the imaging of the deeper part of the basin. White transparent mask, multiples; F1 and F2, fault number (see Fig. 11). yellow reflector, top of the pre-extension formation; Insets: Position of the seismic profiles on a synthetic map; vertical scale using a velocity of P-waves values equals to 1510 m/s. Vertical exaggeration = 10 for the sea-bottom, assuming  $V_p$  in water = 1510 m/s.

## 1.6. MORPHOTECTONIC FEATURES

### 1.6.1. The Bousekkour–Aghbal fault zone

The fault trace of the Bousekkour–Aghbal fault at the sea-floor is 3.5-km long and corresponds to the normal fault F1 ( $N25^{\circ}E71^{\circ}\pm 14^{\circ}$ , Figs 6 and 11). The footwall of the Bousekkour–Aghbal fault forms a rough patch on the bathymetry and disappears towards the northwest under recent sediments (Fig. 11). The maximum offset of the seabed is around 5 m and the apparent offset of the basement at the footwall is 45 m (Fig. 6). F1 and F2, together with a buried fault to the west of F1, correspond to right-stepping *en echelon* faults (Fig. 11). Along the fault, the reflector terminations indicate a progressive tilting, and record the continuous deformation of the sedimentary sequence (Fig. 6b). The tilt of high-angle prograding reflectors at the top of the sequence (Fig. 6b) attests to a recent uplift of the western wall of the F1 fault. To the east, the deformation of the sedimentary cover



quickly fades (Fig. 11). These faults show the syntectonic sedimentary record of the long-term deformation of the shelf east of Ras El Abid, which was bounded a 2-km-wide en echelon fault zone, with a pronounced normal component.

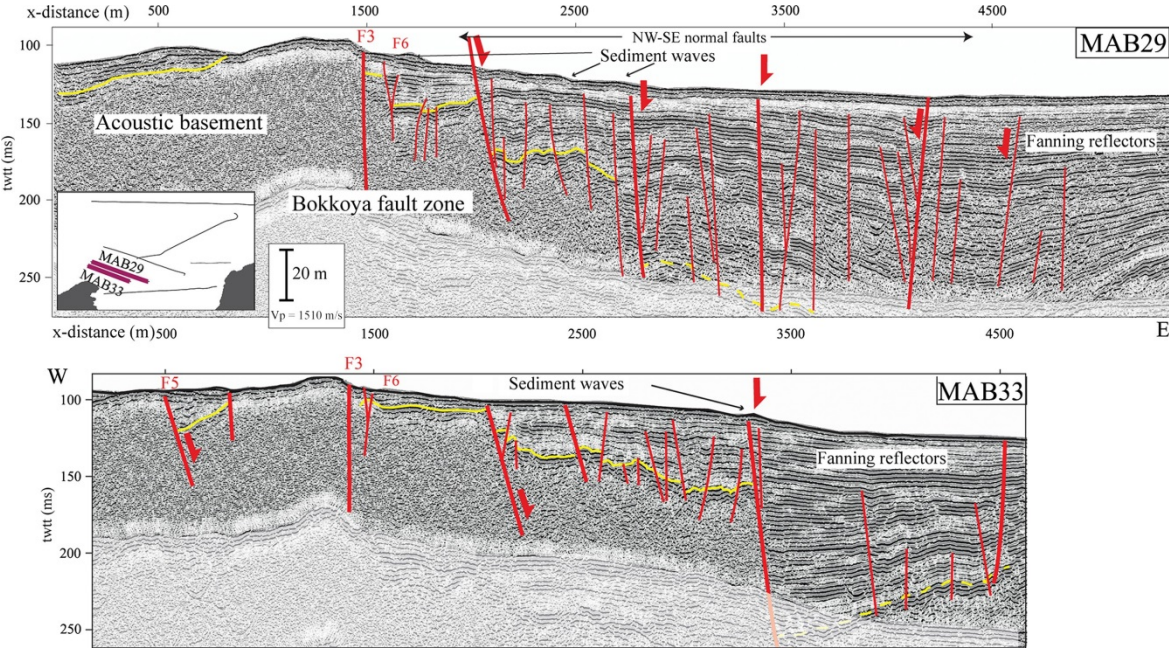


Fig. 7. Seismic reflection profiles MAB29 and MAB33 from the Marlboro-2 survey. Thick red lines, major faults at the basin scale; thin red lines, secondary faults; red arrows, apparent vertical motion along fault planes; yellow reflector, top of the pre-extension formation; shaded area, first multiples. F3–F8, fault number (see Fig. 12). Vertical exaggeration = 10.

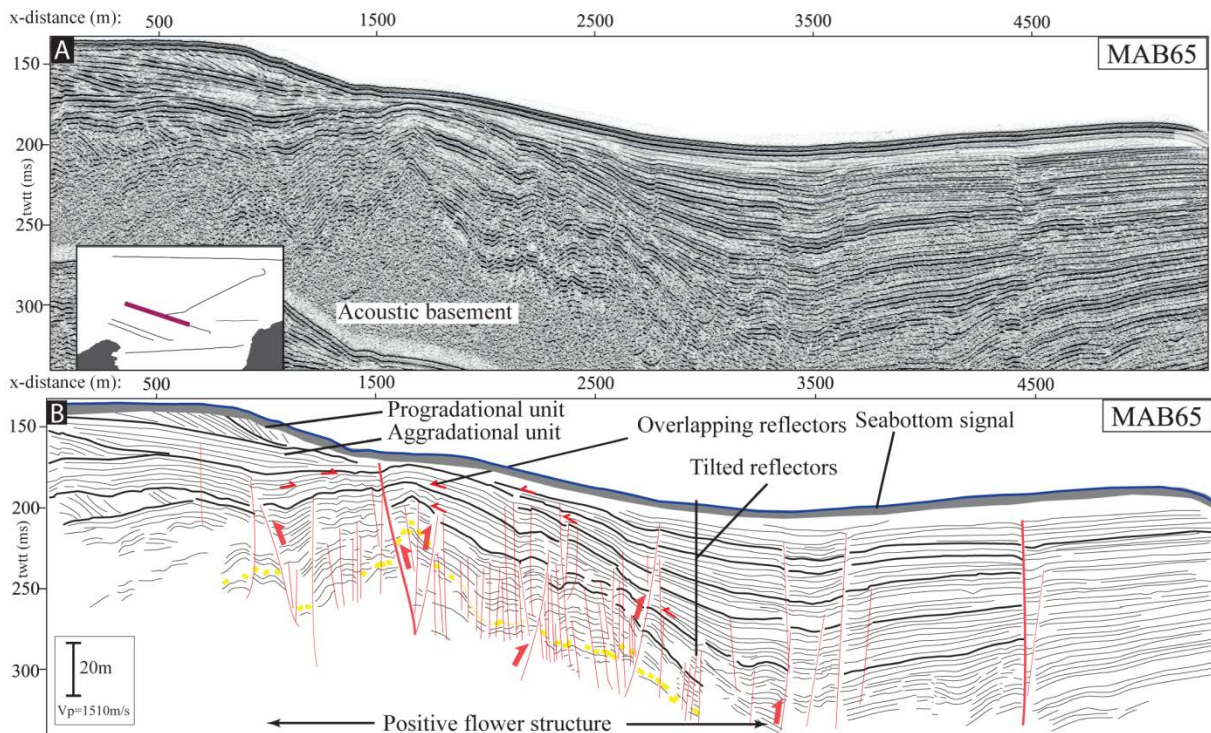


Fig. 8. (a) MAB65 uninterpreted seismic reflection profile from the Marlboro-2 survey. Vertical exaggeration: 10. (b) Line-drawing of the MAB65 profile. Small arrows, multiple discordances inside the sedimentary record.

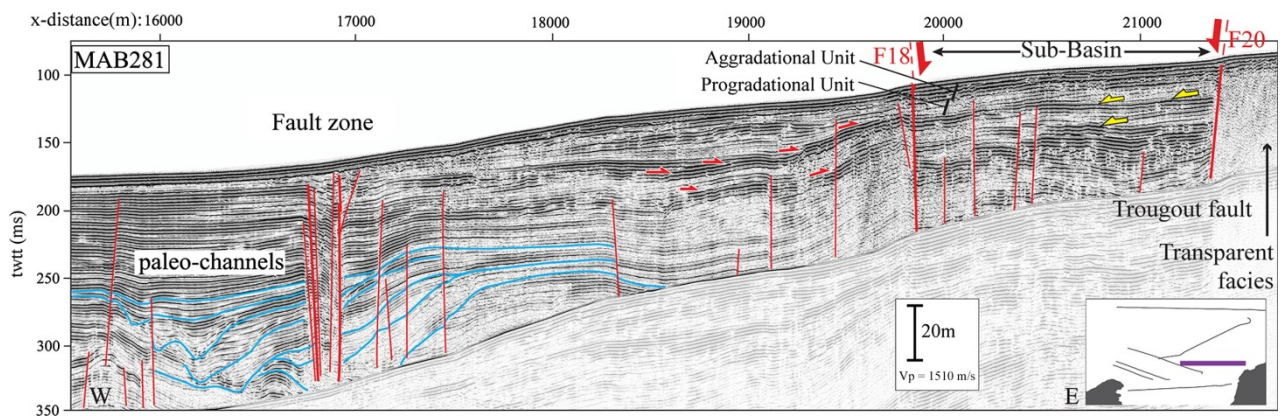


Fig. 9. MAB281 seismic reflection profile from the Marlboro-2 survey. Vertical exaggeration = 9.5; blue line, bottom of the incised paleo-channels; red arrows, onlap; yellow arrows, downlap.



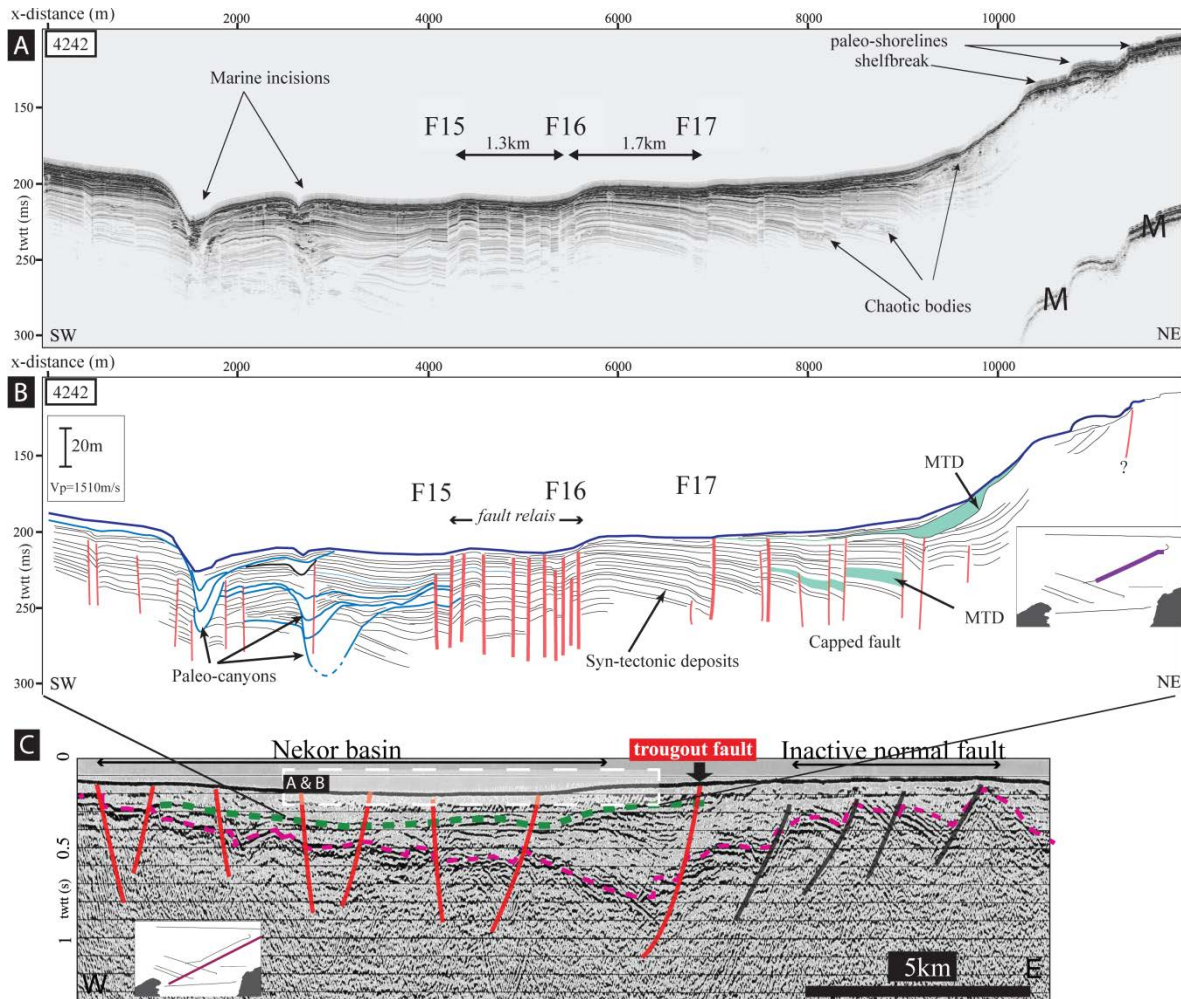


Fig. 10. (a) TOPAS profile 4242 from the SARAS survey. (b) Line drawing of TOPAS profile 4242. Vertical exaggeration = 21; M, Seafloor first multiple. Inset: Topography along the A-A' transect. See Fig. 12 for location of F15 to F17. (c) IZD29 profile, modified after Calvert et al. (1997). Dashed purple reflector, bottom reflector of the basin; dashed green reflector, first multiple of the seafloor; red line, faults affecting the bottom reflector of the basin in the Nekor basin; black lines, faults with no imprint on the bathymetry. The position of the TOPAS4242 seismic profile is approximately projected on the IZD29 seismic profile.

### 1.6.2. The Bokkoya fault zone

The Fig. 12 shows the north-western boundary of the Nekor basin. The F3, F6, F7 faults are *en echelon* and are oriented  $N032^\circ$ ,  $N055^\circ$  and  $N23^\circ$  respectively. The most prominent scarp of outcropping basement on the shelf is 2.5-km long and corresponds to F3 (Figs 7 and 12), which produces a 10-m vertical offset of the seafloor and disappears northwards. Further to the northeast, the fault zone corresponds to an elongated NE-SW bulge of the seafloor (Fig. 12) and matches with a 2.5-km-wide flower structure, bounded by the northern prolongation of fault F3 and the southern prolongation of fault F8 (MAB65, Fig. 8). Continuous reflectors of constant thickness overlap the flower structure (MAB65, Fig. 8). Offlaps on the draping unit indicate that the uplift rate became progressively greater



than the accumulation rate. This complete sedimentary sequence is affected by faulting (Fig. 8), although a sharp seafloor breakup cannot be seen in the bathymetry (Fig. 12). The N029° F8 fault trace (Fig. 12) defines a 4-km-long fault which produces a 44-m vertical offset of the seafloor. F8, F9, F10, F11 are *en echelon* and produces a 1-m vertical offset of the seafloor (Fig. 12). The western part of profile MAB258 shows the northern prolongation of this NE–SW fault zone (X-distance: 9000–9600 m; Fig. 4). The subsidence of the sediments between the walls of the fault zone (F10, F12 Fig. 4) indicates recent extension, while the absence of vertical shift on either side of the fault zone indicates a strike-slip behavior. The right- stepping fault segments F3 to F12 (Fig. 12) form a continuous fault zone which fits with the position of the Bokkoya fault described by Calvert *et al.* (1997).

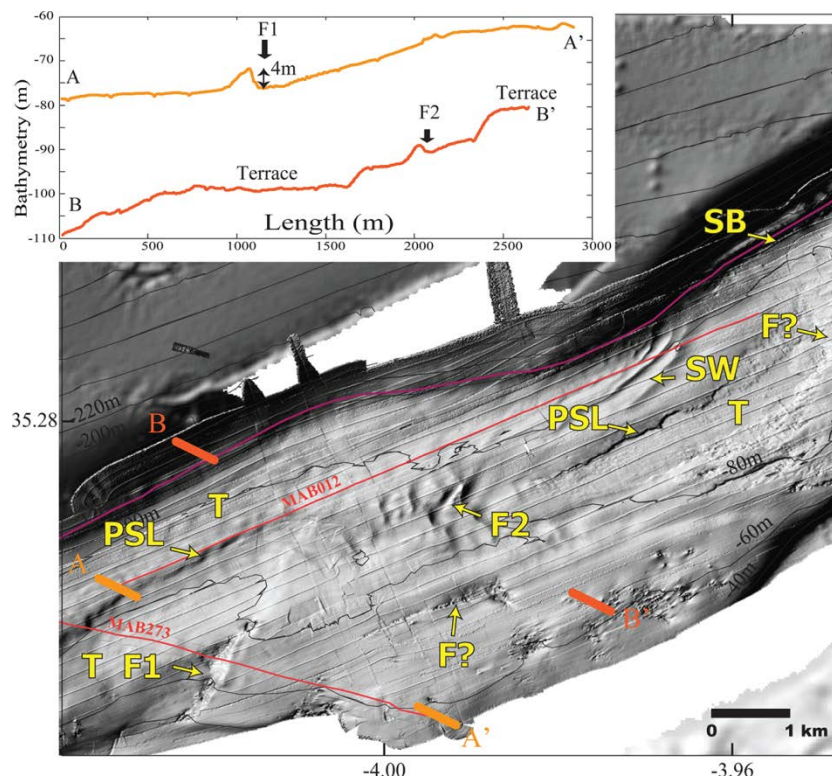


Fig. 11. Shaded relief bathymetric map showing the continuity of the Bousekkour–Aghbal fault. F1, F2, faults; PSL, paleo-shoreline; T, terrace; SB, shelf break; dark orange lines, positions of the seismic profiles (see Fig. 2); black lines, isobaths. The purple line indicates the -125 m isobaths. The numbering of the faults continues into the following figure. Inset: Topography along A–A' and B–B' transects.

Fanning geometries of the seismic reflectors and normal offset of chaotic bodies, interpreted as Mass Transport Deposit (MTD), illustrate the extension in the distal part of the Nekor basin (MAB29, MAB33, Fig. 7 and TOPAS4242, Fig. 10a,b). The fan sequence shows that east-dipping normal faults have affected the entire sedimentary cover (Fig. 7). At the seafloor, the tectonic scarps are, locally attenuated by recent sediment

waves (Fig. 7). The NW–SE normal faults distribute the deformation over a 3-km-wide area with a cumulative offset of acoustic basement varying between 114 and 140 ms twtt (Fig. 7; MAB33).

### **1.6.3. The Trougout fault zone**

On the eastern boundary of the sedimentary Nekor basin, a > 4 m high linear NNW–SSE shift of the seafloor correspond to the N174° W80°±4° normal fault F20 (Figs 9 and 13). The fault trace progressively disappears towards the north and indicates the tectonic contact between the Ras Tarf volcanic province and the Plio-Quaternary sediments of the basin. F20 fits with the offshore prolongation of the onshore Trougout fault (d’Acremont *et al.*, 2014).

Westwards, secondary scarps striking N126° (F18) and N144° (F19) connect to the Trougout fault (Figs 9 and 13). These normal faults limit a recently subsiding sub-basin (X-distance: 19 900 m to 21 300 m; Fig. 9). Several depositional sequences can be followed from the Nekor basin to their terminations against the fault F20 where drag folds at the hanging wall of F20 are compatible with a normal tectonic style (Fig. 9). The prograding geometry of low amplitude reflectors shows the periodic increase in accommodation space and the oblique filling of the sub-basin limited by F18 and F19 (Fig. 9). Considering constant sedimentary flux, the F18 faults (Fig. 13) appears to have long-term transient activity, which is likely to be related to the activity of the major fault F20.

Weak vertical offset of paleo-channels (X-distance: 16 800 m; Fig. 9) shows either the local strike–slip component of faults that cross the basin, or normal motions along the fault zone that have not cumulated enough vertical offset. This suggests either strike–slip faulting inside the basin or spatio-temporal evolution of the faulting, with more recent normal faults to the west of the MAB281 profile than to the east.

#### **1.6.4.1. Fault pattern through the offshore-onshore Nekor basin**

Through the offshore Nekor basin, F14, F15, F16, and F17 (Fig. 10a,b and 12) are a set of regularly spaced NW– SE west dipping fault traces observed on the seafloor and deviating marine incisions (Fig. 12). The average azimuth of those faults is N151°±6°. These faults produce 1–6-m vertical offsets with normal component. The F15 continues southwards as the fault splays through more NS faults and becomes difficult to follow. The F16 fault outcrops as a 4.5-km-long segment. Vertical shifts of the seafloor become harder to

observe to the east of F17 where normal faults appear to be capped by a MTD (Fig. 10). At then north-eastern boundary of the Nekor basin, N165° west dipping normal faults form the kilometre-wide northern prolongation of the Trougout fault zone (X-distance: 13 200–15 250 m, burial <10 ms twtt; Fig. 4). Those faults do not shift the seafloor and appear to be buried under 10–20 ms twtt of sediments. At depth, the graben structure within the Nekor basin faults was illustrated previously by Calvert *et al.* (1997). Shallow normal faults observed on the TOPAS4242 profile could correspond to the normal faults with kilometre in spacing, visible in the deeper penetration IZD29 industrial profile (Fig. 10c).

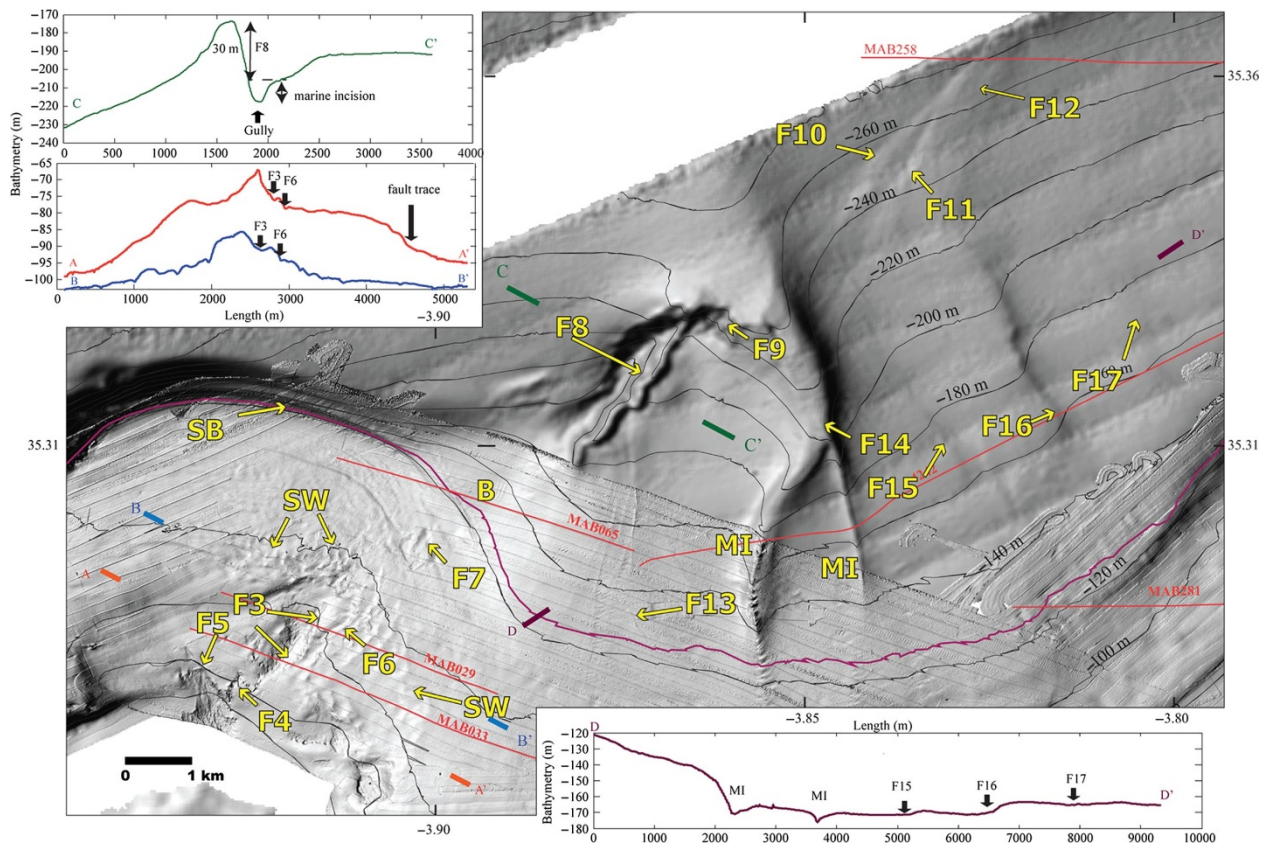


Fig. 12. Shaded bathymetry of the offshore part of the Nekor basin. F4 to F17, fault traces; ls, landslides; SB, shelf break; B, bulge; MI, marine incision; black lines, isobaths. Insets: Topography along the A-A', B-B', C-C' and D-D' transects.

The new structural map for the offshore Nekor basin is shown in Fig. 3. It shows the geometry of the faults across the Nekor basin and along its edges (Fig. 3). Three families of faults can be distinguished (Fig. 3): (1) the Bousekkour-Aghbal fault zone and the Bokkoya fault zone, striking between N25° and N30°; (2) across the basin, the distributed normal faults that strike roughly N160° and (3) the Trougout N-S fault zone that defines the boundary between the Plio-Quaternary deposits of the basin and the volcanoclastic facies of Ras Tarf (Fig. 3).

In the offshore part of the Nekor basin, NW–SE normal faults affect the seafloor and continue towards the coastline. Those faults are not observed onshore. It could be because (1) the vertical component of the deformation is distributed over a great number of normal faults, lowering the vertical deformation rates of each individual fault; (2) the record of a fault vertical offset has probably been erased by aerial, sub-aerial erosion during lowstands and soil erosion during the relative sea-level rise (Rabineau *et al.*, 2005; Zecchin *et al.*, 2015) (3) the sedimentary supply onshore is greater than the cumulated vertical deformation on the faults.

## 1.7. DISCUSSION

### 1.7.1. Inherited fabrics and present-day geometry of the Nekor Basin

To the northwest of the Nekor basin, the Bousekkour– Aghbal and Bokkoya fault zones consist of several right- stepping kilometre-long faults visible at the seafloor (Fig. 3 and 14). As we do not observe any major tectonic structure in the northern vicinity of the Bokkoya fault zone, we consider that this fault zone corresponds to the active north-west left-lateral boundary of the Nekor Plio-Quaternary basin. We interpret the 40-km-long shear as the northern Principal Displacement Zone (PDZ) of the Nekor basin (Fig. 14a) (e.g. McClay & Dooley, 1995). The eastern boundary of the Nekor basin is a 45-km long N–S fault zone running from the Nekor fault to the southern tip of the Al-Idrissi fault and including the Trougout and the Bou Haddad faults (Fig. 14a). Those last two faults are roughly parallel to the El-Hammam fault to the West and together represent the active master faults of the Nekor basin (e.g. Rahe *et al.*, 1998). The geometry of the tectonic Nekor basin is therefore rhombohedral in shape.

Along the northern PDZ, the pattern (e.g. Naylor *et al.*, 1986) of right-stepping segments over a 20-km-long and 2–2.5-km-wide fault zone, together with a weak vertical offset of the 0.79-Ma reflector (Fig. 4) indicate a sinistral kinematic of the shear zone (Figs 3 and 14). Within the fault zone, the subsidence marks the partitioning of the deformation between the sinistral slip component and the extensional dip-slip vertical component inside the sedimentary cover. The geographic disposition of the NE–SW faults can be interpreted either as *en echelon* R-shear (e.g. Wilcox *et al.*, 1973), or from recent analogous modelling, as *en echelon* marginal faults in a transtensional pull-apart context (Wu *et al.*, 2009). The compressive flower structure at the southern tip of the Bokkoya fault is related to a



restraining step-over between two right-stepping N030° segments, compatible with the sinistral slip of the fault zone (F3 and F8, Figs 7 and 12). Inside the relay, the geometry of the reflector packages is probably due to the combined effects of the distribution of the deformation across the flower structure and the sedimentary supply overcoming periodically the tectonic growth.

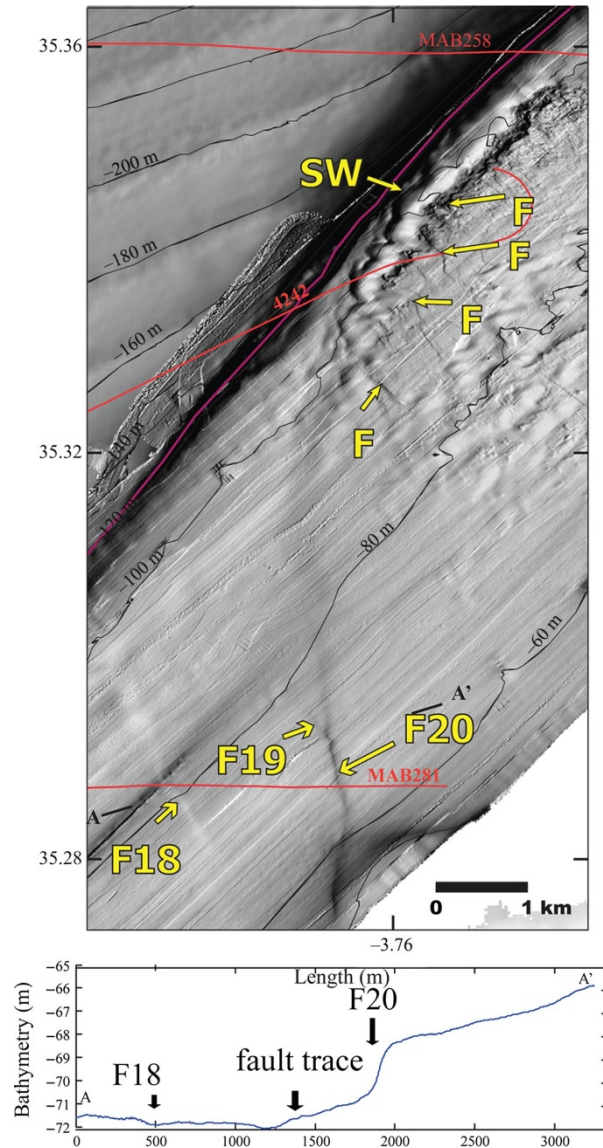


Fig. 13. Shaded bathymetry of the Trougout Fault zone. SW, sediment waves; F18 to F20, f.: faults.

As shown by analogous modelling (e.g. Naylor *et al.*, 1986; McClay & Dooley, 1995; Richard *et al.*, 1995), the un-anastomosed Riedel-shear pattern occurs in the sedimentary cover when the displacement along a basal discontinuity, and the total strain applied on the sand-box model, are small. The similar geometry of the faults observed at the seafloor suggests a recent activation of the Bokkoya fault as a wrench fault. Consequently, we interpret the *en echelon* Bokkoya fault segments as evidence of an inherited crustal-scale fault



that strikes N049° (Fig. 14b). As suggested by Calvert *et al.* (1997), the direction of the Bokkoya fault zone is parallel to the Nekor fault, which therefore corresponds to the southern PDZ (Fig. 14a) (Asebriy *et al.*, 1993). As in many transtensive areas (e.g. Allen *et al.*, 1998 for the Bohai basin; Hölzel *et al.*, 2010 for the Vienna basin, and the review of Mann, 2007), it appears that inherited fabrics control the geometry of the Nekor basin. Indeed, the Nekor fault is a major structural limit between the Ketama and Tamsamane Units (Fig. 1c) (Chalouan & Michard, 2004; Michard *et al.*, 2007; Benzaggagh *et al.*, 2014). Similarly, we propose that the Bokkoya basement fault, which is parallel to the Nekor fault and to the major south-east verging thrust onshore, reuses inherited Alpine thrusts or Tortonian NE–SW wrench faults at depth. The PDZs of the Nekor basin are likely to be localized on weak inherited structural discontinuities.

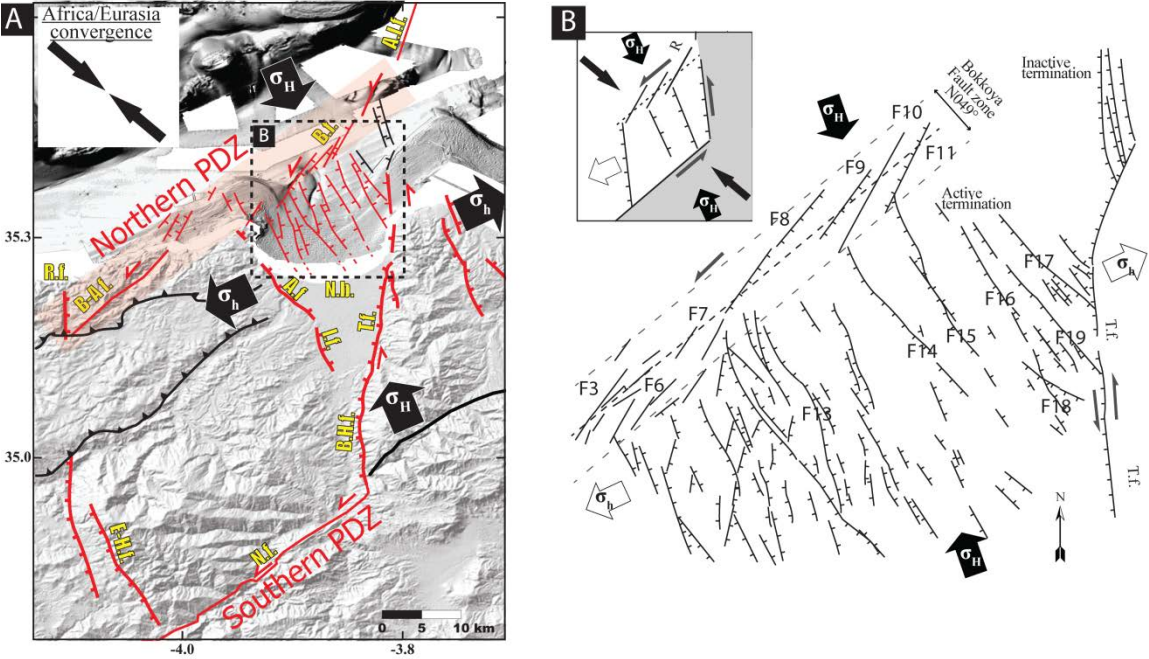


Fig. 14. (a) Schematic structural map of the recent tectonic structures of the Nekor basin. PDZ, principal displacement zone; red faults, active faults; thick black arrows, horizontal stress direction;  $\sigma_H$ , maximum horizontal stress;  $\sigma_h$ , minimum horizontal stress. Abbreviations as in Fig. 1. Inset: direction of the Africa-Eurasia convergence from Palano *et al.* (2013) (b) Schematic drawing of the offshore part of the Nekor basin and its adjacent shallowest tectonic structures; T.f., trougout fault; Black Arrow, horizontal stress direction; Grey arrow, lateral play along strike-slip fault zone;  $\sigma_H$ , maximum horizontal stress;  $\sigma_h$ , minimum horizontal stress. The N049° direction of the basement fault is interpreted from the general trend of the en echelon R-shear at the surface Inset: Simplified scheme of the Nekor basin. R, R-shear above a sinistral basement fault (dashed line). Grey surface, Africa block; white surface, Betico- Rifian block and the Nekor basin; thick white arrow, direction of elongation of the Nekor basin.

### 1.7.2. StructuralevolutionoftheNekorbasin

The higher subsidence and the intense seismic activity in the western part of the Nekor basin suggest a higher strain in the western area at present-day. East of the Trougout fault, normal faults appear not to offset the seafloor. The depth of the depocentre of the Plio-Quaternary sequence is maximum at the foot of the Trougout fault with a 0.3-s twtt vertical offset of the basement (Fig. 10c).

The geometry of the basement indicates asymmetric depocentre, in a very similar way to the onshore cross-section that was illustrated by Galindo-Zaldívar *et al.* (2009). The extensional deformation of U1 and U2 (Fig. 4) and inactive faults east of the Trougout fault are compatible with the results of onshore field studies showing a Plio-Quaternary E-W extension (e.g. Ait Brahim & Chotin, 1990; Galindo-Zaldívar *et al.*, 2015). The extensional deformation of U1 and U2 is distributed over a great number of faults, and is not localized within the present-day limits of the basin (Fig. 4). The age of the units U1 and U2 suggests that the pulse of shortening around 1.81-1.19 Ma on the Alboran Ridge and in the South Alboran Basin is concomitant with the observed extension in the Nekor basin (Martínez-García *et al.*, 2013). This tectonic episode seems to be over around 0.79 Ma (orange surface Fig. 4), when the deformation of U3 is localized on the Trougout fault zone at the north of the Nekor basin and on the Bokkoya fault zone (Fig. 4). The thick- ness variation in reflector packages indicates that the subsidence becomes then more important in the western part of the Nekor Bay than in the eastern part (Fig. 5).

The families of NW-SE and R-Shear produce the most important vertical offsets of the seabed and of the basement in the vicinity of Bokkoya fault zones where the most important amount of the seismicity is recorded (Figs. 1b). Eastward, the splays faults at the northern tip of the Trougout fault are buried under 10-20-ms twtt, which amounts to around 8 m of sediments (Fig. 4). If we consider an average sedimentation rate of 0.2

mm/yr (Martínez-García *et al.*, 2013), there is no record of tectonic activity on these faults since 38–77 ky, at the scale of the seismic reflection. Our results are in agreement with Poujol *et al.* (2014) which shows, based on cosmogenic isotopes analysis on the fault mirror of the Trougout fault, indications of a regular decrease in the slip rate on the Trougout fault since the Middle Pleistocene. The connection of F18 and F19 to the Trougout fault show that the recent NW–SE family of normal faults post-dates the N-S Trougout fault, and by extension the regional N-S structures (Figs 13 and 14b). The change in orientation of the normal faults is compatible with a local counter-clockwise rotation of the stress field (Ait Brahim & Chotin, 1990; Palano *et al.*, 2013) and with the normal-sinistral motion along the Trougout fault onshore (Poujol *et al.*, 2014). The sub-basin bounded by F18–F19 is wider towards the Trougout fault (Fig. 13 and 14), which suggests, that the normal faults can accommodate part of the recent oblique motion along the offshore/onshore segment of the Trougout fault, despite the lack of recording of onshore activity (e.g. Stich *et al.*, 2005; van der Woerd *et al.*, 2014). We conclude from the interpretation of seismic profiles that there is a continuous present-day subsidence in the western part of the basin. The extension seems less active and continuous in the eastern part of the basin, and seems related to the activity of the Trougout fault.

The obliquity of the active NW–SE normal faults in the basin between the northern PDZ and the master faults (i.e. the Trougout fault) clearly demonstrates the transtensional behavior of the Nekor basin (Figs 3 and 14) (e.g. Wu *et al.*, 2009). A weak basal detachment level is necessary to create a roll-over structure within the master faults of a pull-apart basin in analogous modelling (e.g. Rahe *et al.*, 1998; Wu *et al.*, 2009). The asymmetry of the basin is compatible with such roll-over geometry at depth in accordance with a crustal detachment obtained around 9–12 km from tomography study from (van der Woerd *et al.*, 2014). The Trougout fault limits this roll-over structure to the east. The extension can be a detachment rooted on an inherited discontinuity in the basement (Galindo-Zaldívar *et al.*, 2009; d’Acremont *et al.*, 2014; van der Woerd *et al.*, 2014), in a way similar to what is observed in the Vienna basin (Fodor, 1995; Wu *et al.*, 2009).

The Nekor basin can then be seen as an hybrid transtensional pull-apart basin in the sense of Rahe *et al.* (1998), with active Quaternary N-S master faults (i.e. the Rouadi and El-Hammam faults to the west and the Trougout-Bou Haddad faults to the East), and oblique NW–SE extensional faults in the basin, likely rooted on a weak level in the basement. As a hybrid pull-apart basin, the concentration of strain along present-day active structures in the

western part of the Nekor basin could reflect the asymmetry of the deformation rates between the boundaries of the Nekor basin with its adjacent blocks (the Betico-Rifian and the Nubia blocks respectively; inset Fig. 14b) (Rahe *et al.*, 1998). The evolution of the depocentres and of the fault activities indicates that the extension in the basin could have migrated from the east to the west and is now localized in the western part of the basin where the earthquakes with the highest magnitude occur. The localization of the deformation in the Nekor basin and the migration of the deformation could reflect a change in the local kinematic in a Plio-Quaternary continuum of extension.

### 1.7.3. Present-day kinematic of the Nekor Basin

As a pull-apart basin, the Nekor basin evidences mechanical properties of a transtensive area (Fig. 14b). Recent normal faults can be used to determine the small axis of the stress ellipsoid in a strike-slip context (e.g. Dooley & Schreurs, 2012). If we hypothesize that the family of east and west dipping NW-SE normal faults is a set of quasi-conjugated normal faults in an andersonian stress regime, and that a coulomb failure criteria is assumed, therefore the average directions of horizontal stress are  $\sigma_H = N155^\circ \pm 2$  and  $\sigma_h = N65 \pm 2^\circ$  (Fig. 3d).

Most seismological studies proposed that at the scale of the Nekor basin the orientation of the P axis is around  $N150^\circ \pm 20^\circ$  (Medina, 1995; Calvert *et al.*, 1997; El Alami *et al.*, 1998; Bezzeghoud & Buforn, 1999; Stich *et al.*, 2005, 2006, 2010; Palano *et al.*, 2013; Ousadou *et al.*, 2014; van der Woerd *et al.*, 2014). From some of those seismological studies  $\sigma_1$  is oriented NNW-SSE and  $\sigma_3$  is oriented NE-SW with a high stress ratio, that is, the vertical stress tends to be equal to the main horizontal stress (e.g. Medina, 1995; Ousadou *et al.*, 2014; van der Woerd *et al.*, 2014). Local stress directions of maximum shortening obtained in the present study are similar and in the error bar with the stress direction previously reported from CMT inversion (e.g. Ousadou *et al.*, 2014). The offshore Quaternary faults mapped in this study and onshore active faults are probably formed under the same stress azimuths as the ones deduced from CMT inversion.

However,  $\sigma_H$  goes astray up to  $20^\circ$  of the regional direction of convergence obtained by Demets *et al.* (2010) and Palano *et al.* (2013) (Fig. 14). This result implies a rotation of the local stress field from the regional convergence. In addition, the angle between the  $N049^\circ$  PDZs and the  $N130^\circ$  present-day direction of convergence should induce dextral transpression in the Nekor basin (Inset Fig. 14b) (Dewey, 2002). We infer that the sinistral

transtension deduced from the faults pattern and numerical modelling is compatible with  $\sigma_1 = \sigma_V$ , with  $\sigma_H$  and  $\sigma_h$  oriented NNW-SSE and NE-SW respectively (Fernandez-Ibañez *et al.*, 2007; Poujol *et al.*, 2014; Galindo-Zaldívar *et al.*, 2015). Indeed, vertical shortening along the normal fault suggests an elongation of the Nekor basin oriented N245° (in- set Fig. 14b). The direction of elongation is compatible with a direction of the minimum horizontal strain parallel to  $\sigma_H$  (Palano *et al.*, 2013). The PDZs (Bokkoya- Bousekkour- Aghbal and Nekor fault zones) are inherited from orogenic structures and are reactivated on weak structural discontinuities with a strike-slip style. The orientations of the PDZs with respect to the direction of transport (i.e. the regional convergence or the direction of Rif escape) control the local deformation (Sanderson & Marchini, 1984; Teyssier *et al.*, 1995; Jones *et al.*, 1997). Our results imply that the Eurasia-Africa convergence alone cannot explain the transtensional behavior of the Nekor Basin. The transtensional faulting could thus indicate deeper processes in agreement with the Betico-Rifian block direction of transport.

#### 1.7.4. Geodynamic implications

Our data show that the Nekor Basin is located in an area transferring the sinistral displacement along the TASZ to the Rifian Unit (Fig. 14). The pattern above the Bokkoya fault zone, the inactivity of normal faults east of the Trougout fault, as well as the change from distributed normal faulting in the early Pleistocene to localization on a few NW-SE normal faults suggests a change in the local kinematics during the Quaternary. We hypothesize, in accordance with the results of Martínez-García *et al.* (2013), that a counter-clockwise block rotation along strike-slip faults has led to the formation and propagation of the Al-Idrissi fault towards the south to the Nekor basin. As a result, local change in kinematics in the Nekor basin, together with the activation of the northern PDZ, could reflect the onset of the propagation of the left-lateral TASZ across Rifian alpine structures. The Bokkoya fault is used as a left-lateral transfer fault bounding the Nekor basin to the North. The N-S normal structures are reactivated as normal-dextral and NW-SE normal faulting in the basin becomes dominant.

In western Mediterranean, the geodynamic process is mainly driven by lithospheric-scaled processes (e.g. Palano *et al.*, 2013). The slab rollback has moved from the eastern part of the western Mediterranean to end up westward into the Al-Hoceima region (Jolivet *et al.*, 2009; Faccenna *et al.*, 2014). Recent results in tomography have shown that the Alboran



sinking slab is detached from the base of the thin crust under the Al Hoceima area and is still likely to be attached to the thick crust under the Rif Mountains westward and southward, thus causing active mantle delamination and crustal thickening (Fig. 1b) (Palomeras *et al.*, 2014; Thurner *et al.*, 2014; Mancilla & Diaz, 2015; Petit *et al.*, 2015). As demonstrated by GPS measurements in Vernant *et al.* (2010), Koulali *et al.* (2011) and Palano *et al.* (2013), western Rif Units are moving towards the SW, relative to the Nubia geodetic plate (Fig. 1b). It suggests that the coupling between the Alboran slab and the Rifian crust controls the SW transport direction of the central Rif. Such transport direction fits well with the NE-SW direction of extension deduced in the Nekor basin from the geometry of active normal faulting (Fig. 14). The migration of the deformation towards the west could be related to the progressive westward delamination and rollback of the slab beneath the over-riding plate. The mantle process (internal dynamics) rather than a large-scale plate convergence seems to exert a primary role on the surface expression of the active tectonics of the southern margin of the Alboran.

## 1.8. CONCLUSIONS

New data acquired offshore northern Morocco provide new insights into the Quaternary tectonic evolution of the Nekor basin. We have shown here that:

The Nekor basin is a transtensional basin which is rhombohedral in shape. The basin is affected by normal faults that trend N155°. Those normal faults are more recent than the NS fault to which they connect, and they are parallel to the Ajdir-Imzouren fault onshore. The average N31° fault traces on the seafloor define a continuous shear zone which probably connects to the Al-Idrissi fault zone to the north and is the northern PDZ of the Nekor basin. The kinematics of the *en echelon* strike-slip fault zone is sinistral. This shear zone appears to be the trace at the seafloor of a basement fault which runs parallel to the N49° Nekor fault. These structures represent the main displacement zones and the northern and southern boundaries of the Nekor transtensional basin respectively. These PDZs are parallel to the NW-SE direction of Alpine structures.

The geometry of the Nekor basin implies a detachment at the basement level. Consequently, the Nekor basin is likely to be an hybrid basin with master faults that were active in the Quaternary. The migration of the depocentre from the eastern part of the basin westward may reflect the asymmetry of the deformation rates at the boundaries of the Nekor basin, in agreement with the change in the direction of the GPS vectors at both sides of the basin.

The network of N155° normal faults is active, indicating the local direction of the stress ( $\sigma_H = N155^\circ$ ,  $\sigma_h = N065^\circ$ ), and is compatible with the one deduced from local inversion of moment tensors. It suggests that there is no short-term rotation of the stress field. The transtensional pattern indicates vertical shortening of the Nekor basin. The transtension and the NE–SW orientation of the PDZ are not compatible with the regional direction of convergence. NE–SW faults post-date the N–S Trougout fault. The Nekor basin appears to have undergone counter- clockwise rotation of the stress direction between 0.79 Ma and the present period. The active roll-back and detachment of a part of the Tethyan slab at the Al Hoceima region in an orogenic back-arc context could explain the active subsidence and the transtensive tectonics in the Nekor basin. Mantle dynamics, more than the Africa–Eurasia convergence, appears to be the main control of the transtensional surface deformation in the over-riding plate at the southern margin of the Alboran Domain.

## 1.9. ACKNOWLEDGEMENTS

We thank G. Ercilla, B. El Moumni and A. Benjouad for affirmative help to the program; the Moroccan authorities and ANCFCC for the GPS data, and DPDPM for the tide-gauge data. The CNRS-INSU provided marine facilities. This work was funded by the French program Actions Marges, the LabexMER ‘Investment for the future’ (ANR-10-LABX-19-01), the EUROFLEETS program (FP7/2007-2013; n°228344), project FICTS2011-03-01. The processed seismic data were interpreted thanks to the Kingdom Suite©software. We thank the editor C. Ebinger, and the reviewers S. Ceramicola, M.-A. Gutscher and an anonymous reviewer who helped us to enhance the quality of this article.

## 1.10. CONFLICT OF INTEREST

No conflict of interest declared.

## 1.11. REFERENCES

- D’ACREMONT, E., ALONSO, B., ERCILLA, G. & VANDORPE, T. (2013). Active Sedimentation and Tectonics in the South Alboran Sea: Preliminary Results of the Marlboro and Saras Surveys.
- D’ACREMONT, E., GUTSCHER, M.-A., RABAUTE, A., de MERCIER LEPINAY, B., LAFOSSE, M., POORT, J., AMMAR, A., TAHAYT, A., LE ROY, P., SMIT, J., DO COUTO, D., CANCOUËT, R., PRU- NIER, C., ERCILLA, G. & GORINI, C. (2014) High-resolution imagery of active faulting offshore Al Hoceima, Northern Morocco. *Tectonophysics*, 632, 160–166.

- AÏT-BRAHIM, L. (1985) Migration Des Aires De Subsidence Maximum Et Reorientation De La Direction Du Champ De Contrainte Dans Les Bassins Neogenes Du Maroc Septentrional. *Bullet. de l'Institut. Scient., Rabat*, 9, 89–96.
- AÏT-RAHIM, L. & CHOTIN, P., (1990) Oriental Moroccan neo- gene volcanism and strike-slip faulting. *J. Afr. Earth Sci.*, 11, 273–280.
- AÏT-BRAHIM, L., TADILI, B., NAKHCHA, C., MOUAYN, I., RAM- DANI, 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 Appl. Geophys.*, 161, 1081–1091.
- AKOGLU, A.M., ÇAKIR, 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 Planet. Sci. Lett.*, 252, 467–480.
- 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. Spec. Publ.*, 135, 215–229.
- ALLMENDINGER, R.W., JORDAN, T.E., KAY, S.M. & ISACKS, B.L. (1997) The evolution of the Altiplano-Puna plateau of the central Andes. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 25, 139–174.
- ALLMENDINGER, R.W., CARDOZO, N.C. & FISHER, D. (2012) *Structural Geology Algorithms: Vectors & Tensors*. Cambridge University Press, Cambridge, England.
- AMMAR, A., MAUFFRET, A., GORINI, C. & JABOUR, H. (2007) The tectonic structure of the Alboran Margin of Morocco. *Rev. de la Socied. Geol. de Esp.*, 20, 247–271.
- ASEBRIY, L., LUCA, P., BOURGOIS, J. & CHOTIN, P. (1987) Resédimentations D'âge Senonien Dans Le Rif Central (Maroc): Consequences Sur Les Divisions Paleogeographiques Et Structurales De La Chaîne (1983). *J. Afr. Earth Sc.*, 6, 9–17.
- ASEBRIY, L., BOURGOIS, J., CHERKAOUI, T.E. & AZDIMOUA, A. (1993) Evolution Tectonique Recente De La Zone De Faille Du Nekor: Importance Paleogeographique Et Structurale Dans Le Rif Externe, Maroc. *J. Afric. Earth Sci. (and the Middle East)*, 17, 65–74.
- BALLESTEROS, M., RIVERA, J., MUÑOZ, A., MUÑOZ-MARTIN, A., ACOSTA, J., CARBO, A. & UCHUPI, E. (2008) Alboran Basin, Southern Spain—Part Ii: Neogene Tectonic Implications for the Orogenic Float Model. *Mar. Pet. Geol.*, 25, 75–101.
- BARNES, P.M. & PONDARD, N. (2010) Derivation of direct on- fault submarine paleoearthquake records from high-resolu- tion seismic reflection profiles: Wairau Fault, New Zealand. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 11, Q11013.
- BENZAGGAGH, M., MOKHTARI, A., ROSSI, P., MICHARD, A., EL MAZ, A., CHALOUAN, A., SADDIQUI, O. & RJIMATI, E.-C. (2014) Oceanic units in the core of the external Rif (Morocco): Intra- margin Hiatus or South-Tethyan Remnants? *J. Geodyn.*, 77, 4–21.
- 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. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 89, 359–372.
- BIGGS, J., BERGMAN, E., EMMERSON, B., FUNNING, G.J., JACK- SON, J., PARSONS, B. & WRIGHT, T.J. (2006) Fault identification for buried strike-slip earthquakes using Insar: The 1994 and 2004 Al Hoceima, Morocco Earthquakes. *Geophys. J. Int.*, 166, 1347–1362.
- BOURGOIS, J., MAUFFRET, A., AMMAR, A. & DEMNATI, A. (1992) Multichannel seismic data imaging of inversion tectonics of the Alboran Ridge (Western Mediterranean Sea). *Geo-Mar. Lett.*, 12, 117–122.
- ÇAKIR, Z., MEGHRAOUI, M., AKOGLU, A.M., JABOUR, N., BELABBES, S. & AIT-BRAHIM, L. (2006) Surface deformation associated with the Mw 6.4, 24 February 2004 Al Hoceima, Morocco, Earthquake deduced from Insar: Implications for the active tectonics along North Africa. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 96, 59–68.
- CALAIS, E., DEMETS, C. & NOCQUET, J.-M. (2003) Evidence for a post-3.16-Ma Change in Nubia–Eurasia–North America Plate Motions? *Earth Planet. Sci. Lett.*, 216, 81–92.
- CALVERT, A., GOMEZ, F., SEBER, D., BARAZANGI, M., JABOUR, N., IBENBRAHIM, A. & DEMNATI, A. (1997) An integrated geo- physical investigation of recent seismicity in the Al-Hoceima region of North Morocco. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 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. *J. Geo- phys. Res. Solid Earth*, 105, 10871–10898.
- CAMPILLO, A.C., MALDONADO, A. & MAUFFRET, A. (1992) Stratigraphic and tectonic evolution of the Western Alboran Sea: Late Miocene to Recent. *Geo-Mar. Lett.*, 12, 165–172.

- CARDOZO, N. & ALLMENDINGER, R.W. (2013) Sph. Project. Oxsstereonet: *Comput. Geosci.*, 51, 193–205.
- CHALOUAN, A. & MICHARD, A. (2004) The Alpine Rif Belt (Morocco): A case of Mountain Building in a subduction-subduction-transform fault triple junction. *Pure Appl. Geophys.*, 161, 489–519.
- CHALOUAN, A., MICHARD, A., EL KADIRI, K., NEGRO, F., de FRI- ZON LAMOTTE, D., SOTO, J.I. & SADDIQUI, O. (2008) The Rif Belt. In: *Continental Evolution: The Geology of Morocco*, (Ed. by O. SADDIQUI, A. CHALOUAN & D. LAMOTTE), pp. 203–302. Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg.
- 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. *Proc. ODP Sci. Results*, 161, 555–580.
- CUNHA, T.A., MATIAS, L.M., TERRINHA, P., NEGREDO, A.M., ROSAS, F., FERNANDES, R.M.S. & PINHEIRO, L.M. (2012) Neotectonics of the Sw Iberia Margin, Gulf of Cadiz and Alboran Sea: A Reassessment Including Recent Structural, Seismic and Geodetic Data: *Neotectonics Sw Iberia-Gulf of Cadiz-Alboran*. *Geophys. J. Int.*, 188, 850–872.
- CURREN, I.S. & BIRD, P. (2014) Formation and suppression of strike-slip fault systems. *Pure Appl. Geophys.*, 171(11), 2899–2918.
- DECKER, K., PERESSON, H. & HINSCH, R. (2005) Active tectonics and quaternary basin formation along the Vienna Basin trans- form fault. *Quatern. Sci. Rev.*, 24, 305–320.
- DEMETS, C., GORDON, R.G. & ARGUS, D.F. (2010) Geologically current plate motions. *Geophys. J. Int.*, 181, 1–80.
- DEWEY, J.F. (2002) Transtension in arcs and orogens. *Int. Geol. Rev.*, 44(5), 402–439.
- DOOLEY, T.P. & SCHREURS, G. (2012) Analogue modelling of intraplate strike-slip tectonics: A review and new experimental results. *Tectonophysics*, 574–575, 1–71.
- 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 Planet. Sci. Lett.*, 218, 91–108.
- 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 after- shocks: A seismotectonic study. *ANALI DI GEOFISICA*, 41, 519–537.
- EL AZZOUZI, M., BELLON, H., COUTELLE, A. & REHAULT, J.-P. (2014) Miocene magmatism and tectonics within the Peri- Alboran Orogen (Western Mediterranean). *J. Geodyn.*, 77, 171–185.
- ESTRADA, F., VAZQUEZ, J.T., ERCILLA, G., ALONSO, B., D'ACREMONT, E., GORINI, C., GOMEZ, M., FERNANDEZ- PUGA, M.C., AMMAR, A. & EL MOUMNI, B. (2014) Recent tectonic inversion of the Central Alboran zone. *Resumenes de la 2ª Reunion Iberica sobre Fallas Activas y Paleosis- mologia*, 51, 93–96.
- FACCENNA, C., BECKER, T.W., AUER, L., BILLI, A., BOSCHI, L., BRUN, J.P., CAPITANIO, F.A., FUNICIELLO, F., HORVÁTH, F. & JOLIVET, L. (2014) Mantle dynamics in the Mediterranean. *Rev. Geophys.*, 52, 283–332.
- 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: Geode- tic evidence for rollback of a delaminated subcontinental lithospheric slab beneath the Rif Mountains, Morocco. *Geology*, 34, 529.
- FERNANDEZ-IBANÑEZ, F., SOTO, J.I., ZOBACK, M.D. & MORALES, J. (2007) Present-day stress field in the Gibraltar Arc (Wes- tern Mediterranean). *J. Geophys. Res.*, 112, B08404. doi: 10.1029/2006JB004683.
- 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.
- GALINDO-ZALDIVAR, J., GONZALEZ-LODEIRO, F. & JABALOY, A. (1993) Stress and Palaeostress in the Betic-Rif Cordilleras (Miocene to the Present). *Tectonophysics*, 227, 105–126.
- GALINDO-ZALDIVAR, J., CHALOUAN, A., AZZOUZ, O., de SANZ GALDEANO, C., ANAHNAH, F., AMEZA, L., RUANO, P., PEDRERA, A., RUIZ-CONSTAN, A., MARIN-LECHADO, C., BEN- MAKHLOUF, M., LOPEZ-GARRIDO, A.C., AHMAMOU, M., SAJI, R., ROLDAN-GARCIA, 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., AZZOUZ, O., CHALOUAN, A., PEDRERA, A., RUANO, P., RUIZ- CONSTAN, A., de SANZ GALDEANO, C., MARIN-LECHADO, C., LOPEZ-GARRIDO, A.C., ANAHNAH, F. & BENMAKHLLOUF, M. (2015) Extensional tectonics, Graben development and fault terminations in the Eastern Rif (Bokoya–Ras Afraou Area). *Tectonophysics*, 663, 140–149.
- GRÁCIA, E., PALLÁS, R., SOTO, J.I., COMAS, M., MORENO, X., MASANA, E., SANTANACH, P., DIEZ, S., GARCIA, M. & DANÑOBEITIA, J. (2006) Active faulting Offshore Se Spain (Alboran Sea):

Implications for Earthquake Hazard Assessment in the Southern Iberian Margin. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 241, 734–749.

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.

HATZFELD, D., CAILLOT, V., CHERKAOUI, T.-E., JEBLI, H. & MEDINA, F. (1993) Microearthquake seismicity and fault plane solutions around the Nekor Strike-Slip Fault, Morocco. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 120(1–2), 31–41.

HÖLZEL, M., DECKER, K., ZAMOLYI, A., STRAUSS, P. & WAGREICH, M. (2010) Lower Miocene structural evolution of the Central Vienna Basin (Austria). *Mar. Pet. Geol.*, 27, 666–681.

JABOUR, N., KASMI, M., MENZHI, M., BIROUK, A., HNI, L., HAHOU, Y., TIMOULALI, Y. & BADRANE, S. (2004) The February 24th, 2004 Al Hoceima Earthquake. CSEM-EMSC ([www.emsc-csem.org](http://www.emsc-csem.org)), Newsletter.

JOLIVET, L., AUGIER, R., FACCENNA, C., NEGRO, F., RIMMELE, G., AGARD, P., ROBIN, C., ROSSETTI, F. & CRESPO-BLANC, A. (2008) Subduction, convergence and the mode of Backarc Extension in the Mediterranean Region. *Bulletin de la Societe Geologique de France*, 179, 525–550.

JOLIVET, L., FACCENNA, C. & PIROMALLO, C. (2009) From mantle to crust: Stretching the Mediterranean. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 285, 198–209.

JONES, R.R., HOLDSWORTH, R.E. & BAILEY, W. (1997) Lateral extrusion in transpression zones: The importance of boundary conditions. *J. Struct. Geol.*, 19, 1201–1217.

KOULALI, A., OUAZAR, D., TAHAYT, A., KING, R.W., VERNANT, P., REILINGER, R.E., MCCLUSKY, S., MOURABIT, T., DAVILA, J.M. & AMRAOUI, N. (2011) New Gps constraints on active deformation along the Africa-Iberia Plate Boundary. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 308, 211–217.

De LAROUZIÈRE, F.D., BOLZE, J., BORDET, P., HERNANDEZ, J., MONTENAT, C. & OTT D'ESTEVOU, P. (1988) The Betic segment of the lithospheric trans-Alboran Shear zone during the late Miocene. *Tectonophysics*, 152, 41–52.

LEBLANC, D. & OLIVIER, P. (1984) Role of strike-slip faults in the Betic-Rifian Orogeny. *Tectonophysics*, 101, 345–355.

LEVANDER, A., BEZADA, M.J., NIU, F., HUMPHREYS, E.D., PALOMERAS, I., THURNER, S.M., MASY, J., SCHMITZ, M., GAL-LART, J., CARBONELL, R. & MILLER, M.S. (2014) Subduction driven recycling of continental margin lithosphere. *Nature*, 515, 253–256.

LOBO, F.J. & RIDENTE, D. (2014) Stratigraphic architecture and spatio-temporal variability of high-frequency (Milankovitch) depositional cycles on modern continental margins: An overview. *Mar. Geol.*, 352, 215–247.

LONERGAN, L. & WHITE, N. (1997) Origin of the Betic-Rif Mountain Belt. *Tectonics*, 16, 504–522.

MANCILLA, F.D.L. & DIAZ, J. (2015) High resolution Moho topography map beneath Iberia and Northern Morocco from Receiver Function Analysis. *Tectonophysics*, 663, 203–2011.

MANN, P. (2007) Global catalogue, classification and tectonic origins of restraining- and releasing bends on active and ancient strike-slip fault systems. *Geol. Soc. London. Spec. Publ.*, 290, 13–142.

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-Mar. Lett.*, 31, 19–36.

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 Res.*, 25, 361–387.

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(3), 195–203.

MEDINA, F. (1995) Present-day state of stress in Northern Morocco from Focal Mechanism Analysis. *J. Struct. Geol.*, 17, 1035–1046.

MEDINA, F. & EL ALAMI, S.O. (2006) Focal mechanisms and state of stress in the Al Hoceima Area (Central Rif, Morocco). *Bull. Inst. Sci. Rabat Sect. Sci. Terre.*, 28, 19–30.

MICHARD, A., FEINBERG, H., EL-AZZAB, D., BOUYBAOUENE, M. & SADDIQI, O. (1992) A Serpentinite Ridge in a Collisional Paleomargin Setting: The Beni Malek Massif, External Rif, Morocco. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 113, 435–442.

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 Geologica de España*, 20, 173–186.

MOREL, J.-L. (1988) Evolution Récente De L'orogène Rifain Et De Son Avant-Pays Depuis La Fin De La Mise En Place Des Nappes (Rif, Maroc). *Geodiffusion*.



- MOREL, J.-L. & MEGHRAOUI, M. (1996) Goringe-Alboran-Tell tectonic zone: A transpression system along the Africa-Eurasia Plate Boundary. *Geology*, 24, 755–758.
- MUNOZ, A., BALLESTEROS, M., MONTOYA, I., RIVERA, J., ACOSTA, J. & UCHUPID, E. (2008) Alboran Basin, southern Spain- Part I: Geomorphology. *Mar. Petrol. Geol.*, 25, 59–73.
- NASH, D. (2013) Tectonic Geomorphology of Normal Fault Scarps. In: *Treatise on Geomorphology* (Ed. by JF Shroder), pp. 234–249. Academic Press, San Diego.
- NAYLOR, M.A., MANDL, G. & SUPESTEIJN, C.H.K. (1986) Fault geometries in basement-induced Wrench faulting under different initial stress states. *J. Struct. Geol.*, 8, 737–752.
- NEGRO, F., AGARD, P., GOFFE, B. & SADDIQLI, O. (2007) Tectonic and metamorphic evolution of the Tamsamani Units, External Rif (Northern Morocco): Implications for the evolution of the Rif and the Betic-Rif Arc. *J. Geol. Soc.*, 164, 829–842.
- NOCQUET, J.-M. (2012) Present-day kinematics of the Mediterranean: A comprehensive overview of Gps results. *Tectono- physics*, 579, 220–242.
- 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.
- PALANO, M., GONZALEZ, P.J. & FERNANDEZ, J. (2013) Strain and stress fields along the Gibraltar Orogenic Arc: Constraints on active geodynamics. *Gondwana Res.*, 23, 1071–1088.
- PALOMERAS, I., THURNER, S., LEVANDER, A., LIU, K., VILASENOR, 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. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 15, 140–160.
- PEDRERA, A., RUIZ-CONSTAN, A., GALINDO-ZALDIVAR, J., CHALOUAN, A., deSANZ GALDEANO, C., MARIN-LECHADO, C., RUANO, P., BENMAKHLOUF, M., AKIL, M., LOPEZ-GARRIDO, A.C., CHABLI, A., AHMAMOU, M. & GONZALEZ-CASTILLO, L. (2011) Is there an active subduction beneath the Gibraltar Orogenic Arc? Constraints from Pliocene to present-day stress field. *J. Geodyn.*, 52, 83–96.
- PEROUSE, E., VERNANT, P., CHERY, J., REILINGER, R. & MCCLUSKY, S. (2010) Active surface deformation and sub-lithospheric processes in the Western Mediterranean constrained by numerical models. *Geology*, 38, 823–826.
- 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. *Geophys. J. Int.*, 202, 640–652.
- PLATT, J.P., SOTO, J.-I., WHITEHOUSE, M.J., HURFORD, A.J. & KELLEY, S.P. (1998) Thermal evolution, rate of exhumation, and tectonic significance of metamorphic rocks from the floor of the Alboran Extensional Basin, Western Mediterranean. *Tectonics*, 17, 671–689.
- 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. *J. Geodyn.*, 77, 70–88.
- RABINEAU, M., BERNE, 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. *Mar. Pet. Geol.*, 22, 775–804.
- RAHE, B., FERRILL, D.A. & MORRIS, A.P. (1998) Physical analog modeling of pull-apart basin evolution. *Tectonophysics*, 285, 21–40.
- RATSCHBACHER, L., FRISCH, W., LINZER, H.-G. & MERLE, O. (1991) Lateral extrusion in the Eastern Alps, Part 2: Structural analysis. *Tectonics*, 10, 257–271.
- RICHARD, P.D., NAYLOR, M.A. & KOOPMAN, A. (1995) Experimental models of strike-slip tectonics. *Petrol. Geosci.*, 1, 71–80.
- SANDERSON, D.J. & MARCHINI, W.R.D. (1984) Transpression. *J. Struct. Geol.*, 6, 449–458.
- SEBER, D., BARAZANGI, M., IBENBRAHIM, A. & DEMNATI, A. (1996) Geophysical evidence for lithospheric delamination beneath the Alboran Sea and Rif-Betic Mountains. *Nature*, 379, 785–790.
- STICH, D., AMMON, C.J. & MORALES, J. (2003) Moment tensor solutions for small and moderate earthquakes in the Ibero-Maghreb Region. *J. Geophys. Res.*, 108, 2148. doi: 10.1029/2002JB002057.
- STICH, D., MANCILLA, F., BAUMONT, D. & MORALES, J. (2005) Source analysis of the Mw 6.3 2004 Al Hoceima Earthquake (Morocco) using regional apparent source time functions. *J. Geophys. Res.*, 110, B06306, doi: 10.1029/2004JB003366.
- 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. *Tectono- physics*, 426, 295–317.

- STICH, D., MARTIN, R. & MORALES, J. (2010) Moment tensor inversion for Iberia-Maghreb Earthquakes 2005–2008. *Tectonophysics*, 483, 390–398.
- TAHAYT, A., MOURABIT, T., RIGO, A., FEIGL, K.L., FADIL, A., MCCLUSKY, S., REILINGER, R., SERROUKH, M., OUAZZANI- TOUHAMI, A., SARI, D.B. & VERNANT, P. (2008) Mouvements Actuels Des Blocs Tectoniques Dans L'arc Bétique-Rifain À partir Des Mesures Gps Entre 1999 Et 2005. *C.R. Geosci.*, 340, 400–413.
- 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 Sens. Environ.*, 113, 306–316.
- TAYMAZ, T., JACKSON, J. & MCKENZIE, D. (1991) Active tectonics of the North and Central Aegean Sea. *Geophys. J. Int.*, 106, 433–490.
- TEYSSIER, C., TIKOFF, B. & MARKLEY, M. (1995) Oblique plate motion and continental tectonics. *Geology*, 23, 447–450.
- THURNER, 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). *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 15, 1113–1127.
- VAZQUEZ, J.T., ESTRADA, F., VEGAS, R., ERCILLA, G., D'ACREMONT, E., FERNANDEZ-SALAS, L.M. & ALONSO, B. (2014) Quaternary tectonics influence On the Adra continental slope morphology (Northern Alboran Sea). *esúmenes de la 2ª Reunión Ibérica sobre Fallas Activas y Paleosismolog*, 89–92.
- 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. *J. Geodyn.*, 49, 123–129.
- de VICENTE, G., GINER, J.L., MUÑOZ-MARTIN, A., GONZALEZ-CASADO, J.M. & LINDO, R. (1996) Determination of present- day stress tensor and neotectonic interval in the Spanish Central System and Madrid Basin, Central Spain. *Tectonophysics*, 266, 405–424.
- WILCOX, R.E., HARDING, T.T. & SEELY, D.R. (1973) Basic Wrench tectonics. *AAPG Bulletin*, 57, 74–96.
- van der WOERD, J., DORBATH, C., OUSADOU, F., DORBATH, L., DELOUIS, B., JACQUES, E., TAPPONNIER, P., HAHOU, Y., MEN- ZHI, M., FROGNEUX, M. & HAESSLER, H. (2014) The Al Hoceima Mw 6.4 Earthquake of 24 February 2004 and Its Aftershocks Sequence. *J. Geodyn.*, 77, 89–109.
- WOODSIDE, J.M. & MALDONADO, A. (1992) Styles of compressional neotectonics in the Eastern Alboran Sea. *Geo-Mar. Lett.*, 12, 111–116.
- WORTEL, M.J.R. (2000) Subduction and slab detachment in the Mediterranean-Carpathian region. *Science*, 290(5498), 1910–1917.
- WU, J.E., MCCLAY, K., WHITEHOUSE, P. & DOOLEY, T. (2009) 4d Analogue modelling of transtensional pull-apart basins. *Mar. Pet. Geol.*, 26, 1608–1623.
- ZECCHIN, M., CERAMICOLA, S., LODOLO, E., CASALBORE, D. & CHIOCCI, F.L. (2015) Episodic, rapid sea-level rises on the Central Mediterranean Shelves after the Last Glacial Maximum: A Review. *Mar. Geol.*, 369, 212–223.



**Chapitre 4 - Interactions entre tectonique active et glacio-  
eustatisme sur les plateformes continentales  
Méditerranéenne :  
étude de cas sur la Marge Marocaine.**

## 1. Introduction

Les plateformes Quaternaires de Méditerranée occidentale sont des objets bien étudiées sur la marge Européenne mais peu du coté Africain ( Alonso and Maldonado 1992; Ercilla, Alonso, and Baraza 1992; Ercilla, Alonso, and Baraza 1994; Chiocci 1994; Chiocci and Orlando 1996; Hernández-Molina, Somoza, and Rey 1996; Estrada, Ercilla, and Alonso 1997; Lofi et al. 2003; Rabineau et al. 2005; Ridente and Trincardi 2005; Bassetti et al. 2006; Jouet et al. 2006; Bassetti et al. 2008; Bárcenas, Fernández-Salas, and Lobo 2008; Dennielou et al. 2009; Zecchin et al. 2011; Maselli et al. 2011; Frigola et al. 2012; Ridente et al. 2012; Fanget et al. 2014; Zecchin et al. 2015). Ces plateformes continentales sont les archives géologiques des processus climatiques, tectoniques et biologiques et de leurs interactions complexes au cours du temps (e.g.. Chiocci and Chivas 2014; Lobo and Ridente 2014).

En Méditerranée occidentale, leur morphologie actuelle est le résultat des interactions entre les variations du niveau marin, en particulier les processus érosifs et de dépôt liés à la dernière remontée eustatique, l'hydrodynamisme, les rivières, et la tectonique active. L'interaction entre les oscillations du niveau marin et la tectonique Quaternaire, observée dans de nombreux sites autour du globe (Pedoja et al. 2014), et tout autour de la marge Ibérique (Maestro et al. 2013) est caractérisée par des morphologies particulières en marche d'escalier le long de la zone côtière. Cette morphologie glacio-eustatique versus tectonique reflète donc une évolution à moyen terme des plateformes continentales. Elle permet de quantifier les mouvements verticaux en première approximation. Ces dix dernières années, l'acquisition d'une imagerie acoustique à très haute résolution de très bonne qualité, y compris pour les zones côtières (campagne océanographique MARLBORO-2, 2012) a permis la mise en évidence de processus actifs fond de mer, en particulier le long de la zone littorale de l'offshore Marocain. Les processus gravitaires et l'hydrodynamique y façonnent le fond marin en créant de formes sédimentaires caractéristiques. Cette dynamique « fond de mer » est fonction de la tranche d'eau et donc de la morphologie de la plateforme pour un niveau marin relatif donné. L'étude de la surface (caractérisation morphologique), couplée par une étude de stratigraphie sismique (en profondeur) m'ont permis de proposer pour le Quaternaire de la marge Sud-Alboran, un modèle stratigraphique intégrant la tectonique active locale et le glacio-eustatisme pour les derniers 400000 ans. Les processus de surfaces, processus gravitaires et hydrodynamique seront également discutés.



Une prochaine campagne océanographique de prélèvement (Albacore programmée en 2017) devrait permettre à notre équipe de préciser ce modèle tectono-stratigraphique à haute résolution et à terme de quantifier la déformation.

Le couplage stratigraphie sismique et étude de la morphologie de surface nous permet de proposer un découpage séquentiel (pour les derniers 500ka) et de caractériser l'influence tectonique sur la géométrie de cortèges de dépôts associés à des séquences de dépôt du 4eme ordre (100 000 ans). Dans les chapitres précédents, nous avons vu que la marge Sud du bassin d'Alboran est découpée par un ensemble de failles normale- décrochantes qui ont pour effets de segmenter la marge en tronçons de 10km à 20km de large. Ces segments correspondent à des horsts ou des grabens à terre (Galindo-Zaldívar et al. 2015), et à des vitesses de mouvements verticaux différentiels de part et d'autre de zones d'accommodation de la déformation. Cette segmentation influence directement la physiographie de la marge, et par conséquent l'organisation des cortèges de dépôts en réponse aux variations eustatiques.

Nous présenterons nos résultats sous forme d'un article à soumettre à *Marine and Petroleum Geology* portant sur la l'architecture stratigraphique du bassin de Nekor autour du dernier cycle de chute et de remontée du niveau marin relatif. Cet article présentera une étude morphologique de la plateforme continentale et une étude stratigraphique. Cette étude morpho-sédimentaire nous permet d'avancer des arguments pour caler un modèle d'âge des cortèges de dépôts. La variabilité des architectures de dépôt le long des différents segments de la marge pour la période « dernier bas-niveau marin et remontée Post-Glaciaire » démontre un contrôle tectonique. Spécificités de la stratigraphie du Quaternaire : les variations glacio-eustatiques

### **1.1.1. Forçage astronomique**

A l'échelle du Quaternaire, les variations de composition isotopique des eaux océaniques sont liées aux volumes des calottes de glaces elles même liées aux cycles astronomiques (Shackleton and Pisias 1985). Les variations des isotopes de l'oxygène enregistrés dans des carottes de sédiments benthiques de l'Ouest de l'Océan Pacifique peuvent être corrélés à des élévations de récifs datés entre l'actuel et -125ka dans les Barbades (Shackleton 1987). Il a été alors possible de relier variation eustatique, forçage astronomique, et architecture des marges continentales à des échelles de temps de l'ordre de la centaine de millier d'années. Ces premières études qui relient les fluctuations du niveau marins et les variations de compositions isotopiques se basent sur la croissance des systèmes récifaux durant les haut-niveaux marins.

Dans leurs travaux portant sur les amplitudes de variation du niveau marins depuis 500 ka, Rohling et al., (1998) ont calibré, à partir de carottes réalisées dans le bassin profond de la Mer Rouge, les amplitudes de chute entre 150m et 120±20m pour les derniers 500ka. Depuis, des progrès dans la calibration des courbes du niveau marin ont été accomplis notamment grâce aux calculs de l'influence de la réponse élastique de la lithosphère aux changements de volume de glaces (e.g. Lambeck et al. 2011; Lambeck et al. 2014), à la calibration des courbes du niveau marins grâce à des terrasses coralliennes (Peltier 2001; Chappell 2002; Peltier and Fairbanks 2006; Camoin et al. 2012) et à l'amélioration des méthodes isotopiques et l'estimation des paléo-températures dans les fonds marins (Fig. 4-1 ; e.g. Lea et al. 2002; Lisiecki and Raymo 2005; Rohling et al. 2009; Grant et al. 2012).

Les modèles de variations eustatiques les plus récents sont calibrés à partir de l'estimation du volume des glaces polaires, eux même estimés à partir des paléo-températures (Rohling et al. 2014). La calibration du niveau marin relatif à Gibraltar est réalisé à partir des estimations de flux océaniques corrigés des effets isostatiques (liés à l'épaisseur et à la viscosité de la lithosphère) et contraints par les données de  $\delta^{18}\text{O}$  obtenues à partir de carottes de sédiments profonds dans la Méditerranée Orientale (Rohling et al. 2014; Wang, Tian, and Lourens 2010; Lourens 2004). Ces estimations contraignent le niveau marin eustatique (ESL) en fonction du niveau marin relatif à Gibraltar ( $RSL_{gib}$ ) en un temps donné avec la formule suivante (Fig. 4-2) :

$$ESL = (1.23 \pm 0.08) * RSL_{gib} + (0.5 \pm 1.9) \quad (1)$$

Où les incertitudes sont liées aux incertitudes sur les volumes des glaces et sur les viscosités de différents niveaux dans la lithosphère. Cette formule est valable pour chaque pas de temps avec une incertitude sur le temps lié à l'incertitude de datations des foraminifères benthiques à ±2ka entre 0 Ma et 1Ma ( Lisiecki and Raymo 2005). Entre 1.4Ma et l'actuel à Gibraltar, il existe des lacunes dans la courbe du niveau marin relatif liées à une anoxie aux grandes profondeurs et une préservation de matière organique dans des périodes de déglaciations (voir la *review* de Rohling, Marino, and Grant 2015).

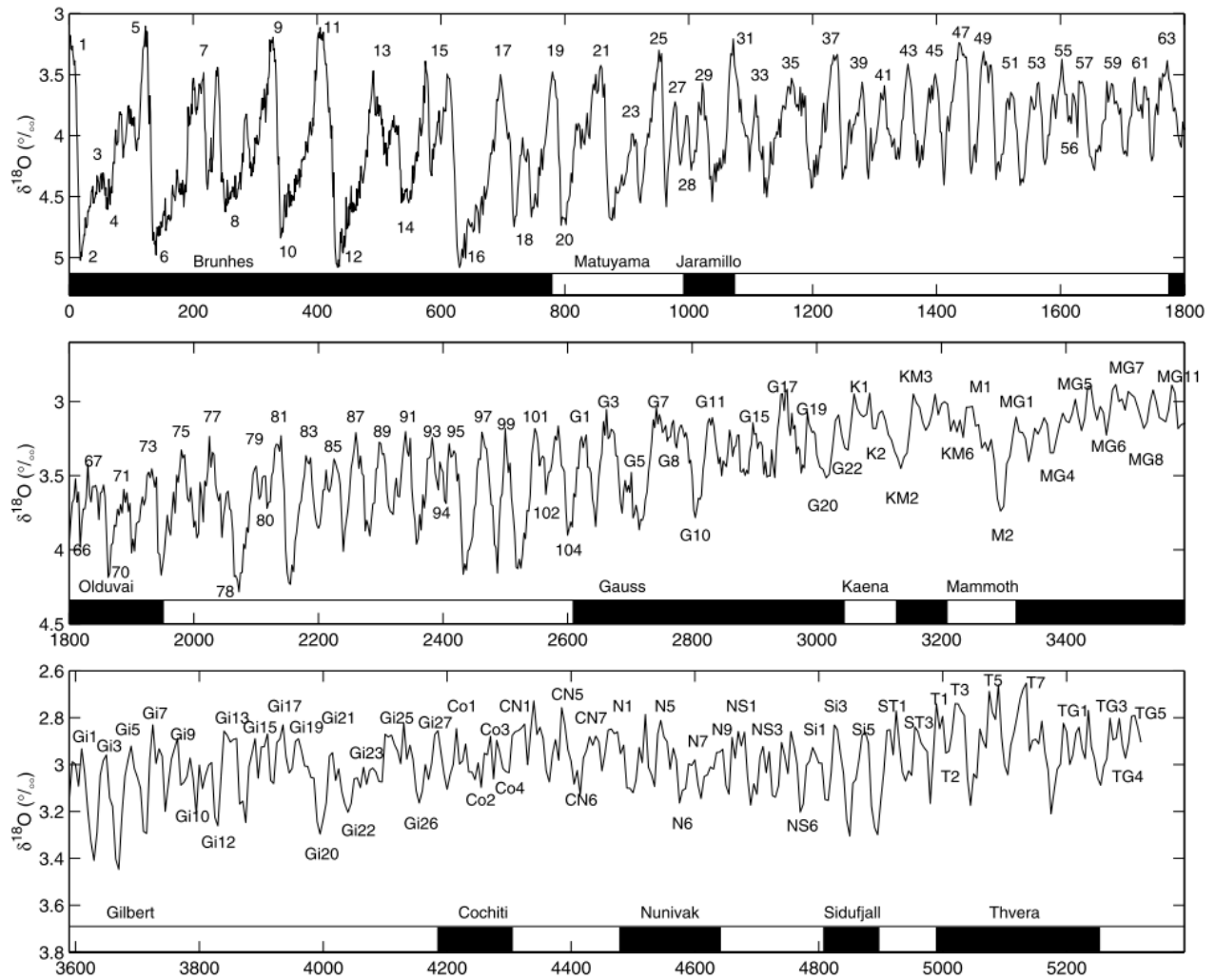


Figure 4-1 : Définition dans le modèle LR04 des stades isotopiques depuis la base du Pliocène jusqu'à l'actuelle par la corrélation des rapports  $\delta^{18}O$  dans 57 enregistrements benthiques répartis à la surface du globe, tiré de Lisiecki and Raymo (2005).

Depuis 500ka, les courbes de niveaux marins relatifs et isotopiques montrent que la longueur d'onde des cycles de chute et de remonté est d'environ 100ka et est donc liée aux variations de l'excentricité terrestre. Ces variations sont asymétriques avec des périodes de remontées beaucoup plus courtes que les périodes de chutes. Durant les périodes de chute, on peut constater un signal à période de 20ka correspondant à la précession des équinoxes (e.g. Hodell et al. 2013). Ces variations induisent des accélérations du taux de variation du niveau marin jusqu'à 20mm/an sur des périodes de l'ordre de 5ka dans les remontées alors que les taux de variations durant les chutes sont inférieurs à 8mm/an (e.g. Grant et al. 2012).

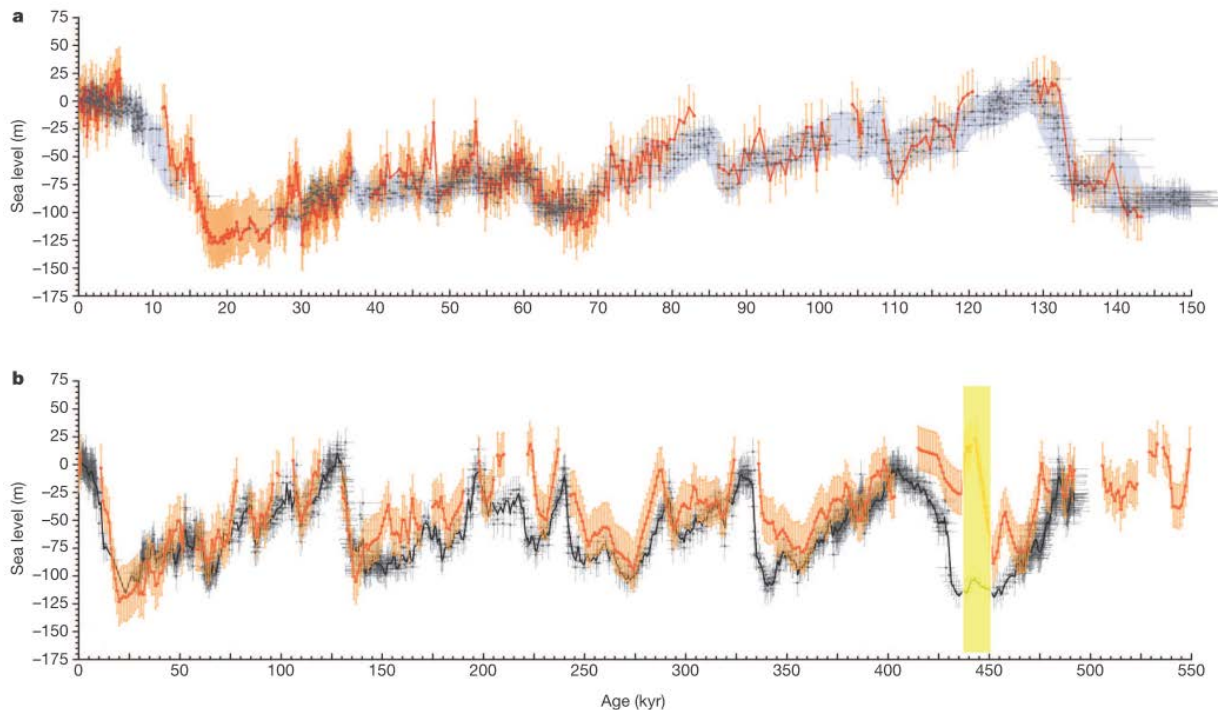


Figure 4-2 : Courbes du niveau marin relatif à Gibraltar (orange) et dans la Mer Rouge (noir) modifiée de Rohling et al. (2014). (a) pour une période de 0ka 150ka et (b) sur l'intervalle 0ka à 500ka. Les lacunes sont liés à des évènements dit à sapropels correspondant à des conditions d'anoxie en grande profondeur en relation avec des apports d'eau douce (e.g. Rohling, Marino, and Grant 2015).

De plus, la dernière remontée du niveau marin est marquée par des vitesses de remontées épisodiquement très importantes précédée par des ralentissements importants avec des taux de variation allant jusqu'à 0,1mm/an (Lambeck et al. 2014; Deschamps et al. 2012; Peltier and Fairbanks 2006). Ces périodes de remontées rapides du niveau marin sont associées à des débâcles glaciaires et nommées *Meltwater Pulse 1A* et *1B* (MWP1-A et MWP1-B ; e.g. Liu and Milliman 2004; Webster et al. 2004). Le MWP1-A intervient au début de la transition du *Bølling Warm Transition* et le 1-B à la fin du *Younger Dryas* à 11000a (Lambeck et al. 2014). Les données récentes suggèrent que le MWP 1-A correspond à une période de remontée datée à environ 14000a avec des taux atteignant plus de 40mm/an pendant 500ans (Liu et al. 2016) ou bien 1,3mm/an selon Lambeck et al. (2014).

Les fortes amplitudes de chutes et de remontées ont été reconnues sur de nombreuses plateformes. Ces variations du niveau marins sont enregistrés par l'architecture des plateformes sédimentaires continentales par des successions de cortèges progradants et d'accélération de chute (*downward shift* des lignes de rivage), de cortèges transgressifs (en *backstepping*) et de cortèges de haut niveau. Les cortèges de haut niveau et de transgression sont généralement absents ou partiellement préservés en bordure de plateforme en raison de l'érosion subaérienne lors de l'exondation de ces plateformes pendant la chute du niveau

marin relatif et/ou de l'érosion liée aux vagues lors de la remontée du niveau marin relatif (e.g. Lobo and Ridente 2014). Les dépôts associés aux bas niveaux marins ont servi à calibrer l'amplitude des chutes des niveaux marins relatifs (Rabineau et al. 2006; Jouet et al. 2006; Casalbore et al. 2016) et les terrasses observées le long des côtes, en offshore, ont aidé à calibrer l'amplitude des remontées (e.g. Vacchi et al. 2016).

### **1.1.2. Calibration des courbes de niveau marin relatif par les cortèges de dépôts**

La calibration de courbes de variations du niveau marin avec la composition isotopique le long d'une plateforme silico-clastique est possible si on étudie l'architecture d'objets formés durant des périodes transitoires, c'est-à-dire quand les variations du niveau marin relatif sont faibles ou nulles (Piper and Aksu 1992). Ces périodes transitoires correspondent aux périodes de fin de chute du niveau marin ou aux périodes de fin de remontée. Par exemple, l'architecture des deltas quaternaires de la marge Turque montre un empilement et une préservation liée à la subsidence. Piper and Aksu, (1992) ont démontré que l'âge et la position des paléo-rivages pouvaient être relié aux variations du niveau marin relatifs (Fig. 4-3). Les positions des *offlap-break* des deltas enfouis (limite entre la plateforme deltaïque et la pente de l'avant delta) peuvent être assimilées à la position des paléo-rivages successifs au cours du temps, qui s'éloigne ou se rapprochent de la position du rivage actuel selon leurs âges.

Dans le Golfe de Lion, les données sismiques suggèrent des niveaux marins relatifs à -112m, -128m, -134m, -246m, et -262m pour les *Marine Isotopique stages* (MIS) 2, 6, 8, 10 et 12 (Rabineau et al. 2006). Après correction de la tectonique locale, les estimations donnent des valeurs d'amplitudes de chutes à  $-102\pm 6\text{m}$  pour MIS 2, 6 et 8 et  $150\pm 10\text{m}$  pour MIS 10 et 12. Ces résultats obtenus à partir des interprétations de lignes de sismiques réflexions et de données de carottes sont approximativement compatibles avec les estimations du niveau marin à Gibraltar pour les MIS 2, 6 et 8. Il semble cependant que les amplitudes de chute pour les MIS 10 et 12 sont surévaluées par rapport à la courbe de niveau marin relatif pour Gibraltar mais dans l'ordre de grandeur des amplitudes de chutes du niveau marin relatif dans la Mer Rouge. Ces incertitudes révèlent des biais méthodologiques.

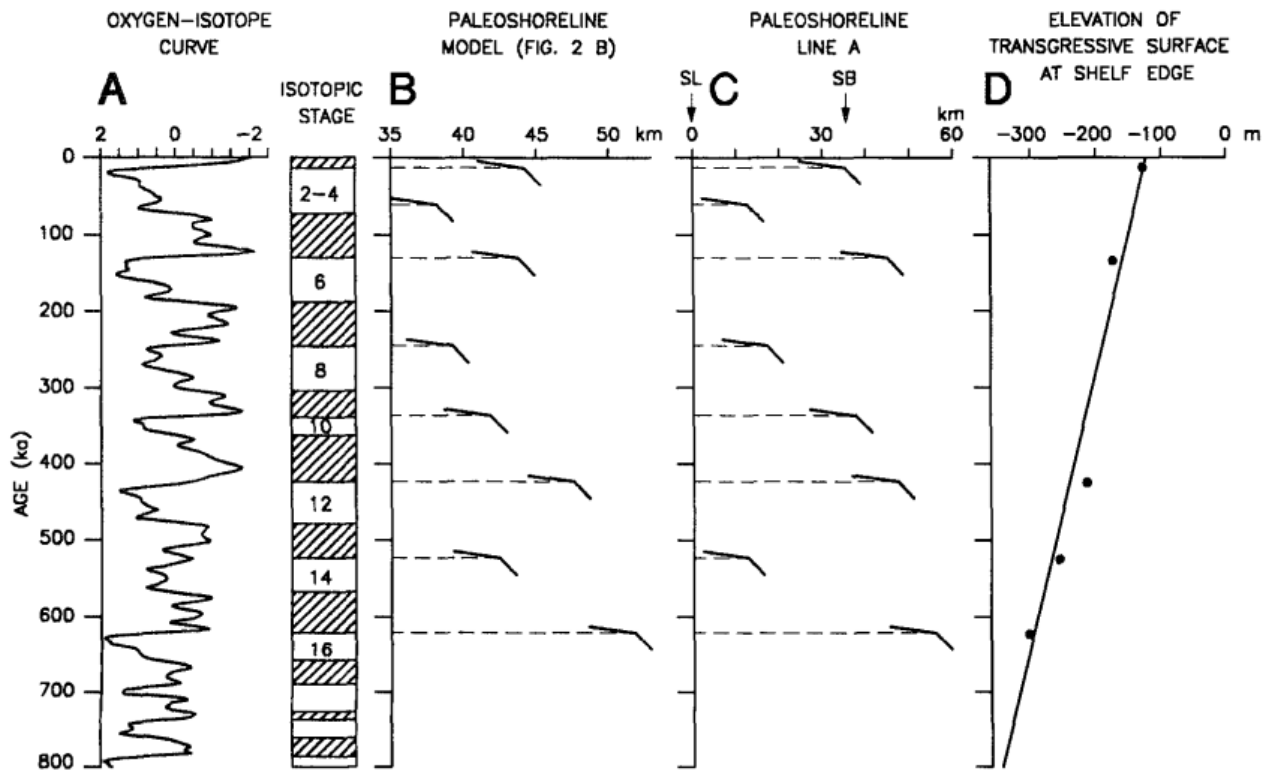


Figure 4-3 : A : courbe isotopique (Imbrie et al. 1984). B : Position des paléo-lignes de rivages par rapports actuel modélisés numériquement. C : Position de lignes de rivages pour un delta sur la marge Turque par rapport à la plateforme d'après les données de sismique réflexion sur la marge Turque. D : Elévation des surfaces transgressives aux sommets de prismes de bordure de plateforme. La pente donne la subsidence locale. Puisqu'un paléo-rivage correspond à un niveau marin de 0m, la position en profondeur et l'âge permet de calculer simplement la position du niveau marin à chaque âge. Puisque, la position d'un paléo-rivage d'âge donné varie le long de la plateforme en profondeur et en éloignement par rapport à l'actuel, et que le paléo-rivage marque un niveau marin de 0m à l'échelle régionale, l'estimation de variations de profondeur et d'éloignement du paléo-rivage par rapport à l'actuel indique les variations de flux sédimentaire et de durée pendant laquelle le delta a pu se construire ainsi que la quantité de subsidence le long de la plateforme.

L'estimation des variations du niveau marin grâce à cette méthode sismique est cependant peu précise. L'idée essentielle est que le changement de pente des cliniformes correspond à un paléo-rivage (e.g. Catuneanu 2007). En raison du manque de données sédimentologique, cette hypothèse n'est souvent pas vérifiée. De plus, les cortèges progradants à l'extrémité des plateformes continentale (plateforme externe et haut de pente) ont pu être érodés par des phénomènes d'érosion sous-marine (l'action des vagues de tempêtes ou de beau temps) en bas niveau-marin puis dans la remontée (e.g. Cattaneo et al. 2004). L'estimation des quantités d'érosion liées à l'action de vagues et la profondeur est délicate. Par exemple, Jouet et al., (2006) montrent dans le Golfe du Lion, au pied de construction carbonatée cimentant des faciès de plage, que l'érosion liée à l'action des vagues est effective jusqu'à 20m sous le paléo-rivage. D'après l'interprétation des données de sismique réflexion et la morphologie des cortèges de chute de la plateforme continentale en Mer Tyrrhénienne, Casalbore et al. (2016)



estiment la limite d'action des vagues à  $20\pm 10$ m. Par conséquent, il est délicat de définir les variations du niveau marin relatif à partir des observations de bathymétrie et de sismiques réflexions sans comprendre les processus sédimentaires sculptant la plateforme continentale.

Variations de flux et influence du climat Les transports des sédiments depuis les zones en amonts de bassins sédimentaires jusqu'aux zones d'accumulations de sédiments est un système complexe contrôlé les taux d'érosion et d'altération eux même contrôlés par le climat et la topographie des zones émergées (Allen and Allen 2005).

L'altération est la dégradation et la désintégration des roches à la surface du sol. Les variations de taux d'altérations et de production de sol peuvent être reliées aux variations climatiques, à l'activité organique, aux cinématiques de réactions minéralogiques, à la composition du lit rocheux, à la topographie et aux temps (Strakhov 1967). La marge sud du bassin d'Alboran est classifiée à l'actuel comme une région montagneuse avec des taux d'altérations variables et peu d'accumulation (Strakhov 1967).

Un des moteurs de l'érosion à terre est le couplage de l'érosion des versants et des rivières en réponse à la tectonique (Allen and Allen 2005). Au-dessus d'une pente critique le mécanisme qui domine l'érosion des versants est la déstabilisation de pente (Burbank et al. 1996). Ce comportement a été montré par l'étude et la datation de la morphologie des versants et des profils d'incision de rivières sur le plateau tibétain (Ouimet, Whipple, and Granger 2009). En dessous de ce seuil de pente critique, le mécanisme d'érosion des versants peut être décrit par les équations de diffusions prenant en compte le gradient de pente. L'érosion des rivières est liée aux variations du niveau de base ou aux mouvements verticaux du lit rocheux (e.g. Hack, 1957; Kirby and Whipple, 2001; Whipple et al., 2002). L'étude des profils d'équilibre des rivières dans la région du rift de Papouasie Nouvelle-Guinée a montré que la réponse de l'érosion des rivières aux mouvements verticaux y est instantanée à l'échelle du Quaternaire (Miller, Baldwin, and Fitzgerald 2012). L'érosion par les oueds marocains, pour retrouver leur profil d'équilibre suite aux mouvements verticaux quaternaires ayant affecté les segments de marge sud Alboran, pourrait donc modifier de façon quasi-instantanée (à l'échelle du Quaternaire) les apports sédimentaires sur la plateforme.

### **1.1.3. Transfert des sédiments depuis les bassins versants Rifain jusqu'à la marge sud d'Alboran**

Le transfert des sédiments depuis les zones en érosion des bassins versants jusqu'à l'offshore profond (*source to sink*) n'est pas direct, et les sédiments peuvent être piégés dans les zones amonts des bassins (Fig. 4-4, e.g. Castelltort et Van Den Driessche 2003). L'application de

modèles diffusifs aux rivières dans des modélisations numériques montre que les longues rivières (>300km) fonctionnent comme des zones de dépôts temporaires qui lissent les variations rapides (>100ky) des taux transferts de sédiments depuis les zones en érosions jusqu'aux sources en amont (Castelltort and Van Den Driessche 2003). Par conséquent, dans un système *source to sink*, tectoniquement actif, les variations rapides de mouvements verticaux peuvent induire des changements de débit sédimentaire dans le bassin, c'est-à-dire un changement de flux sédimentaire mesurable à l'embouchure.

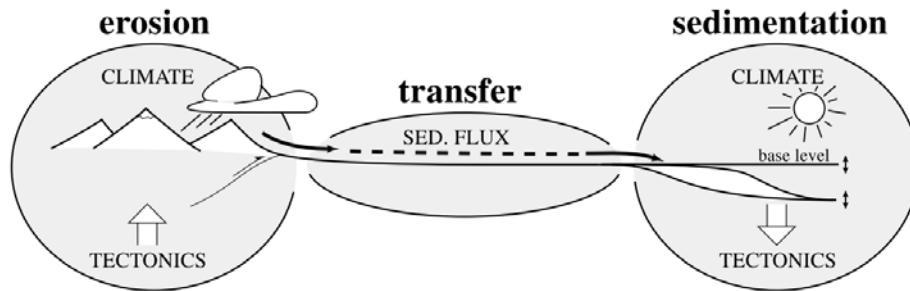


Figure 4-4 : Schéma idéalisé du transfert des sédiments depuis les zones en amont en érosion aux zones en aval tiré de Castelltort et Van Den Driessche (2003). L'érosion dépend du climat et de la tectonique. Le transfert de sédiments jusqu'aux bassins en aval est contrôlé par la longueur de la zone de transfert, ce qui a pour effet de tamponner les variations de flux sédimentaires dans les bassins où se produit la sédimentation.

Cependant, si les longueurs d'onde des variations de flux sédimentaires sont courtes et si les longueurs des rivières sont trop longues, alors les transferts de sédiments depuis les zones en érosions jusqu'aux bassins sont susceptibles d'être amoindris. À l'inverse, les rivières de longueurs inférieures à 100km sont susceptibles de ne pas lisser les variations de flux sédimentaires inférieures à 100ka. Par conséquent les variations d'architectures sédimentaires sont susceptibles de refléter les variations de flux sédimentaires liées à des mouvements tectoniques rapides ou à un contrôle climatique. Dans le cadre de l'étude des marges récentes (>500ky) et actives tectoniquement, les variations de flux sédimentaires liées à de tels contrôles ne peuvent pas être écartées.

Ces zones montagneuses possèdent un relief moyen élevé, qui s'amortit vers l'Est dans les domaines Atlasique. Les fleuves qui se jettent en Méditerranée ont des longueurs variables comprises entre 600 km (l'oued Moulouya) et 14 km (l'oued Trougout, Barcos et al 2014). Le réseau de drainage des unités Rifaines situées à l'Ouest du bassin de Nekor, est constitué d'Oueds de longueur moyenne de 30km (Barcos et al. 2014). Les oueds Nekor et Rhiss se jettent dans la baie d'Al-Hoceima et participent à la construction de la plateforme progradante du bassin du Nekor. Ces oueds ont une longueur de 82 km et 77 km respectivement (Barcos et al. 2014). D'après ce que l'on a dit plus haut, il est probable pour ces derniers que les transferts de sédiments des zones en érosion en amont vers la plateforme continentale soit

immédiat. Cela implique que les cycles stratigraphiques haute fréquences liées aux variations glacio-eustatiques contrôlent directement les apports (flux) sur la plateforme du bassin de Nekor.

## **2. Late Quaternary-Holocene history of a tectonically active shelf (Nekor Basin, Western Mediterranean, Morocco) - (Article 2)**

**Authors:** Lafosse, M.1, Gorini C.1, Le Roy P.2, d'Acremont E 1, Ercilla G. 3, Rabineau, M. 2; Alonso B. 3, Rabaute, A. 1, Vasquez J.T 4,. Ammar A5.

### **Affiliations:**

1. Sorbonne Universités, UPMC Univ. Paris 06, CNRS, Institut des Sciences de la Terre de Paris (iSTeP), 4 Place Jussieu 75005 Paris, France
2. Université Européenne de Bretagne, Université de Brest, CNRS, UMR 6538 Domaines Océaniques, Institut Universitaire Européen de la Mer, Place Copernic, 29280 Plouzané, France
3. Institut de Ciències del Mar (CSIC), Continental Margins Group, 08003 Barcelona, Spain
4. GMC, Instituto Español de Oceanografía, Centro Oceanográfico de Málaga, Puerto Pesquero s/n, Fuengirola, Málaga, España. [Juanthomas.vazquez@ma.ieo.es](mailto:Juanthomas.vazquez@ma.ieo.es).
5. Faculté des Sciences, Université Mohammed V, Rabat, Morocco

**Corresponding author:** Manfred Lafosse

**Adresse:** UPMC - Institut des Sciences de la Terre de Paris (iSTeP), 4 Place Jussieu 75005 Paris, France

**Tel:** +33(0) 1 44 27 59 43

**Email:** [manfred.lafosse@upmc.fr](mailto:manfred.lafosse@upmc.fr)

### **2.1. Abstract**

Late-Quaternary transtensive Nekor basin shows a shelfal stratigraphic stacking pattern that indicates a tectonic control of the shelf architecture. The Moroccan margin is one of the most seismically active regions of the Western Mediterranean area. Active deformation includes active faulting, graben like subsidence and is ultimately expressed as differences in accommodation along different segments of the margin. Depositional sequences can be interpreted in all the tectonic segments. Surfaces terraced, at -110m, -100, -80m, and -30m deep, represent the top of prograding wedges and have been mapped. A succession of aggrading to prograding seismic units is preceding back-stepping prograding wedges identified at the shelf edge of the Moroccan Margin (Al-Hoceima, Morocco, Western Mediterranean). Prograding to aggrading wedges located at -125-100m deep are interpreted as upbuilding during the last phase of the lowstand. This lowstand and the following early

transgressive system tract (LST and early TST, respectively) are interpreted to be the Last Glacial Maximum (LGM). Mid-shelf depositional terraces are back-stepping-prograding wedges deposited during the periodic stillstands during the post-glacial transgression.

Others features at the seafloor (pro-deltaic undulation, sub-aqueous dunes fields, and crescent shape-bed forms in talwegs) furnish morphological arguments for hydrodynamic processes associated to the last transgression and high stand. We discuss about the interaction between long term subsidence, active tectonic and high frequency cyclicities. This normal of post glacial transgression has been affected by differential vertical movement along strike margin as never observed before.

## **2.2. Introduction**

The Mid to Late Pleistocene eustatic sea-level changes are well documented along the Mediterranean continental shelves (e.g. Chiocci et al., 1997; Chiocci and Chivas, 2014; Lobo et al., 2014; Rabineau et al., 2005; Ridente et al., 2009). The asymmetry and the amplitude (maximum  $110\text{m}\pm 15\text{m}$ ) of the variation of the glacio-eustatic cycles control the geometry and the stratal organization of the quaternary continental shelves and only few places allow a good preservation of complete transgressive-regressive sequence (Ercilla et al., 1994; Hernández-Molina et al., 1996; Chiocci et al., 1997; Rabineau et al., 2005; Catuneanu et al., 2009; Lobo and Ridente, 2014; Leroux et al., 2015). In the Gulf of Lion (South of France) previous works from Rabineau(2001, 2005), Jouet (2006), Bassetti et al. (2008) based on an extensive dataset of seismic profiles, cores and on numerical modelling stated that the fourth order cyclicity of depositional sequences observed at the outer shelf was controlled by the 100ky climatic oscillation during the middle-late Pleistocene. Rabineau et al., (2005) observed the repetition of paired prisms corresponding to cyclic pattern of 100Ky duration. This repetition corresponds to a succession of low and high energy environment of 5th order depositional sequence (Rabineau et al., 1998, 2005): (i) low angle clinofolds corresponds to pro-deltaic environment at the bottom of the unit and to the distal part of the high stand system tract (HST). (ii) High angle clinofolds corresponds to deltaic to shoreface environment at the top of the unit and to falling stage system tract (FSST).

In their review of the 2014, Lobo and Ridente also showed that 20ky cyclicity could be decoded within the 100ky long cyclicity on several silico-clastic continental shelves. Furthermore, the Holocene transgression was marked by the migration of the paleo-shoreline, associated with the formation of morphological steps during stillstands or slowstands such as

melt water pulses 1A and 1B (Rabineau et al. 2005; Berné et al., 2007; Marangoni et al., 2013; Green, et al. 2014; Zecchin et al. 2015). Finally, the comparison of different Western Mediterranean continental margins by Chiocci et al., (1997) showed that the tectonic context modulates the influence of the glacio-eustatic sea-level variations on the geometry and pattern of lowstand system tract of the late-Quaternary stratigraphic architecture.

Nevertheless, even though 100ky eustatic cycles are considered as the main factor controlling the Late-Quaternary architecture of the Mediterranean continental shelves, the influence of the interplay between higher order (i.e <100ky) eustatic cycles and active tectonics could be significantly improved and more documented. The study of Nekor basin located in the Moroccan side offers the opportunity to depict and to decipher these both influences.

The Nekor basin is affected by active tectonics (Stich, 2005) and its offshore structural framework was recently characterized (d'Acremont et al 2014; Lafosse et al, 2016). The aim of this study is thus to analyze the geometry and the strata pattern of the Mid-to-Late Quaternary depositional units in this margin. The acquisition of new high-resolution seismic and bathymetric data offers the opportunity to study the control of stratigraphic pattern and sedimentary processes on this shelf in relation with last glacio-eustatic cycle coupled with tectonic activity and hydrodynamic processes.

### **2.2.1. Geological and tectonic setting**

The Nekor basin is located in the region of Al-Hoceima, North of the eastern Rif (Fig. 4-5), along the southern margin of the Alboran Sea. The Al-Hoceima bay area is the outlet of the Rhis and Nekor rivers, which drain the most important watershed of the area (Fig. 4-5). The Nekor basin is a present-day active transtensive pull-apart basin (Calvert et al., 1997; d'Acremont et al., 2014; Lafosse et al., 2016) which activity is attested by important earthquakes:  $M_w=6.0$  in 1994, and  $M_w=6.4$  in 2004 (e.g. Bezzeghoud and Buforn, 1999; Stich et al., 2005). Its bounding normal faults cross the continental shelf with NE-SW to NNE-SSW trend. The onshore tectonic boundaries of the Nekor basin are the normal-sinistral Trougout fault eastward and the normal Imzouren-Ajdir fault westward (Fig. 4-5; Poujol et al., 2014; Van der Woerd et al., 2014). Southward, the basin is bounded by the Nekor fault (Fig. 4-5). Offshore, the Nekor basin is bounded to the NE by the Bousekkour-Bokkoya fault system, which is an en echelon sinistral fault zone (d'Acremont et al. 2014; Lafosse et al. 2016). These major faults control vertical movements : The Imzouren-Ajdir fault has uplifted fan-shaped terraces linked to the Rhis River (Van der Woerd et al., 2014). The basement of the Ras Tarf Promontory is mainly composed of basaltic and andesitic rocks which are offset



by the Trougout Fault (e.g. Azzouzi et al. 2014). The tilt of the Messinian Unconformity offshore and the 400m uplift of corals from Messinian Terminal Complex at the summit of the Ras Tarf promontory demonstrates that the shelf in the vicinity of the Nekor basin was tilted and uplifted after the Messinian Salinity Crisis (Morel and Meghraoui; Ammar et al., 2007; 1996; Poujol et al., 2014). On the edge of the Ras Tarf promontory, Poujol et al. (2014) observed three uplifted marine terraces at +12m, + 22m and +80m from the present-day sea-level. The lowest terrace was dated with U/Th method and aged between 186ky and 203ky (Poujol et al. 2014) indicating an uplift rate of 0.2 mm/y.

N155° striking normal faults control the subsidence of the Nekor basin (Lafosse et al. 2016). Onshore the Bouger anomaly analysis indicates that the Nekor basin is filled with 400m of Plio-Quaternary sediments, with a depocentre of the basin at the feet of the onshore Trougout fault segment (Galindo-Zaldívar et al., 2009). The Boudinar fault eastward of the Nekor basin was active till the Quaternary and may have an offshore expression (Poujol et al., 2014; Galindo-Zaldívar et al., 2015).

In the Alboran Sea, the stratal architecture of Quaternary deposits has been studied in the Northern part (Ercilla et al., 1992, 1994; Hernández-Molina et al., 1996). In contrast, the Quaternary architecture of the south Alboran continental shelf (North Moroccan margin) has remained poorly studied since the development of the High-resolution seismic imagery in the 80's. Some precursor studies (Gensous et al., 1986; Tesson et al., 1987; Tesson and Gensous, 1989) showed an important longitudinal variations in the stratal architecture of the continental shelf from either sides of the Nekor basin (Gensous et al., 1986) highlighting a tectonic control in the style and geometry of the depositional units.

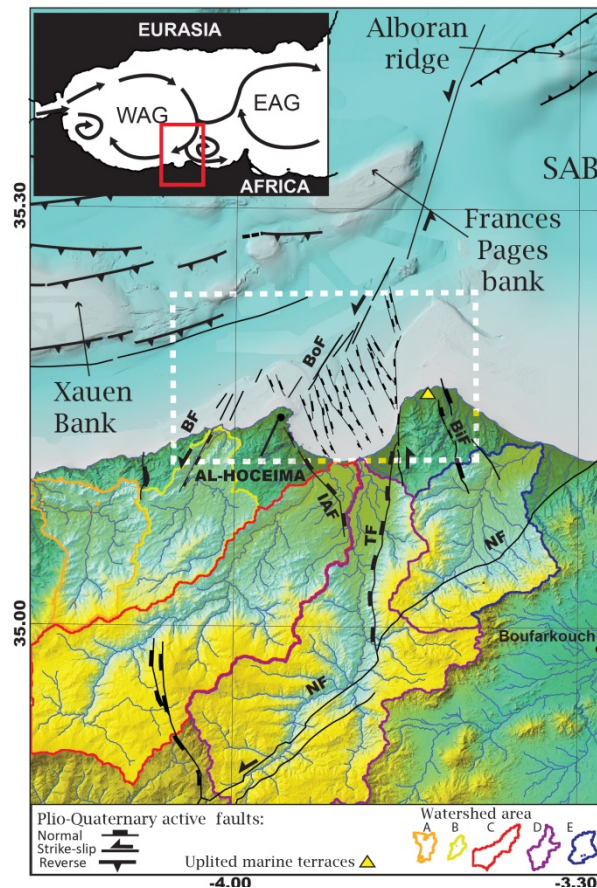


Figure 4-5 : Topographic and structural map of the study area. Onshore: the topography is extracted from the ASTER GDEM (<http://gdem.ersdac.jspacesystems.or.jp/>). A, B,C, D and E: watershed area computed with Globalmapper©. A: Oued Nekor watershed, B:Oued Rhis watershed. C: Oued Tarmast watershed; D: unnamed oued watershed, E Oued Amekrane watershed. tectonic structures are from Van der Woert et al. (2015) and Poujol et al. (2015). Offshore: bathymetry from SARAS and MARLOBO-2 surveys surimposed over the GEBCO bathymetry. Offshore tectonic structures are from Lafosse et al. (2016). BF, Boussekour-Fault; Bof, Bokkoya Fault; BiF, Boudinar fault; IAF, Ajdir-Imzouren fault; TF, Troughout fault, NF, Nekor fault; SAB, South Alboran Basin; White dashed rectangle, study zone of the present paper. Inset: Red rectangle : study area. EAG : Eastern Alboran Gyre; Western Alboran Gyre.

## 2.3. Methodology

### 2.3.1. Data

In this paper, we present seismic lines from three oceanographic surveys: the Marlboro-1, Marlboro-2 and the SARAS surveys (Fig. 4-6a). High-resolution seismic reflection data were recorded using a mini-GI air gun and a 12-channel streamer during the Marlboro-1 cruise. The 2D SPARKER seismic reflection and the swath bathymetry data were acquired in 2012 during the MARLOBORO-2 and SARAS surveys. During the survey, we used a SPARKER source and a six-channel streamer. The seismic data were processed (i.e. stacked, filtered and migrated) with SEISMIC UNIX software (Colorado University) and imported in the IHS Kingdom Suite software for seismic interpretation. The swath bathymetry was acquired with a

shallow-water Reason 8101 system (from UMR6538) during the MARLBORO-2 cruise and with an EM710 system during the SARAS survey. We processed the swath bathymetry with QUINCY and CARAIBES (IFREMER) software. After processing, the swath bathymetry from the MARLBORO-2 survey has a horizontal definition of 25 m<sup>2</sup> and a vertical resolution of 0.5 m below 100 m. The horizontal definition of the bathymetry from the SARAS survey was 49 m<sup>2</sup> and its vertical resolution was 1 m.

### **2.3.2. Method**

Three domains can be distinguished: the continental slope, the shelf edge and the internal shelf. We define arbitrary those areas as a function of the average slope and the bathymetry. The mid-shelf is defined above the outer-shelf between -90 m.b.s.l and -50m.b.s.l. (m.b.s.l.: meters below sealevel). The inner-shelf is defined from -50ms.b.s.l. to 0m. The outer-limit of the shelf (i.e. shelf-break) is a morphological feature that does not reach a consensus, and many studies choose different definitions of slope and bathymetry (e.g. Durán et al., 2014; Gamberi et al., 2014; Linklater et al., 2015). From the bathymetry, we define the shelf-break as the area where the slope becomes  $>2^\circ$  between -95 and -125m, broadly according to the definition of the I.H.O., 2008 (International Hydrographic Organisation, Fig. 4-6b). The interpreted map is presented on the figure 4-7. We divide the continental shelf in three segments : the boundaries of Nekor basin, the shelf west of Ras el Abib promontory (Fig. 4-6 and 4-8) and the Ras Tarf promontory (Fig. 4-9), the center of the Nekor basin (Al-Hoceima Bay, Fig. 4-10).

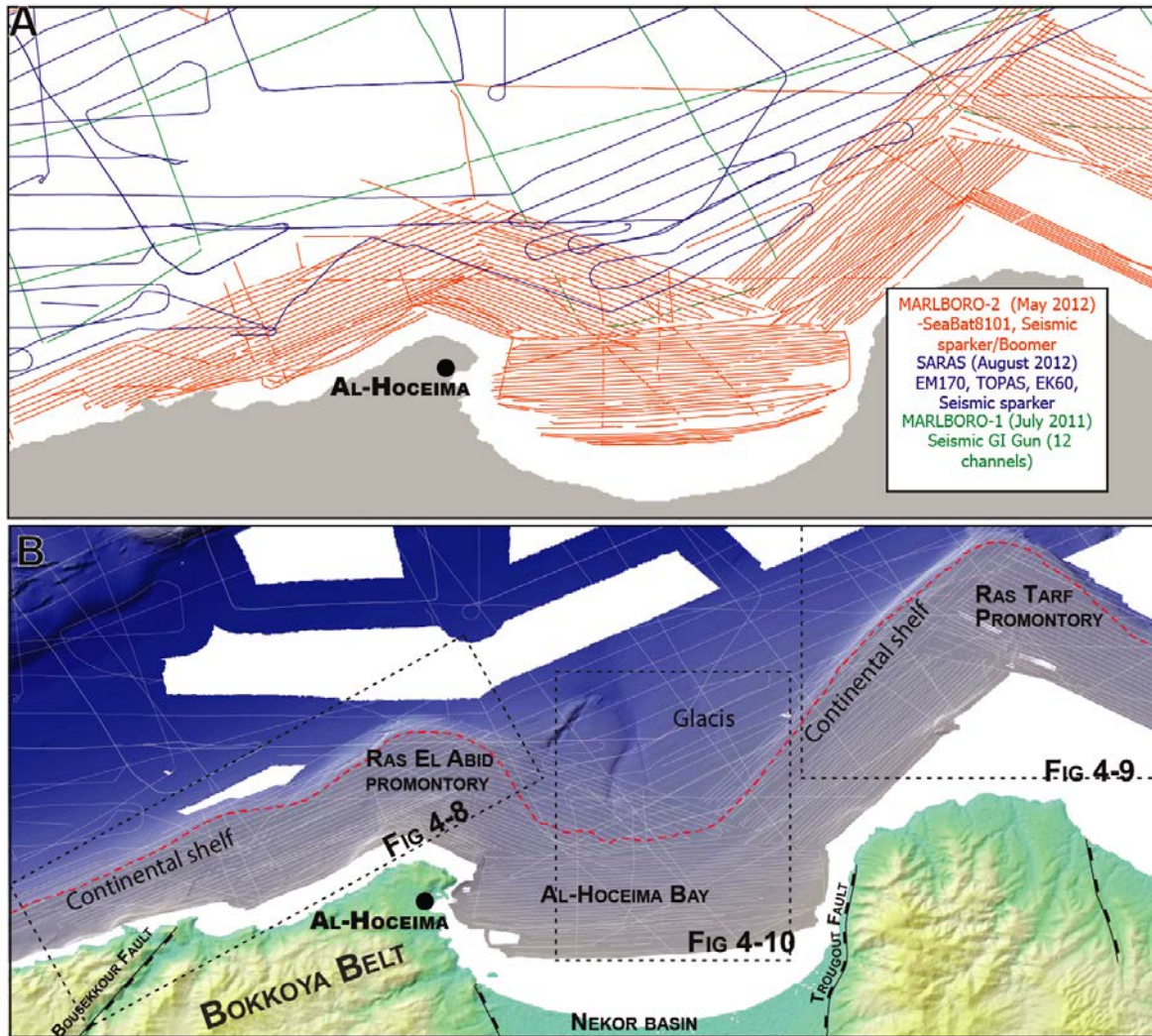


Figure 4-6 : A Location of the seismic reflection lines used in this study (Marlboro-1, Marlboro-2 and Saras surveys) surveys MARLBORO-2 and SARAS. B: Shaded topography and bathymetry of the studied area; White dashed line, shelf break as defined in the text; Black dashed rectangle, position of the figures Fig. 4-8, 4-9, et 4-10.



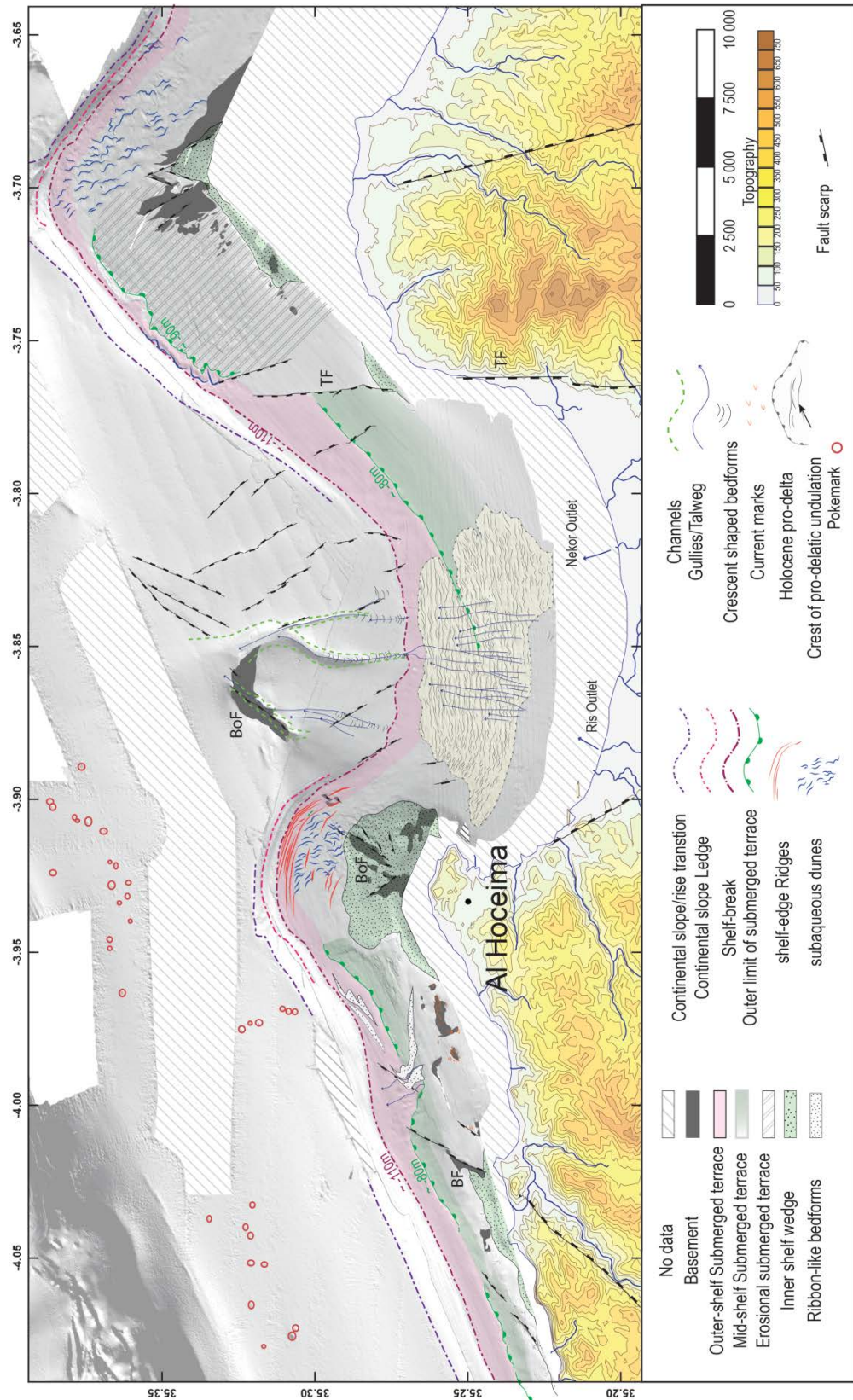


Figure 4-7 : Seafloor features interpreted from the seismic sections and the morphological analysis of the seafloor projected on the shaded bathymetry. Onshore contour lines of the topography from the Aster GDEM.

Morpho-sedimentary features are identified regarding their genesis because these features represent the interaction between sea level variation, oceanographic currents and active

tectonics. For the description of the stair case morphology, we use the words terraces as morphological regular low gradient surfaces and steps for surfaces with relatively higher slope and variability (i.e spatial variations of the slope gradient), regardless of the processes. Fault segments can be deciphered from linear features at the seafloor (in black on Fig. 4-7; Lafosse et al. 2016). As the basin and its boundary are extensively faulted, depositional sequences cannot be strictly correlated on the whole basin from the edges to the center of the basin, at the exception of the shallowest depositional sequences (Fig. 4-11, 4-12, 4-13, and 4-14).

The high-resolution of the SPARKER seismic used in this study (1m vertical resolution) allows the correlation of depositional sequences and bedforms with the bathymetry (Chiocci, 1994; Martorelli et al., 2010; Casalbore et al., 2016). Interpretation of seismic data was implemented according to the general principles of high resolution seismic and sequence stratigraphy, adequate to address analyses of Quaternary high frequency glacio-eustatic signals (fourth and fifth-orders, circa 100-120ky, 40ky and 20ky depositional cycles; (Tesson et al., 1990; Posamentier et al., 1992; Hunt and Tucker, 1995; Plint and Nummedal, 2000; Posamentier and Morris, 2000; Catuneanu et al., 2011, 2009).

#### **2.4. Morphology of the seafloor**

In the most-western part of the mapped area, the Ras el Abid continental shelf extends from the present-day shoreline up to 13km in the northeastern extremity of the Ras El Abid promontory (Fig. 4-8). Around the Ras Tarf promontory, the width of the shelf varies from 5km to 13km toward the North (Fig. 4-9). The Ras Tarf promontory basement merges at the seabed along the middle shelf and corresponds to the head of a tilted block (Fig. 4-9; Ammar et al. 2007, Lafosse et al 2016). In the central bay of Al-Hoceima, interaction between active subsidence and hydrodynamic processes control the morphology of the sea floor. The seafloor morphology exhibits a gently dipping ramp (average angle about 1°) from the actual sea shore to the deep basin (Fig. 4-10). Three major faults segments affects the seafloor: the NE-SW Bousekkour fault (BF, Fig. 4-6b), the N-S Trougout Fault (Fig. 4-6b) and the NNE-SSW Bokkoya faults (Fig. 4-6b). Theses faults segments are active and accommodate the extension in the Nekor basin (Lafosse et al., 2016) .



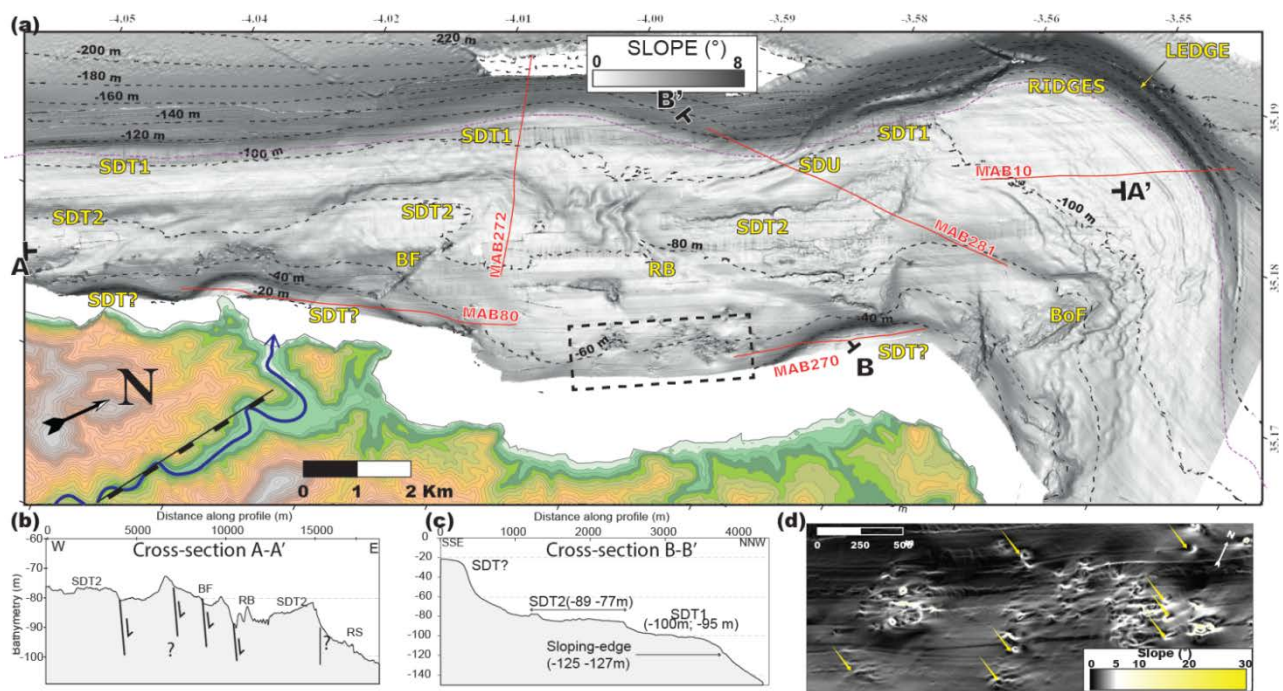


Figure 4-8: A. Slope map of the continental shelf west of the Al-Hoceima. B & C: Cross-sections through the shelf. D: Zoom from the dashed black rectangle in A. The color map has been change to enhance the details. Yellow arrows point to scour marks. Rougher texture on the eastern section of the marine terraces reveals the lesser burial of the marine terrace under Holocene drifted sediments. SDT, submerged depositional terraces; F: fault; BF, Bousekkour fault; BoF, Bokkoya fault; RB: Ribbon-like bedform; RS, ravinement surface;

#### 2.4.1. Pockmarks

At the foot of the continental slope in the Bousekkour area, circular depressions of few tens of meters of diameter at the sea-floor are interpreted as pockmarks (Fig. 4-7). These pockmarks could be related to contouritic processes affecting the Alboran Sea (e.g. Leon et al., 2007; Somoza et al., 2012). The trend of these pockmarks, showing a northern continuation of the Bousekkour Fault could evidence relation between fluid escapes and the late-Pleistocene activity of this fault (BF, Fig. 4-7).

#### 2.4.2. Continental slope ledge

The continental slope show step-like elongated morphologies between -150 and -130m.b.s.l. (continental slope ledge on Fig. 4-7, 4-8 and 4-11 ) corresponding to a decrease in surface slope gradient ( $0.5^{\circ}$ - $5^{\circ}$ ). These elongated morphologies match with the pinch-out of the progradational shelf edge wedges (Fig. 4-11, and 4-16), outlining the lateral extend of these features (Fig. 4-7). They could have been reshaped by longshore currents (e.g. Ridente et al., 2009) or/and storm waves (e.g. Casalbore et al 2016, Fig. 4-11).

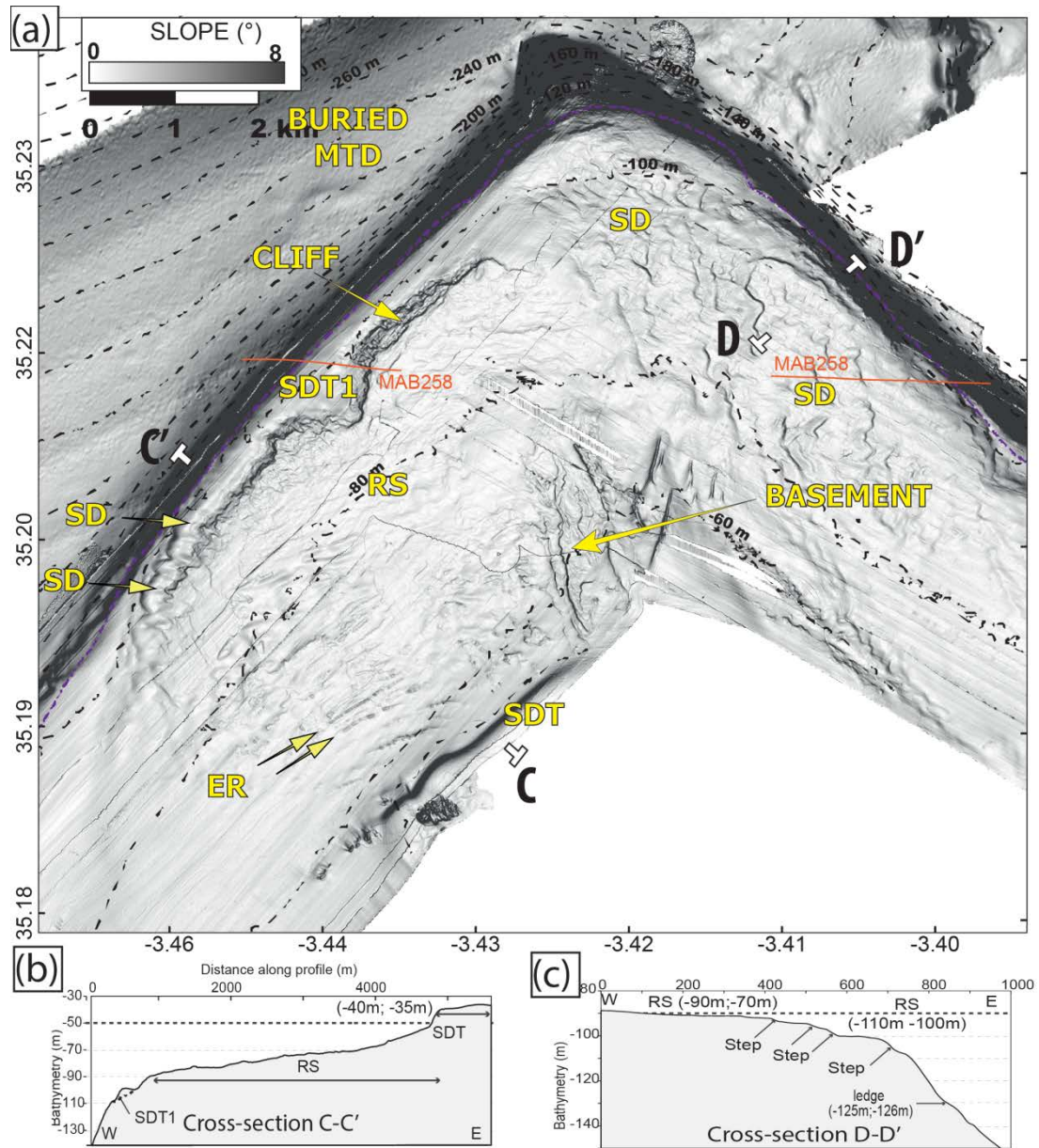


Figure 4-9: **A:** Slopemap of the Ras Tarf promontory. Orange line, MAB258 seismic line; Black dashed lines, isobaths. Inset, topography over the C-C' and the D-D' cross-section. **B:** Cross-section CC'. **C:** cross section DD'. MTD, Mass-Transport-Deposit; SDT; Submerged Depositional Terrace; RS, Ravinment Surface; SW, sediment waves; ER, Erosional Ridges;

### **2.4.3. Submerged depositional terraces**

From the outer-shelf to the middle-shelf, we observe a succession of three terraces and submarine escarpment or cliffs (Fig. 4-7, Fig. 4-8, Fig.4-9 and 4-10). In the Bousekkour area (Fig. 4-8), the deepest flat surface (SDT1) is narrow and limited seaward by the shelf break around -110m.b.s.l. and landward by the toe of a step around -100m.b.s.l. (Fig. 4-8a, c). A second flat surface is visible in the middle-shelf from -89m.b.s.l. to -77m.b.s.l. (SDT2; Fig. 4-8). The Bousekkour fault tilts this surface (SDT2; BF, Fig. 4-8b) toward the West. On the Ras Tarf promontory, the SDT1 is located between the isobaths -110mb.s.l. and -95mb.s.l. and limited landward by a 10m cliff (Fig. 4-9). A second very narrow depositional terrace (SDT on Fig. 4-9) is located at -40m in the middle-shelf and cannot be correlated laterally. In the Nekor Bay (Fig. 4-10), the SDT1 is similarly limited seaward around -110m.b.s.l. Between -85mb.s.l. and -80m.b.s.l. a second slope break underlined by a 5m step corresponds to the outer limit of a second terrace (SDT2) upslope.

### **2.4.4. Erosive morphologies**

Parallel to the shelf break, linear ridges are observed at the outer-shelf in the Ras El Abid promontory (around -100m.b.s.l. , along shelf Ridges, Fig. 4-7 and 4-8), with an elevation of one meter above the landward terraces. These Along self-ridges are located ontop SDT1 underline the truncation of forsets of shelf edge wedges (Fig. 4-7 and 4-8).

On the Ras Tarf Promontory, a terrace located between the isobaths -90m.b.s.l. and -70m.b.s.l (dashed surface, Fig. 4-7; RS, Fig. 4-9). The mean elevation of the edge of the terrace is around -90m.b.s.l. (CC', Fig. 4-9b). NE-SW linear bedforms in the terrace (Erosional ridges, ER on Fig. 4-9) corresponds to truncated clinoforms illustrating the differential erosion affecting this surface). Between -110m.b.s.l. and -100m.b.s.l. on the eastern flank of the Ras Tarf promontory (DD', Fig. 4-9c), the steps visible could recorded the last shore line landward retreat and could be generated by wave ravinement.

### **2.4.5. Pro-deltaic undulations**

Above the shelf break in the Al-Hoceima Bay, the SDT are draped by continues undulated bedforms (PU; Fig.4-10). This field of bedforms is located at the outlet of the Ris and Nekor rivers (Fig.4-5, Ris watershed in purple, Nekor watershed basin in red). The undulations are symmetric with a hundred of meters of wavelength and metric amplitudes (Fig. 4-10, E-E'). Similar morphologies have been observed in the Mediterranean Area (Berné et al., 2007,

Urgeles et al. 2011) and in the northern margin of the Alboran Sea (Lobo et al., 2014). This morphology of sediment wave is typical of Holocene Pro-deltaic Undulations (PU). The longitudinal extent of those pro-deltaic undulations shows the narrow (a few kilometers wide) fluvial influence of the rivers outlet in the Al-Hoceima bay (Fig. 4-7).

#### **2.4.6. Incision and crescent shape bedforms on the slope**

In the Al-Hoceima Bay, a central marine incision extends from -110m.b.s.l. to -260m.b.s.l. (Fig. 4-10). Linking the shelf break and the head of the marine incision on the slope, three lines of crescent shape bedforms are visible below -113m.b.s.l. (CSBF, Fig. 4-10). The crescent shape bedforms underline 5 m depressions in the central channel talweg (Fig. 4-10). Such features showing cyclic step style geometries have been described previously by the authors ( cyclic-step bedforms created by turbidity currents, e.g. Cartigny et al., 2014; Symons et al., 2016) and are considered produced by turbidity currents. These incisions were probably connected to Ris and Nekor river during the low stands as shown on figure 10 by the position of the paleo shoreline at 110m .

#### **2.4.7. Subaqueous dunes fields**

The subaqueous dune field on the Ras El Abid promontory is poorly visible on the shaded bathymetry between -110m and -100m deep (Fig. 4-7 and Fig. 4-15a) but is clearly highlighted on the slope direction map (Fig. 4-15b). The amplitudes of the subaqueous dunes are low (<1m) and their wavelength are around 150m. The Ras Tarf subaqueous dune field is shallower (from -100 to -80m.b.s.l., Fig. 4-9 and 4-15c). Subaqueous dune heights and wavelength range from 1m to 3m and 160m-500m, respectively. In both field, the crests of subaqueous dunes are sinuous and rounded (Fig. 4-15). The dunes of the Ras Tarf field are asymmetrical with eastward increasing slope values (Fig. 4-15c). The crests of the western subaqueous dune seem straighter than the eastern ones, showing a gradient of sinuosity. According to the classification of Kocurek et al., (2010), the dunes are linguoid or barchanoid (Fig. 4-15, Kleinans, 2004). The progressive transition between 2D to 3D morphologies is characterized by higher migration velocities (Kleinans, 2004). These subaqueous dunes fields seems linked to eastward longshore sediment transport. Subaqueous dunes above the SDT1 in the Ras Tarf (Fig.4-7, and 4-9a-b) could correspond to a lateral equivalent of the sinuous morphology, at a deeper position though.

Crossing the continental shelf, sinuous morphologies of subaqueous dunes (Fig. 4-8a) with metric orders of amplitudes (Fig. 4-8b) overlay the submerged terrace in the depression at the foot of the Bousekkour fault (Fig. 4-8). They locally tend to become parallel to the shelf and could be interpreted as ribbon-like bedforms (Fig. 4-7, Amos and King, 1984; Goff et al., 1999). They have a westward lee slope and indicate an eastward direction of transport.

#### **2.4.8. Current marks**

Current marks and scour depressions are observed on the seafloor between -70m.b.s.l. and -50m.b.s.l. (Fig. 4-8d). Similar scour marks were described at a similar range of bathymetry on other continental shelves (e.g. Green, 2009, Goff et al., 1999) and can indicate a transport flow around an obstacle. These bedforms could be linked to post-glacial to present-day hydrodynamic conditions as described previously on the New Jersey Platform (e.g. Goff et al., 1999). The scour marks are asymmetric with a convex slope toward the West and concave toward the East (Fig. 4-8d). These observations indicate a sediment transport direction from West to East.

### **2.5. Seismic Stratigraphy**

The seismic stratigraphic analysis reveals a pattern of stacked aggradational and progradational wedges that together constitute repetitive seismic units bounded by angular unconformities. From the geometry of clinoforms, internal architecture, and position on the shelf, the seismic units were grouped into seven distinctive stratigraphic sets described below and in table 1. We described 6 repetitive motifs (u1, u2, u3, u4, u5) corresponding to a succession of seismic subunits a, b, c and d (table 1). We can distinguish again subunits in the subunit c, that we name c-1 and c-2. The different colors (pink, green, blue, purple and brown ; Fig. 4-11, 4-12, 4-13, and 4-14) are used to define the seismic units in the figures that correspond to different types of stratigraphic patterns in relation with depositional sequences.



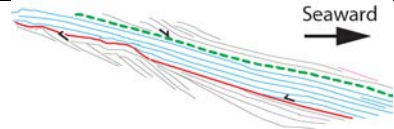
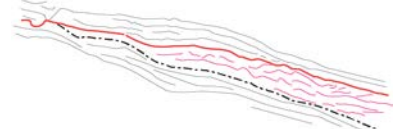
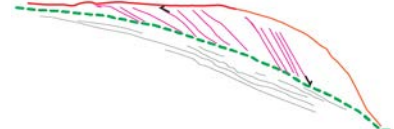
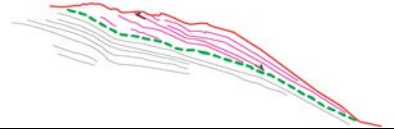
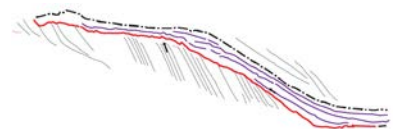
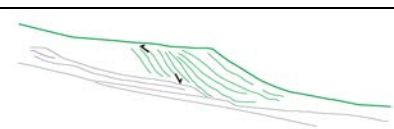
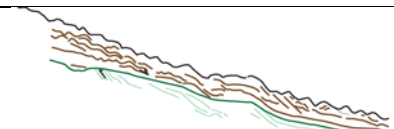
Seismic Unit	Geometry	Seismic facies	Position on the shelf [ Bathymetry of the rooftop]	Example of geometry
<b>Aggradational wedge</b> [u1b, u2b, u3b, u4, u5b]	Wedge of low angle (0°-1.5°) continuous and even reflector with coastal onlap and local distal downlap	Low amplitude and low frequency	Inner to outer-shelf	
<b>Distal hummocky</b> [u3d, u5d]	Wedge of hummocky reflectors with marine onlap	Medium amplitude and frequency	Upper continental slope	
<b>Progradational wedge (I)</b> [u4c-1 u5c-1, ]	Wedge of high angle parallel reflectors (2° - 6°) with landward toplap termination	Medium amplitude High frequency	Outer-shelf- Middle shelf / [-107m; -125m]	
<b>Progradational wedge (II)</b> [u4c-2 u5c-2, ]	Wedge of high-angle reflectors (1°-2°) slightly converging with landward toplap termination	Medium amplitude / medium frequency	Outer-shelf [-107m; -125m]	
<b>Local aggrading wedge</b> [u2a, u3a, u4a, u5a, u6a]	Wedge of low angle (0° -1.5°) parallel reflectors with concordant landward termination to marine onlap	Low amplitude and low frequency	Upper continental slope	
<b>Progradational mid-shelf wedge</b> [u6b]	Wedge of high-angle to low angle (0.1°-5°) sigmoid reflectors diverging seaward	High amplitude with high frequency to medium amplitude with medium frequency	Middle Shelf [-110; -80m]	
<b>Wavy mid-shelf unit</b> [u6c]	Wedge of wavy subparallel reflectors pinching seaward around -110m deep	Middle amplitude low frequency	Mid-shelf [110; -4m]	

Table 1 : Table of the seismic sub-sunits and units described in the text and in the figures.

Surfaces S1, S2, S3, S4, S5 correspond to angular unconformities and/or high amplitude reflector characterizing major erosional truncations at the scale of the seismic lines. The S surfaces are drawn to correspond to maximum of regressive surfaces. The basal surface of the progradational shelf-edge wedges (basal surface of progradation, BSP, dashed green lines; Fig. 4-11, 4-12, and 4-13) corresponds to a high amplitude reflection indicating contrasted acoustic impedances. These surfaces are merging respectively with the S1, S2, S3, S4 and S5 upslope and downslope. We observe locally a supplementary unit u6 over the u5. We will show that this last seismic unit corresponds to the preserved back-stepping unit of post-glacial deposits highlighted by the physiography of the shelf.



### 2.5.1. Aggradational wedges

Aggradational wedges consist of apparent sub-tabular low-angle ( $0^{\circ}$ - $2^{\circ}$ ), low to medium amplitude reflectors with low frequencies (blue seismic units u1b, u2b, u3b, u4b, u5b; Fig. 4-11, 4-12 and 4-13).

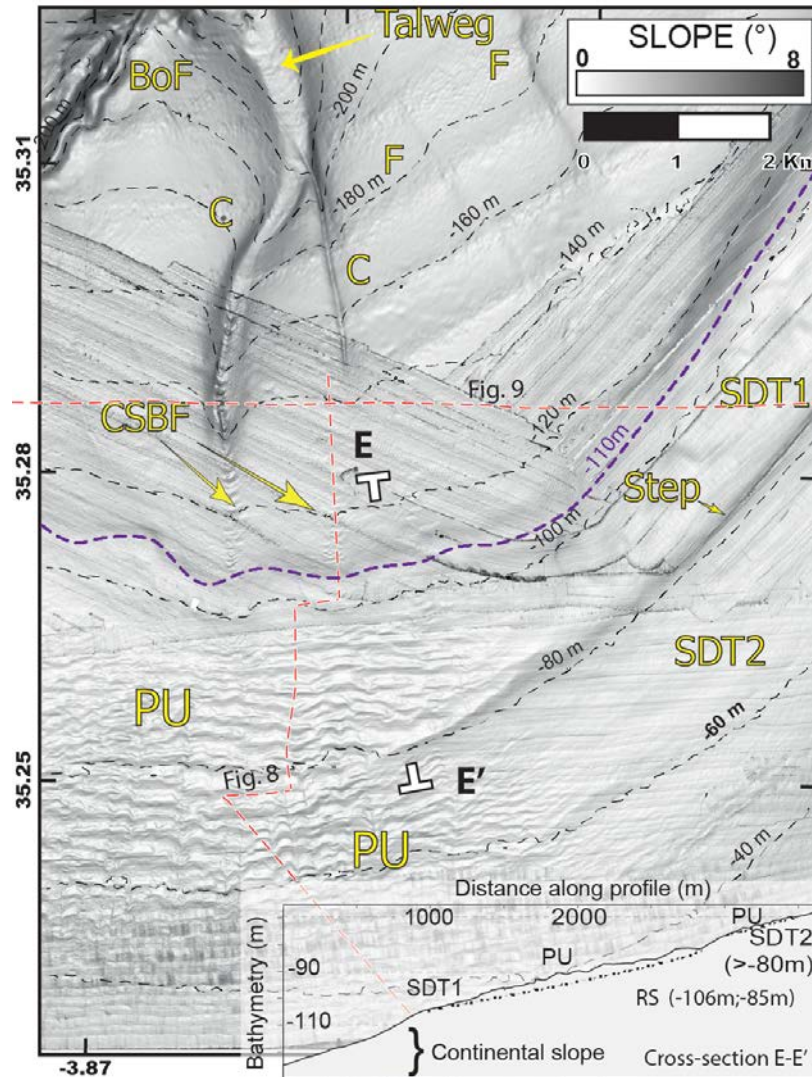


Figure 4-10 : Slope map in the Bay of Al-Hoceima (Nekor Basin). F, faults; C, canyons; CSBF, Crescent shaped bedforms; RS, ravinment surface; PU, pro-deltaic undulation; SDT, submerged depositional terraces. BoF, Bokkoya fault. Dashed Red Lines, position of the seismic lines Fig. 4-12 and Fig. 4-13.

These units are poorly preserved on the edges of the Nekor basin (Fig. 4-14 and Fig. 4-16) where they are draping previous seismic units. In the deltaic environment of the Al-Hoceima Bay, thickest series are present in the central part. The aggrading wedges are well preserved. Seaward terminations of internal reflectors are prograding on the basal unconformities (S2, S3, and S4 on Fig. 4-13). It demonstrates higher rates of accommodation and sediment supply in the Al-Hoceima Bay compare to the borders of the Nekor Basin.

### **2.5.2. Progradational wedge - type 1**

Progradational shelf-edge wedges are visible at the most seaward position of the shelf (units u1c, u2c, u3c, u4c-1, u5c-1, table 1, Fig. 4-11 to 4-14). They consist of maximum 25mstwt thick depositional units with high angles ( $3^{\circ}$ - $4^{\circ}$ ), middle amplitudes and high frequencies reflectors (Table 1). They are prograding on higher amplitude reflectors draping the previous depositional sequence and pinch-out seaward between -140m.b.s.l and -125m.b.s.l. and landward between -110m.b.s.l to around -85m.b.s.l. The geometry of those shelf-edge wedges with truncated reflectors at the top indicates a progressive base-level fall and the seaward migration of the shoreline: clinoforms show locally clear downward shifts of the offlap break (Fig. 4-11 to 4-14). The incision (erosional truncature) of the toplap surface landward suggests a sub-aerial environment in response to a base-level fall (Fig. 4-11 to 4-14).

### **2.5.3. Progradational wedge - type 2**

The type-2 progradational wedges are younger than type-1 progradational wedges and are characterized by medium amplitude, medium frequency and  $1^{\circ}$ - $2^{\circ}$  dipping clinoforms (table 1). These type 2 progradational wedges are located at the outer shelf-edge in the Al-Hoceima Bay and the shelf westward (seismic unit u5c, Fig. 4-11b and u4c, u5c, Fig. 4-13b). Type-2 wedges could be attached to type-1 wedges on the western boundary of the Nekor basin (u4c-1, u5c-1, Fig. 4-11b) or detached to Type-1 wedges in the Al-Hoceima Bay (u4c-1, u5c-1 Fig. 4-13b). In the Al-Hoceima Bay, (Fig. 4-13b) type 1 and 2 progradational wedges rest on top of the low angle clinoforms. At the edge of the present day continental shelf (Fig. 4-11 to 4-14, Fig. 4-16) the offlap break at the top of the progradational shelf-edge wedges marks the most seaward position of the shoreline and is around -110m.b.s.l. to 120m.b.s.l. The top of u5c seismic units is correlated with the outer terrace at -110m (SDT1; Fig. 4-7).

The clinoforms geometry of the type 2 prograding-aggrading wedges is compatible with a normal regression. We interpret the type 2 wedges as an imprint of a slow-down in the base-level fall or/and transition to the beginning of the base level rise, or a local tectonic varying the accommodation rates, assuming constant sedimentary fluxes. Lateral changes in progradational-aggradational shelf-edge wedges geometries could highlight local high-frequencies variations of the rates accommodations and sedimentary fluxes (u5c-1, u5c-2; Fig. 4-11 and 4-13).

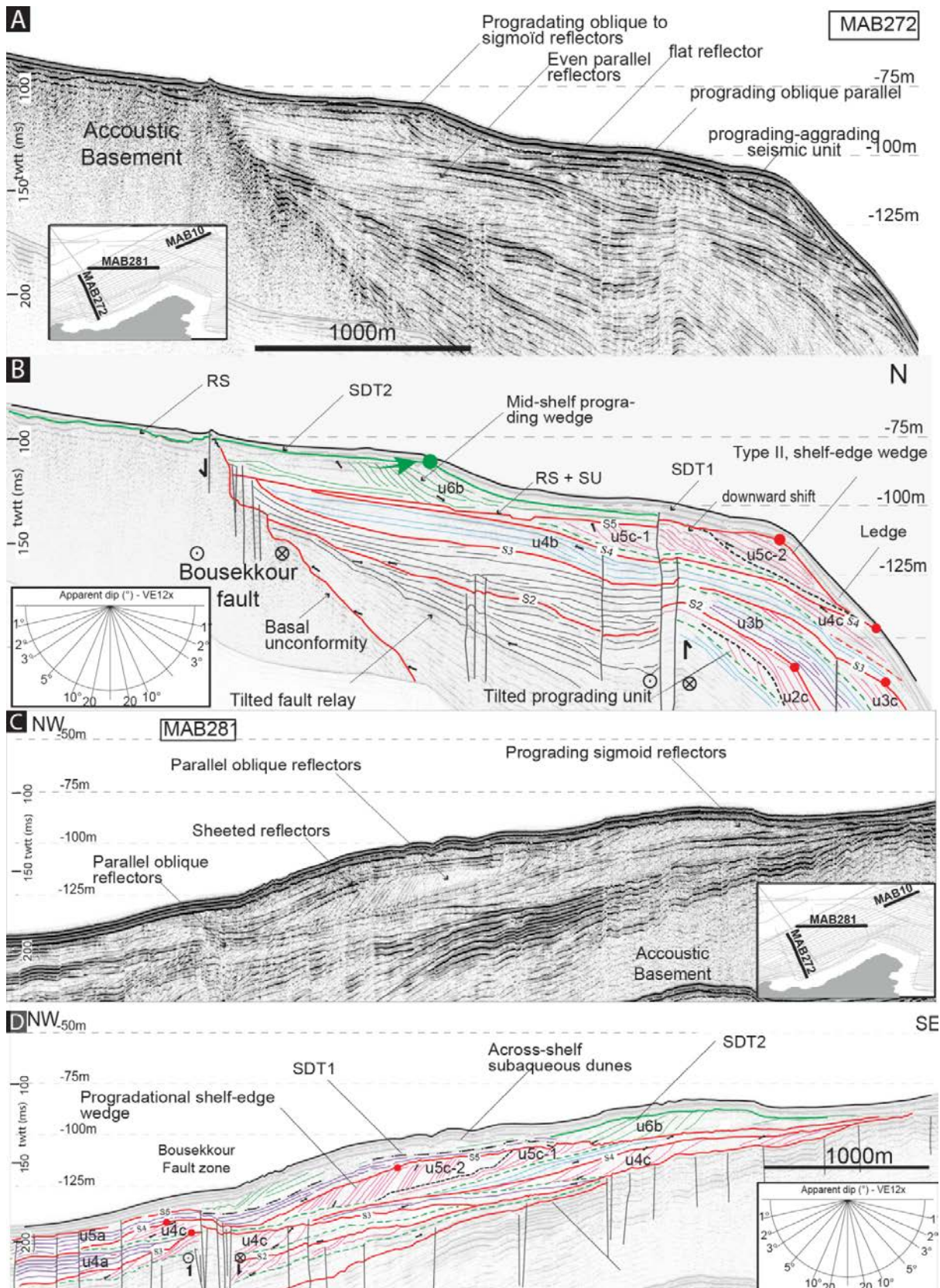


Figure 4-11: A and B: un-interpreted seismic section and the corresponding line drawing of the MAB272 seismic profile C and D: un-interpreted seismic section and the corresponding line drawing above of the MAB281 seismic profile. Insets: positions of the seismic section

and vertical exaggeration. The seismic section is located on the eastern flank of the Ras Tarf promontory. Dashed black line, local unconformity; Red line, Maximum Regressive Surface (MRS); green line, submerged depositional surfaces; dashed green line, basal surface of progradation. RS, ravinement surface; SU, Subaerial unconformity; SDT, submerged depositional terrace. On all the seismic lines, vertical exaggeration is computed using a P-wave velocity in the water of 1610m/s. Colored reflectors correspond to seismic units defined in the table.

#### **2.5.4. Distal hummocky seismic wedges**

Distal hummocky seismic wedges are present in the center of the Nekor basin at the upper continental slope (seismic unit u3d, u4d, u5d; table 1; Fig. 4-13). They consist of distal aggrading seismic unit of hummocky to wavy sub-parallel reflectors. These wedge could correspond to an distal depositional unit equivalent of the progradational shelf-edge as described in the Gulf of Lion (Jouet et al., 2006).

#### **2.5.5. Distal aggrading wedges**

These distal aggrading wedges are present at the shelf edges on the boundaries of the Nekor basin (purple units, Fig. 4-11, 4-12, 4-13 and 4-14). The area seaward of the pink prograding-aggrading shelf-edge wedges is progressively infilled by these distal units (u2a, u3a, u4a Fig. 4-11, 4-12 4-13 and Fig. 4-14). This depositional units could correspond to the start of the sea level rise and the slow back step of the shore line associated with the reworking of the previous deposits upslope by wave-ravinement (healing phase in Posamentier and Allen, 1993). These deposits could locally be associated to lowstand deposits in area close to the active faults. Along the shelf in the Bousekkour area, we observe that distal aggrading wedge can be preserved onto the prograding shelf-edge wedges associated with the Bousekkour fault zone (Fig. 4-11d). Distal aggrading wedge could therefore indicate superior rates of accommodation, linked to bloc tilting and vertical uplift.

#### **2.5.6. Progradational middle-shelf wedges**

The presence in the middle of the shelf of a maximum 10m thick progradational wedge (u6b; in green, Fig. 4-11 and 4-13) located above progradational shelf-edge wedges is a known feature of the Alboran shelf (Hernández-Molina et al., 2000). Middle-shelf edges are clearly back-stepping compared to progradational shelf edge wedges and evidences a transgressive unit (Fig. 4-11 and 4-13).

The geometry of internal reflectors and the concave-up shoreline trajectories (green arrow, Fig. 4-11B) indicates that the rates of aggradation increase with time and this seismic unit can



be interpreted as an outbuilding and up-building during a still stand during a transgression. The edge of the terrace (green dot; Fig. 4-11 and 4-13) is around -80m.b.s.l. in the Bousekkour area and in the Al-Hoceima Bay.

The top flat surface is very well expressed on the bathymetry (Fig. 4-7, 4-8 and 4-10) and could be an erosional surface of transgression landward (ravinement surface, RS, Fig. 4-11). Seaward, the top flat surface of the mid-shelf wedge (Fig. 4-11 and 4-13) is the terrace at the mid-shelf between -89m.b.s.l. and -77m.b.s.l. (SDT2; Fig. 4-7). These terraces have been described previously at similar depth (Casalbore et al., 2016; Martinez-Martos et al., 2016; Zecchin et al., 2015a). Based on the geometric pattern and on the position in the shelf, this surface corresponds to the definition of a submerged depositional terrace formed during a still stand at the last base level rise.

#### **2.5.7. Wavy mid-shelf wedges**

In the central part of the Nekor bay, the youngest middle-shelf wedge seismic unit consists of wavy sub-parallel reflectors within a wedge pinching out seaward around -100m.b.s.l (landward above S5 (u6c, Fig. 4-13). The pro-deltaic undulations at the top of the sequence of the Al-Hoceima Bay are above and therefore posterior to the middle shelf-edge wedge (Fig. 4-13). This seismic unit corresponds to the bottom set of the Holocene pro-deltaic Undulations (PU; Fig. 4-10; e.g. Urgeles et al., 2011). Repetition of this facies is not observed on top older seismic successions, suggesting that pro-deltaic undulations could correspond to a not preserved transient architecture.

#### **2.5.8. Inner-shelf wedges**

Those inner-shelf wedges are directly overlying the acoustic basement and seem asymmetric with a steeper slope toward the West (Fig. 4-17). Their top flat surface is around 30-20m.b.s.l (Cross-section B-B'; Fig. 4-8). The asymmetry suggests that they are likely influenced by a long-shore westward direction of transport. Those wedges roughly fit with the actual shoreline, indicating that they can be relatively young coastal wedge. The bathymetry and the position on the shelf of these wedges are very similar to those described previously on the North Alboran Margin and attributed to Holocene deposits generated by down welling storm currents (Hernández-Molina et al., 2000). These wedges could have also been deposited in shallow water subsequent to the advance of the shoreline (Fig. 4-17) as described previously on the New Jersey continental shelf (Nordfjord et al, 2009). Similar units have been described

on the North Alboran margin as near-shore submerged depositional terraces (Casalbore et al., 2016).

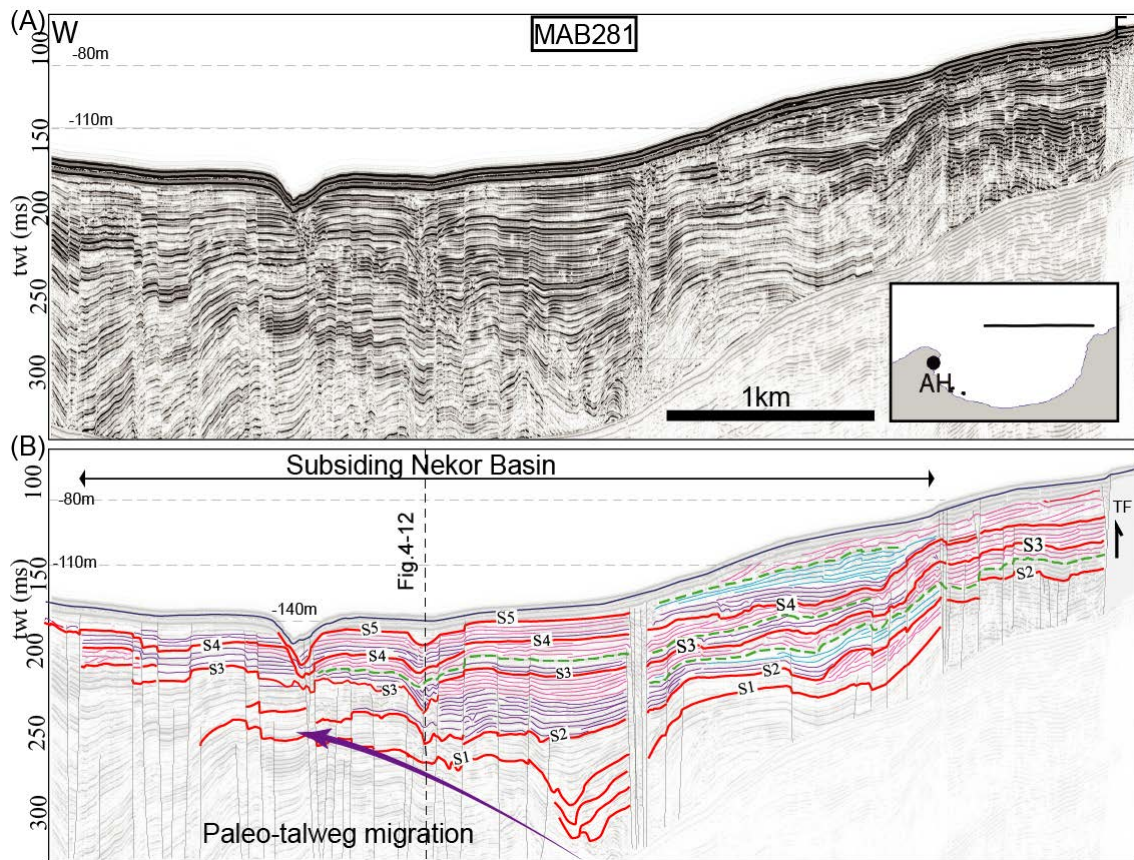


Figure 4-12 : A and B: uninterpreted and interpreted seismic line MAB281. On the Eastern side of the seismic line, the transition between the seismic facies of high amplitude continuous reflectors and the transparent facies correspond to the Trougout fault. Pink unit, prograding to aggrading seismic units; purple units, aggrading seismic unit; blue unit, aggrading-prograding seismic unit. TF: Trougout fault.

### 2.5.9. Depositional units boundaries

The S surfaces correspond to landward erosional unconformities passing seaward to concordant surfaces (Fig. 4-10 to 4-14). Progradational shelf-edge wedges type I (u4c-1, u5c-1, table 1) suggest a rapid downward shift of the shoreline associated with the base level fall. This falling stage is followed by a slowdown of the accommodation rate corresponding to the maximum of the regression (u4c-2, u5c-2, Fig. 4-11 and 4-13). At the scale of the Nekor basin, the S1, S2, S3, S4, S5 surfaces are assumed to mark the maximum of regression according to the authors ( Hunt and Tucker, 1995; Plint and Nummedal, 2000, Catuneanu, 2002, Zecchin and Catuneanu , 2013).



### **2.5.10. Spatial distribution of the shelf-edge seismic units**

The shallowest type I and type II progradational wedges (u5c, Fig. 4-11 to 4-14) and the aggrading seismic units below (u5a, u5b, Fig. 4-11 to 4-14) shows longitudinal variation of thicknesses when they are preserved (Fig. 4-18). The MRS (S1 to S5) surface is merged in the distal part of Al-Hoceima Bay with the marine incision (Fig.4-12 and 4-13). The S5 surface merges with the actual marine incision (Fig. 4-8, 4-12 and 4-13). At present-time, the incision is probably not active and could be partially infilled by post-glacial sediments. Previous paleo-marine incisions are considered to be active during all the falling stage for each sequence. On Fig. 4-12, the marine incision is clearly controlled by the active faults showing a progressive migration of the deformation westwards.

The resulting isopach maps of the merged u5a and u5b units and of the u5c unit (Fig. 4-18a) confirm that the subsidence of the Nekor basin controls the lateral changes of sediments accumulation and the morphology of the shelf. The contrast of thickness at the eastern boundary of the Al-Hoceima Bay corresponds to the delimitation of the Nekor basin by the Trougout fault (Fig. 4-18a). The thicker deposits west of the Trougout fault (Fig. 4-18a) denotes the recent subsidence of the Nekor bay (Lafosse et al. 2016) as evidenced onshore (e.g. Poujol et al. 2014).

For the falling stage, the isopach map (Fig. 4-18b) of the units u5c shows that the thicker packages are deposited along the shelves of the Bousekkour area and the Ras Tarf promontory (Fig. 4-18b). This map illustrates the detached geometry of the regressive units in the subsiding Al-Hoceima Bay. In the Al-Hoceima Bay, a 10ms twtt thick package of sediment is located in the middle of the actual shelf (dashed line (1), Fig. 4-18a). To the North, a 19mstwtt thick package of sediments is sur-imposed to the position of the shoreline at the end of the last sea-level fall (dashed line (2), Fig. 4-18b).

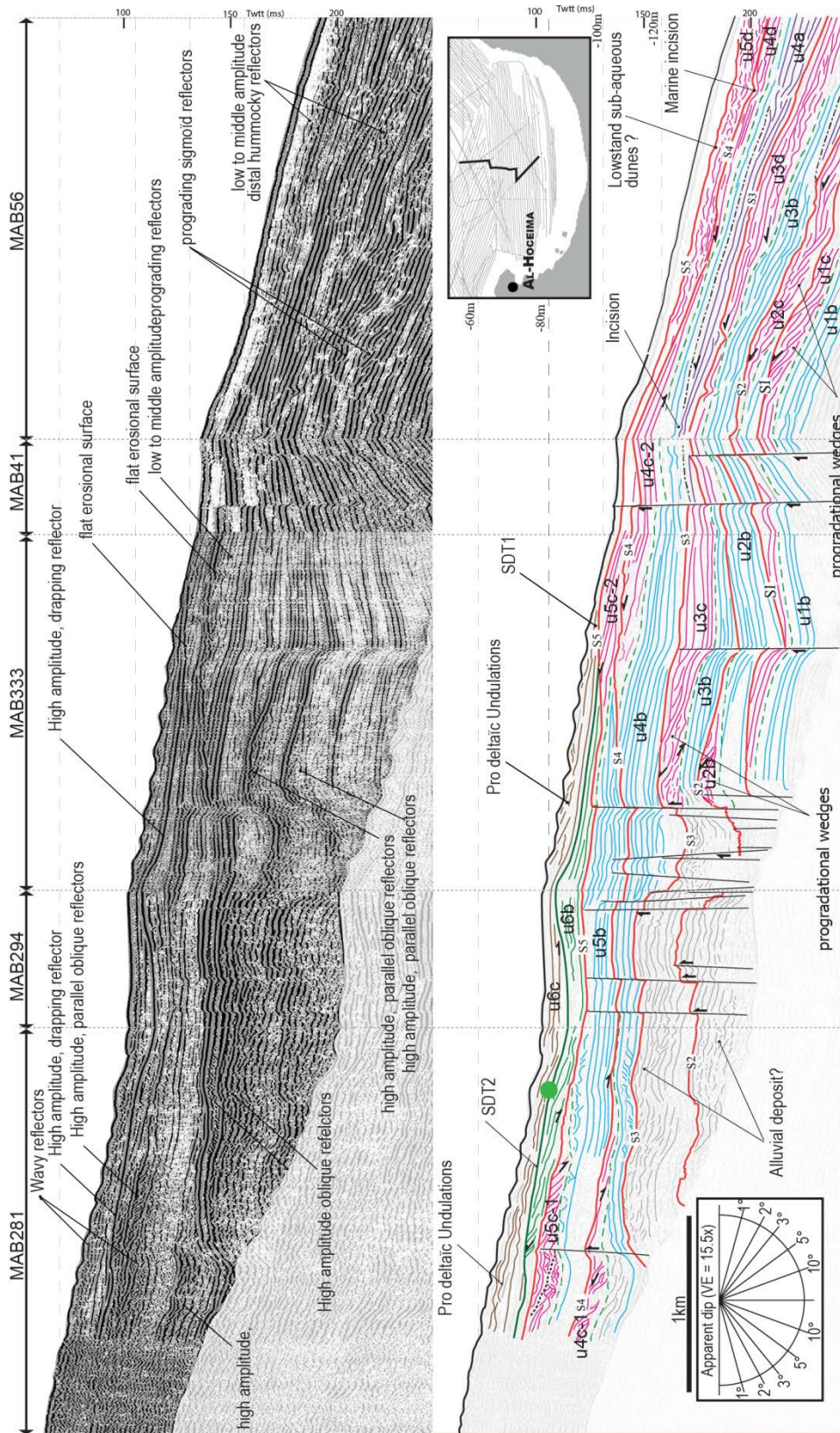


Fig. 4-13: A and B: un-interpreted seismic section and the corresponding line drawing of the composite seismic reflection section across the bay of Al-Hoceima.



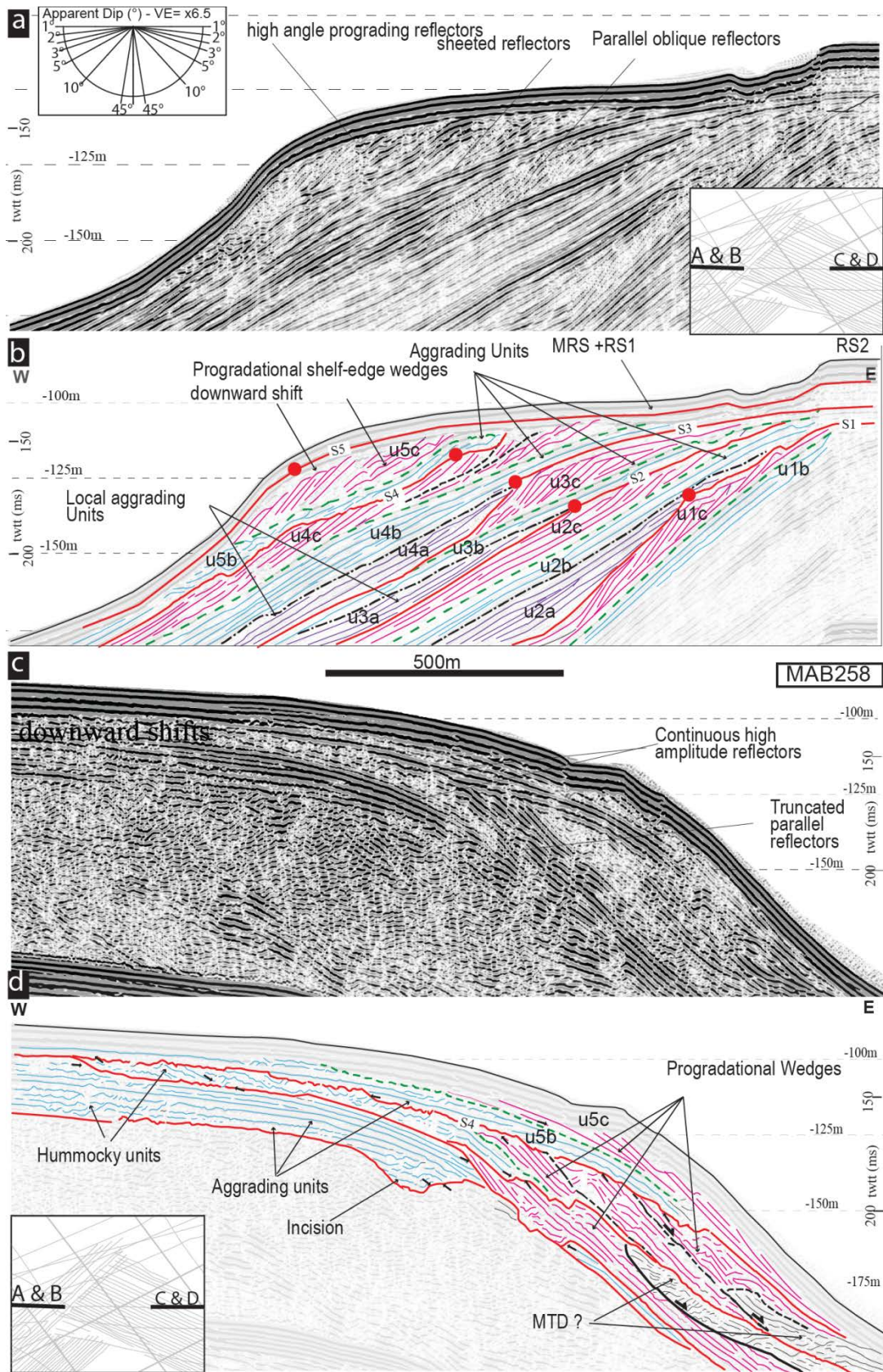


Figure 4-14: A and B: un-interpreted seismic section of the MAB258 seismic profile and the corresponding line drawing. The seismic section is located in the western flank of the Ras Tarf promontory. C and D: un-interpreted seismic section of the MAB258 seismic profile and the corresponding line drawing. The seismic section is located on the eastern flank of the Ras

Tarf promontory. This figure illustrates the succession of a repetitive sedimentary motif: pink prograding units and poorly preserved aggrading blue units. Figure 4-14c and d, the distal aggrading wedges are absent. And three to five repetitive seismic units are identified above the oldest identified incision (red surface). The top of the youngest prograding shelf-edge wedges is capped by an East dipping toplap surface (see also the H9 profile in the Fig 5a in Gensous et al., 1986).

## **2.6. Discussion**

Active normal faults bound a graben whose asymmetry is evident in the topography and bathymetry by the light of the new data. They accommodate the rapid extension in central Nekor basin and largely control the geomorphology and the sedimentary sequences identified across the Moroccan Margin. The segmentation of the Moroccan margin by the active faults leads to variation of vertical movements and sedimentary fluxes along the margin. The subsidence of the Nekor graben preserves the glacio-eustatic influence on the growth pattern of the shelf.

The correlation between the seafloor morpho-sedimentary structures and the seismic stratigraphy is a powerful tool to propose a model of a continental shelf growth recording sedimentary processes, tectonic and glacio-eustatic influence. Based on the sequential stratigraphy analysis for the Al Hoceima basin Late-Pleistocene sequence, this model relies on the nice identification on the domain of a repetitive motif of sedimentary sequences comparable all around the Mediterranean to 100ky glacio-eustatic sequences. For the this Late-Pleistocene sequence sequence, the high-resolution study documents systems tracks recording high frequency variations of the accommodation (subsidence versus eustatism) along the shelf. At high resolution the seafloor morphology reveals the interaction between the dynamic topography, hydrodynamic and sedimentary processes.

### **2.6.1. Modern and sub-recent geological processes**

The asymmetry of subaqueous dunes fields in the inner-shelf suggests a unidirectional sediment transport direction (Fig. 4-15). It illustrates the longshore influence on the Late-Quaternary shelf growth as described in Western Mediterranean (e.g. Ridente et al., 2009). The direction of migration is linked to the net direction of sediment transport and is indicated by of the orientation of the lee and loss slopes (e.g. Franzetti et al., 2013; Lobo et al., 2000; Parsons et al., 2005). The subaqueous dune fields indicate therefore an eastward direction of sediment transport at the time of their formations.

The dune fields have unknown granulometries but the wavelength/ratio for the Ras El Abid and the Ras Tarf fields are under the curve of Flemming, (2000) from global observations (Fig. 4-15e), supporting that the rounded dunes are degraded. As the dune fields are similar in water depth, geometry (i.e. asymmetric), wavelength and height than others dunes fields of the Mediterranean Iberian margin (e.g. Lo Iacono et al., 2010), we suggest following Flemming, (2013) that the dunes fields are collapsing since their original formation. Moreover, the absence of superimposed smaller structures argues for considering these dunes as fossilized features.

The circulations of the shallowest water masses in the Alboran Sea (the West Alboran gyre, WAB, inset Fig. 4-5) indicates an anti-cyclonic circulation and a likely sedimentary transport from East-to West in the Al-Hoceima area (Font et al., 2002; Pascual et al., 2017; Viúdez et al., 1996, 1998). Ercilla et al., (2016) propose that the Moroccan shelf and the upper slopes are now under the influence of a westward mix of the Mediterranean and Atlantic water masses (Shelf Waters, SHW in Ercilla et al. 2016) which are opposite to the sense of transport indicated by the asymmetry of the dunes. Therefore, the circulation of the water masses during the post-LGM transgression was similar to transient flow direction of geostrophic current measured by satellites (Pascual et al., 2017), indicating that the subaqueous dunes of Ras Tarf are older than present-day highstand.

### **2.6.2. Age correlation of the submerged depositional terraces**

The post-LGM transgression influenced the morphology of the modern continental shelves at a global scale, favoring the formation of flat erosional terraces and back-stepping deposits (e.g. Maestro et al., 2013). Calibration of the relative sea-level curve in Gibraltar for the Quaternary indicate that the relative sea level lowstand controlled by 100Ky cycles in Alboran reaches between -125m and -75m during lowstand period since -500ky (Grant et al., 2014; Rohling et al., 2014)

In Ionian-Calabrian margin, the position of scarps related to the post-glacial evolution of the morphology of the continental shelf seems to be clustered in two ranges of elevation, -40m to -65m and -70-80m (Zecchin et al. 2015), strongly correlating with the position of the sea-level around the Main Water Pulse1A and B (Fig. 4-19). From correlating a relative seal-level curve to the morphology of the shelf of the northern margin of the Alboran sea (Martinez-Martos et al., 2016; Zecchin et al., 2015) demonstrate a -110m.b.s.l. elevations for sea-level during the last glacial Maximum and -80m.b.s.l. to a marine-cut terrace aging those around -



12ky. From the position of the shelf and the bathymetry, we assume that the off lap1 and the unit below was built during the Last Glacial Maximum, around -30ky and -18ky (Fig. 4-19).

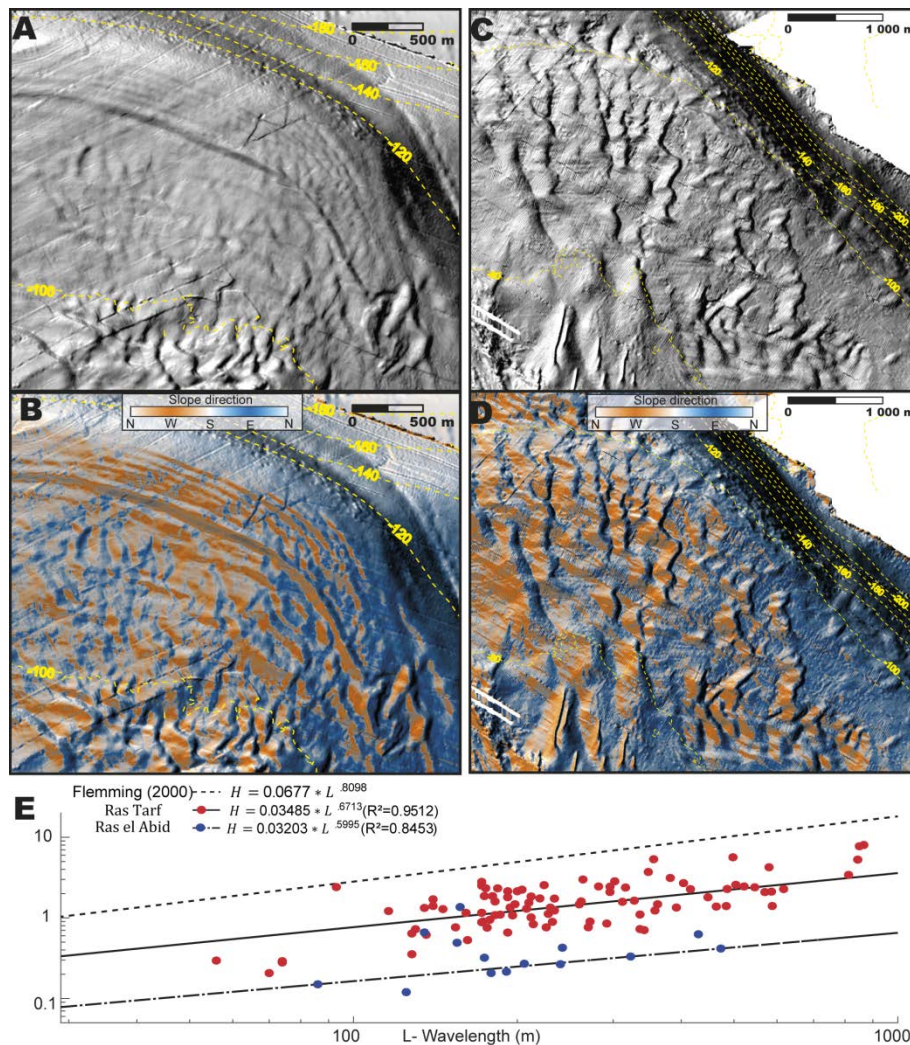


Figure 4-15: A, C: shaded bathymetry, over the Ras El Abid (left) and Ras Tarf (Right) promontories. Contour lines every 20m. B, D: aspect map over the the shaded bathymetry. Note the rounder morphorlogy of the sub-aqueous dunes in over the Ras El Abid promontory. E: plot of the height of the sub-aqueous dunes over the wavelength. The heights and wavelength of the sub-aqueous dunes have been mesure along 11 (Ras Tarf) and 10 (Ras El Abid) regularly spaced transects.

Consequently, the mid-shelf submerged depositional terrace topping sedimentary wedges (SDT2, Fig. 4-7) in the Al-Hoceima Bay and in the Bousekkour area are formed during a slowing down of the accommodation rate or increasing sedimentary fluxes during the last sea-level rise . This surface is observed around -80m.b.s.l. in the Bousekkour area and in the Al-Hoceima Bay (SDT2; Fig. 4-7). Such low accommodation rates occurred during two post-LGM Old and Young Dryas periods of time: around -15ky and around -12ky (Fig. 4-19, Lambeck et al. 2014). The approximately -80m.b.s.l. bathymetry of this terrace suggests an age around -15ky, as suggested on the North Alboran shelf by Martinez-Martos et al., (2016).



This assumption is reinforced by the fact that in the Al-Hoceima Bay, the top of this mid-shelf wedge is recovered by pro-deltaic undulations very similar to those described in the Holocene pro-deltas in northern Alboran (Fig. 4-10; Jabaloy-Sánchez et al., 2014; Lobo et al., 2006) or in the Adriatic shelf (Cattaneo et al., 2004).

### **2.6.3. Sequence stratigraphy and margin growth patterns of the Moroccan continental shelf**

We observe two superimposed allocyclic controls on the architecture of the sedimentary records locally persevered by the subsidence: (1) a repetitive motive topped by erosional surfaces characteristic of a glacio-eustatic controls (2) the tectonic control evidenced by lateral variation of accommodation. Below the seafloor, the seismic units and sub-units evidence a cyclic pattern varying as a function of the position of the shelf in the Nekor Basin. Local variation of geometry and growth pattern demonstrates a clear tectonic influence.

#### **2.6.3.1. Highstand system tract (HST)**

In the southern Alboran margin, the Holocene HST are illustrated by inner-shelf wedges and deltaic sedimentation. Based on our observations (Fig. 4-16), we interpret the inner-shelf wedges on the sides of the Nekor basin as Holocene highstand deposits or late-transgressive deposits.

In Al-Hoceima bay, pro-deltaic undulations are recognized to the front of modern river outlets (Fig. 4-7; Urgeles et al., 2011, and reference therein). They are developed around Mediterranean in Holocene pro-deltaic mud and represent modern HST (e.g. Cattaneo et al., 2004). These undulation could be interpreted as sediment waves controlled by regular high density flows during pic river floods (Migeon et al., 2001, 2014) as the hydrological regime of the rivers converging in the Nekor basin is very likely dominated by flash food events as for the other region of semi-arid climate (e.g. Abdalla et al., 2014). These bedforms could also have been initiated by destabilization and creeping of the seafloor events in this very active area (e.g. Paull et al., 2013).

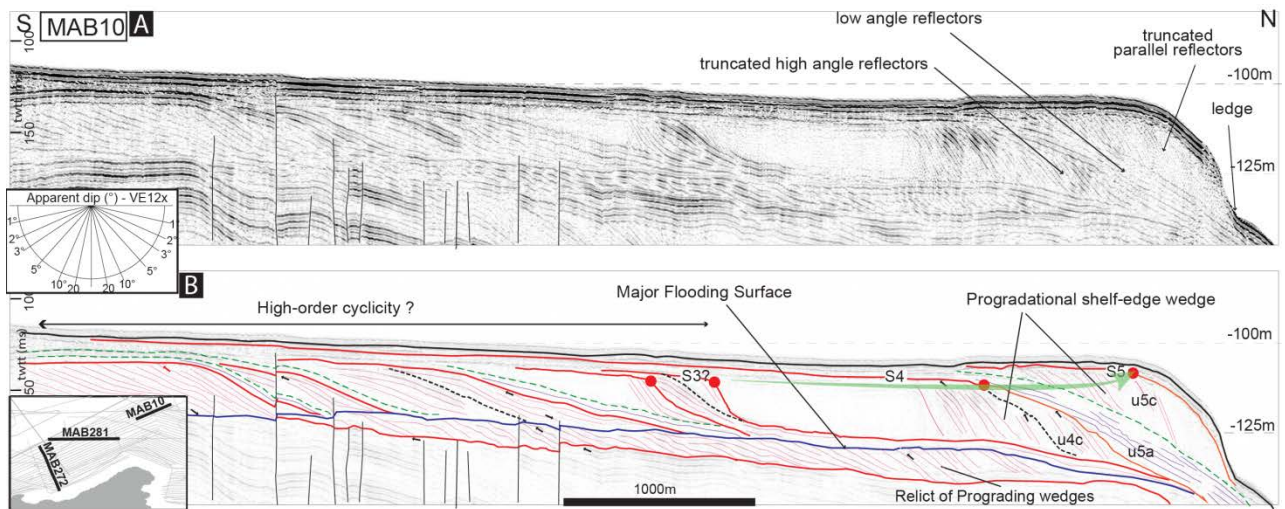


Figure 4-16: A and B: seismic profile MAB10 crossing the Ras El Abid north of Al-Hoceima (top) and its interpreted line-drawing. Thick blue-red line, downlap surface; Red dot: offlap break; Green arrow offlap break trajectory. The succession of prograding-wedge above the blue surface suggests a record of high-order variation of accommodations rates.

Below the seafloor, HST could represent thick sub-units preserved by the tectonic (Fig. 4-13). We interpret the eroded low-angle sub-tabular clinoforms of the aggrading-prograding units (“blue units”, Fig. 4-12 and 4-13) as the remnants of pro-deltaic sediments deposited during the high stand periods. In the distal part of the basin, the purple transgressive units are clearly visible onlapping the MRS (Fig. 4-12). In The Ras Tarf Area, HST are represented by draping reflectors above the prograding wedges. Along the different Quaternary Mediterranean shelves (HST) represents relatively small volumes of sediments in the sedimentary record because they are built during relatively short period of time (e.g. Lobo and Ridente, 2014). The thicker deposits in the Al-Hoceima Bay demonstrate that active subsidence can be related to important sedimentary fluxes.

### 2.6.3.2. Forced-regressive to Lowstand System tract (FSST)

In the Al-Hoceima-Bay, the type I wedges are shallower than the type II but appears to be capped by the same surface (u4c1-2 and u5c1-2 units, S4 and S5 surfaces, Fig. 4-13). The most recent erosive top of the type-I wedge is around -90m.b.s.l. (u5c-1, Fig. 4-13), which corresponds to the bathymetry of the sea-level during the MIS3 stillstand period (Rohling et al. 2014). Steep internal reflection and toplap termination of the Type-I are typical of forced regressive system tract (FSST; Hunt and Tucker, 1995; Plint and Nummedal, 2000; Posamentier et al., 1992; Posamentier and Morris, 2000). The geometry of type-II prograding wedges composed of prograding to aggrading sigmoid reflectors denotes sedimentary flux overcoming the accommodation rates and are typical of regressive system tract (e.g.

Catuneanu et al., 2009) settled around Lowstand period. The youngest type-two wedge is topped by the SDT1 indicating a deposition below the maximum of relative sea-level fall. In a model of transgressive-regressive sequence (e.g. Catuneanu et al., 2009 and reference therein) regressive system tracts are limited by MRS. From our observation, type-II wedges observed at the past and present-day edges of the continental shelf correspond to normal regression system tract triggered by the rise of the base-level at the end of the glacio-eustatic sea-level fall. Type I and II are detached at the basin scale but are prograding over the same basal surface (green dashed line; Fig. 4-13). They belong to the same regressive sequence.

Below the shelf break, the S1, S2, S3, S4 and S5 surfaces merges with the paleo-incision showing the activity of the slope incision during lowstand period (Fig. 4-13). Located seaward the offlap breaks, the wavy seismic unit u3d, and u5d could indicate a lowstand pro-deltaic deposition as described at similar stratigraphic position in the Gulf of Lion for 24ky old sediments in an coarsening-up sequence (Jouet et al., 2006). On the Bousekkour area the type-I, type-II is clear in the tilting Bousekkour fault zone (Fig 4-11b). In the Ras Tarf area, such distinction is inapplicable (Fig 4-11b). The lateral variability of geometry demonstrates the influence on active subsidence on the geometry of FSST and lowstand deposits.

### **2.6.3.3. Healing phase –early transgressive system tract.**

Around the shelf breaks, we observe aggrading seismic unit onlapping on the prograding shelf-edge wedges (u1a, u2a, u4a, u5a, u6a, Fig. 4-11 to Fig. 4-14). In the Al-Hoceima bay, and in the Western flank of the Ras Tarf Promontory, the thickness of the reflectors packages indicates relatively important sedimentary fluxes which can reflect the fluvial input in the Al-Hoceima Bay (Fig. 4-18a). The flat high amplitude reflector onto the SDT2 (Fig. 4-13) can correspond to a ravinement-surface stacked with a transgressive lag. In The Bousekkour area, the corresponding wedges (u5a, u4a, Fig. 4-11) shows a locally clear transgressive trend.

The geometry of the wedges indicates marine infilling and increasing accommodation which can correspond to transgressive lag and shoreline ravinement (Cattaneo and Steel, 2003; Posamentier and Allen, 1993; Posamentier and Morris, 2000). They differ from Type-II prograding-aggrading shelf-edge wedges because they are clearly transgressive. Because of the active tectonic context of the Nekor basin, the u1a to u6a subunits records an increase of accommodation which can be link to tectonic rather than a glacio-eustatic control of the base level. These wedges reflect at a transition from lowstand-late lowstand-early transgressive system tract which remain elusive with the sparker seismic resolution and without ground-evidences.

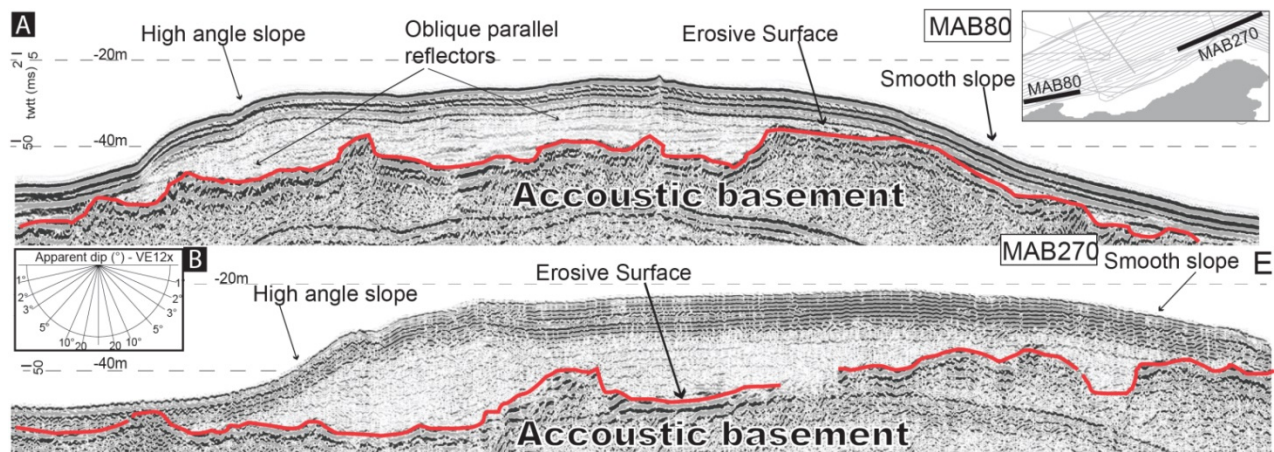


Figure 4-17 : Inner-shelf wedges in the Bousekkour area. The red line corresponds to the S5 surface stacked with the surface at the top of the SDT2.

#### 2.6.3.4. Transgressive system tract (TST)

On the Moroccan shelf, the succession of back-stepping progradational wedges corresponds to the steps and depositional terraces from the outer-shelf (SDT1) to the inner-shelf wedges. The mid-shelf wedges are deposited below the SDT2. Their geometry is similar to mid-shelf wedges attributed to TST described in the Ionian-Calabrian margin (Zecchin et al., 2015c) and in the northern Alboran margin, above the last progradational shelf-edge wedge (Hernández-Molina et al., 1996). In the Ionian-Calabrian margin and in the Gulf of Lion transgressive system tract were related to wave-ravinement processes and landward motion of the shoreline during slowstand or stillstand within the last transgressive period (Berné et al. 2007; Zecchin et al., 2011 and 2015). TST are defined above the MRS landward and above the wave-ravinement surface reworking the MRS at the outer-shelf (i.e. above the SDT1; e.g. Zecchin and Catuneanu, 2013). The perseverance and the observation at a seismic scale of transgressive deposits depend on the configuration of the shelf and on the accumulation rates delivered during the late-Quaternary transgressive periods (Ercilla et al., 1994; Cattaneo and Steel, 2003;). Therefore, the observed back-stepping prograding wedge can correspond to the preserved last post-glacial TST.

We suggest that TST could be preserved in the Al-hoceima Bay, at the bottom of the highstand prograding- aggrading wedge. Transgressive deposits can be represented by thick aggradational seismic units in subsiding deltaic environment with relatively high sedimentary fluxes (e.g. (Chiocci et al., 1997; Ercilla et al., 1992; Lobo et al., 2014). Because 100ky-cycle transgressive period are short time period with high transgressive rate, the TST could be preserved at depth at the base of the aggrading–prograding sub-unit (u2b, u3c, u4b units, Fig.

4-11 to 4-14).) or could be merged in the thin draping blue sub-units (e.g. Cattaneo and Steel, 2003).

#### **2.6.3.5.Cyclicality of the growth of pattern.**

In the Al-Hoceima area, the SDT1 marks the amplitude of the fall of the relative sea-level at 110m.b.s.l. for the last-LGM and the SDT1 marks a possible slowdown during the post-LGM sea-level rise. Below, the cyclicality of the seismic units and their associated bounding surfaces illustrate the succession of a highstand followed by a falling-stage (Fig. 4-11 to 4-14). Recent calibration of the Relative sea-level curve indicates rates of variation reaching  $\pm 40$  mm/y since 125ky (Fig. 4-19; Grant et al., 2012; Lambeck et al., 2014), clearly higher than the known vertical motion rates in the area ( 0.1-0.4mm/y; Poujol et al., 2014). Based on an age calibration of the MRS based on the recognition of the SDT, we assume that the cyclicality of the depositional sequences can correspond to the glacio-eustatic influence and of the records of the 100ky cycle since 500ky. S1, S2, S3, S4, S5 can correspond to maximum of regression during the lowstand periods since -500ky. Our interpretation is supported by the comparison with other Mediterranean margins.



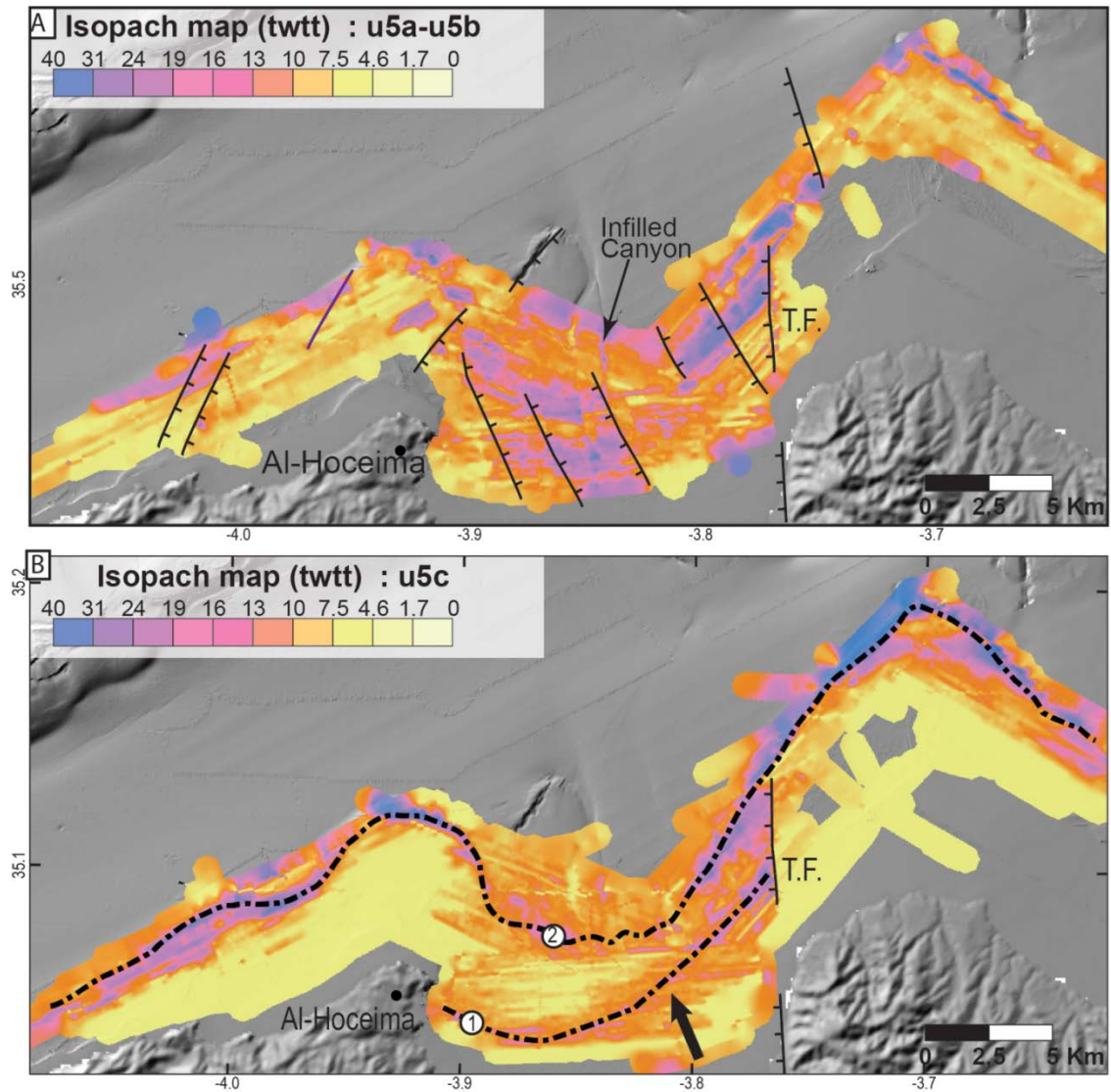


Figure 4-18: A: Thickness of the aggrading-prograding unit (blue unit) above S4 plotted over the shaded bathymetry. Black barded lines show the active faults B: Thickness of the prograding unit units below S5 plotted over the shaded bathymetry. The black arrow illustrate the detached FSST (1) and (2). The map shows the distributions of the sediments during the last fall of the base-level. The sharp transition from thick deposits to thin deposits between 3.8°W and 3.76°W is linked to the Trouout fault (TF).

It is well known, that since 500ky, variation of the relative sea-level followed a pattern induced by 100 ky Milankovitch eccentricity cycles with longer regressive than transgressive periods (e.g Rohling et al., 2014). The figure 4-20 illustrates a cycle of growth of the Moroccan shelf from the last fall of the sea-level to the present-day high-stand. The depositional motif is bounded by stacked surfaces corresponding to the Maximum Regressive Surface (MRS in Catuneanu et al., (2011) and maximum flooding surface. The MRS is reworked by wave ravinement during the consecutive rise of the sea-level (Bache et al., 2009, 2012; Rabineau et al., 2005). The local discrepancies of shelf architecture are resulting from the physiography of the shelf, local tectonic and variations of the sedimentary flux.

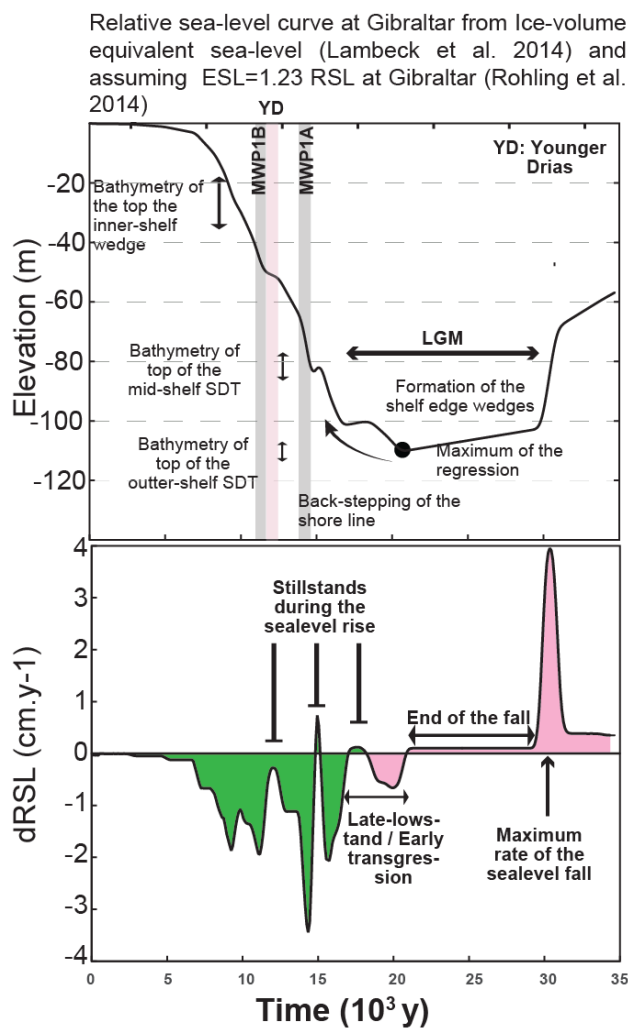


Figure 4-19 : Relative sea-level curve at Gibraltar since 35000ky (top) and the corresponding first derivative (bottom) modified after (Lambeck et al. 2015; Rohling et al. 2015).

## 2.6.4. Tectonic influences on the growth pattern

### 2.6.4.1. Physiography of the margin

The physiographic difference between the narrow high-gradient shelf westward of the Al-Hoceima Bay, and a ramp-like low-gradient shelf explain the difference of geometry of our regressive deposits. The overall geometry characterizes the asymmetry of the transtensive basin (Lafosse et al. 2016). Tectonic subsidence in the Al-Hoceima and focused fluvial input due to wider catchment and active tectonic onshore lead to: (1) Thicker

highstand deposits in the Al-Hoceima bay (Fig. 4-18); (2) low gradient topography in the Bay around the previous highstand (Fig. 4-14).

The ramp-like geometry in the Al-Hoceima Bay leads the FSST in the mid-shelf (MSDRD, Fig. 4-20) to be preserved above younger preserved regressive deposits at the shelf edge (SEDRD, Fig. 4-20b). During the LST and the early-transgression, sub-aerial erosion and wave-erosion can rework FSST, and increases the distance between the wedges (Fig. 4-20c). In the narrow shelf, the inner-shelf wedges correspond to a later deposit (Fig. 4-20d).

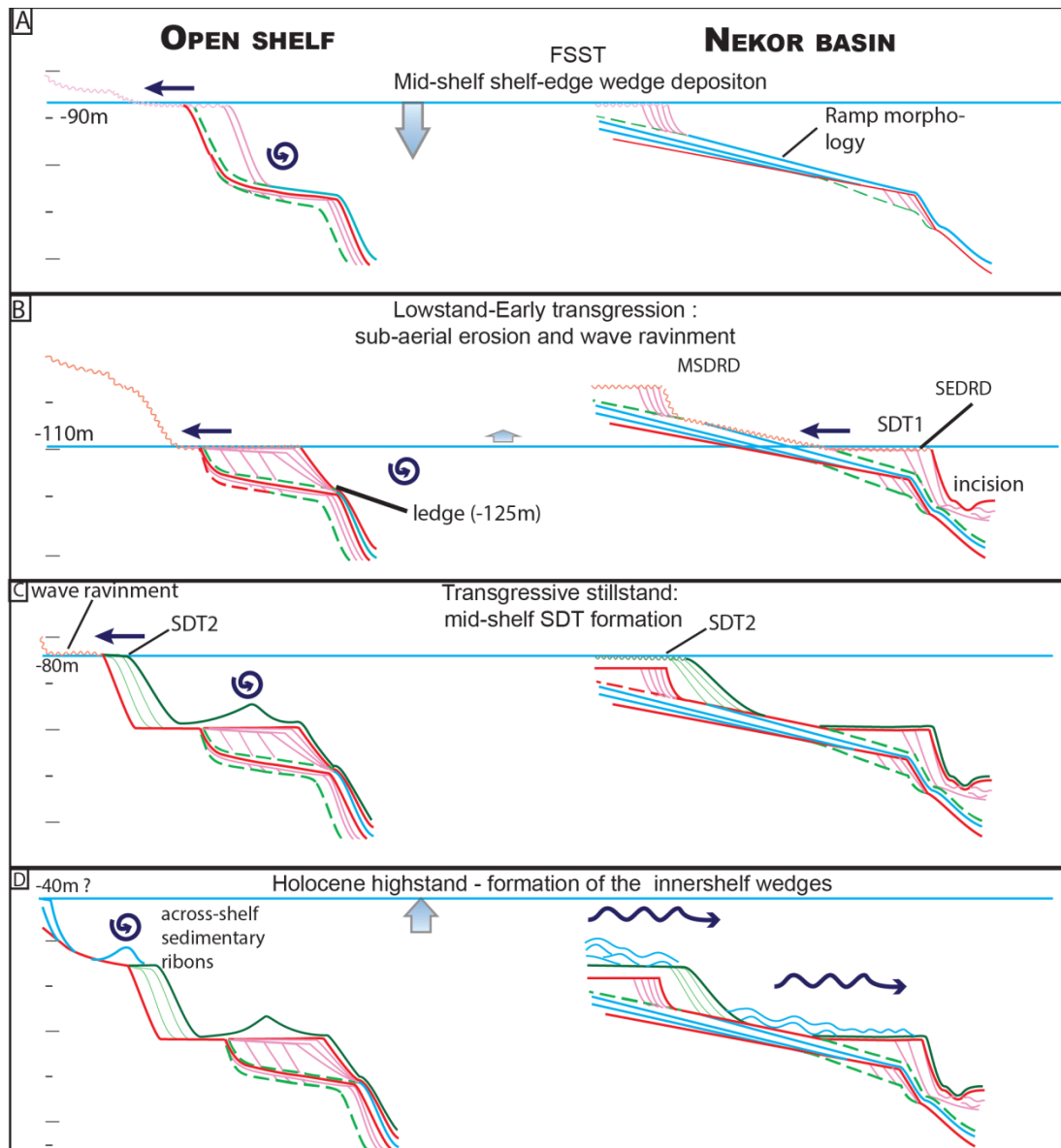


Figure 4-20 : Schematic evolution of the Moroccan open shelf (left) and of the subsiding Nekor basin (right) at key timesteps around the LGM: (a) around MIS3; (b) formation of the depositional terrace 1 during the LGM; (c) formation of the depositional terrace 2 during the stillstand of the sea level rise at -15000y and (d) formation of the inner-shelf wedges (open shelf) and of the pro-deltaic undulations (Nekor basin) during the Holocene late transgression and highstand. Dark blue spiral, longshore current; dark blue arrows, fluvial influence; MSDRD, mid-shelf detached regressive deposit; SEDRD, Shelf-Edge detached regressive deposit.

On the Ras Tarf promontory, submerged depositional terraces around -80m.b.l. are absent and the terrace at -90m.b.s.l. is erosive (Fig. 4-7 and 4-14). The absence of thick transgressive depositional can be explain by the low slope gradient configuration of the promontory leading to low accumulation rates during the post-LGM transgression (Cattaneo and Steel, 2003). This thin draping of transgressive deposits is above the vertical resolution of the seismic line (Cattaneo and Steel, 2003).

#### **2.6.4.2. Tectonic accommodation and tilting**

The talwegs migration of the major incision toward the West of the basin suggests a tectonic control (Fig. 4-12). In the Ras Tarf promontory, the longitudinal variation of accommodations rates seems linked to an active tilting during the deposition in relation to the Trougout fault activity. The asymmetry between the eastern flank and the western flank of the Ras Tarf Promontory (Fig. 4-14) suggests a differential accommodation on each side linked Trougout fault (Fig. 4-7, and 4-14). To the East of the fault, onshore marine terraces (yellow triangle, Fig. 4-5) have been uplifted (Poujol et al. 2014). The preservation of the cyclicity of the sedimentary sequences can be linked to a local subsidence link to the termination of the Trougout fault (e.g. Fig. 1 in Gawthorpe et al., 1994).

The subsidence along the Bousekkour fault explain the variability of depth of the SDT2 (Fig. 4-8) and of the aggradational wedges (blue units in Fig. 4-11). The W-E cross-section AA' (Fig. 4-8) suggests that the Bousekkour fault control the variations of tectonic subsidence and the block tilting toward the West. The subaqueous dunes at the foot of the Bousekkour fault (Fig. 4-8) suggests that during the transgressive and highstand intervals the open shelf is influenced by longshore transport and that transgressive and highstand deposits are by tectonic subsidence and tilting.

Rapid tectonic subsidence could be recorded during period of low rates of sea-level variation. The local variation of geometry of the FSST and LST in the Bousekkour area and in the Al-Hoceima Bay illustrates interactions of high-frequency variations of rates of the tectonic subsidence and relative sea-level. It is likely that the high frequency change of tectonic accommodation are better recorded during period of low rates of sea-level variation than during period of rapid eustatic change. Toward the Ras El Abid promontory, the succession of prograding units (Fig. 4-16) could in one hand indicate a rapidly increasing accommodation compatible with the local subsidence of the North-East of the Ras El Abid (Fig. 4-16). In the second hand, the succession of prograding wedges shows high frequencies changes of sedimentary fluxes assuming a constant subsidence which could be explain by episodes of rapid change of rates of accommodation or accumulation. These prograding sub-units could be link to 20ky cycles as recorded on the isotopic records (Lea et al., 2002; Lisiecki and Raymo, 2005; Waelbroeck et al., 2002) or illustrated on Mediterranean Margin (e.g. Lobo and Ridente 2014). Future sampling in the area will help to decipher what are the controls of high-frequency patterns in active area.

## 2.7. Conclusion

In, the Mediterranean Moroccan margin, the eustatic control on the late Quaternary shelf deposits do not differ from other Mediterranean shelves (e.g. Chiocci et al., 1997; Lobo and Ridente, 2014; Rabineau et al., 2005; Zecchin et al., 2015). So it has been possible to distinguish the active tectonic controls from the 100ky eustatic impact on the morphology and stratigraphy of the shelf. The high resolution stratigraphy of an active transtensive basin is the first step before high resolution quantification of the deformation and toward a model of transtensive basin infilling. This model should involve the response of the Nekor basin to high frequency subsidence rates and sedimentary fluxes.

The high resolution imagery of the bathymetry has revealed the staircase morphology of the shelf, the paleo-sedimentary transport and the influence of longshore transport on the growth pattern of the shelf. Depositional terraces can be correlated to 4<sup>th</sup> order eustatic variations during the last sea level rise and are powerful tools for the assessment of the RSL variations. This depositional have been correlated to seismic units giving age constraint for recent transgressive deposit and calibrates our age model. The six elementary motifs characterized by prograding and aggrading geometries are interpreted as depositional sequences linked to the 100ky eccentricity cycles of glacio-eustatic RSL variations for the last 500ky. The stacking pattern varies according to the local subsidence.

(1) Aggrading seismic units are interpreted as merged highstand and transgressive system tracts, poorly preserved on the boundaries of the Nekor basin, but constituting thicker units in the Nekor Bay due to the active subsidence. Subsiding area are prone to focus the fluvial input, evidenced by thick transgressive highstand system tract in the Nekor basin and pro-deltaic undulation. (2) Mid-shelf and inner-shelf prograding wedges are clearly back-stepping from the outer-shelf wedges illustrating TST. The building of those depositional wedges associated with the submerged depositional terraces above produce staircase morphology of the seafloor. (3) Variations of geometry of system tracts demonstrate the influence of active tectonic on the geometry of the shelf deposit with an emphasis on period of low rates of sea-level variation (the lowstand-early-transgressive period).

The active tectonic is a major influence on the physiography of the shelf and on the segmentation of the margin. The Nekor basin between the Trougout fault and the Bousekkour fault is subsiding which leads to detached regressive wedges and a ramp like configuration whereas the Ras Tarf uplifting with absente depositional terraces due to the low gradient configuration.



## **2.8. Acknowledgments**

We thank the members of the SARAS and Marlboro cruises, realized in 2011 and 2012. This work was funded by the French program Actions Marges, the EUROFLEETS program (FP7/2007-2013; n°228344), project FICTS-2011-03-01. Seismic reflection data were processed using the Seismic Unix SU and Geovecteur software. The processed seismic data were interpreted thanks to the Kingdom IHS Suite©software. This work also benefited from a State Grant from the French Agence Nationale de la Recherche (ANR) in the Program « Investissements d'avenir » with the reference ANR-10-LABX-19-01, Labex Mer. Romain Cancoët, Christophe Prunier are thanked for their help with bathymetry and seismic acquisition.



## **Chapitre 5 - Evolution de la transpression Plio-Quaternaire sur la marge Sud du bassin d'Alboran**

## 1. Introduction

Dans ce chapitre, nous proposons sous forme d'un article à soumettre dans *Tectonics*, un modèle d'évolution des structures Rifaines et du bassin d'Alboran depuis le Pliocène. Le but de cet article est de contraindre, grâce à la synthèse de nos données de sismique réflexion, de bathymétrie et de données issues de la littérature, la déformation à long terme et les structures tectoniques actives. Nous essaierons ainsi de réconcilier la géodésie et la tectonique des plaques. En effet, les observations GPS et les modèles néotectoniques indiquent une extrusion du bloc Bético-Rifain vers le Sud-Ouest (Afrique fixe). Associées à cette extrusion, la sismologie et la cartographie des structures actives ont montré que la déformation dans la région d'Al-Hoceima est en régime transtensif (Stich et al. 2005, 2010). Plus au Nord, la sismicité est associée à un régime décrochant caractérisé par une rupture récente (26 janvier 2016) probablement liée à la faille d'Al-Idrissi (Medina, 2017).

En mer, les déformations pliocènes à l'actuel ont été étudiées sur la Ride d'Alboran ((Martínez-García et al., 2013) mais de manière parcellaire sur la partie Sud (Tesson et al., 1987; Bourgois et al., 1992; Chalouan et al., 1997). En nous basant sur le modèle d'âge proposé par Juan et al. 2016, à partir de l'interprétation des données de puits en Alboran, nous proposerons un calendrier des déformations de la Ride Sud Alboran depuis le Pliocène jusqu'au Quaternaire. Nous verrons que la croissance des plis est associée à un cisaillement senestre au Pliocène inférieur, probablement lié au fonctionnement transpressif de la Ride d'Alboran. A partir, des lignes sismiques et des datations nous montrerons le diachronisme du plissement à l'échelle de la Ride Sud-Alboran marquée par des discordances internes dans l'ensemble des séries Pliocènes.

Nous montrerons la préservation de plateformes continentales Plio-Quaternaires enfouies, localisées sur la marge Marocaine au nord du bassin de Nekor et le long d'un haut sous-marin, d'origine probablement volcanique. Nous verrons que la transgression de ces plateformes continentales est Quaternaire. Nous montrerons enfin un réseau de failles actives affectant le fond de mer : (1) une zone de failles N-S affectant le haut sous-marin dans la continuité NE de la faille de Boudinar et la faille de Trougout (2) la faille d'Al-Idrissi et des *splay faults* sur sa terminaison Sud se connectant à la faille de Bokkoya ; (3) une zone de failles normales orientée NNW-SSE indiquant la transtension locale de la Ride Sud-Alboran.

Nous discuterons de la chronologie de la déformation au regard : (1) du diachronisme de la transpression Pliocène au niveau de la Ride Sud Alboran et des marqueurs de soulèvement dans le Rif à la même période ; (2) de la préservation des plateformes Quaternaire marquant

une subsidence locale liée à la faille d'Al-Idrissi (3) des failles actuelles affectant le fond de mer montrant une localisation de la déformation en décrochement et la transtension associée. A l'échelle régionale, nous verrons que cette chronologie correspond à l'évolution en transpression du bloc Bético-Rifain associée à la convergence Afrique-Eurasie. Nous proposerons un modèle d'évolution tectonique à l'échelle de la Ride d'Alboran et du Rif synthétisant les données disponibles en incluant les derniers modèles de tectonique de plaques (DeMets et al. 2015) qui ne témoignent pas de rotation de la convergence Afrique-Eurasie depuis 5Ma.

## **2. Active transpressive deformation in the South Alboran Basin (Western Mediterranean) – (Article 3)**

*Authors: Lafosse Manfred, d'Acremont Elia, Rabaute Alain, Ferran Estrada, M. Jollivet-Castelot, G. Ercilla, B. Alonso, C. Gorini*

### **2.1. Introduction**

Folded belts result from gravitational or tectonic forces which are not necessarily compressive (Fossen and Tikoff, 1998, 1993; Tikoff and Teyssier, 1994). In brittle regime, oblique shear lead to a strain partitioning with the formation of folds and lateral transport (Fossen and Tikoff, 1998). With time block rotation triggers change of the local stress field and lead to neoformation of better oriented tectonic structures (e.g. Nur et al., 1986; Ron et al., 2001; Scholz et al., 2010). It may result to a complex pattern of distributed deformation with transpressive and/or transtensive structures.

The formation of the Alboran Basin has been linked to back-arc extension and lithospheric tearing (e.g. Jolivet et al., 2009, 2008). Within the Africa Eurasia oblique converging regime, the lithospheric processes led to a tectonic reorganization into a transpressive deformation pattern (Comas et al., 1999; Do Couto et al., 2016), accommodated along several strike-slip shear zones running from the Iberian to the Moroccan margins: the Adra and Carboneras fault zones on the Iberian side, the Al Idrissi, the Jheba and the Nekor fault zones on the Moroccan one (Fig. 5-1). This broad shear zone, that evolved from Miocene to present-day is called the Trans-Alboran Shear Zone ( TASZ ; Fig. 5-1 ; Leblanc and Olivier, 1984).

Using a block rotation pinned model, (Meghraoui and Pondrelli, 2013) have demonstrated that oblique convergence can lead to a rigid block rotation which can be accommodated by transcurrent faults (e.g.. the TASZ, Fig. 5-1).



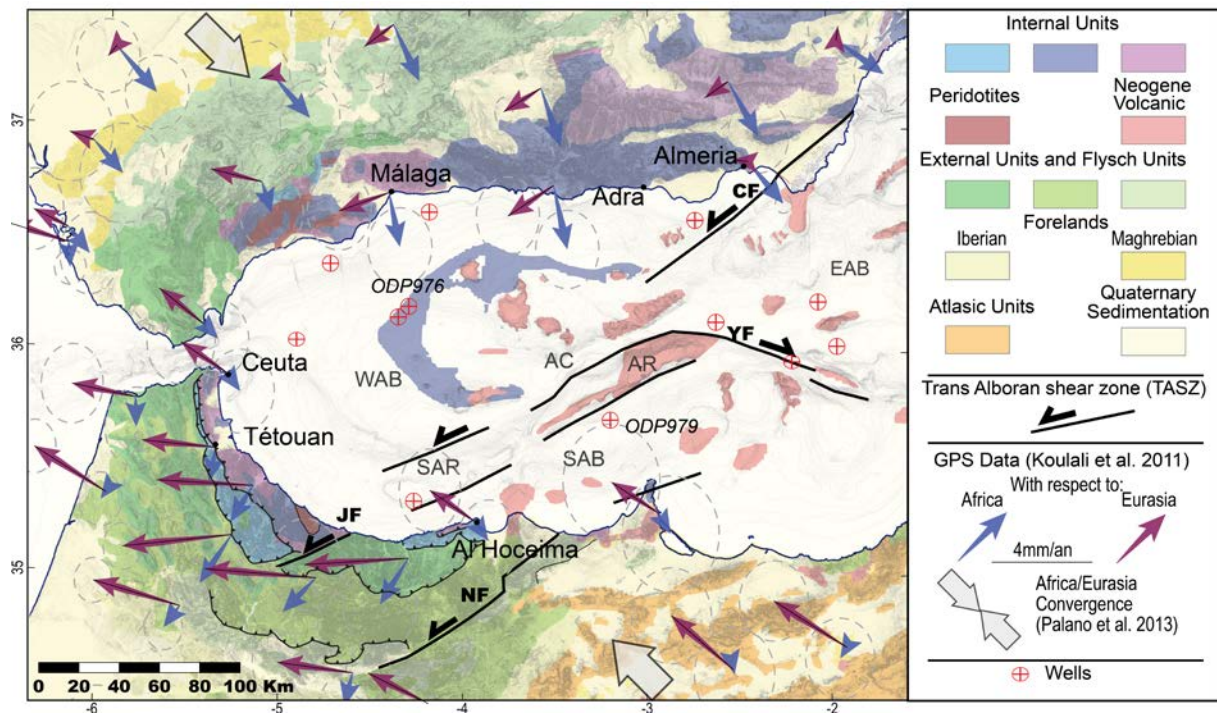


Figure 5-1 : Topographic map and major structural units of the Alboran region. Structural units modified from (Chalouan et al., 2008; Comas et al., 1999; Leblanc and Olivier, 1984; Romagny et al., 2014). GPS data from (Koulali et al., 2011). The Trans Alboran Shear Zone (TASZ) indicates the motion inferred for the Late-Miocene; AC, Alboran Channel, AR, Alboran Ridge, CF, Carboneras Fault, EAB, East Alboran Basin; JF, Jebha fault; NF, Nekor Fault; SAB, South Alboran Basin; SAR, South Alboran Ridge, YF, Yusuf Fault, WAB, West Alboran basin.

DeMets et al., (2015) showed recently that it is possible to perform a precise reconstruction of the rotation poles between Eurasia, North America, and Africa during the Neogene and Quaternary periods. These authors show that the direction of Africa-Eurasia convergence at Gibraltar remains constant during the Pliocene and the Quaternary. The migration of the rotation pole toward the SE results in an increase of the convergence rates from approximately 3.5mm/y to 5.5mm/y at 35°N/5°W from 5.2Ma to present-day respectively (DeMets et al., 2015).

Several authors report a change of the stress direction in the Betic and the Rif relatively to the onshore Miocene transcurrent faults (e.g. Carboneras, Jebha, Nekor) during the Plio-Quaternary (Aït Brahim and Chotin, 1990; Galindo-Zaldívar et al., 1993; Giaconia et al., 2015; Martínez-Díaz and Hernández-Enrile, 2004). The change of horizontal stress directions has led to compression and uplift of Plio-Quaternary sediments offshore the Palomeras area on the Iberian Margin (Giaconia et al., 2015). Giaconia et al. (2015) propose that the Quaternary change of stress direction could have also been record in the Alboran Ridge and its southward termination (Fig. 5-1). At present-time, the maximum horizontal stress direction along the Alboran Ridge seems orthogonal to the NE-SW structures of the TASZ (Neres 2016; Fig. 5-2). The distribution of the seismicity in the western part of the Alboran domain

indicates deep earthquakes at depths >30km (Fig. 5-3). Those deep earthquakes are located beneath the West Alboran basin along a N-S direction, in the central Betic and the Rif Mountains, and are associated to the sinking slab maybe detached from the upper plate at some places (Thurner et al., 2014). It is recognized that the Africa-Eurasia plate boundary in the Alboran domain cannot be assigned to a single fault or fault system (Fadil et al. 2006). The strain and stress maps indicate that the Alboran domain is not a rigid block, imply distributed deformation accommodating part of the Africa-Eurasia convergence (Neres, et al. 2016) and the lithospheric scale processes such as slab detachment (Thurner et al., 2014). The distribution of the deformation in the Alboran Sea remains largely unknown and still remains to be demonstrated.

In the present work we address tectonic issues of the SAR, through an integrated approach involving analysis of multi-resolution seismic reflection data, TOPAS profiles, and multibeam data. The resulting structural map shows evidences of Pleistocene tectonic which reflects the present-day strain partitioning of the deformation (Lafosse et al. 2016, Neres et al. 2016). We propose that the Alboran Ridge and the SAR correspond to Tortonian-Pliocene transpressive belt, lately activated in a probably more compressive way then abandoned during the late-Pliocene and the Quaternary. We propose that the geometry of these structures reflects altogether the effects of the Africa-Eurasia oblique convergence, the rotations of discrete blocks and lithospheric scale processes such as slab delamination. Since the end of the Pliocene, the basin-scale deformation and more specifically the deformation of the Alboran Ridge and of the SAR, are accommodated by a newly formed NNW-SSE transtensive fault networks (notably in the Nekor basin), by the sinistral Al-Idrissi strike-slip fault, and by the frontal indentation of the northern part of the Alboran Ridge.

### **2.1.1. Geological and geodynamical settings**

To accommodate the deformation since the Tortonian, the tectonic oblique inversion of the Alboran basin has re-used some older Langhian-Serravallian back-arc structures (e.g. Crespo-Blanc et al., 1994). This tectonic heritage is one of the reasons the Basin divided into three several sub-basins (Fig. 5-1, Auzende et al., 1975; Olivet et al., 1972, 1973): the Western Alboran Basin (WAB), the South Alboran Basin (SAB), and the East Alboran Basin (EAB). Those sub-basins are limited by transpressive and transtensive structures associated to the Alboran Ridge and to the Yusuf fault zones respectively, as well as to several volcanic and/or metamorphic highs (Fig. 5-1).

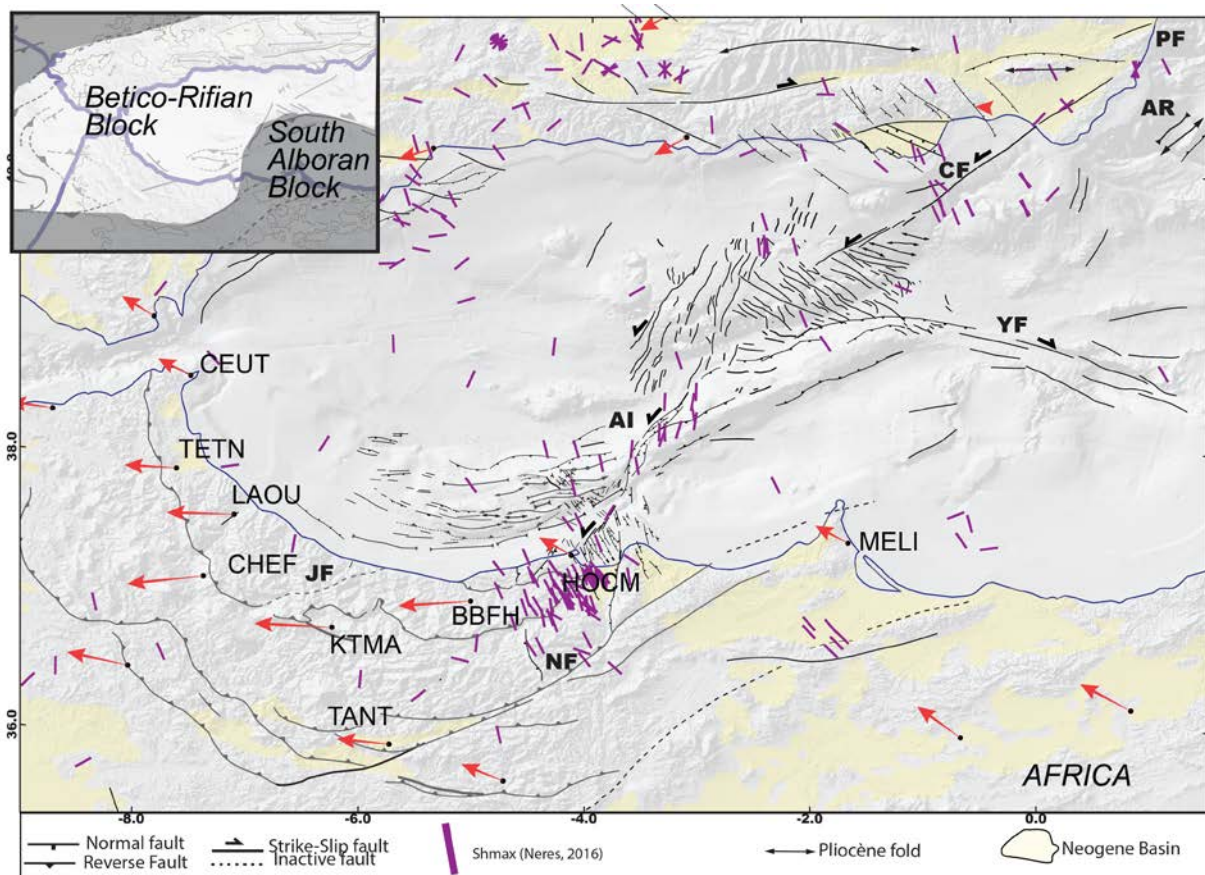


Figure 5-2 : Neotectonic map of the Alboran region modified from (Alvarez-Marrón and others, 1999; Chalouan et al., 1997; d'Acremont et al., 2014; Estrada et al., 2014; Gràcia et al., 2012, 2006; Lafosse et al., 2016; Martínez-García et al., 2011; Muñoz et al., 2008; Perea et al., 2014; Reicherter and Reiss, 2001; Vázquez et al., 2014) and from this study GPS data from (Koulali et al., 2011) with respect to Eurasia see figure 5-1 for scale.

The Alboran Ridge is a NE-SW striking submarine high of 150km long (Fig. 5-2 ; Muñoz et al., 2008) which ends splay toward the South West into a series of faults and folds affecting the Plio-Quaternary depositional sequences (Fig. 5-2; Bourgois et al., 1992; Chalouan et al., 1997; Gensous et al., 1986; Martínez-García et al., 2013; Tesson et al., 1987). Following Chalouan et al., (1997), we will call the submarine highs located to the Southwest of the Alboran Ridge (Francesc Pages, Tofino and Xauen Banks) as the South Alboran Ridge (SAR; Fig. 5-2).

It is noticeable that the SAR is located between the thinned continental crust linked to back-arc extension/mantellic delamination to the east, and the thick continental crust associated to Rifian units to the west (e.g. Díaz et al., 2016). The southern front of the SAR corresponds to the northern flank of a series of NE-SW synclines called the South Alboran Trough (Fig. 5-4a). The northern front of the SAR corresponds to the Alboran Channel (Fig. 5-4). Most of the SAR is structured by a series of folds (Fig. 5-2). Pre-messinian deposits are exposed at the seafloor in the core of the anticlines, for instance at the eastern edge of the Francesc Pages bank (Chalouan et al., 2008; Do Couto et al., 2016; Juan et al., 2016; Tesson et al., 1987).



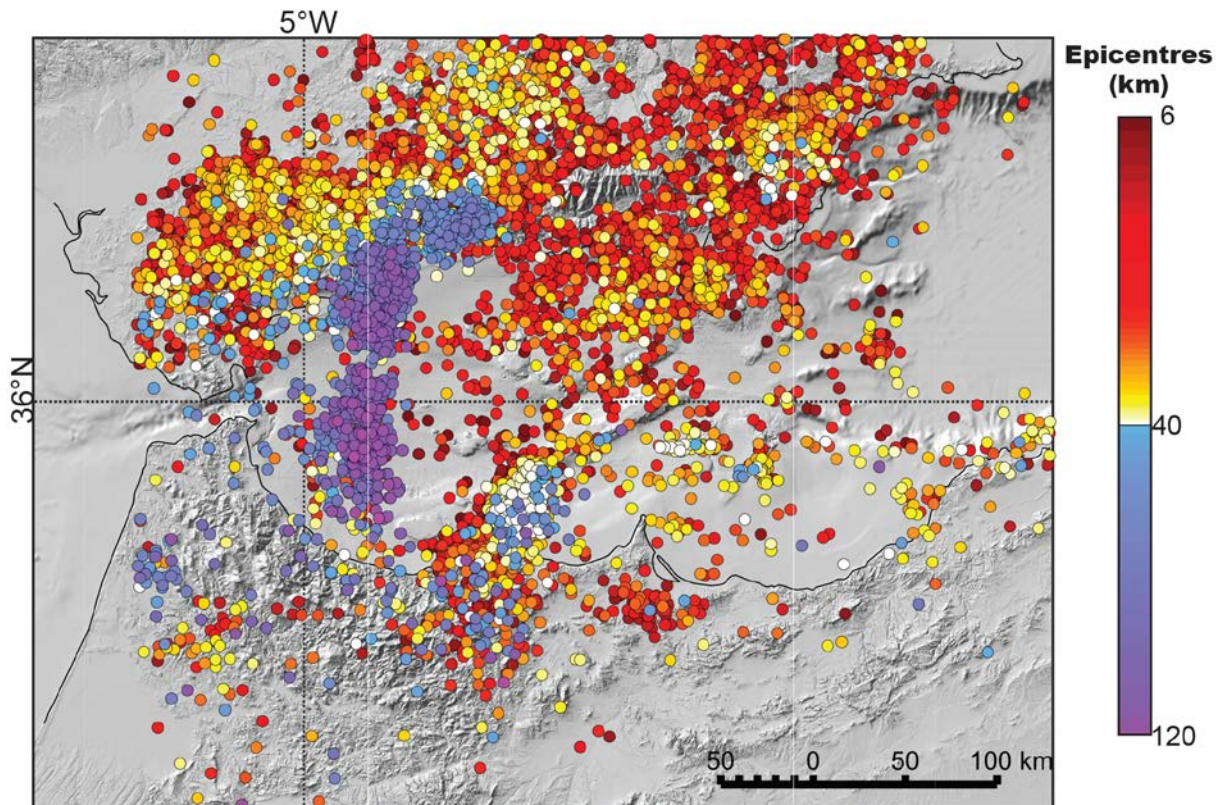


Figure. 5-3 : Global seismicity from the IGN catalogue since the 01/01/1990 for  $M_w > 1$  and  $M_w < 3$  between 6k and 40 km and all events between 40km and 120km.

Using seismic reflection profiles and a reinterpretation of the wells at a regional scale, Do Couto et al., (2016) proposed that the SAR is compressive from 8Ma in association with the left-lateral strike-slip of the Carboneras fault zone. Chalouan et al., (1997) suggest that the SAR is developed over Miocene extensive structures and that the Plio-Quaternary shortening of the Alboran basin have been accommodated in the SAR by E-W fold axis and North and South dipping thrusts (Fig. 5-4b). Tesson et al., (1987) have shown from SPARKER lines interpretation that the compressive folding occurred till the Quaternary in the Francesc Pages Bank and highlight erosion periods through this high during Plio-Quaternary time. On the both flanks of the South Alboran Ridge, the contouritic sedimentation produces undulated layers, which are pinching and thinning toward the foot of the submarines highs (Juan et al., 2016).

Martínez-García et al. (2013) suggest that the rotation of the far-field direction of convergence since the Messinian Salinity Crisis (MSC) to the present-day can trigger the progressive contraction along the Alboran Ridge and the incipient strike-slip Al-Idrissi shearing. These authors described three phases of deformation along the Alboran Ridge evidenced by unconformities and increasing accumulation rates: a tectonic phase-1 dated from

5.33Ma to 4.57Ma, a tectonic phase-2 from 3.28Ma to 2.45Ma and the last tectonic phase-3 between 1.81Ma to 1.19Ma.

Dillon et al., (1980) propose that the present-day deformation of the Alboran basin is accommodated along a NNE-SSW shear zone crossing the older tectonic structures. This major NNE-SSW trending fault zone, called the TASZ, extends across the Alboran Sea basin into North Africa and South Iberia (LeBlanc and Olivier, 1984; De Larouzière et al., 1988). Bathymetric and seismic reflection data have shown that the deformation at the northern front of the Alboran Ridge is accommodated through a series of sinistral NNE-SSW strike-slip faults, called the Al-Idrissi fault zone (Fig. 5-2 and 5-4; Ballesteros et al., 2008; Martínez-García et al., 2011) The Al Idrissi fault zone intersects the Alboran Ridge to the East and the South Alboran Ridge to the West against the Francesc Pages Bank (Fig. 5-2 and 5-4). It propagates toward the south during the Quaternary (Ballesteros et al., 2008; Gràcia et al., 2006; Martínez-García et al., 2011, 2013) and is linked to the transtensive Nekor Basin on the Moroccan margin (Calvert et al., 1997; d'Acremont et al. 2014; Lafosse et al., 2016).

The Alboran Domain is at the boundary between Africa and Eurasia plates. GPS kinematics shows a WNW-ESE relative displacement at a slip rate of 4.2 mm/year (Nocquet & Calais, 2004). The GPS data also indicate a southward motion (3mm/yr) of the Betico-Rifian Mountains with respect to stable Africa (Fadil et al. 2006; Koulali et al. 2011; Nocquet 2012). The Al-Idrissi fault zone and the Nekor basin in the South Alboran Basin have been affected by periodic seismic crises, with main shocks of Mw around 6.0 (Fig. 5-4). The 1994 and 2004 earthquakes of the Al-Hoceima area reached Mw=6.3 and 5.9 respectively (Fig. 5-4; e.g. Custódio et al., 2016, and references therein). In January 25, 2016, an earthquake located in the vicinity of the Al-Idrissi fault zone reached Mw=6.3 (Medina and Cherkaoui, 2017). The focal mechanisms of those three main shocks show sub-vertical nodal planes and a left lateral displacement (Fig 5-3 and 5-4; Bezzeghoud and Buforn, 1999; Calvert et al., 1997; El Alami et al., 1998; Hatzfeld et al., 1993; Stich et al., 2005, 2006; Medina et Cherkaoui, 2017). The historical earthquakes in the Al-Hoceima region occur at depths above 14km (Bezzeghoud and Buforn, 1999; Stich et al., 2005). NNE-SSW fault tracks identified at the seafloor in the vicinity of the epicentres are in accordance with the active fault planes deduced from seismological data (Fig. 5-4; Calvert et al., 1997; d'Acremont et al., 2014; Lafosse et al., 2016). Connecting to the Al-Idrissi fault zone to the North, offshore NE-SW active strike-slip faults north of the Al Hoceima region draw a shear zone called the Bokkoya fault zone (Fig. 5-4; Calvert et al., 1997; d'Acremont et al. 2014; Lafosse et al., 2016).

In the area of the Al-Idrissi fault, the majority of the earthquakes seems to occur at depth between 0km and 40km (Fig. 5-3). In the Nekor basin, the seismogenic depth interval is between depths 0km and 11km (Van der Woerd et al., 2014). In the WAB, the deep seismicity is related to the sinking of the Gibraltar slab (Fig. 5-3; e.g. Bezada et al., 2013). The compilation of the seismological catalogues (Custódio et al., 2016) shows different styles of deformation from either sides of the Al-Idrissi-Bokkoya fault zones (Fig. 5-4). Along the Alboran Ridge and the Francesc Pages Bank, at the western part of the Al-Idrissi fault zone, focal mechanisms show NW-SE nodal planes with left-lateral or normal tectonic styles (pink focal and yellow mechanisms, Fig. 5-4). At the north-eastern part of the Al-Idrissi fault zone, earthquake focal mechanisms show NE-SW nodal planes parallel to the Alboran Ridge with two tectonic styles: thrust and strike-slip with a left-lateral motion along the NE-SW nodal plane (Fig.5-4). show strike-slip style parallel to the trend of the Al-Idrissi fault with mainly NNE-SSW left-lateral nodal plane (Fig. 5-4; Ballesteros et al., 2008; Martínez-García et al., 2011). At the junction of the Bokkoya fault and the Al Idrissi fault, focal mechanisms indicate left-lateral and normal strike-slip styles. In the Nekor Basin, the deformation is distributed in a normal component into the centre of the basin and in a left-lateral component in its boundary (Fig. 5-4).



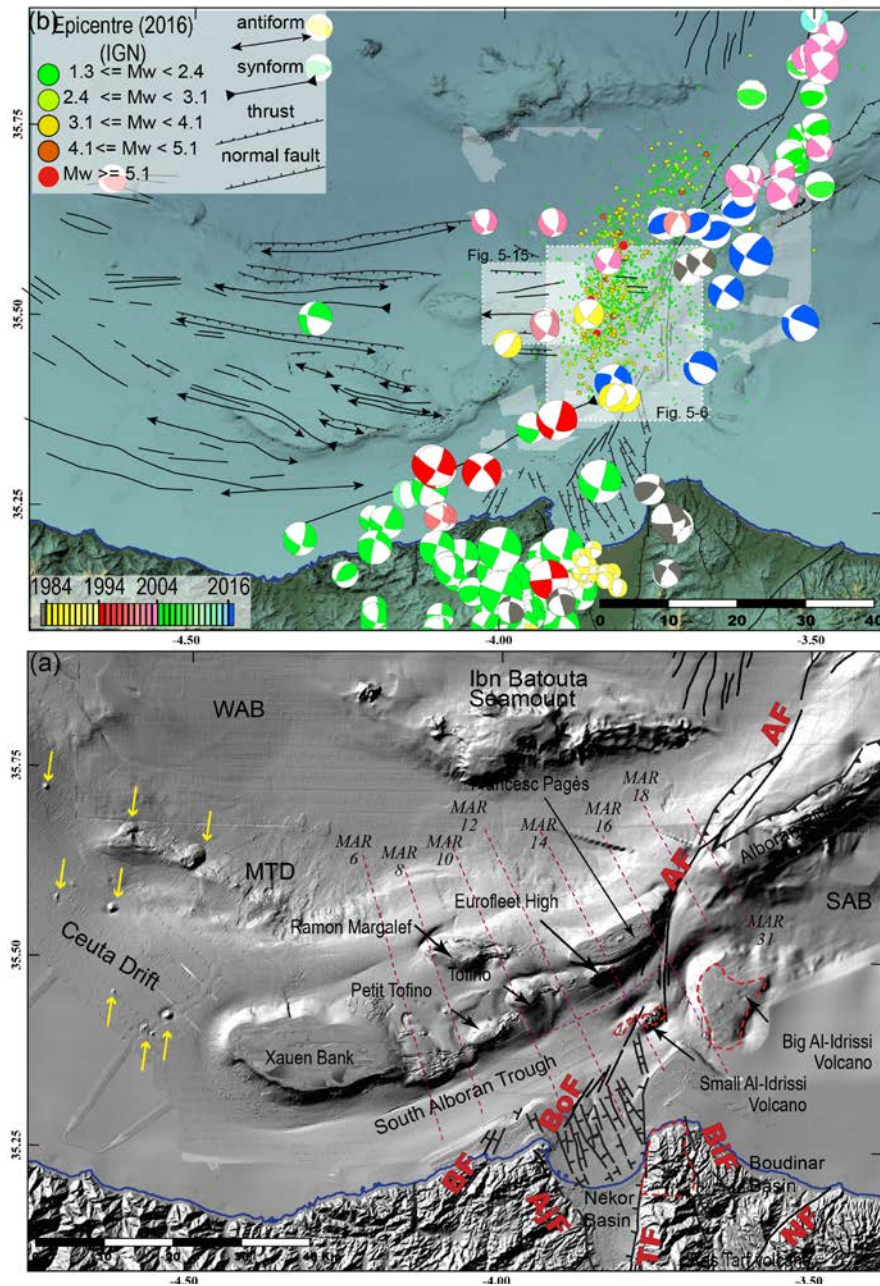


Figure 5-4 : (a) Shaded bathymetry of the studied area compiled from the SARAS survey (d'Acremont et al., 2012), the CSIC bathymetry (the multibeam grid used incorporate data collected during the CONTOURIBER, the MONTERA, the MOWER, the ALBA and the MARSIBAL cruises, and data obtained from the Fishing General Secretary-Spanish Government of MAGRAMA. The dashed purple lines, position of the seismic lines figures 5-5 and 5-6; yellow arrows indicate mud volcanoes (Sautkin et al., 2003; Somoza et al., 2012; Talukder et al., 2003); (b) Focal mechanism till 2014 period from Custódio et al., (2016) and for the year 2016 from GCMT project ; <http://www.globalcmt.org/>; Dziewonski et al., 1981; Ekström et al., 2012). Position of the epicenters for the 2016 period from IGN catalogue (<http://www.ign.es/>), Size of the focal mechanisms corresponds to the magnitude values (from Mw= 2.3 to 6.4). Structural data compiled from (Ballesteros et al., 2008; Chalouan et al., 1997; d'Acremont et al., 2014; Lafosse et al., 2016; Martínez-García et al., 2011). (MTD, Mass Transport Deposits; WAB, West Alboran Basin; SAB, South Alboran Basin; BF: Bousekkour Fault; Bof, Bokkoya Fault; BiF, Boudinar Fault; NF, Nekor Fault; AF; Al-Idrissi Fault; Trougout fault; AIF, Adjir-Imzouren Fault.

## **2.2. Materiel and methods**

### **2.2.1.Data**

The data used in this study were acquired during three oceanographic surveys. 12 channel streamer seismic reflection profiles were acquired during the MARLBORO-1 survey in 2011. SPARKER source seismic reflection, TOPAS profiles, multibeam bathymetry of 18m/pixel resolution of the deep submarine environment and the reflectivity were acquired during the SARAS survey in 2012 (Lafosse et al. 2016; Rodriguez et al. 2017). SPARKER source seismic reflection profiles and shallow multibeam bathymetry of submarine highs and Moroccan continental shelf of 5m/pixel resolution were acquired during the MARLBORO-2 survey in 2012 (d'Acremont et al. 2014; Lafosse et al. 2016). In addition, we use a Digital Elevation Model downloaded from the EMODNET data set (<http://www.emodnet.eu/>) to cover the holes of our dataset.

### **2.2.2.Methods**

The present study builds on the results obtained by Ercilla et al. (2016) and Juan et al. (2016) for the seismic-stratigraphic analysis of the Plio-Quaternary sequences (Fig. 5-5). We use well log correlation made from the scientific wells DSDP 121 and ODP 976, 977, 978 and 979 and from commercial wells Andalucia G1 and Habibas 1 (Fig. 5-1) presented in Juan et al., (2016). We interpret seismic reflection lines recorded in the SAR and in the South Alboran Trough, a NE-SW channel localized between the Moroccan coastline and the SAR (Fig. 5-4a). In the study area, correlations of some reflectors have been made with the ODP 976 and 979 wells (Fig. 5-5). The complete stratigraphic succession for the Plio-Quaternary period is described in Juan et al. (2016) and are briefly presented hereafter. In the paper we present parallel 12 channel streamer seismic reflection lines from the Marlboro-1 survey crossing the W-E folds of the South Alboran Ridge (Fig. 5-4). The Messinian Erosional Surface (MES) is a well-known stratigraphic marker in the Alboran Basin (Estrada et al., 2011; Garcia-Castellanos et al., 2009; Gorini et al., 2005) and corresponds to the oldest unconformity described in this paper (Fig. 5-5). Above the MES, deep-sedimentation in Alboran Sea is driven by contouritic processes that shape the seafloor since 5.33Ma (Ercilla et al., 2016; Juan et al., 2016). Marine erosion can occur at the moat of the contouritic systems at the foot of the slopes whereas deposition occurs at deepest position.

Tectonic mapping is based in depth on the seismic reflection and TOPAS interpretation and at the seafloor on the visual fault scarp recognition with the use of the shaded bathymetry and of the curvature maps. The curvature has been proven as a relevant parameter to track the fault offsets on 3D seismic section (e.g. Roberts, 2001) and at the seafloor (e.g. Paulatto et al., 2014).

Between the northern front and the southern front of the folded domain identified as the SAR, the lack of seismic profiles with sufficient depth of penetration and vertical resolution leads locally to uncertain facies correlations. However, stratigraphic arguments on the Francesc Pages and Tofino shelf allow the correlation of erosional surfaces at lowstand periods since the last 500 Ka. Previous studies (Chiocci et al., 1997; Lobo et al., 2004; Rabineau et al., 2005, Lafosse et al., *in prep*) have shown that the cyclic pattern of progradation and aggradation at the shelf edge is linked to eustatic variations driven by the eccentricity. As a first approximation and because no cores are available, our seismic-stratigraphic interpretation is based on the similarity of the seismic facies with the Moroccan shelf edge (Lafosse et al. *in prep*).

## **2.3. Seismic stratigraphy of the South Alboran Basin**

### **2.3.1. Seismic units**

(1) The Messinian unconformity (Messinian Erosional Surface, MES; 5.33 Ma) is a polygenic surface that records the emersion of continental margins occurring during the Messinian Salinity Crisis (MSC) and the subsequent transgression (Bache et al., 2012; Estrada et al., 2011) : the M reflector is an erosive surface due to (i) subaerial erosion during the sea-level fall and the lowstand and (ii) wave ravinement during the sea-level rise. On the northern flank of the SAR, the M unconformity can be traced easily due to the strong truncation of the below units. Locally, thick chaotic units are prograding on the M erosional surface and can correspond to reworked sediments of the Messinian transgressive surface (Cameselle and Urgeles, 2016). On the northern Moroccan margin, planation surfaces can be recognizable at different depth in the sedimentary cover. The planation surfaces could be attributed to several steps within the post-messinian reflooding between 5.56 Ma and 5.46 Ma (Bache et al., 2012). In the Alboran Basin, the M-reflector emplaced during the increasing tectonic uplift of the Alboran Ridge (Martínez-García et al., 2013).

- (2) At 4.5 Ma, the P0 surface corresponds to a hiatus recorded in the ODP sites 976 and 977 (Fig. 5-1) and to a cooling of the global temperature (Juan et al., 2016 and references therein). This P0 surface can fit with the end of the increasing tectonic uplift of the Alboran Ridge (Martínez-García et al., 2013).
- (3) At 3,3Ma, the P1 surface corresponds to a younger hiatus at ODP 976 and to a sharp cooling recorded in the  $\delta O^{18}$  signals. An angular unconformity is also recognized at the foot of the Alboran Ridge (Juan et al., 2016 and references therein; Martínez-García et al., 2013).
- (4) The Base of Quaternary Deposit (BQD boundary) at 2.6Ma corresponds to a major sea-level fall linked to the Northern hemisphere glaciation (e.g. Haq et al., 1987). In the Alboran Sea, this event coincides with a sedimentary hiatus in the ODP 979, fitting with an angular unconformity at the South-west Flank of the Alboran Ridge (Juan et al., 2016; Martínez-García et al., 2013).

Above the BQD, major unconformities and changes of seismic facies and are correlated with tectonic events (Juan et al., 2016).

- (5) The Q0 surface corresponds to the onset of a shortening event in the Alboran Basin at about 1.8Ma. It marks a cooling of the sea surface temperature in the Western Mediterranean Sea (Linares et al., 1999; González-Donoso et al., 2000).
- (6) The Q1 boundary at ca. 1.12 Ma corresponds to the progressive shift from 41ky to 100ky orbital cycles (Head et al., 2008), and approximately to an increase of accumulation rates in the Alboran basin (Martínez-García et al., 2013) which could correspond to an erosion at the continental slope (Ercilla and Alonso, 2002; Tesson et al., 1987).
- (7) The Q2 surface corresponds to the MIS17 around 0.79Ma (Comas et al., 1996; de Kaenel et al., 1999). It corresponds to the onset of the 100ky glacial-interglacial cycles recorded in the Alboran Basin (von Grafenstein et al., 1999) and to an unconformity surfaces in the Eastern and South Alboran Basin (Martínez-García et al., 2013).

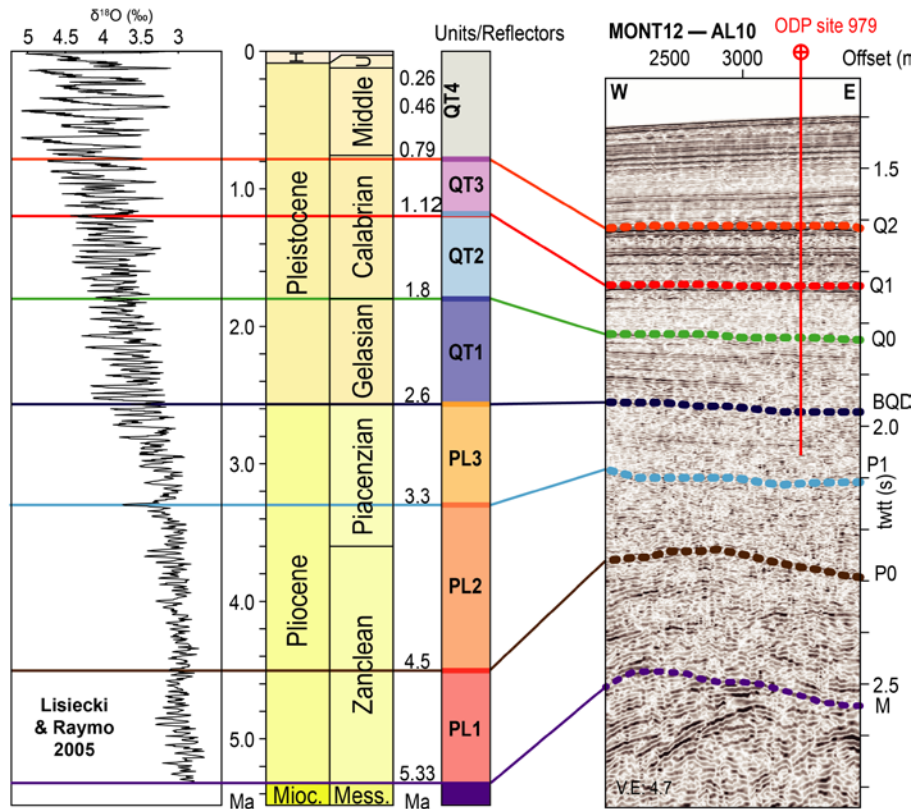


Figure 5-5 : Well log correlation to the seismic section, seismic line crossing the location of the ODP 979 site, vertical stacking of the Pliocene and Quaternary units and available  $\delta^{18}O$  curve from (Juan et al., 2016). The colors of the stratigraphic surfaces are the same as to the following seismic lines.

### 2.3.2 Neogene volcanism

Neogene volcanism occurs between the late-Miocene and the Pliocene in the Alboran Ridge and the Boudinar basin (Duggen et al., 2008). Bathymetric maps and seismic reflection lines image the presence of Pliocene volcanic units around the SAR. A NS volcanic high, adjacent to the Ras Tarf volcano southward, constitutes a flat submerged topography (Bourgeois et al. 1992) bounded by a prograding to aggrading shelf (Fig. 5-6 and 5-7). We choose to name it the Big Al Idrissi Volcano after the interpretation of Bourgeois et al. (1992). No samples exist to neither date the volcanic activity nor confirm the lithology nature.

At the connection between the Al-Idrissi and the Bokkoya fault zones, rounded top characterizes a narrow submarine high (Fig.5-4 and Fig. 5-6). We choose to name it the Small Al-Idrissi Volcano. This high is associated to a chaotic seismic facies of high amplitude reflectors overlain by the P0 reflector, and has a spatial extent noticeable on the depth-to-messinian map (Fig. 5-8). The chaotic seismic facies stops abruptly westward (Fig. 5-8).



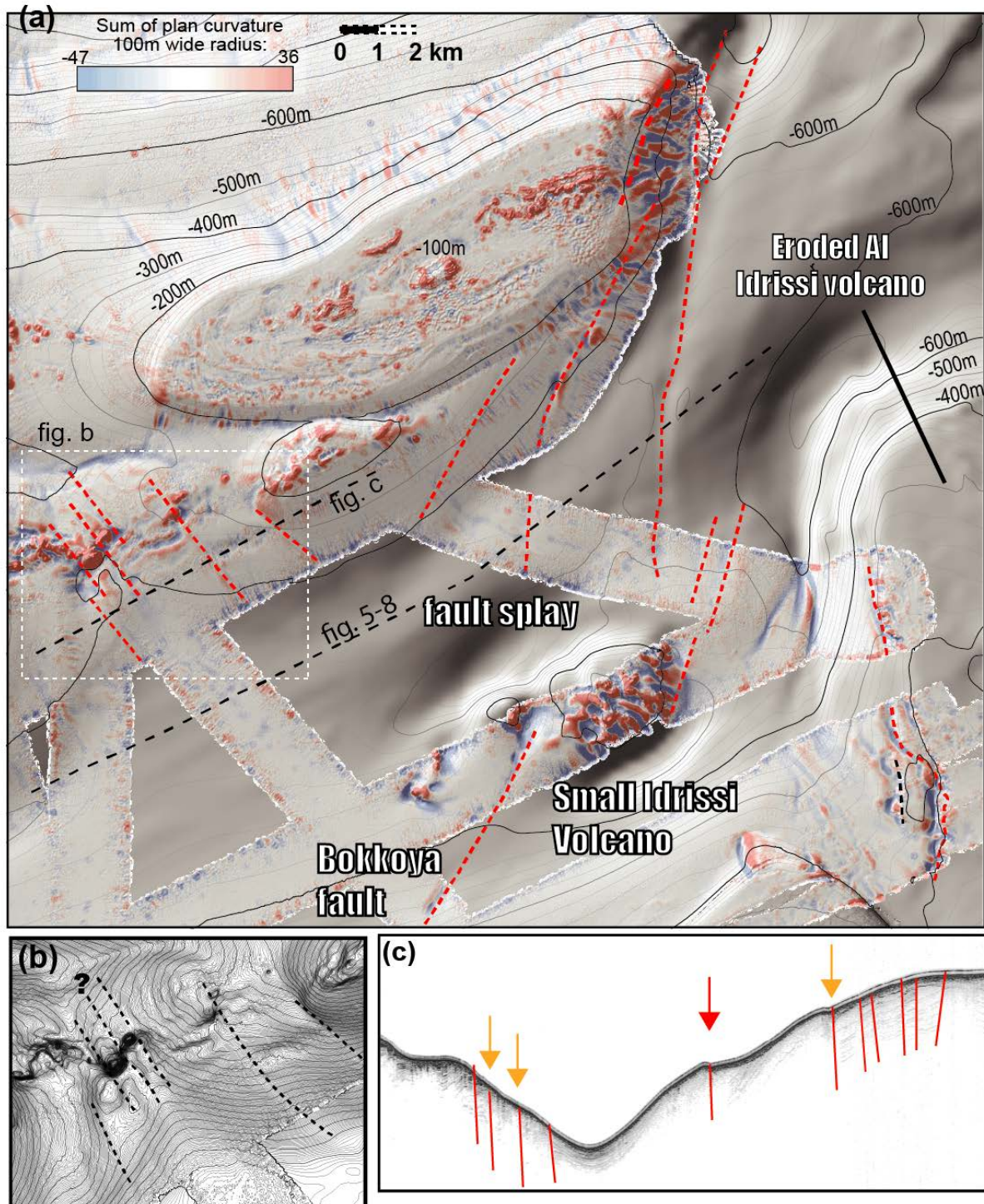


Figure 5-6 : Francisc Pages and Tofino banks. a: plan curvature map overlying the shaded bathymetry; dashed black lines, fault traces; dashed white square, zoom on the map in b; dashed black lines, fault trace.; dashed red line, position of the seismic line in c. b: zoom on the eastern part of the Tofino Bank. c: TOPAS profile of the subsurfaces. Red lines, faults; red arrows, position of the fault traces in a. The outcropping basement at the core of the fold, delineating the hinge axis, corresponds to extreme positive plan curvature values.

This scarp is 310 ms twt high, which is 270m high according to an average P wave velocity of 1800m/s for the Plio-Quaternary pelagic sedimentation (Fig. 5-8; Soto et al., 2012). It is



commonly interpreted as a fault (see the IZD42 profile in Ammar et al., 2007), active during the lower Pliocene and inactive after 4.2Ma.

Our preferred interpretation, according to the seismic facies and the lateral continuity of the structure, is that volcanic material deposit triggers an acoustic masking of the reflections below, as observed in debris avalanche deposits linked to recent volcanism in the Antilles Arc (Le Friant et al., 2009, 2002). This scarp appears to be capped by the P0 reflectors suggesting it is older than 4.5 Ma, and indicating a rapid subsidence during the lower Pliocene (Fig. 5-8). This volcanic unit can be contemporaneous to the Djibouti Bank volcanism located to the North of the Alboran Ridge and dated between 8.8My and 4.5My (Duggen et al., 2008 and reference therein). The lateral continuity of the seismic facies suggests that continuity exist between the Small and the Big Al-Idrissi Volcanoes mapped in the figure 5-9. In the eastern part of the SAR, seismic units with transparent facies could be associated with a volcanic activity (Fig. 5-10). The volcanism in these sites is not accurately dated (samples LSGM6 and 9 in Gill et al., 2004) but the lithology corresponds to basaltic rocks dated between 9.6 and 8.7 Ma in the same area by Duggen et al., (2004).

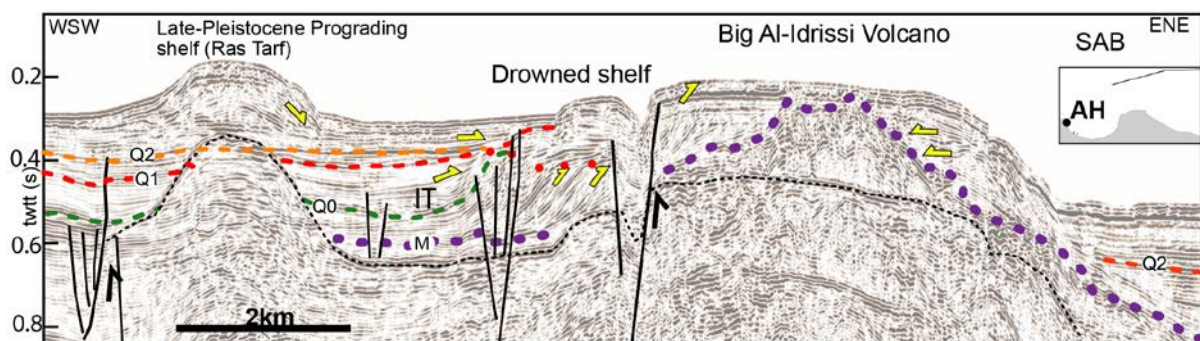


Figure 5-7 : Composite seismic line from the MARLBORO-1 survey crossing the Ras Tarf Promontory and the eroded volcano. Dashed black reflector, multiple of the seafloor. Red points, offlap break (Paleo-shore line) marking the progradation of the shelf and a first transgression before 1.81Ma. Maximum Flooding surface (in red) = 1.19 My. IT, transgressive interval.

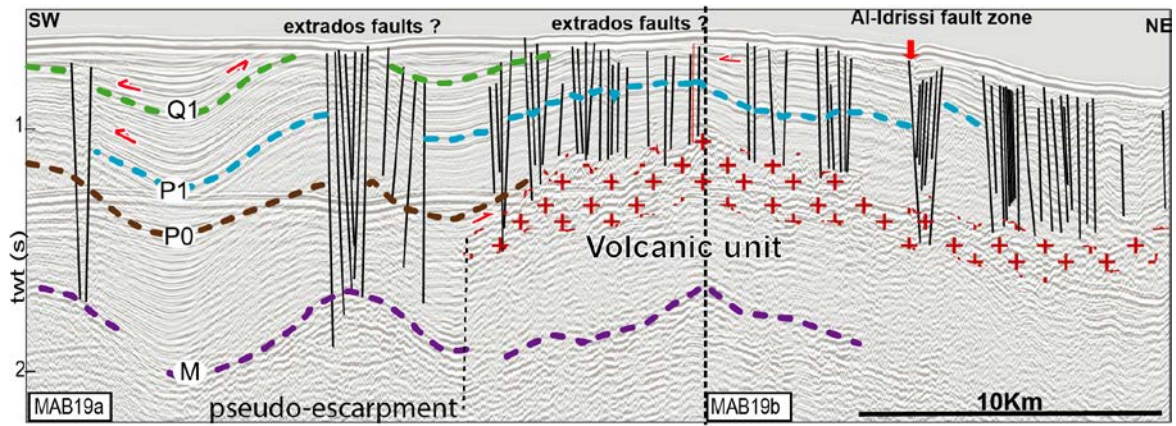


Figure 5-8 : Composite seismic line from the MARLBORO-1 survey through the South Alboran Trough. Line track on fig. 4.

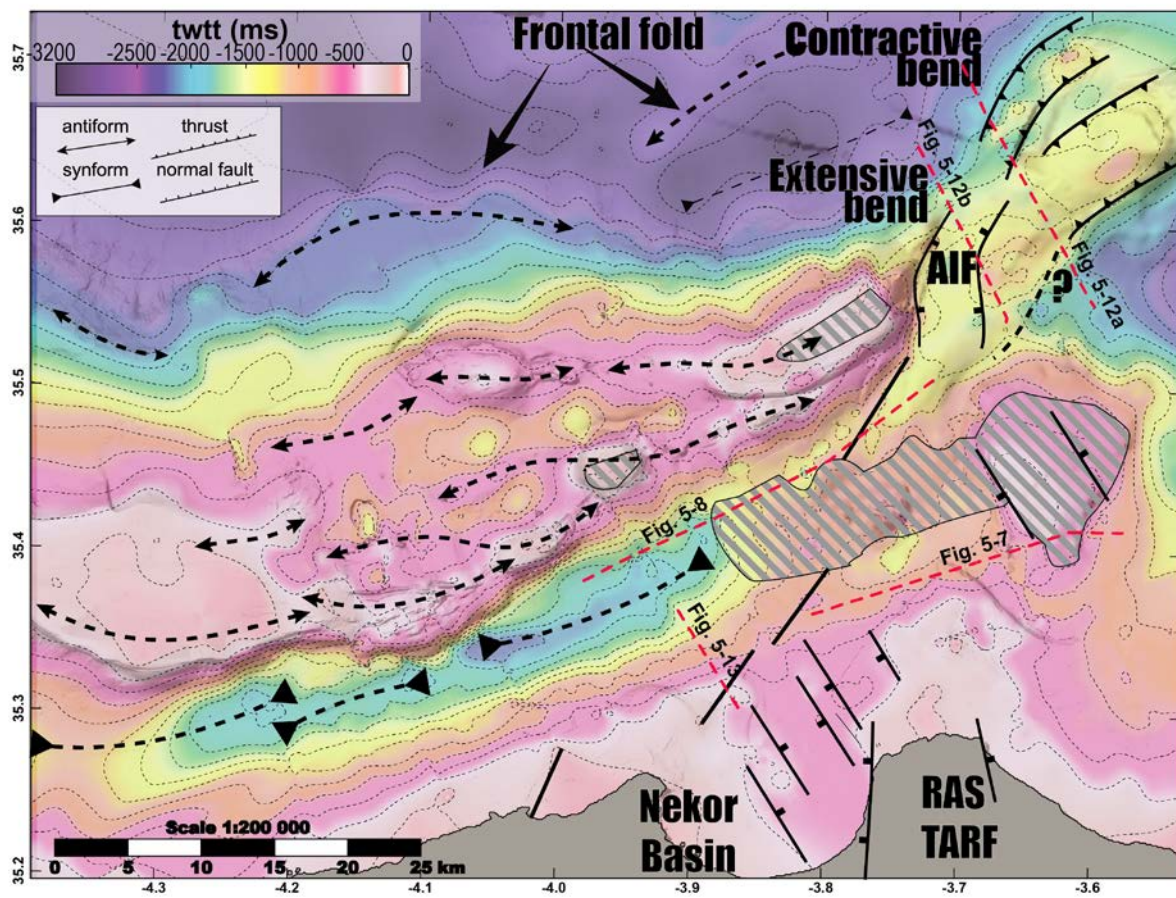


Figure 5-9 : Depth in TWTT of the Messinian unconformity overlying the shaded bathymetry. Dashed areas, submerged volcanoes; Dashed black arrows, hinge axes of the antiforms and synforms.

## **2.4. Pliocene and early-Quaternary Tectonic deformation of the SAR and adjacent basins**

### **2.4.1. Folded structures of the South Alboran Ridge**

We observe a wide NE-SW zone of deformation and associated contouritic systems along the SAR from the WAB to the South Alboran Trough (Fig. 5-9 and 5-10a to f). Tortonian-Messinian seismic units show local folds (Fig. 5-10; Do Couto et al. 2014, 2016). The fold of the M reflector and the deposits above indicates that the Plio-Quaternary units record second order deformation phases above the first Tortonian deformation phase (Fig. 5-10).

Northward-verging anticlines characterize the northern front of deformation (Fig. 5-9 and 5-10). There, the late Pliocene-Pleistocene deposits are tilted and eroded at the foot of the slopes, indicating late-Pliocene deformation (Fig. 5-9 and 5-10). The anticline dips underlie several blind southward dipping thrust faults affecting the geometry of the M reflector (Fig. 5-9 and 5-10). Thrusting appears to be limited to the Miocene Unit.

Along the northern flank of the SAR, several unconformities are identified (Fig. 5-11). We observe a Mid-Pliocene unconformity at the foot of the Francesc Pages High (Fig. 5-4 and 5-11a). This intra-Pliocene unconformity is not seen further south at the foot of the Ramon Margalef High (Fig. 5-4 and 5-11b). We interpret the change of geometry of the deposit as diachrone deformation. Above, the Southward pinching of Quaternary deposits indicates the aggradation of the contouritic deposits (Fig. 5-10 and 5-11, Juan et al. 2016). It highlights a lateral variation of the uplift along the Northern Flank of the SAR from the Pliocene to the Quaternary.

In the South Alboran Trough, the southern syncline narrows from East to West (Fig. 5-10). Its northern flank is steeper than the southern one in the vicinity of the small Tofino and Xauen Banks (Fig. 5-4). In the Pliocene, local variations of thicknesses can reveal progressive folding of the South Alboran Trough. We observe the progressive tilt of Pliocene deposits along the South Flank of the SAR, revealing Quaternary to Pleistocene folding (Fig. 5-7 and 5-10).



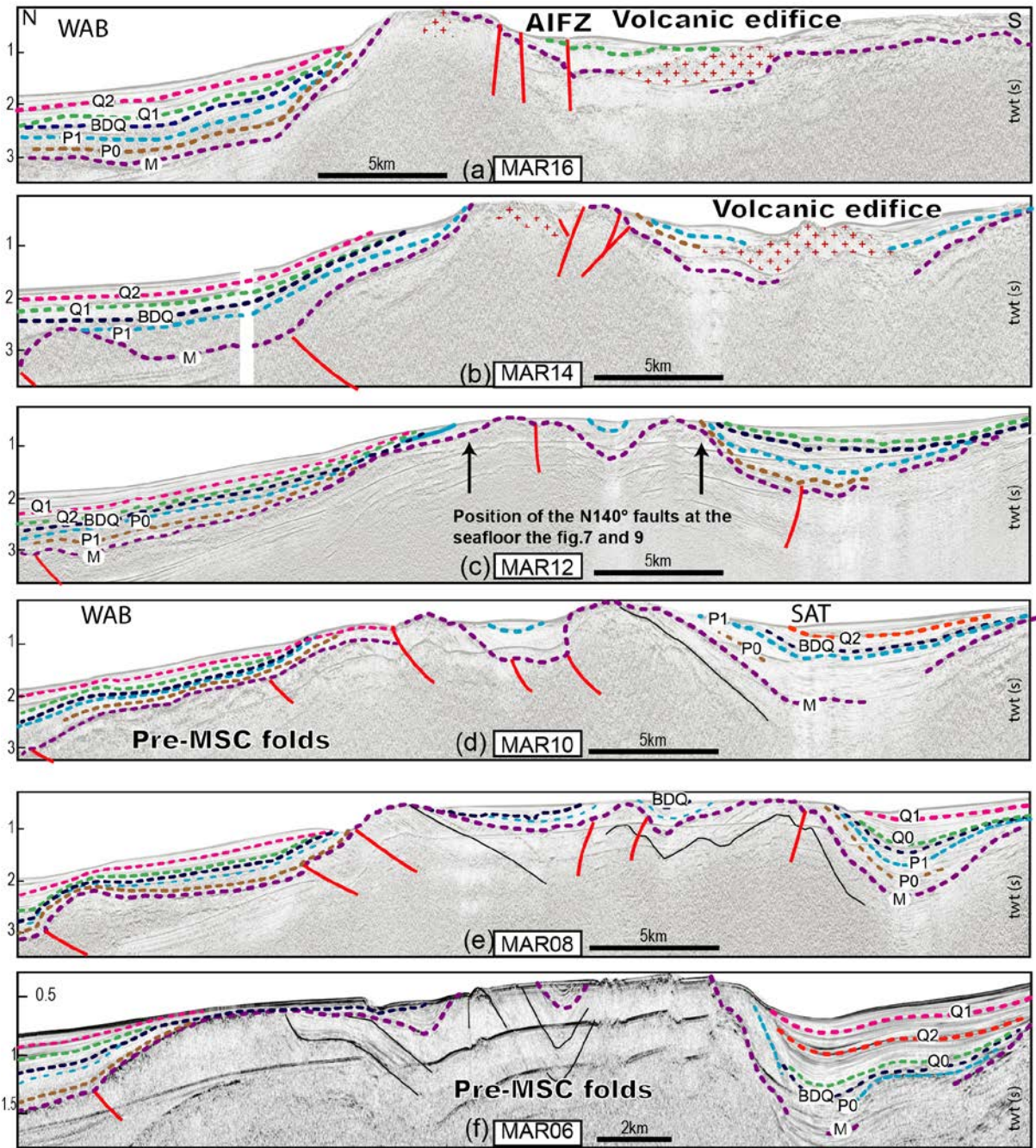


Figure 5-10: Two way travel time seismic section from the MARLBORO-1 survey.. Red reflector in the south Alboran basin corresponds to the top of a volcanic unit. The seismic section (a) to (f) are ordered from E to W. WAB, South Alboran Basin; SAT, South Alboran Trough.

From East to West, series of anticlines and synclines draw a sigmoidal pattern (Fig. 5-9). The shortening is distributed over the 25 to 10 km wide SAR structure composed of a series of two to four 4 km-wavelength anticlines. The western part of the SAR corresponding to the Xauen Bank (Fig. 5-4) is deflected toward the North (Fig.5-9). In the eastern part of the SAR, the Francisc Pages bank and the Eurofleet High (Fig. 5-4), correspond to pinched anticlines in a 10km narrow folding zone (MAB16 and 14; Fig.5-9 and 5-10) over south-verging thrusts. In the central part of the SAR, the folds are deflected to the north. The deflection of the hinge

axis of the folds and their dipping highlight a left-lateral shear of the SAR and a non-cylindrical deformation of the fold belt (Fig. 5-9).

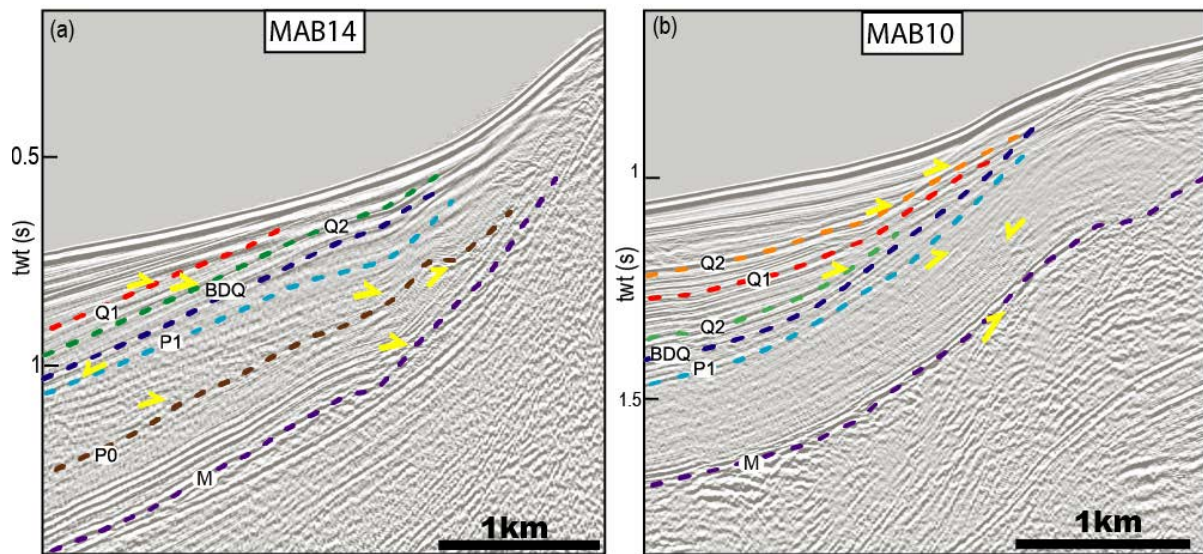


Figure 5-11: Seismic unconformities at the foot slope of the northern flank of the South Alboran Ridge (a) seismic line at the foot of the Francesc pages bank. (b) Seismic line at the foot of the Ramon Margalef high. The seismic lines show the diachronism of the deformation affecting the SAR during the Pliocene. After 2.6My, the moats of the contourites pinch at the foots of the folds.

#### 2.4.2. Al-Idrissi fault bends and folding

The geometry of the Al-Idrissi fault zone can be inferred from the seismic reflection interpretation and the depth-to-Messinian reflector map (Fig. 5-9 and 5-12). The fault zone corresponds to a NNE-SSW bend, which crosses the eastern end of the Francesc Pages bank and the western end of the Alboran Ridge (Fig. 4). Northward, the Al-Idrissi strike-slip fault zone corresponds to a contractive bend (Fig. 5-9 and 5-12) characterized by a positive flower structure bounding the Alboran ridge to the north-west (Fig. 5-12). At the convergence between the Alboran ridge and the Al-Idrissi fault, the former plays as an apparent north verging compressive belt (Fig. 5-12). We observe intra-Pliocene unconformities (Fig. 5-12). The geometry of the Pliocene folds in this faulting area indicates a continuity of the Alboran Ridge with the South Alboran Ridge during the Pliocene (Fig. 5-12). The location of this transpressive bend is highlighted at present-day by the cluster of compressive focal mechanisms (Fig. 5-4, Stich et al., 2010; Medina et Cherkoui, 2017).

The southern tip of the Al-Idrissi fault zone is characterized by NNE-SSW fault segments (Fig. 5-6) interpreted as splay faults distributing the deformation through the present-day deposits. Fault tracks can be followed across the small Idrissi volcano and related to the Bokkoya fault zone (Fig. 5-6 and 5-9). To the East of the Small Al-Idrissi Volcano, the



resolution of the seismic reflection data does not allow to decipher a continuous fault segment toward the N-S Troughout fault zone (Fig. 5-6).

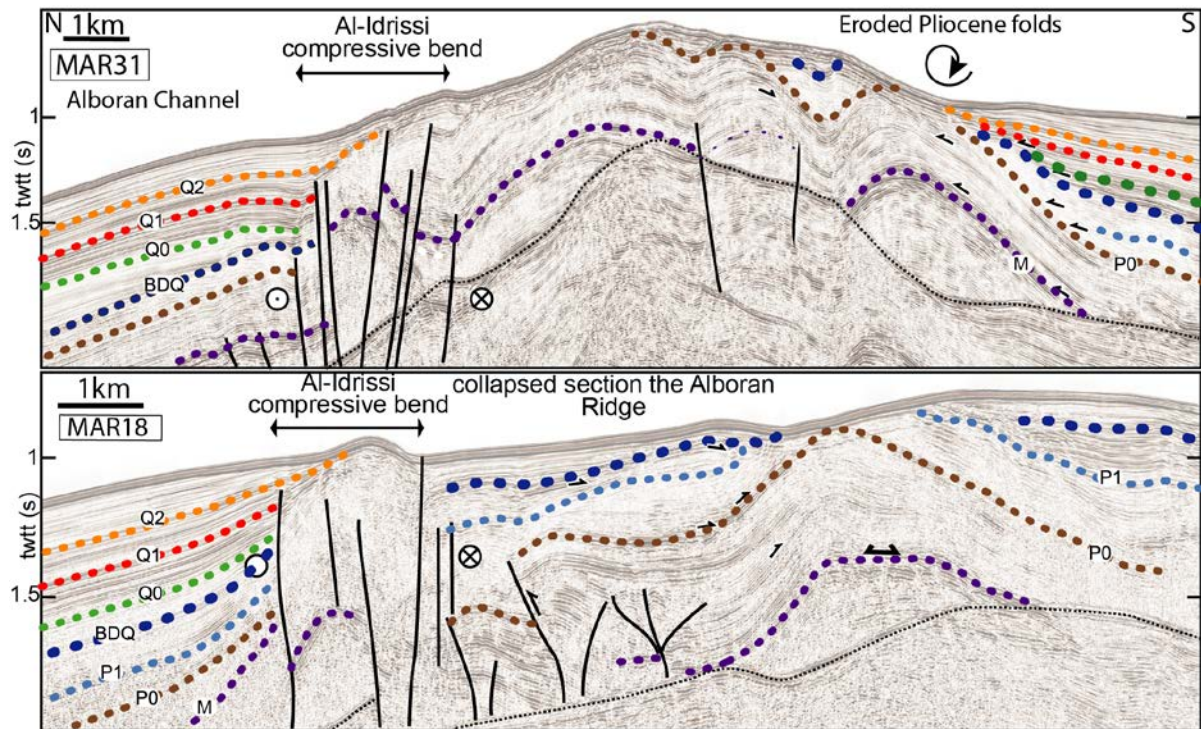


Figure 5-12: A and B: seismic line across the Alboran Ridge South Western Termination (Al-Idrissi relay).

### 2.4.3 Drowned Pleistocene shelves around the Boudinar and Nekor Basins

Prograding shelves are observed at depth to the West of the Big Al Idrissi volcano and the North of the Nekor basin (Fig. 5-7 and 5-13). Near the Big Al Idrissi volcano, the submerged prograding shelf is dated between 5.33 to 1.8 Ma (Fig. 5-7).

We observe a third order sequence of deposits draping the volcanic edifice (Fig. 5-7 and 5-9). A seismic unit of prograding to aggrading sigmoid reflectors characterizes the growth of a continental shelf above the 5.33Ma reflector at the base of the sequence. We observe 4 prograding sub-units within the prograding unit. These sub-units can correspond to several parasequences. A transgressive interval starting before 1.8 Ma, records the local increase of accommodation space (Fig. 5-7). A thin unit of flat lying reflectors, corresponding the distal continuity of the bottom set of the late-Pleistocene Ras-Tarf shelf, characterizes the top of the sequence (Fig. 5-7). The top of the volcano is eroded at an approximate mean depth of 200mb.s.l. (Fig. 5-6) and shifted by normal faulting on its western side (Fig. 5-7). Scarps on the western flank of the Big Al-Idrissi volcano (Fig. 5-6) correspond to West dipping normal faults (Fig. 5-6 and 5-7). The top flat surface can only be explained by a tectonic subsidence, as the sea-level fall during the Plio-Quaternary did not reach this depth (e.g; Rohling et al.,



2014). The geometry of the shelf units along the volcanic edifice shows thus evidence of a tectonic deformation : the prograding shelf unit is buried in relation to the normal/strike-slip faulting (Fig. 5-7).

North of the Nekor basin (Fig. 5-13), we observe that the Q0 reflector corresponds to an unconformity at the base of a seismic unit of prograding sigmoides. The presence of a buried prograding shelf at depth likely indicates to the maximum Pleistocene extent of Nekor shelf. The most distal offlap break of the prograding sigmoides is capped by the 1.12 Ma (Q1 reflector; Fig. 5-15) which correspond to a flooding surface. The Q1 reflector, to the top of the submerged Nekor shelf (Fig. 5-13), can be followed toward the top of the submerged shelf surrounding the Big Al-Idrissi Volcano (Fig. 5-7). It indicates that the subsidence of the Nekor shelf start before the Middle Pleistocene Transition (1.12Ma) in the Nekor basin and in the Big Al Idrissi volcano.

In the submerged shelf of the Big Al-Idrissi volcano (Fig. 5-6), we observe that the most distal offlap break is around  $375 \pm 5$  mstwt, corresponding to a depth of  $288 \pm 8$  m.b.s.l. with a mean interval velocity for P-Wave in the sediments of  $1610 \text{ m.s}^{-1}$  for the Pleistocene (Soto et al., 2012) and a  $1510 \text{ m.s}^{-1}$  velocity for the water. We observe that the most distal offlap break in the vicinity of Al-Hoceima (Fig. 5-13) is located around  $312 \pm 30$  mstwt corresponding to a depth of  $188 \pm 5$  m.b.s.l. In the isolated shelf it indicates a mean subsidence rates of  $0.177 \pm 0.007$  mm/a with an eustatic accommodation at Gibraltar of -90m from 1.12Ma to present-time (Rohling et al., 2014; Wang et al., 2010). In the Nekor basin, the depth of the offlap break indicates that the shelf subsided at a  $0.137 \pm 0.235$  mm/a rates since at least 1.12 Ma.

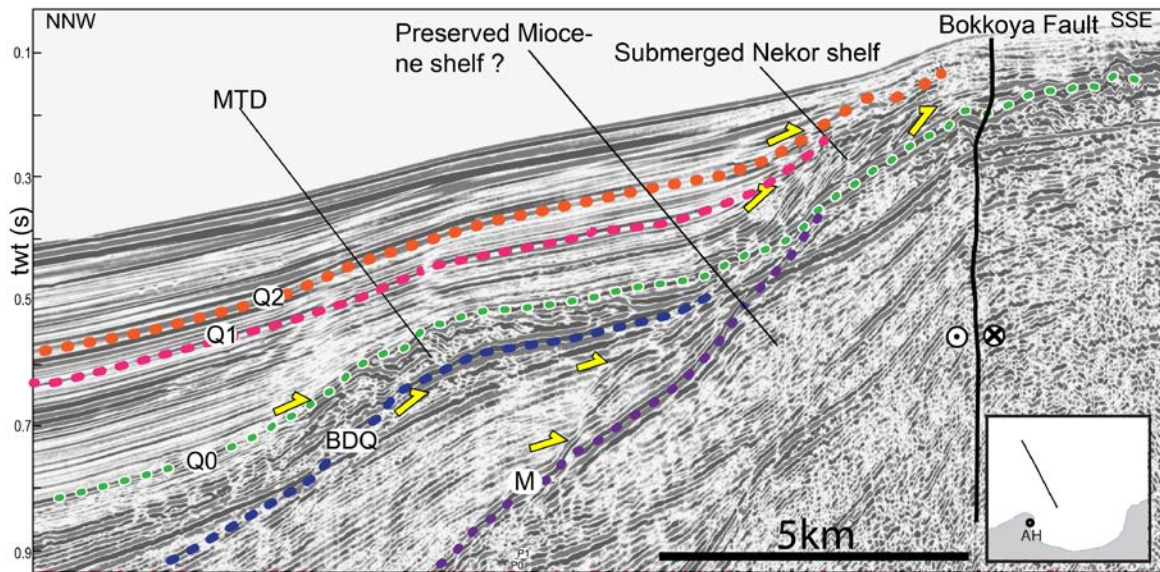


Figure 5-13: Seismic Line MAR 10 from the MARLBORO-1 survey. The line shows the transgression of deep marine sediment over the prograding shelf. Flooding surface (in red) = 1.19 My. A seismic unit of poorly continuous wavy reflectors deposited above an erosional surface is interpreted as a Mass Transport Deposit (MTD).

#### 2.4.4. Seismic stratigraphy of the isolated platforms

In the SAR, seismic lines across the Francisc Pages and the Tofino Banks show a succession of prograding and aggrading depositional units (Fig. 5-4 and 5-14). These depositional units are built upward and outward. This depositional unit is bounded at its bottom by an unconformity (dashed orange line; Fig. 5-14). The shelf edge units, youngest than the basal unconformity, are pinching seaward at the mid-slope, preventing further correlation with the deep basin deposits (Fig. 5-14). Between the top of the banks and the basal unconformity, the depositional sequences, vary in thickness from one bank to another (Fig. 5-14). They reflect local changes in accommodation rate. The flat top of Bank is generally observed around -100m +/- 20m deep below sea-level (Fig. 5-14). Erosional truncations of the underlying reflectors (Fig. 5-14) indicate subaerial erosion of the banks during the Last Glacial Maximum (e.g. Martinez-Martos et al., 2016; Zecchin et al., 2015).

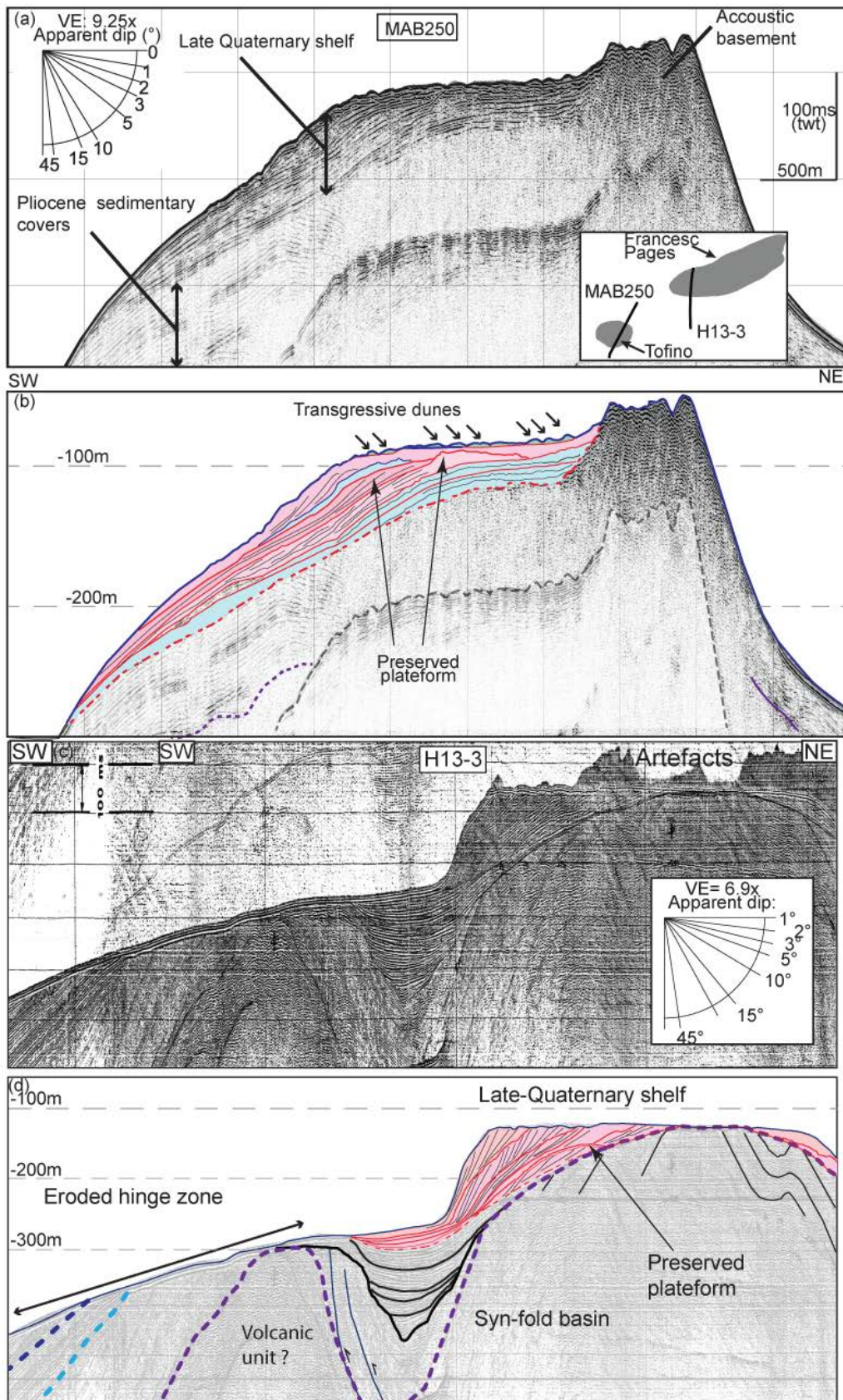


Figure 5-14: (a) and (b) Seismic section of the Tofino bank un-interpreted (top) and interpreted view (bottom). Dashed grey reflector, seafloor first multiple; Blue reflectors, flooding surfaces; Red reflectors, erosional unconformities; Red dashed reflector, downlap surface on the bottom of the prograding unit of the shelves; Blue unit, aggrading depositional unit; pink unit, prograding depositional unit;. (c) and (d) Seismic line H13-3 (seismic lines from Tesson et al., 1987).

As proposed in (Gensous et al., 1986; Tesson et al., 1987), these truncations can be linked to eustatic variations. However, it was recently suggested that the turbulent flow concentrated at the moat of a contouritic system can also trigger erosional truncations (Ercilla et al., 2016; Juan et al., 2016). The preservation of erosional surfaces throughout those Pleistocene depositional sequences, as well as the depth variation of the truncated bank tops suggest indicate superimposition of tectonic vertical movement on glacio-eustatic processes (Fig. 5-14).

#### **2.4.5. Late-Pleistocene deformation of the SAR**

At the northern flank of the SAR, N140° striking lineaments at the seafloor correspond to sub-vertical normal faults affecting the sub-surface sediments as observed on the TOPAS profiles (Fig.5-15). The fault network describes a 6km wide shear zone affecting the erosive part of the present day contourite. Northward, the faults become blind but can be followed at depth under the present-day depositional part of the contourite, affecting Q1 and Q2 surfaces (Fig. 5-15b). The recognition of pockmarks at the seafloor and signal attenuation near the faults on the seismic reflection data suggest fluid seepage in relation with active faulting (Fig. 5-15a; Judd and Hovland, 2009). Southward, the fault tracks are lost against the hinge axis of the SAR folds, certainly due to a poor seismic wave penetration into the Miocene outcropping basement.

Further South, at the Southern flank of the SAR, similar NW-SE faults are observed at the seafloor (Fig. 5-6b and 5- 6c). They are mainly localized at the foot of the submarine high and in the erosive part of the contourites (Fig. 5-11). The N140° lineament corresponds to the normal fault pointed in red on the TOPAS profile (Fig. 5-6c), which uplifts the western block of the fault wall. This fault is part of a fault network (orange arrows; Fig.5-6c and Fig. 5-6c) of similar NW-SE strikes. Further south at depth, a succession of folds affects the South Alboran Trough (Fig. 5-6).



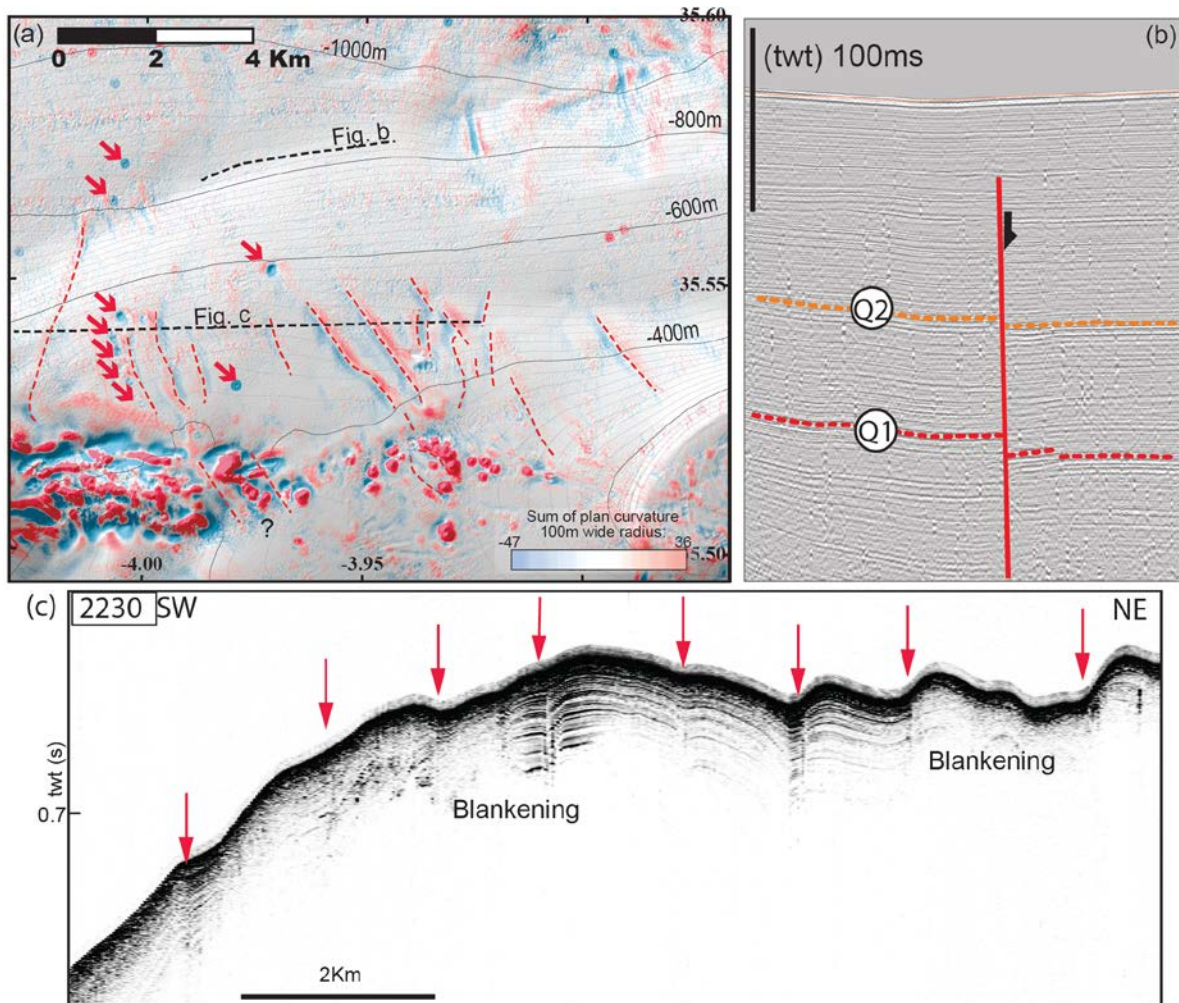


Figure 5-15: In-between and north of the Francesc Pages and Ramon Margalef highs. a: plan curvature map overlying the shaded bathymetry; red arrows pockmarks on the seafloor; dashed black lines, seismic lines in Fig. b and c; dashed red lines, positions of the fault track. b: Sparker seismic reflection line; red line, fault track in the northwestern continuity of the faults drawn in a; Q1, Q2 dashed reflectors, dated surfaces. c: TOPAS seismic line showing the subsurface of the seafloor. Red arrows, position of the faults drawn in a. The sum of the plan curvature values was made with the help of ArcGis V10.2 using the focal statistics tool in order to remove the effect of the noise inside the bathymetry on the curvature and at depths greater than -150m. Extreme positive values in red represent topographic bumps at the seafloor; extreme negative values in blue represent topographic depression of the seafloor.

Progressive and angular unconformities inside the Pleistocene levels indicate continuous Quaternary folding. The fault density increases toward the Al-Idrissi fault whereas further west, the faults are localized at the hinge of the folds and could correspond to extrados faults (Fig. 5-6).



## **2.5. Discussion**

### **2.5.1. Evidence of post MCS deformation partitioning and shortening along the SAR**

Offshore and onshore geological studies show a complex uplift history along the SAR and through the Moroccan margin. We observe the progradation of the shelf at the western edge of Big Al-Idrissi Volcano (Fig. 5-7) indicating a Pliocene to Quaternary infilling of the accommodation space. As evidenced by the seismic reflection data (Fig.5-10), the shortening of the Alboran Ridge and the SAR begins earlier than the MSC and is accommodated by folds (Ammar et al. 2007; Do Couto et al., 2016). The shortening continues during the early-Pliocene (Ammar et al., 2007; Do Couto et al., 2014; Martínez-García et al., 2013, this study). Syn-tectonic deposits associated to anticline and syncline activities show a diachronism of the deformation (Fig. 5-10, 5-11 and 5-12).

Our study reveals that the fold axes, in the SAR area, are characterized by a sigmoidal style (Fig. 5-9 and 5-16). This sigmoid folding is accommodated at depth by opposite dipping thrust faults at the northern and southern SAR flanks (Fig. 5-10). The overall geometry of the SAR deformation suggests a development of imbricated folds distributed throughout a left-lateral shear zone, which can result of oblique convergence and strain partitioning. Koyi et al. (2016) demonstrate with analogue modeling that basement strike-slip faults, oblique to the convergence direction, distribute the deformation into rhombic structures (sigmoid) of fold and thrust belts and are associated to oblique convergence (e.g. Agard et al., 2005). The rhombic style implies varying uplift rates along the SAR coherent with the difference of deformation stages recorded on the northern flank (Fig. 5-10 and 5-11).

### **2.5.2. Interaction of contouritic system and tectonic uplift**

Thickness variations in the Plio-Quaternary units throughout the SAR result both from contouritic sedimentation and along-ridge uplift variations. The tilting of the Pliocene deposits along North and South flanks of the SAR highlight its uplift at the end of the Pliocene (Fig. 5-10). We observe intra-Pliocene and intra Quaternary unconformities (Fig. 5-8, 5-10, 5-11, and 5-12). We propose that the uplift of the SAR is a continuous tectonic episode during the Pliocene.

Since around 3.5Ma, the intensification of Mediterranean Outflow Water (bottom current flowing from the Mediterranean to the Atlantic) changed the erosion and the accumulation

rates in the Alboran basins, likely in response to the uplift of the Alboran Margin (Juan et al., 2016). It is difficult to discriminate the influence and feedback of this increase of bottom current flows from the deformation phases recorded in the Alboran domain, as both could create local thickness variations (Martinez-Garcia et al. 2013; Juan et al. 2016). Considering our observation, the growth of the SAR is a more progressive tectonic event, diachronous in space and time, than those inferred by (Martínez-García et al., 2013) in the Alboran Ridge. It is likely that the growth pattern of contouritic system around 3D folded structures results in complicated morphology and growth strata which shouldn't be directly interpreted as tectonic quiescence nor as tectonic pulses. In the case of the SAR, it is however clear that Pliocene units are folded indicating late Pliocene-Quaternary shortening.

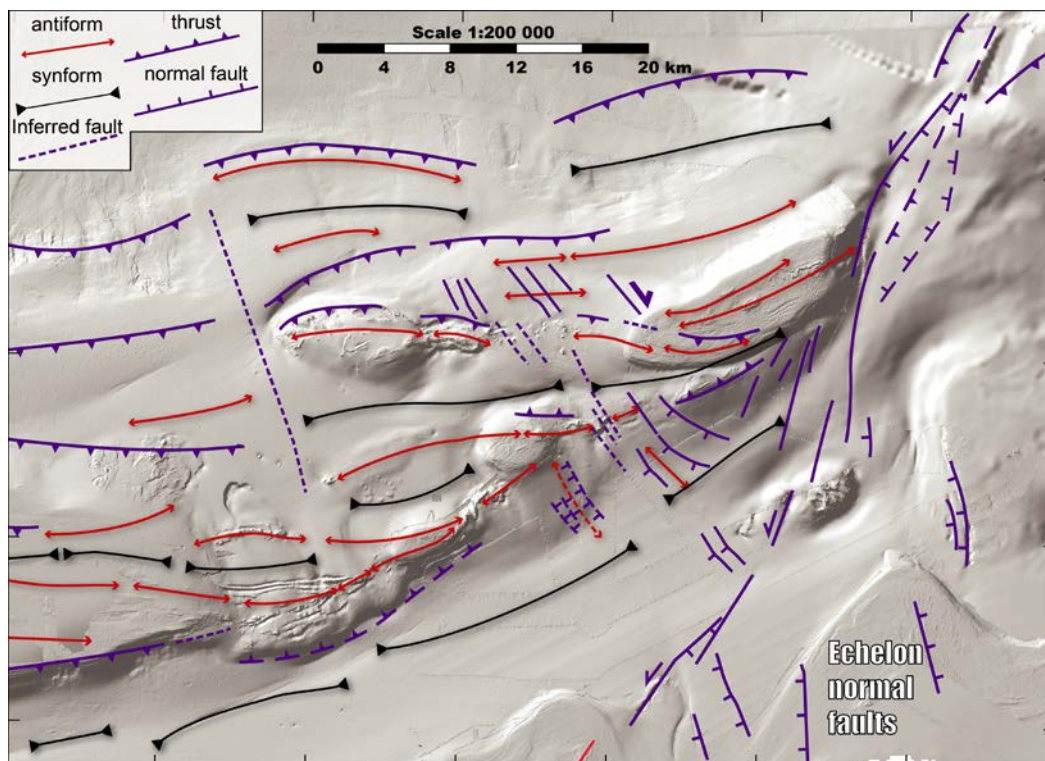


Figure 5-16: Structural scheme over the Francesc Pages and Xauen-Tofino Banks area from this study, projected over the shaded bathymetry from the SARAS and MARLBORO-2 surveys and EMODNET dataset.

### 2.5.3. Plio-Quaternary evidences of polyphase deformation

Pliocene poly-phased deformation as proposed for the Alboran Ridge by (Martínez-García et al., 2013) can be discussed in the SAR and in the Rifian regional contexts. To explain the uplift in the external Rif (Rifian foreland), structural studies and interpretation of 2D reflection seismic suggest a transition in time from thin skin- to thick-skin deformation, linked to the inversion of the Mesozoic extensional structures (Capella et al. 2016). This thin to thick-skin transition is related to the uplift of intramontaneous basins around the Nekor fault

and starts around the Tortonian-early Messinian and continue during the Pliocene (Fig. 5-17a, Capella et al., 2016). In the central Rif, a general uplift starts around 3.8 Ma and is still active at present-time (Benmakhlouf et al., 2012; Romagny et al., 2014). In the central Rif, the change from marine to continental setting occurred before 3.8Ma (Cornée et al., 2014). After 3.8 Ma, the Beni Boussera area and the Tetouan basins undergo NE-SW normal faulting, which produced a tectonic tilting of the margin (Fig. 5-17b, Romagny et al., 2014), in agreement with a transition from compressional to radial extension proposed by Benmakhlouf et al. (2012).

In the oriental Rif, during the early Pliocene, the Nekor fault could have acted as a transpressive structure accommodating the effect of the shortening through margin uplift (Fig. 5-17 a, Ait Brahim et al., 2002; Aït Brahim and Chotin, 1990). The vertical movements recorded in the Boudinar basin during the early Pliocene suggest a flooding maximum ca. 5.11Ma (Cornée et al., 2016) followed by a regression. The transition from shallow marine to continental environments in the present-day onshore Boudinar basin is not dated (Achalhi et al., 2016; Cornée et al., 2016). The progressive transgression and the following flooding of this shelf during the Quaternary suggest that its subsidence is contemporaneous with the central Rif and the Boudinar basin uplift, as well as the northward tilting of the margin (Ammar et al., 2007) . Those results in the Rifian Belt suggest suggests a progressive increase of the shortening toward the internal Rif units and the Alboran basin.

The onset of the subsidence recorded in the Nekor Basin and at the volcanic edifices can demonstrate a change in the local kinematics during the Quaternary indicating a second phase of deformation. The subsidence of the shelf at the western edge of the Al Idrissi volcanoes, dated before 1.12Ma (Fig. 5-7), could be related to the activity of the Al-Idrissi shear zone. The age of the inception of the subsidence and the change in the tectonic have not yet been unambiguously determined.

Between the SAR and the Alboran Ridge, we observe that the Al-Idrissi fault zone corresponds to a succession of compressive and extensive bends crossing the tectonic structures of the TASZ (Fig. 5-9 and 5-16). We interpret the absence of Quaternary deposits on the top of the folds of the Alboran Ridge (Fig. 5-12b) and the low topography of the M reflector east of the Francesc Pages Bank (Fig. 5-9) as an evidence of the subsidence of a section of the Alboran ridge near the Al Idrissi fault zone. The implicate mechanism remains however unclear. Toward the South, we consider that the Trougout fault, the Boudinar faults and the normal faults affecting the big Al-Idrissi volcano represent a N-S normal fault network (Fig. 5-9 and 5-16). This N-S set of onshore-offshore normal faults triggers the

subsidence and the segmentation of the Moroccan margin (Fig. 5-2 and 5-16 ; Galindo-Zaldívar et al., 2015; Poujol et al., 2014).

During the Pleistocene, the progressive drowning of the shelf along the Al-Idrissi volcano can be associated to tectonic subsidence linked to this set of N-S faults. The transgression of the marine sediments above the shelf of the isolated volcano (before 1.12 Ma; Fig. 5-7 and 5-13) is synchronous of the last shortening event (1.8 to 1.12 Ma) described in (Martínez-García et al., 2013).

In the SAR, the N140°-150° normal faults (Fig. 5-6 and 5-15) have an orientation similar to N150° the normal faults accommodating the late-Quaternary extension in the Nekor basin (Lafosse et al., 2016). They are aligned along a 150° trend (Fig. 5-16) and do not produce an important topography, suggesting that they are recent or that they are producing low vertical movements. From the local direction of the maximum horizontal stress field (Fig. 5-3, Neres et al. 2016), the fault zone is probably transtensive and accommodates a right-lateral motion. The N140°-150° normal faults can control the observed variation of thickness within the Pleistocene stacking patterns in the isolated shelves of the Francesc Pages and Tofino Banks (Fig. 5-14). In the Nekor basin, Lafosse et al. 2016 proposed that the localization of the deformation along the strike-slip Bokkoya fault to starts after 0.8Ma and the N140°-150 normal faults in the Nekor basin are younger than the N-S Troughout fault.

Therefore, the observations indicate a pre-1.12Ma subsidence corresponding to the transgression of the shelves at the western edge of Big Al-Idrissi volcano and at the North of the Nekor basin (Fig3 5-6 and 5-13). The subsidence is created by the Quaternary activity of the NS normal faults. We propose that that N-S normal fault corresponds to tension faults indicating the progressive linkage of the fault segments to the NNE-SSW shear zone (Fig. 5-16). The Al-Idrissi and Bokkoya strike-slip fault zone localize the deformation at a younger period during the Pleistocene. At present-time the deformation along the Al-Idrissi and the Nekor Basin is distributed on strike-slip faults and extensive structures NNW-SSE.

#### **2.5.4. Strain partitioning and structural evolution of the SAR: geodynamical implications**

The transition from a Pliocene left-lateral shearing and folding of the SAR to a Quaternary deformation localized on the Al-Idrissi fault reflects the strain partitioning evolution within the south Alboran basin (Fig. 5-17).

Based on a synthesis of onshore structural data and multi-scale offshore seismic data, Giaconia et al. (2015) propose that the inversion of the Western Mediterranean Basins has

been accommodated since approximately 7 Ma from the Algerian margin to the Alboran Ridge, and since ca. 5 Ma on the Al-Idrissi fault. These authors propose that the deformation migrates westward. This migration is related to the westward retreat of the Gibraltar slab (e.g. Frizon de Lamotte et al. 1991; Jolivet et al. 2006). It is inferred that when the rollback stops, or decreases, the need to accommodate left-lateral motion decreases as well and the deformation records the transition from subduction to collision processes (Capella et al. 2016). Before the MSC, the intramontaneous and Atlasic Neogene basins were transpressive structures, ultimately leading to their closure and uplift (Fig.5-17a and 5-17b, Laville et al., 2006, Capella et al., 2016). No evidence of significant left-lateral displacement is observed during the Pliocene. The NE-SW Nekor fault is sealed offshore by Pliocene deposits (Watts et al., 1993).

Since 5Ma, we consider that the direction of Africa Eurasia convergence remains constant from the recent study of DeMets et al. (2015). Following Neres et al. 2016, we define a Betico-Rifian block which reflect the region within which the GPS velocities look incompatible with Africa or Iberia. This block is limited on the West by the TASZ. South-East of the TASZ, it define a region corresponding to the South Alboran Basin and the Oriental Extern Rif which behave as the African plate. This block could be limited to the East by the Yusuf Fault (Fig. 2).

Palano et al., 2013 and 2015 show using GPS measurements and present-day stress and strain modelling that the Betico-Rifian block is undergoing a clockwise rotation of  $1.17^{\circ}/\text{Ma}$ . This value is in agreement with the long term clockwise rotation of  $2.24^{\circ}/\text{Ma}$  to  $3.9^{\circ}/\text{Ma}$  recorded in the north Africa (Meghraoui and Pondrelli, 2013). In the southern part of the Alboran Basin, the tectonic structures of the TASZ must have been rotated as well to accommodate the convergence (Fig. 5-17). Since 5.33Ma, the Alboran Ridge and the SAR structures have been rotated by at least  $13^{\circ}$ - $20^{\circ}$  clockwise (Fig. 5-17, Meghraoui and Pondrelli, 2013). The obliquity angle between major fault planes (i.e. the Nekor and Jebha faults during the Miocene) and the direction of Africa-Eurasia convergence decreases progressively between the MSC and the late Pliocene (DeMets et al., 2015). To accommodate the constant direction of convergence, the end of slab retreat and the block rotations, the deformation progressively switches from transpressive (left-lateral shear zone) to compressive, probably between the late Miocene and the late Pliocene.



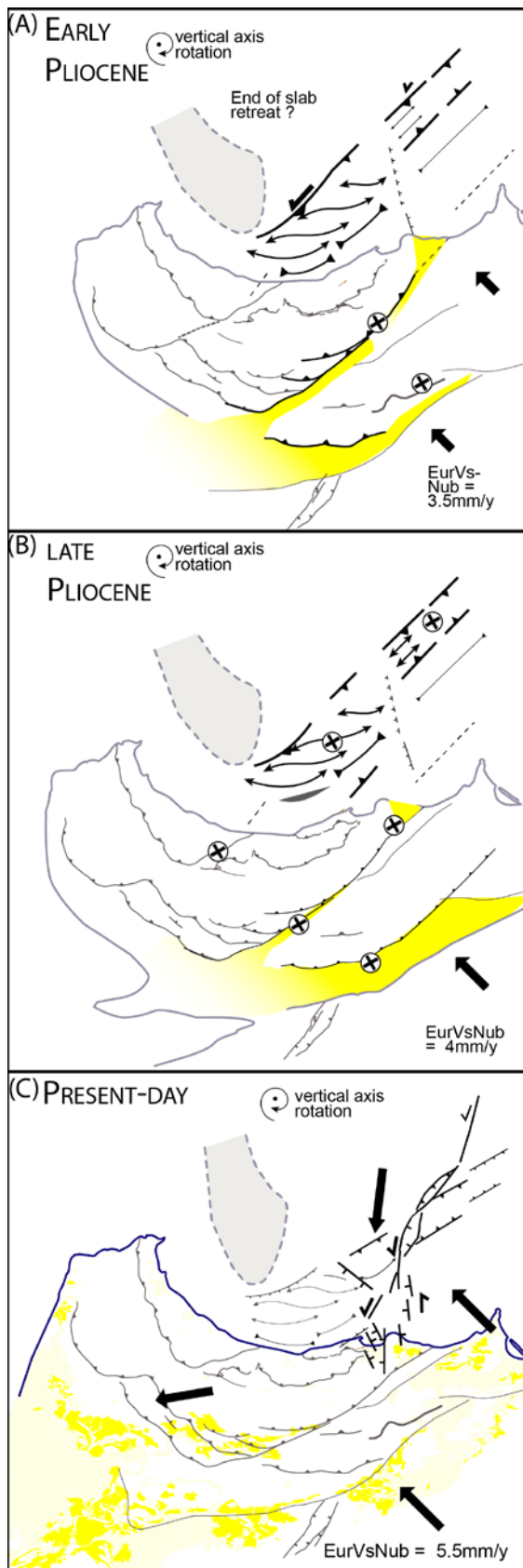


Figure 5-17 : Schematic evolution of the SAR from 5 Ma to the present-day using a total 15° clockwise rotations. Africa-Eurasia convergence rates and azimuth is computed from DeMets et al. 2015.

The rhombic structures show that left-lateral shear was maximum and confined in the SAR during the early Pliocene (Fig. 5-17a). The South Alboran Trough syncline does not show evidence of transpressive deformation (Fig. 16). This implies the presence of a negative gradient of left-lateral displacement from the north of the SAR to the Nekor fault during the early-Pliocene (Fig. 17a).

The present-day rates of extrusion indicated by the GPS data (Fig. 18) are maximum between the Jebha and Nekor faults (Koulali et al., 2011; Vernant et al., 2010). The GPS data evidence that the area between the Jebha and the Nekor faults presently behaves as a large distributing deformation zone (Fig. 5-18). This extrusion of the Betico-Rifian block toward the SW is currently associated to the slab roll back and/or mantellic delamination (e.g. Thurner et al., 2014) and implies a lithospheric coupling between the Alboran Domain and the African Margin (e.g. Perouse et al., 2010; Neres et al., 2016). The closure of the Rifian Corridors (Atlantic gateway) and the inversion of Mesozoic extensive structures are in favor of this mechanical coupling between the African Margin and the Alboran Domain (Fig. 17b).

A consequence of the aforementioned evolution from subduction to collision during the Messinian-Pliocene periods is the progressive mechanical coupling at a crustal scale between the Alboran block and the Africa plate. The SAR has been imaged as a major left-lateral

transfer fault zone (bounded by the Nekor and Jebha faults), relative to the westward propagation of the Alboran domain, which follows the slab retreat. It can be also compared to a step fault propagating the slab tearing (Govers et Wortel, 2005). The area between the Nekor fault and the northern flank of the SAR was affected by strain partitioning, with left-lateral shearing and oblique folds (Fig. 5-10 and 5-16).

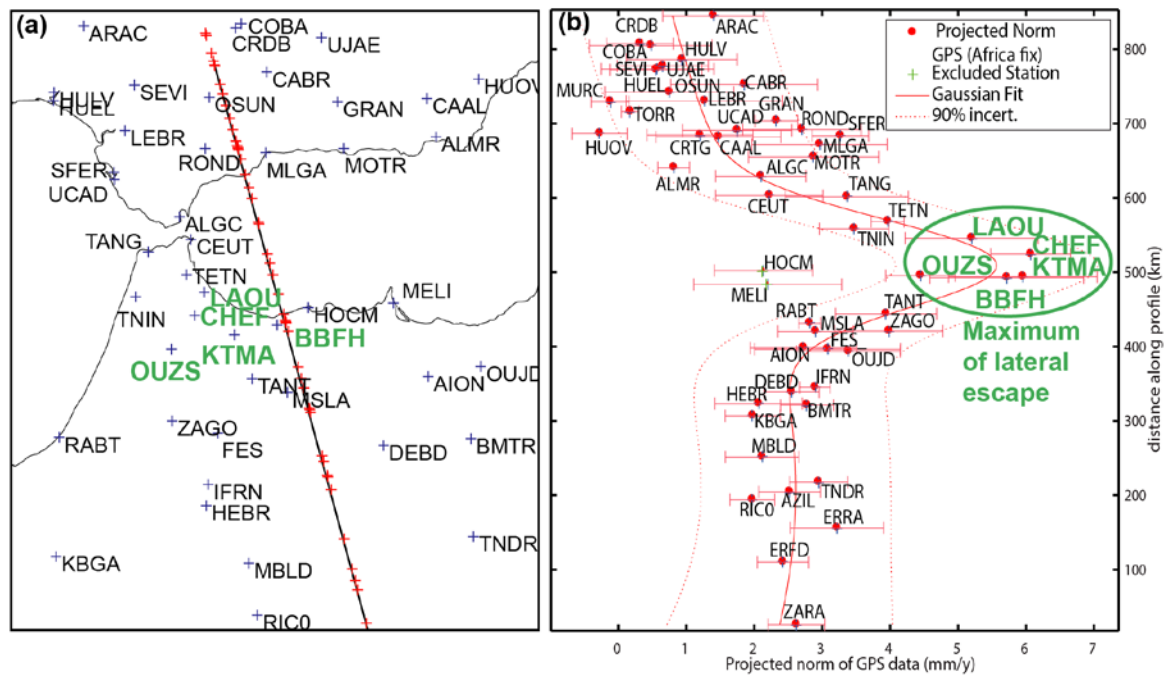


Figure 5-18: (a) Map of the CGPS station (blue crosses) published by Koulali et al. 2011. Black line, transect along a N245° direction normal to the SAR and Nekor zone; red cross, position of the CGPS station projected on the transect. (b) Plot of the projected norms of the CGPS data (Fixed Eurasia) against the distance across the profile. The Gaussian fit shows the change of rates of lateral escape in the central Rif compared to stations located in the Nekor Basin (HOCM), further east than the Nekor Basin (MELI) and to the South of the Nekor Fault. South of the RABT station constant velocities denotes the Africa rigid bloc.

The transpression was effective along the SAR during the early-Pliocene, when the continental margins of the Alboran Basin were experiencing less orthogonal shortening. We propose that the formation and evolution of the SAR during the Pliocene is linked to the plate convergence coupled with deep lithospheric processes (Fig. 5-17).

### 2.5.5. Pleistocene to present-day strain partitioning and indentation

The present-day plate boundary between Africa and Eurasia is diffused and could result of the tectonic indentation of the Africa plate into the Betico-Rifian block (Fig. 5-2 and 5-17; e.g. Palano et al., 2015). Since the Pliocene several observations point toward a distributed deformation which evolves through time: (1) a progressive transition from a transpressive to a compressive deformation along the Alboran Ridge and the SAR (Fig. 5-17); (2) a Quaternary local subsidence associated to N-S segments of the Al-Idrissi fault (Fig. 5-7 and 5-13); (3) a

Pleistocene to present-day activity NNE-SSW fault segments splaying at the sea-floor and linking to the strike-slip active structure of the Bokkoya fault zone (Fig. 5-2, 5-3 and 5-6).

We propose that this deformation setting results from a clockwise rotation of tectonic blocks since the latest Tortonian. Block rotations, constriction in the Eastern Rif and migration of the Atlantic rotation pole (DeMets et al., 2015), induce a rotation of the slip vector relatively to the TASZ structures since the Pliocene. It leads to the present-day nearly orthogonal compression along the northern Alboran Ridge (Fig. 5-2; Cunha et al., 2012; Neres et al., 2016) and the inversion of the Algerian Margin (Derder et al., 2013; Hamai et al., 2015). In this framework, normal strike-slip behavior observed to the north of the Alboran Ridge (Giaconia et al., 2015; Gràcia et al., 2012; Grevemeyer et al., 2015; Palomino et al., 2011) suggests an indentation of the Africa plate into the Betico-Rifian block (Fig. 5-2, Palano et al., 2015). This indentation is accommodated through the left-lateral Al-Idrissi fault zone and the right-lateral Yusuf fault zone (Fig. 5-2). This interpretation is similar to the interpretation of Giaconia et al. (2015) for the Palomares fault zone transferring the orthogonal shortening of Iberian margin toward the Carboneras fault zone.

At present-day, in the western part of the Alboran domain, the Al Idrissi fault zone and the area bounded by the SAR and the Nekor fault accommodate the Africa-Eurasia convergence (Figs. 5-2, 5-3, and 5-17). NW-SE extensive structures in the SAR and Nekor basin are accommodating the extrusion at the back of the Betico-Rifian block (Fig.5-18). The Al-Idrissi fault zone and the Nekor basin correspond then to the present-day boundary between the Betico-Rifian block and the Africa plate, separating the WAB from the SAB offshore (inset Fig. 5-2). Beneath Northern Morocco, a strong crustal thickness lateral variation is observed at the Al Hoceima area (Mancilla et al. 2015; Diaz et al. 2016). It indicates a contrasted lithospheric strength which can originates from 1) crustal thickness variation associated to the Miocene extensive behavior linked to the subduction period (Le Pourhiet et al., 2014, 2012) or 2) lower crust removal associated to delamination processes (Petit et al., 2015). The present-day mechanisms of crustal deformation of the Alboran domain reflect the Miocene to Present-day structural evolution of Miocene inherited and Quaternary crustal discontinuities linked to block rotations. The mechanical behavior of the lithosphere is strongly influenced by the plate-boundary conditions and their evolution, linked to Africa-Eurasia convergence and lithospheric sinking and/or delamination.

## 2.6. Conclusion

We try in this study to better explain the geodynamic evolution of the Alboran domain at the southern tip of the Alboran Ridge during the Plio-Quaternary period, and particularly the distinct structural evolutions and interactions of the Al-Idrissi fault zone, the Alboran Ridge and the TASZ, and the mechanisms associated to their formation.

The analysis of onshore-offshore tectonic structures and associated offshore contouritic systems (Romagny 2014, Juan et al. 2016, Giaconia 2015, and Capella et al. 2016; this study) lead to the following geodynamical framework:

- (1) The TASZ localizes the deformation between the Miocene and the end of the Pliocene. Its inherited orientation favors a strike-slip movement in response to back-arc extension. The Alboran Ridge and the SAR represent at this time a left-lateral strike-slip fault zone, which accommodates as a step fault the westward migration of the Alboran domain.
- (2) The concomitance of back-arc extension and Africa-Eurasia convergence leads to a style of deformation varying in space and time. The SAR undergoes transpression whereas further east tectonic inversion of the Algerian and Iberian margin occurs. The rhombic structures of the SAR illustrate an important left-lateral displacement still active during the Pliocene.
- (3) The inversion and uplift of the external Rif units record the transition from subduction to collision processes. The area between the SAR and the Nekor fault is progressively coupled to the Africa plate against the internal Rif. The transpression of the SAR leads to clockwise block rotations.
- (4) The block rotations and the increase of the convergence rates from 5Ma to present-day leads to a progressive compression on the Alboran Ridge and the nucleation of the Al-Idrissi fault zone. This nucleation is recorded during the Pleistocene by the subsidence of both the Nekor basin and the Al-Idrissi volcano.

The present-day tectonic map and the GPS data indicate that the Alboran basin can be assimilated to a non rigid block, named the Betico-Rifian block bounded by the Africa and the Eurasia plates. This block presents a distributed deformation characterizing the tectonic indentation of the Africa plate in the Alboran Domain and its extrusion westward. The Al-Idrissi fault transfers this indentation to the Nekor Basin. The Nekor basin accommodates the shortening and the present-day westward extrusion of the Rif.

## **-Chapitre 6 - Discussion et perspectives**



## **1. Caractérisation de la tectonique active grâce à l'étude morphologique de la plateforme**

Dans les chapitres précédents nous avons caractérisé les structures Pliocène à actuelles affectant le bassin de Nekor, la Ride Sud Alboran et la zone de faille d'Al-Idrissi. Nous avons également caractérisé la morphologie de la plateforme sédimentaire Marocaine et proposé un modèle d'âge expliquant l'architecture de cette plateforme. Grâce à ce modèle d'âge, nous pouvons proposer des valeurs de subsidence pour le bassin de Nekor.

### **1.1. Taux de subsidence associé à la faille de Trougout depuis le LGM**

Nous avons constaté sur la bathymétrie un rejet vertical lié à l'expression en surface de la faille de Trougout. Nous pouvons calculer approximativement le rejet de cette faille à partir de profils topographiques (Fig. 6-1). Le rejet de la faille est compris entre 2,6m (profil P2, Fig. 6-1) et 1.4m (Profils P6 et P7, Fig. 6-1). En considérant un taux de sédimentation égal de part et d'autre de la faille, alors le rejet observé correspond au rejet réel. Cependant, le taux de sédimentation est faible sur le mur Est de la faille puisque nous n'observons pas d'accumulations sédimentaires. Il est donc possible que le rejet vertical soit supérieur au rejet observé sur le profil. Le rejet vertical observé correspond donc à un rejet vertical apparent minimum. La valeur moyenne de rejet vertical étant dans la résolution verticale de la sismique sparker, il n'est pas possible de vérifier en profondeur l'épaisseur et la géométrie des dépôts post-rejets.

Nous observons une variation N-S du rejet vertical (Fig. 6-1). Le rejet vertical est maximum au niveau des plus forts gradients de pente et diminue vers le Sud où nous observons partiellement un corps sédimentaire interprété comme une dune localisé à l'aplomb de la faille (Fig. 6-2). Ce corps sédimentaire d'amplitude métrique cache la faille de Trougout en sismique réflexion et est donc postérieure à l'activité de la faille (Fig. 6-2). Situé au-dessus de 50m.b.s.l., ce corps sédimentaire est probablement un corps Holocène ou plus récent que le Younger Dryas (11500ans). Les dépôts associés comblent partiellement l'espace d'accommodation tectonique en progradant.

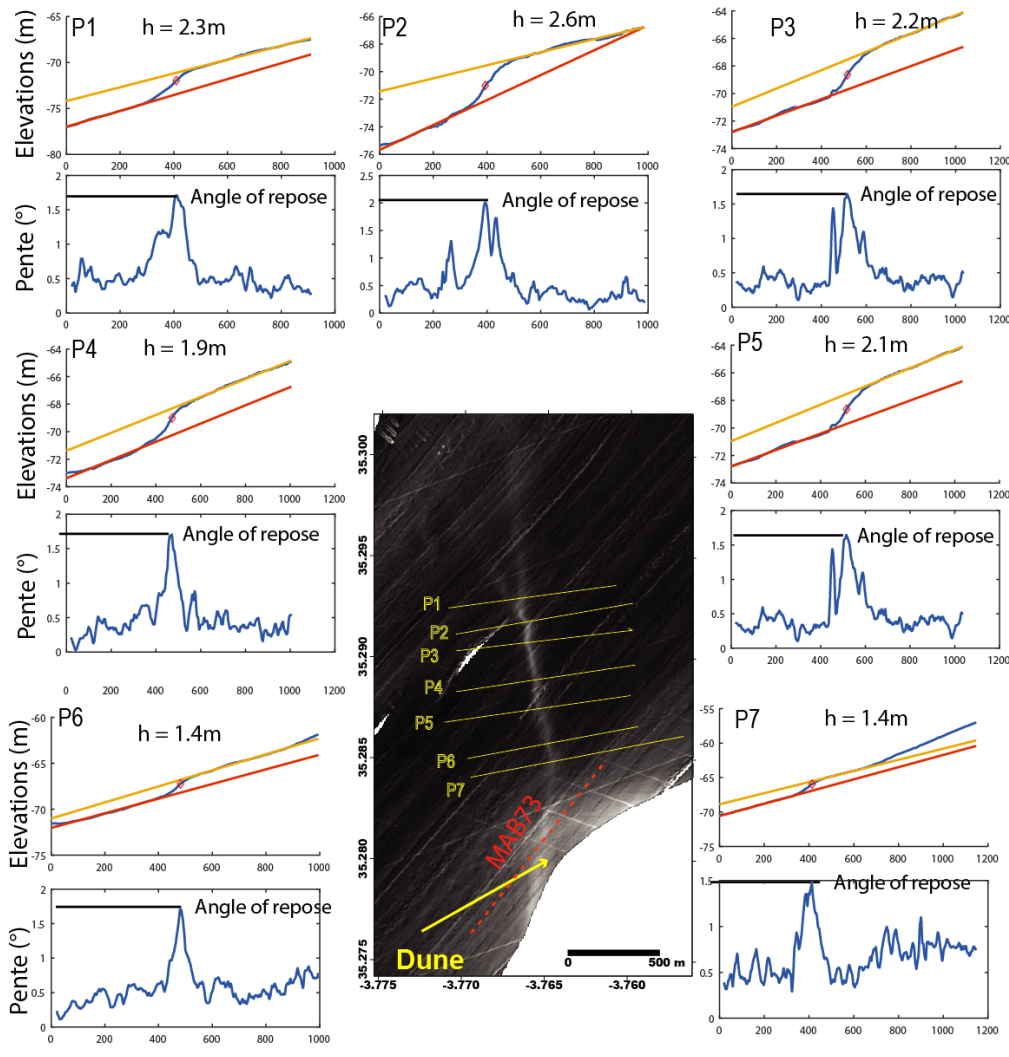


Figure 6-1 : Variations de la bathymétrie de part et d'autre de la faille de Trougout à partir des profils bathymétriques. Diagrammes élévations : Diamant rouge, position du maximum de pente. Les droites jaunes et rouges correspondent aux régressions polynomiales d'ordre 1 réalisées pour les sections de courbes topographiques (en bleu) de part et d'autre du maximum du profil de pente. Les pentes sont calculées sur Globalmapper et sont filtrées par un filtre moyen avec une fenêtre de 15m à 20m selon les profils. La différence entre les droites rouge et jaune à la position du maximum de pente indique le rejet vertical le long du profil.

Nous observons que les pentes maximales atteintes le long du profil sont comprises entre  $1.7^\circ$  et  $2^\circ$  après passage d'un filtre moyen (Fig. 6-1). Cet angle similaire sur tous les profils suggère que la pente au front du miroir de faille est effondrée et lissée par des processus érosif (effondrement gravitaire). Cette pente faible pourrait indiquer que les matériaux sont peu cohésifs et ont tendance à ne pas maintenir la pente au cours du temps (e.g. Avouac et Peltzer, 1993, Carretier et al., 2002). Les courbes des gradients de pentes sont approximativement symétriques. Dans les modèles synthétiques ce type de morphologie indique un événement unique (e.g. Carretier et al., 2002). Par conséquent nous estimons que le décalage sur la faille de Trougout correspond à un ou plusieurs événements par ailleurs très rapprochés dans le temps.

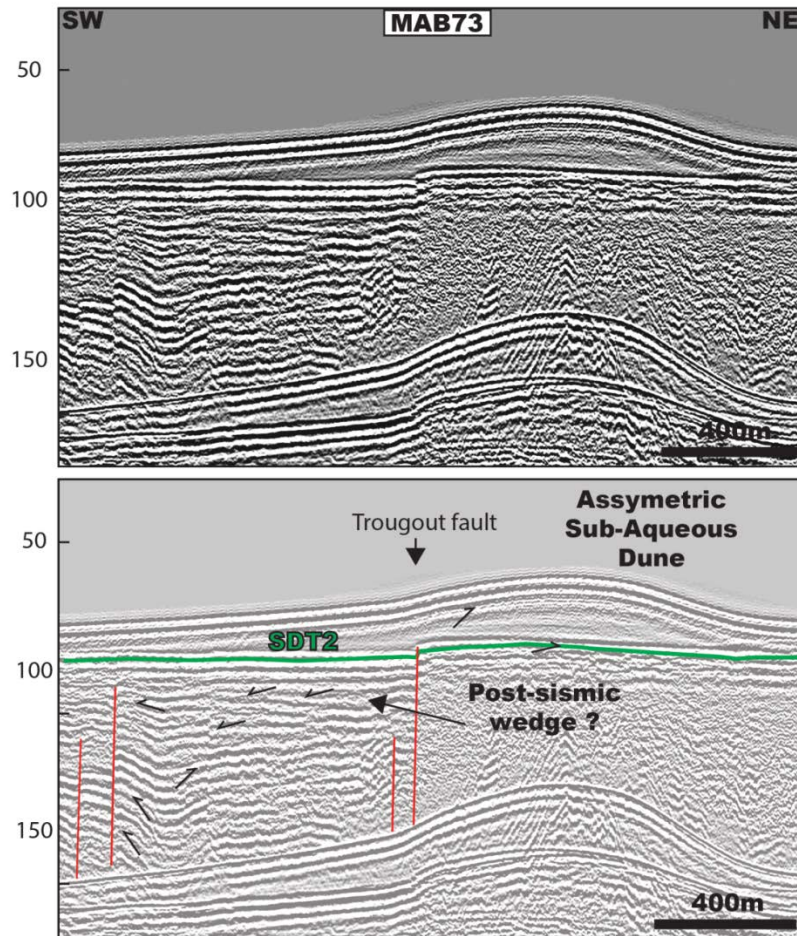


Figure 6-2 : Profil sismique MAB 73. Ce profil indique la position de la faille de Trougout à l'aplomb d'une dune asymétrique. La surface SDT2 est définie dans le chapitre 4. Elle est décalée par la faille de Trougout. La résolution verticale du profil ne permet pas d'observer de décalage flagrant des réflecteurs internes à la dune. Les biseaux de progradation vers le SO pourraient être interprétés comme des progradations liées à la création d'espace lors du déplacement co-sismique. Ces biseaux pourraient aussi être interprétés comme des pieds de dunes préservés par la subsidence. A cette position, la dune pourrait correspondre au bottomset d'un prisme progradant transgressif. Le décalage du réflecteur vert correspond à environ 2-3mstwt soit environ 1.6m à 2.4m avec  $v_p=1600\text{m/s}$ .

Pour dater l'âge maximal du rejet vertical, nous pouvons faire l'hypothèse suivante : le rejet vertical observé correspond au rejet total enregistré le long de la faille de Trougout depuis la formation de la terrasse SDT2 (Fig. 6-2). Nous admettons donc comme hypothèses secondaires que (1) l'érosion aérienne et sub-aérienne a remis la topographie à zéro (2) le taux de sédimentation est constant de part et d'autre du plan de faille. Nous avons corrélé la pente régionale à des fonctions affines de part et d'autre de la faille et constaté que l'écart entre les pentes régionales loin de la faille est inférieure à  $0.1^\circ$ .

Pour un âge maximum de 14 500 ans, ces hypothèses permettent de calculer un taux de déformation vertical minimum de  $v_z = 0.09 \pm 0.60\text{mm/an}$  à partir des profils topographiques (rejet vertical minimum de 1,4m). De même, le taux de déformation verticale moyen obtenue

à partir du décalage de 2m de la terrasse SDT2 imagée en sismique réflexion (imagerie sismique sparker de résolution verticale métrique ; Fig. 6-2) est  $v_z = 0,135 \pm 0.25\text{mm/a}$ .

Ces taux de déformation sont dans l'ordre de grandeur du taux de soulèvement de 0.16 mm/a calculé sur des terrasses marines à terre depuis 200 ka (Poujol et al. 2014).

Les vitesses de soulèvement obtenues par Poujol et al. (2014) suggèrent que le taux de déformation est supérieure vers le rivage. En effet le taux de soulèvement à terre caractérise le comportement du bloc *hanging wall* (Ouest) de la faille de Trougout et ne caractérise pas le mouvement du bloc *foot wall* (Est).

Le taux de déformation vertical moyen associé à la faille de Trougout ne représente probablement la taux de déformation vertical entre le moment où la faille est cachétée par le corps sédimentaire sur sa partie Sud et la formation de la terrasse sous-marine. Ce corps sédimentaire culmine sur nos données à environs 40m b.s.l. Ce qui correspond au niveau marin à la fin du MWP1-B (-11000ans). En admettant que cette bathymetrie indique un âge maximal. Le taux de déformation vertical serait compris entre 0,4mm/an et 0,5mm/an sur une période de 3500ans.

Les vitesses de déplacements verticaux sur la faille de Trougout indiquent un taux de déformation moyen de 0,4 mm/an et un taux 0,5mm/an. Le taux de subsidence à long terme compris entre 0,09mm/an et 0,13mm/a pourrait indiquer que la subsidence du bassin de Nekor est accommodée par un nombre restreint de ruptures associées à la faille de Trougout. Pour contraindre plus précisément l'âge du dernier escarpement de faille, il serait possible de réaliser un escarpement synthétique et de calculer la dégradation de cette escarpement liée à l'effondrement gravitaire du plan de faille. Des travaux similaires existent à terre (Avouac, 1993; Carretier et al., 2002), ils se basent sur le fait que le produit de l'érosion gravitaire sur les escarpements de faille est assimilable à un processus de diffusion. Dès lors, il est possible de calculer la topographie en utilisant un modèle en différence finie résolvant l'équation de diffusion à chaque instant à partir d'un état idéalisé de l'escarpement de faille. L'âge morphologique de la faille correspondrait à la solution de l'équation de diffusion minimisant l'erreur entre le modèle synthétique et la morphologie observée du plan de faille. Dans ce cadre méthodologique, il serait aussi possible d'estimer l'influence de l'accumulation de sédiments et de la résistance à l'érosion sur la morphologie de l'escarpement de faille.

## 1.2. Taux de subsidence associée à la terminaison Nord de la faille de Trougout

La ligne MAB258 permet d'estimer les taux de subsidence à partir des positions des offlap breaks correspondant aux maximums de chutes liés aux variations eustatiques. Ces *offlap breaks* correspondent à des paléo-rivages (Fig. 6-3). Nous pouvons estimer les taux de subsidence à partir de ces paléo-rivages d'après la sismique réflexion. Dans nos reconstitutions nous négligeons l'effet de la compaction que nous considérons nul pour ces profondeurs et approximons la valeur de vitesse  $V_p$  dans la colonne sédimentaire à 1650m/s pour les sédiments. A ces profondeurs une variation de 50ms induit dans nos modèles une variation de taux de subsidence négligeable.

Nous avons sélectionné une courbe de niveaux marins établie pour la Mer Rouge (Grant et al. 2014) car cette courbe montre moins de lacunes que la courbe de Rohling et al. 2014 pour le RSL à Gibraltar. Les amplitudes de chutes seront sous estimées comparativement aux résultats de Rohling et al. 2014 pour les stades isotopiques MIS2, MIS6 et surestimés pour les stades MIS8 et MIS 10 (Fig. 6-3b). Pour le stade MIS 12 un événement sapropel masque le signal. La courbe de Grant et al. (2014) montre un maximum de chute à -110m au MIS2, ce qui correspond à la bathymétrie de la terrasse SDT1.

Puisque les offlap breaks correspondent à des niveaux marins de 0m, nous pouvons écrire que le taux de subsidence  $S$  entre deux pas de temps  $t_i$  et  $t_{i+1}$  pour une amplitude de chute du niveau marin  $Z_{MRS}(i)$  et une profondeur d'*offlap break*  $Z_{off}(i)$  :

$$S = [Z_{off}(i+1) - Z_{off}(i) - Z_{mrs}(i+1) + Z_{mrs}(i)] / (t_{i+1} - t_i) \quad (2)$$

Une surestimation de l'amplitude de chute revient donc à minorer le taux de subsidence voire à considérer un soulèvement (Fig. 6-3). L'estimation de la subsidence est minoré par le choix d'un maximum de chute à -108m à MIS10 d'après la courbe de Grant et al. 2014. La valeur de -85m à MIS10 (pour la courbe de RSL à Gibraltar, Rohling et al. 2014) permet d'avoir un taux de subsidence plus proche des valeurs avoisinantes (Fig. 6-3).

Inversement, puisqu'une surestimation des amplitudes de chute du niveau marin conduit à majorer le taux de subsidence, le taux de subsidence entre MIS2 et MIS6 est probablement trop élevé. Le taux de subsidence proche de 0m entre MIS 2 et l'actuel indique probablement que nos mesures des mouvements verticaux à cet endroit ne permettent pas d'obtenir une mesure correcte.



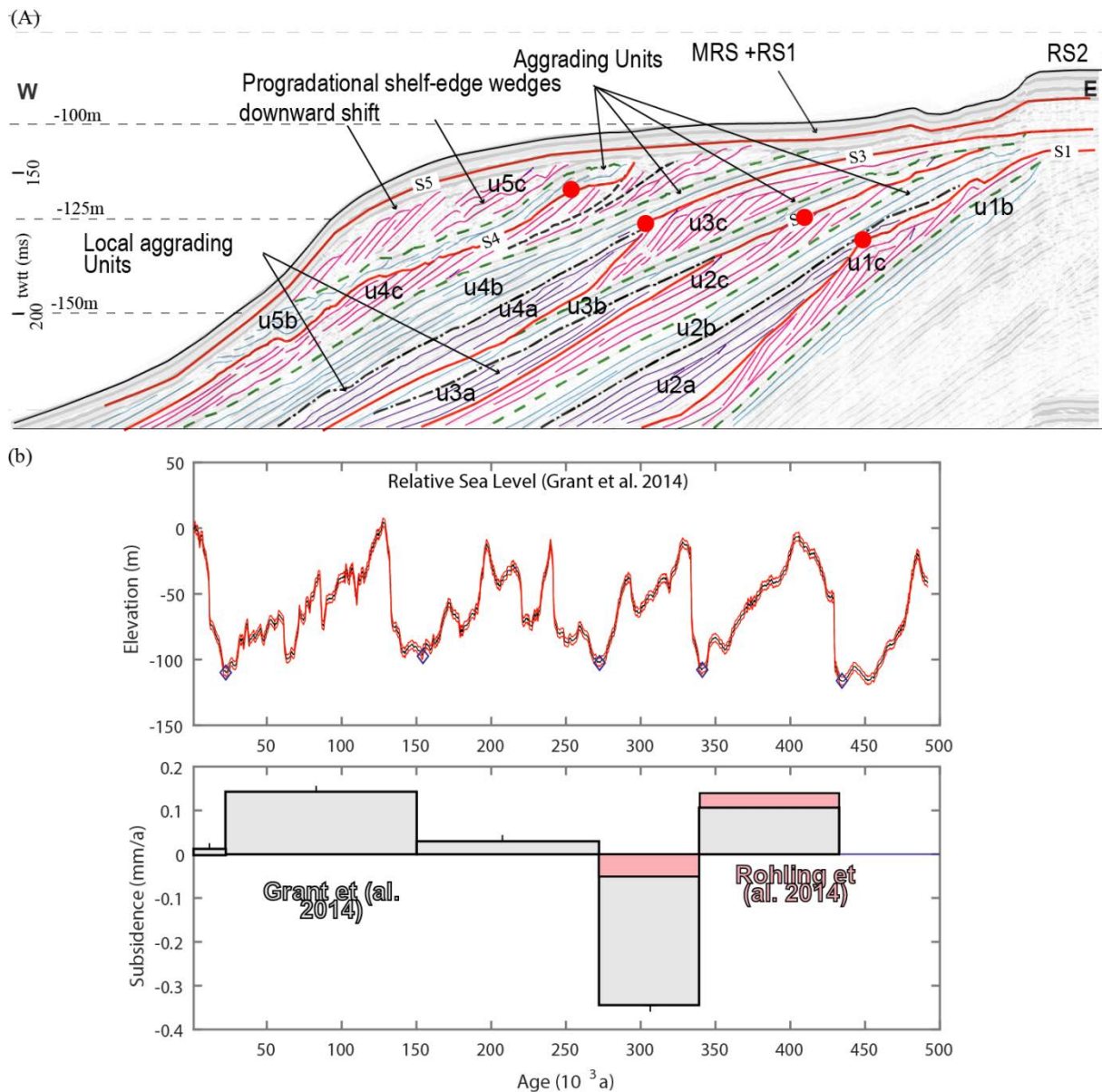


Figure 6-3 : (A) Extrait de la ligne sismique MAB258. Les points rouges correspondent approximativement à la position des offlap breaks. (B) Calcul des taux de subsidence à partir des offlap breaks et d'une courbe de niveau marin relatif modifiée de Grant et al., (2014). Les taux de subsidence sont calculés entre les maximums de bas niveau marin représentés par des diamants bleus. Les barres grises correspondent aux taux de subsidence calés sur la courbe de Grant et al. 2014, en rose, pour la valeur de 85m MIS10 de Rohling et al. 2014.

La géométrie des prismes de chute pourrait indiquer des variations du niveau marin relatif de longueurs d'ondes plus courtes (ordre 6-7 liés au climat ou aux cycles de précession). Cependant, cela reviendrait à préserver des prismes de chutes, qu'il serait très difficile de différencier des maximums de chutes liés à l'excentricité. Par conséquent, cela reviendrait à surestimer par un facteur 5 (passage d'une cyclicité 100ka à 20ka) au minimum les taux de subsidence. Cette solution est assez improbable puisque, les valeurs des mouvements verticaux plus au Sud permettent de contrôler les valeurs de mouvements verticaux.

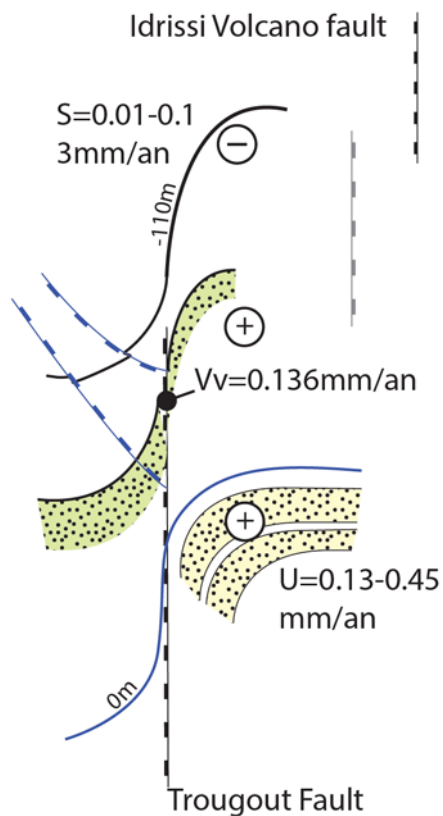


Figure 6-4 : Schéma du relais de failles entre la faille de Trougout et la faille bordant le haut sous-marin du grand Idrissi : S, subsidence ; U : uplift ; Vv, taux de déformation vertical

Dans le chapitre 4, nous avons mis en évidence la faible subsidence de la plateforme au Nord-Est de la faille de Trougout (Fig. 6-3) et que le Ras Tarf bascule vers l'Est. Parallèlement, le soulèvement des terrasses marines de hauts niveaux a été montré à terre (Poujol et al. 2014). Le basculement relatif de la marge vers le Nord est compatible avec un soulèvement à terre et une subsidence en mer. Le basculement vers l'Est pourrait être lié à la géométrie de l'extension : un relais vers le Nord Est de la faille de Trougout avec la faille bordant le Haut Sous-Marin du volcan Grand Al-Idrissi pourrait expliquer ce basculement (Fig. 6-4).

### 1.3. Influence de la sismicité sur la géométrie des cortèges de dépôts.

Nos observations de la morphologie de la plateforme continentale Marocaine ont montré qu'une extension dans le bassin de Nekor produit une segmentation de cette plateforme. Cette segmentation se caractérise par un réseau de failles actives produisant une subsidence mesurable en sismique réflexion et caractérisée sur le fond de mer. Les ruptures sur la faille de Trougout et/ou sur les segments de failles normales N150° pourraient être enregistrées par la géométrie des cortèges de dépôts et pourraient être imagées par la sismique réflexion haute résolution à la manière de ce qui est fait sur les failles active en Nouvelle Zélande (e.g. Barnes and Pondard, 2010; Pondard and Barnes, 2010). Dans un contexte de tectonique active il est possible de remonter à des estimations de déplacement vertical co-sismique si les âges sont suffisamment contraints des deux côtés de la faille.

Nous pouvons observer au niveau de la faille de Trougout, des discordances caractérisées par des biseaux de progradation faiblement inclinés et très peu épais (1-2 réflecteurs ; Fig. 6-2). Ces biseaux sont limités vers le rivage par la faille de Trougout et pourraient correspondre au comblement de l'accommodation tectonique co-sismique. La résolution verticale de la sismique sparker ne permet pas de réaliser une étude de paléo-sismicité de la faille de Trougout en raison de la faible épaisseur de ces prismes et du faible rejet vertical cumulé sur

la faille de Trougout (2 m), les données de source boomer plus haute résolution n'ont pas été acquises sur cette zone.

Sur le Ras Tarf, zone en surrection, nous avons observé une terrasse sous-marine érosive entre -90m et -70m (Chapitre 4) Sur les zones en subsidence nous avons observé une terrasse à -80m environ au toit d'un cortège sédimentaire progradant que nous avons lié à une chute du niveau marin (SDT2, Fig. 6-2). Les différences de mouvements verticaux entre le centre subsidant du bassin de Nekor et le Ras Tarf en soulèvement expliquent les variations de morphologie de la plateforme.

Il est possible d'estimer l'accommodation et la durée d'émersion d'un point dans l'espace durant le dernier cycle majeur de chute et de remontée du niveau marin, en fonction d'une courbe du niveau marin relatif corrigée des mouvements verticaux (Equation 1). La durée d'émersion néglige les processus d'érosion et d'accumulation sédimentaire mais explique au premier ordre les variations de morphologies entre les différents segments de la marge marocaine. La figure 6-5 montre qu'un point situé à 80m.b.s.l. par rapport à l'actuel est émergé six fois plus longtemps qu'un point à 100m.b.s.l. la morphologie des plateformes actuelles est directement contrôlée par la quantité de mouvement vertical : les zones en soulèvement vont être érodées plus longtemps et vont prograder plus vite donc offrir plus de surfaces pour l'érosion que les zones en subsidence.

Il est probable que l'accommodation varie fortement par rapport au calcul proposé car la quantité d'érosion au niveau du rivage est non linéaire en fonction du temps e est fonction de la morphologie de la zone littorale (e.g. Mase and Iwagaki, 1982; Trenhaile, 2005).

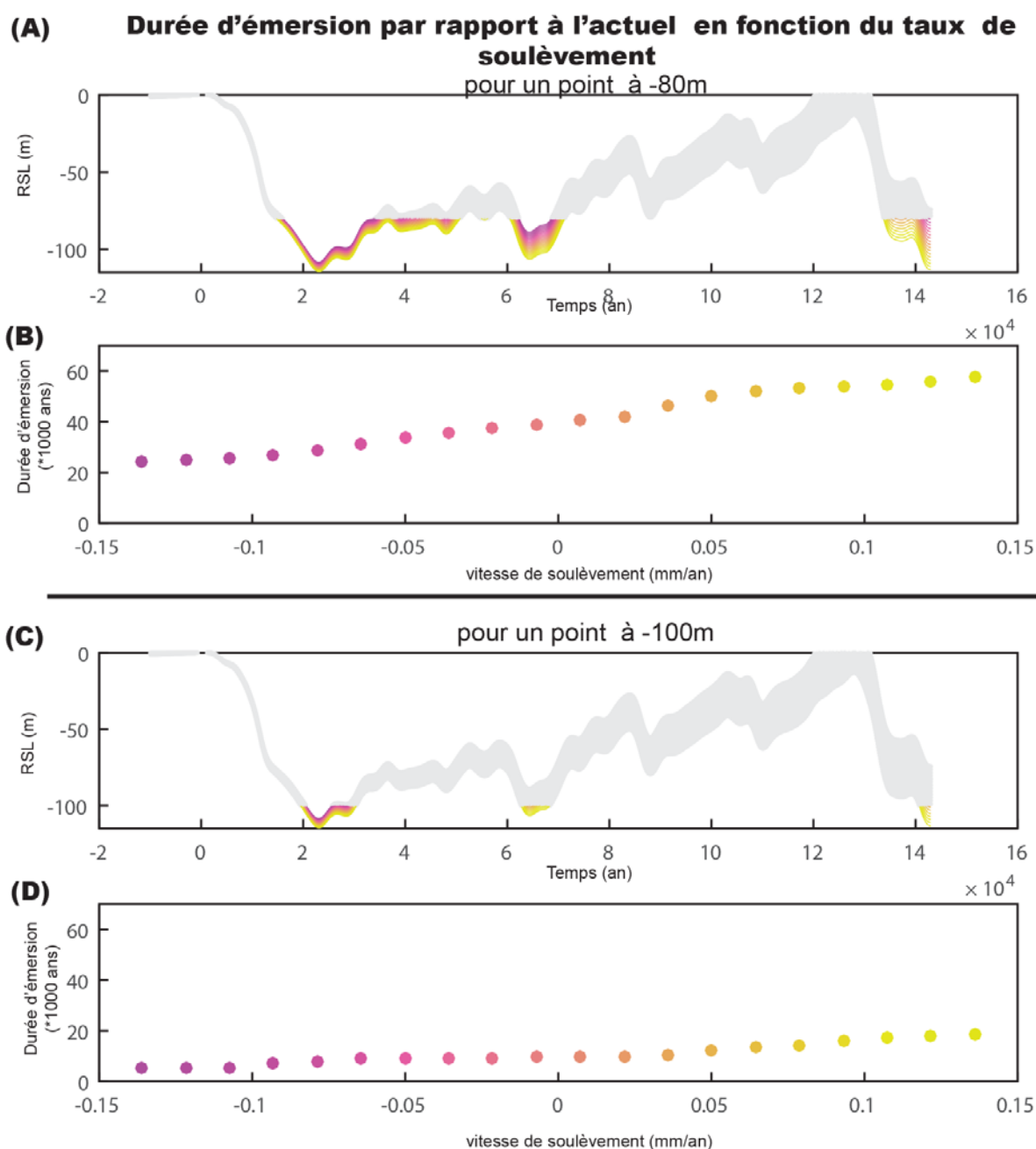


Figure 6-5 : A,C : Courbes montrant la pseudo-durée d'émergence de deux points idéaux fixés dans le temps à -80m et à -100m par rapport à l'actuel en fonction des courbes du niveau marin relatif de Grant et al. (2012) corrigées du taux de soulèvement. Sur les courbes A et C, les parties grisées sont les périodes durant lesquelles les points ne sont pas émergés. Les couleurs correspondent aux tracés des différents niveaux marins relatifs en fonction des taux de mouvements verticaux entre -0.135mm/ans (subsidence) et 0.135mm/ans (soulèvement). Chaque teinte de couleur correspond à une courbe. Les couleurs violettes indiquent des taux de subsidence (négatifs) et les couleurs jaunes indiquent des taux de soulèvement importants (positif). B, D : durée d'émergence par rapport à l'actuel en fonction du taux de mouvements verticaux

Sur les plateformes continentales, il n'est pas cependant possible d'obtenir un enregistrement continu des déplacements co-sismique pour des âges plus vieux que le LGM. L'enregistrement des déplacements co-sismiques est partiel puisque les chutes du niveau marin provoquent l'exondation de la plateforme et son érosion. Les taux de déplacement co-sismique et de subsidence du bassin de Nekor pourraient cependant être mesurés dans le

bassin sous -110m. En perspective, pour modéliser et comprendre les relations entre morphologie des plateformes Pléistocènes et mouvement verticaux, il sera alors nécessaire de prendre pleinement en compte les mécanismes d'érosion liés à l'action des vagues dans la zone d'amplitude des variations glacio-eustatiques.

#### **1.4. Influence des apports sédimentaires**

La segmentation de la marge par le jeu des failles actives, provoque des mouvements verticaux différents le long des trois segments (Chapitre 4). Si les variations de flux sédimentaires ont été jusqu'ici négligées en raison du manque de calibration du modèle d'âge par des données bio-stratigraphiques, isotopiques ou bien des âges absolus, les profils d'incision des rivières à terre montrent des points d'inflexion associés probablement à des failles actives (Barcos et al., 2014). Des quantifications plus précises des taux d'incision à terre pourraient permettre de mieux contraindre l'évolution du paysage et de comprendre les variations de flux sous-marins liés aux rééquilibrages des bassins versants à terre. Des travaux similaires existent déjà dans les Bétiques (e.g. Ferrater et al., 2015). Dans le Rif, aucun travail de cette nature n'existe à notre connaissance à ce jour.

## **2. Morphologie des hauts-fonds et du flanc Nord de la Ride D'Alboran**

Dans les différents chapitres nous avons mis en évidence la nature dynamique du fond marin: tectonique active et processus sédimentaires liés aux vagues ou aux courants ont façonné le paysage sous-marin, depuis le bassin profond jusqu'à la plateforme continentale interne. Dans le chapitre 4, nous avons pu mettre en évidence des replats sur le haut de la pente continentale bordant la plateforme marocaine (*slope ledge*, Fig. 4-7). Ces replats peuvent correspondre aux *bottomsets* des biseaux de progradation sur la pente continentale et sont attribués aux prismes de chutes. D'après Ridente et al., (2009), ces replats correspondent approximativement aux surfaces érosives de régression sous-marine. Dans ce cas, l'érosion sous-marine serait liée à des courants superficiels parallèles à la plateforme.

Nous avons également observé dans le chapitre 5, la présence de hauts-fonds isolés : les Bancs de Xauen et de Frances pages, les bancs du Petit et du Grand Tofino (Fig. 6-6). Ces hauts sous-marins culminent aux alentours de 80m b.s.l. et ont des bathymétries moyennes d'environ 110m b.s.l. (Fig. 6-6). Les hauts du Grand Tofino et de Francesc Pages ont des morphologies similaires caractérisées par des grandes surfaces planes aux alentours de -110m sur les bordures. Vers l'intérieur, des crêtes sont visibles (Fig. 6-7 et 6-8). Les sommets des



crêtes sont aplanis aux alentours de 83m.b.s.l. pour Tofino et 84m.b.s.l. pour Francesc Pages (Fig. 6-6). Nous observons des zones de replats entre 130m.b.s.l. et 124m.b.s.l. Nous pouvons comparer ces replats, aux replats observés sur le haut de pente continentale marocaine correspondant aux *bottomsets* des prismes de progradation. Les replats sur le haut de Tofino sont interprétés comme lié à la limite d'action des vagues en bas niveau marin. Ces hauts sous-marins montrent des terrasses concentriques autour d'un sommet de surface réduite située au centre du haut sous-marin (Fig. 6-7 and 6-8). Cette morphologie concentrique rappelle les morphologies de monts sous-marins formés autour de hauts volcaniques sur la plateforme Est Australienne (*Pyramid Ball Island*, Linklater et al., 2015).

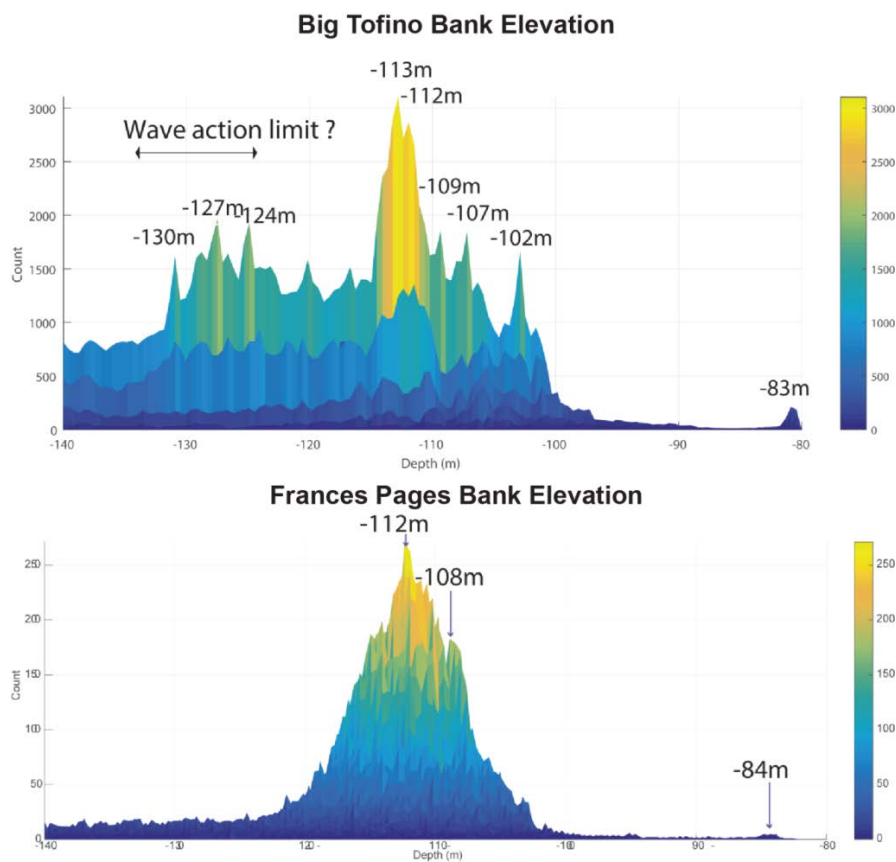


Figure 6-6 : Classification des profondeurs par l'Index de Position Topographique caractérisant les surfaces planes sur le banc de Francesc Pages et du Grand Tofino. Les pics correspondent aux bathymétries des surfaces planes.

Sur les surfaces planes entre -112m b.s.l. et - 110m b.s.l. des rides sédimentaires 3D sont visibles orientées approximativement ENE-WSW sur le banc de Tofino, et NE-SW sur le banc de Francesc Pages (Fig. 6-7 et 6-8). Ces rides sédimentaires sont asymétriques avec des pentes plus fortes vers l'extérieur de la plateforme. Ces rides sédimentaires sont localisées à l'arrière des plus hautes crêtes, sur leurs flancs sud. Ces structures sont probablement contrôlées par les courants des masses d'eaux profondes durant la transgression. A ces

profondeurs ces structures sont probablement fossiles. Elles pourraient correspondre au démantèlement par les courants de fonds des formations de coraux froids, communes sur les hauts sous-marins de la Mer d'Alboran (Lo Iacono et al., 2008; Palomino et al., 2011). Une étude des données de circulations des masses d'eaux en relation avec les crêtes de ces hauts structuraux pourrait démontrer un contrôle par les courants de la disposition de ces structures 3D.

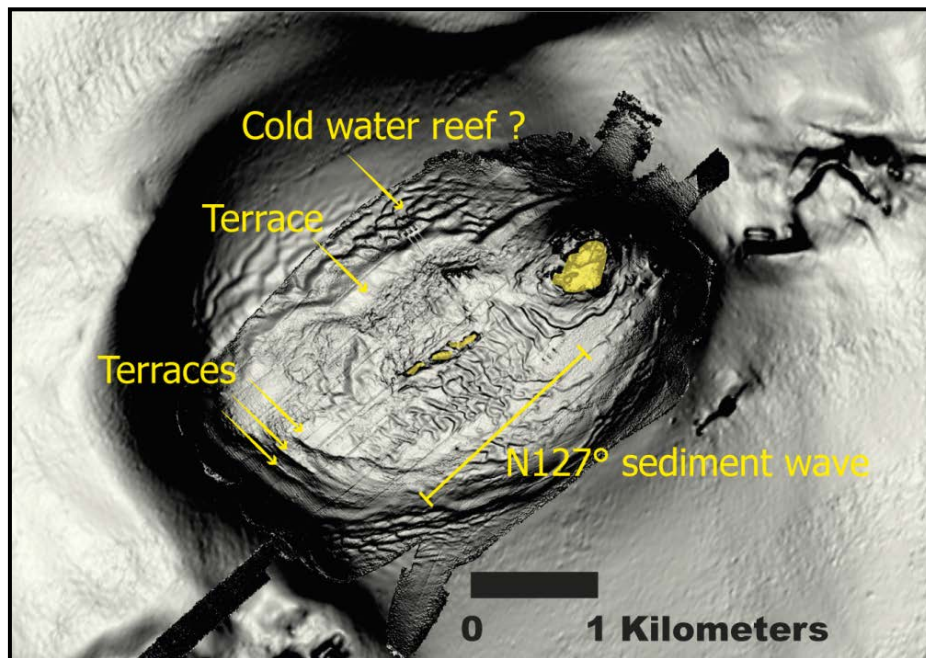


Figure 6-7 : Carte des pentes du banc du Grand Tofino montrant sa morphologie et les structures 3D au pied du haut topographique en jaune. Sur le flanc Nord-Ouest, des formes ondulées sous -110mb.s.l. pourraient correspondre à des coraux d'eau froide. Cependant, ces structures ne sont pas imagées en sismique réflexion.

## 2.1. Monts carbonatés

Les hauts sous-marins de la mer d'Alboran étant des environnements propices à la présence de coraux d'eaux froide (Lo Iacono et al., 2008; Palomino et al., 2011; Stalder et al., 2015), il serait intéressant d'étudier la répartition géographique des colonies coralliennes en relation avec la morphologie de ces hauts sous-marins. Des études réalisées en mer Méditerranée ont par exemple montré que certaines colonies coralliennes croissent durant les événements Alleröd et Younger Dryas (Stalder et al., 2015). Dans les environnements plus chauds et mixte silico-carbonatés, il a été montré que le développement et la disposition géographique des colonies coralliennes ont enregistré les variations du niveau marin lors de la remontée post glaciaire (Droxler and Jorry, 2013). Il serait intéressant de montrer que les structures 3D observées sur ces hauts sont associées, ou non, à des colonies de coraux d'eaux froides et si c'est le cas, d'analyser si ces colonies ont enregistré des conditions environnementales

particulières associées aux variations du niveau marin. En effet, il a été démontré qu'il existe une relation entre la localisation géographique des rides sédimentaires liée aux courants sur le fond marin et des carbonates d'eaux froides en Atlantique Nord (e.g. Hebbeln et al., 2016). Il serait alors possible de proposer des âges et des reconstitutions paléo-environnementales à partir de l'étude des terrasses marines des hauts sous-marins.

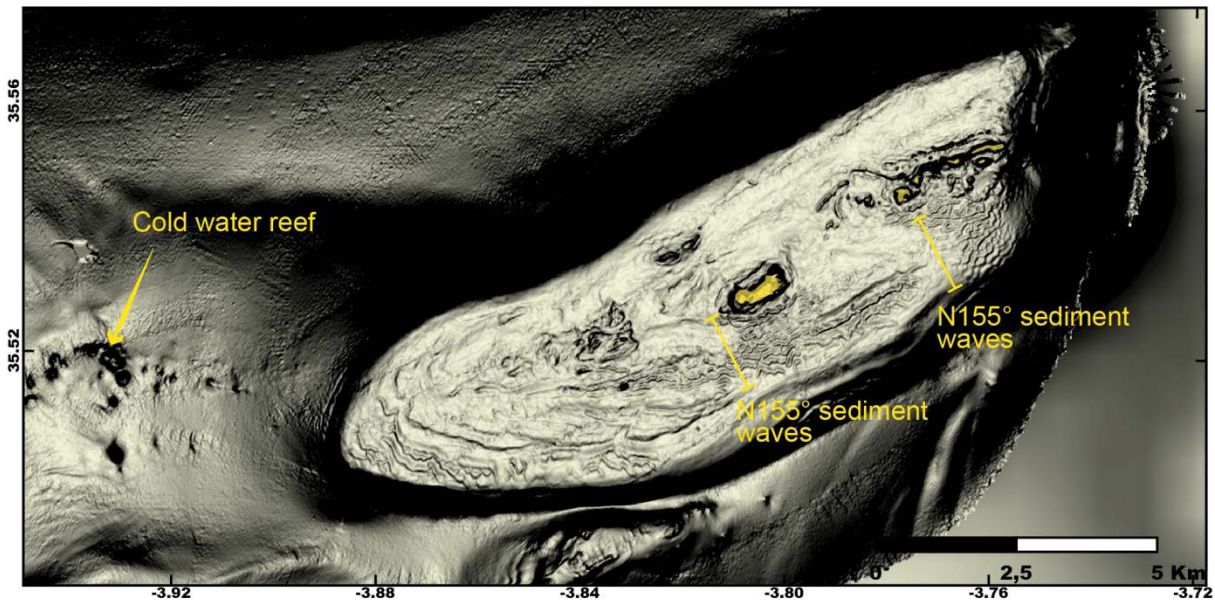


Figure 6-8 : Carte des pentes du banc de Francesc Pages. Les structures 3D au pied des escarpements centraux semblent indiquer l'influence sur la plateforme d'un courant venant du nord.

## 2.2. Architecture stratigraphique des hauts-fonds

Dans le chapitre 4, deux lignes interprétées de sismique réflexion illustrent l'architecture des plateformes isolées de Tofino et de Francesc Pages (Fig. 4-7). Ces architectures diffèrent selon le haut sous-marin étudié, ce qui dans un contexte de tectonique active tendrait à montrer des différences d'accommodation contrôlées par des processus tectonique : la préservation de surface érosive à tendance à démontrer une subsidence locale. Ces érosions sous-marines pourraient être associées à des périodes différentes en contexte de plateforme silico-clastique : érosion régressive dans la chute, érosion liée à l'action des vagues en bas niveau et en remontée, ou bien érosion liée à la circulation des masses d'eaux sur les pentes continentales.

Cependant, dans le contexte d'Alboran, les plateformes sédimentaires situées au centre du bassin, pourraient représenter des environnements mixtes silico-carbonatée. Les coraux d'eaux froides en Alboran peuvent atteindre des taux de croissance d'environ 4.5m/ka durant le Bolling-alleröd et donc représenter des volumes sédimentaires importants (Stalder et al., 2015). Par conséquent, il est envisageable que l'architecture des hauts-sous-marins soit

contrôlée en partie par la croissance des coraux d'eaux froides, à la manière des plateformes carbonatées d'eau chaude. Les taux de croissance des coraux d'eaux froide étant rapides, l'architecture associées à la croissance de coraux d'eau froide serait susceptible d'être imagée en sismique réflexion sparker (résolution verticale 2m).

### **2.3. Evolution du paysage sous-marin liée aux contourites, aux sorties de fluide et au glissement sous-marin**

Sur le flanc Nord de la ride d'Alboran, les sédiments contouritiques sont affectés par des glissements sous-marins (Fig. 6-9). Ces glissements sont datés Pléistocène. Les glissements les plus récents présentent des cicatrices fraîches sur le fond marin avec des pentes importantes. Les travaux réalisés par Martin Jollivet-Castelot (M2 encadré durant cette thèse) montrent que les glissements se mettent en place récemment (à partir de 1.19Ma), de manière asymétrique de part et d'autre de la Ride d'Alboran. La distribution dans le temps et l'espace de ces glissements semble indiquer l'influence de la déformation de la Ride d'Alboran sur la mise en place de ces structures gravitaires. Des simulations numériques ont montré que ces glissements sont susceptibles de créer des tsunamis dont l'amplitude sur le rivage Marocain peut atteindre 1m (Rodriguez et al., 2017).

En considérant que la morphologie des cicatrices évolue selon des processus physique connu : dégradation par effondrement gravitaire et par sédimentation uniforme, il serait possible de modéliser la dégradation des cicatrices des MTDs afin de proposer des âges morphologiques et de mettre en évidence d'éventuelles séquences de glissements. La caractérisation morphologique fine des glissements pourrait ainsi mettre en évidence une relation entre morphométrie des cicatrices et âge, d'une manière semblable aux travaux portant sur l'âge morphologique des escarpements de faille. Cette étude intégrée nécessiterait une datation précise par exemple grâce aux marqueurs biostratigraphiques.



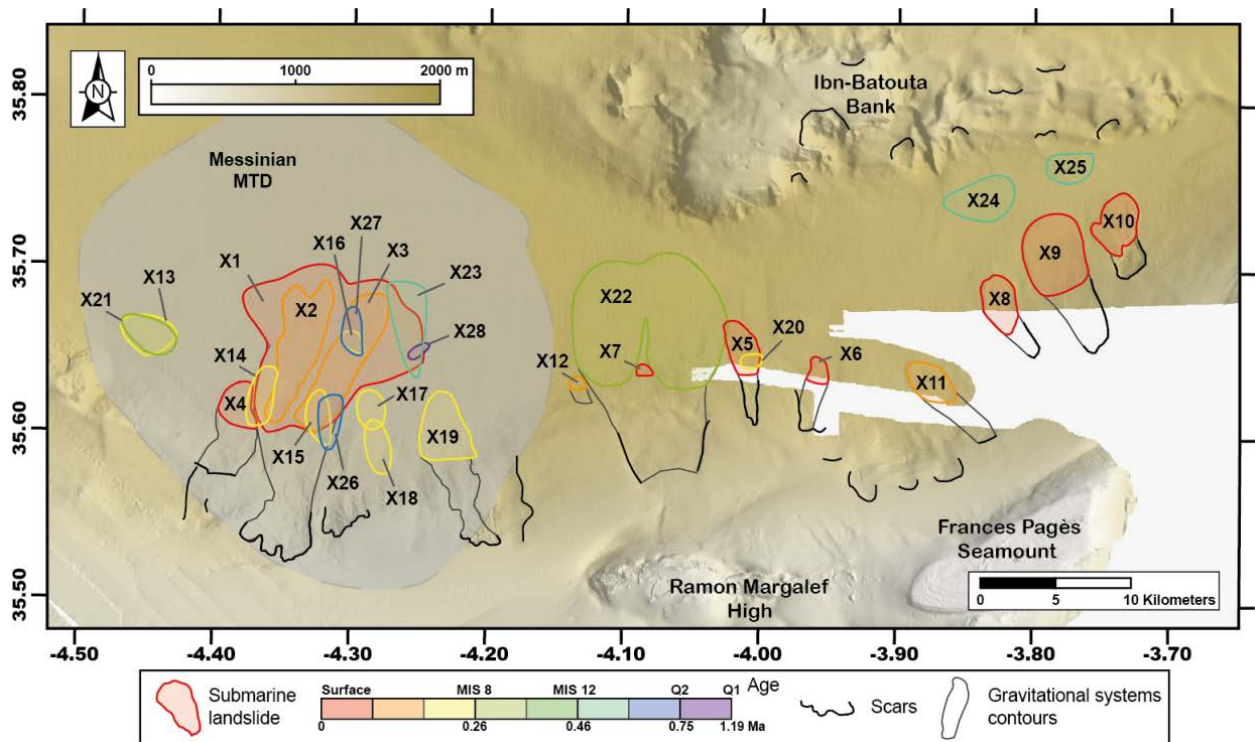


Figure 6-9 : Carte de la distribution des MTDs Pléistocène (Jolivet-Castelot et al. in prep). Cette carte décrit les différents MTD affectant le flanc Nord de la SAR et le Bassin Ouest Alboran à partir des données de sismique réflexion et de bathymétrie au niveau du Nord des bancs de Xauen et Tofiño. Les couleurs associées aux différents évènements gravitaires réfèrent à leur âge (relatif aux réflecteurs datés MIS 8, MIS 12, Q2 et Q1). Les cicatrices d'arrachement et les contours des systèmes gravitaires (zone en érosion et zone de dépôt) sont représentés. Les contours du MTD Messinien sont tirés d'El-Abbassi (2013).

## 2.4. Conclusion et perspectives sur les hauts-fonds

Les interactions entre systèmes contouritiques, coraux d'eaux froides, et sédimentation gravitaire représentent un enjeu de recherche majeur pour comprendre la dynamique du fond de mer et éventuellement protéger les environnements coralliens méditerranéens. L'étude des plateformes carbonatées tempérées sur les hauts sous-marins du domaine d'Alboran permettrait de mieux comprendre leur évolution en relation avec les échanges des masses d'eaux au niveau de Gibraltar (e.g. Rogerson et al., 2012). La comparaison avec les données sédimentologiques dans le Golfe de Cadix permettrait de mieux contraindre ces échanges et les paléo-circulations entre l'Atlantique et la Méditerranée.

D'un point de vue structuraliste, ces environnements riches de leurs complexités pourraient permettre de mieux contraindre les paléo-environnements sous-marins et mieux renseigner sur l'évolution du Pliocène à actuelle de la topographie du bassin d'Alboran. Ainsi, il serait possible de mieux caractériser l'évolution des reliefs en relation avec la création et l'abandon des structures tectoniques actives.



### 3. Caractérisation de la tectonique Plio-Quaternaire à l'échelle de la marge Marocaine et du Rif

La Ride Sud Alboran, la Ride d'Alboran, et les failles de Jebha et de Nekor à terre sont interprétées comme des structures tectoniques accommodant la déformation du domaine d'Alboran au Miocène jusqu'au Pliocène. Ces failles auraient accommodé une migration de la déformation d'Est en Ouest reconnue à l'échelle du Néogène et du bassin d'Alboran (Giaconia et al. 2015 ; Médaouri et al. 2014). Depuis la fin du Miocène et jusqu'au Pliocène, sous l'effet d'une rotation du domaine d'Alboran, ces zones de failles deviennent progressivement mal orientées pour accommoder à la fois l'extension d'arrière-arc et la convergence Afrique-Eurasie. A partir du Messinien le raccourcissement de la chaîne du Rif s'accommoder de manière *thick skin* (Capella et al. 2016). Cela se traduit par une distribution de la déformation compressive entre la Ride Sud Alboran et les unités du Rif à terre.

Il apparaît que le bassin de Nekor est récent à l'échelle de l'inversion Néogène du domaine d'Alboran. Les schémas structuraux dans le bassin de Nekor indiquent un réseau de failles actives en mer bordant ce bassin : (1) Les failles NNE-SSO placées en relais le long d'une zone de cisaillement crustale NE-SO localisée sur un héritage structural. Ces failles bordières du bassin de Nekor sont en effet parallèles à la faille de Nekor et à la direction générale des nappes dans la zone d'étude. Elles pourraient donc être guidées en profondeur par la structure en nappes du Rif. (2) Des failles bordières à l'Est du bassin de Nekor orientées NS. (3) Enfin au sud, la faille de Nekor, qui est un héritage structural de l'histoire Alpine oligocène et de la réactivation extensive Miocène.

Les failles bordières à terre sont cartographiées et illustrées dans plusieurs articles, elles s'expriment dans le paysage (Aït Brahim et al., 2004; Aït Brahim and Chotin, 1990; Asebriy et al., 1987, 1992, 1993; Poujol et al., 2014; Van der Woerd et al., 2014). Cependant, les failles de Nekor, Rouadi et El-Hammam ne sont pas associées à une activité sismique dans la littérature. Le segment de faille de Bousekkour en mer pourrait être le segment de faille actif lors du séisme de 1994 (d'Acremont et al., 2014). Une caractérisation du plan de faille par de la bathymétrie haute résolution (<1m<sup>2</sup>) et une imagerie vidéo pourrait amener des arguments supplémentaires pour démontrer que cet escarpement est bien la trace en surface de la faille ayant rompue lors du séisme de 1994.

Selon les interprétations, la faille de Nekor est inactive sur l'ensemble de ses segments (Galindo-Zaldívar et al., 2015) ou active sur son ensemble (Van der Woerd et al., 2014) ou encore seulement active sur son segment Sud-Ouest (Poujol et al., 2014; d'Acremont et al.

2014). A la manière de la faille de Carboneras et de la ride d'Alboran, la faille de Nekor soit mal orientée pour jouer aujourd'hui selon un mode décrochant (e.g. Neres et al., 2016). Dans ce cas, le taux de déplacement horizontal sur le long terme de cette faille est faible (Cunha et al., 2012; Neres et al., 2016). Des longues périodes de retour sont attendues sur cette faille, expliquant alors le manque d'enregistrement sismologiques et le faible décalage sénestre des réseaux hydrographiques (Poujol et al., 2014).

Les failles de Rouadi, El-Hammam, Trougout et de Boudinar constituent une famille N-S. Ce réseaux de faille est probablement un héritage structural Pliocène (Aït Brahim and Chotin, (1990). Il est possible que ces failles aient été réactivées partiellement lors de la nucléation de la zone de faille d'Al Idrissi. Les données de sismique réflexion indiquent une subsidence démarrant approximativement à 1,8Ma au niveau du Haut-FondVolcanique du Grand Idrissi, cette subsidence a été associée à une faille normale N-S qui provoque la transgression puis l'ennoiement de l'étroite plateforme bordant ce haut volcanique. L'activité de la faille de Boudinar est datée du Plio-Pléistocène. La subsidence du bassin de Nekor démarre entre 1,16Ma et 1,8Ma. Ce réseau de faille se prolonge vers le Nord du Ras Tarf et affecte le volcan d'Al-Idrissi. La datation de ce haut de socle par des méthodes bio-stratigraphiques et K/Ar pourrait permettre de contrainte plus précisément les âges de subsidence du bassin de Nekor et du volcan d'Al-Idrissi.

### **3.1.Extension oblique et relais entre la faille de Trougout et la faille bordière du volcan grand Al-Idrissi**

L'extension dans le bassin de Nekor est accommodée par des structures à fortes composantes normales orientées parallèlement à la direction  $\sigma_H$  (Neres et al., 2016; Van der Woerd et al., 2014; Lafosse et al. 2016). Cette direction de contrainte principale est approximativement N155°. Elle est compatible avec l'état de contrainte obtenu à terre par les études microstructurales le long des failles de Adjir-Imzouren, la faille de Trougout et la faille de Boudinar (Galindo-Zaldívar et al., 2015; Poujol et al., 2014; Van der Woerd et al., 2014). La faille de Trougout (pitch 060°S ; Poujol et al. 2014) est oblique par rapport aux directions du champ de contraintes actuelles.

L'architecture de la plateforme Pléistocène sur les bordures du cap de Ras Tarf indique un basculement vers l'Est du cap et une subsidence qui augmente vers le Nord. La faille de Trougout est en relais avec la faille bordant le haut-fond du grand Idrissi localisé à 12km plus à l'Est (Fig. 6-4). Ce relais de failles normales accommodant une extension locale depuis le

Gélasien peut expliquer le gradient de subsidence à la manière de ce qui a été décrit dans le Golfe de Corinthe à partir de la stratigraphie (Gawthorpe et al., 1994). Dans un schéma de failles qui évoluent dans l'espace et dans le temps, les failles qui semblent initialement distinctes sont en réalité reliées cinématiquement depuis leurs initiations (Walsh et al., 2003). Par exemple, dans le contexte d'arrière-arc Néo-Zélandais, la réactivation oblique de structures extensives créacées a conduit à la formation de rampes en relais induisant des variations de vitesses de subsidence le long du relais. Les failles normales, apparemment disjointes en surface, sont en réalité membre d'une même structure extensive en profondeur (Giba et al., 2012). Il est probable que les failles de Trougout et du grand Tofino se comportent de manière similaire. Dans un régime cinématique commun, ces failles normales peu espacées, pourraient se connecter sur un niveau de détachement localisé dans la croûte.

### **3.2. Géométrie du bassin de Nekor**

La géométrie rhomboédrique du bassin de Nekor dépend de la géométrie et de l'activité des failles de Rouadi, de Bousekkour et d'El-Hammam situées sur la bordure Ouest du bassin. Nos interprétations sont basées sur la définition du bassin transtensif selon Wu et al., (2009). Dans le bassin de Nekor, la direction d'extension est oblique par rapport aux zones de déplacements principales caractérisant un pull-apart transtensif. Cette définition du bassin de Nekor en bassin transtensif est valide seulement si la faille de Nekor est considérée comme une zone de déplacement principale. Cette faille ne localise pas la sismicité, mais elle décale localement le lit de rivières (Poujol et al. 2014).

Il est notable que le champ de vitesse GPS contraint un bloc Bético-Rifain qui s'extrude vers le Sud-Ouest (Koulali et al. 2011). Accommoder l'extrusion du Rif nécessite une zone en cisaillement, la faille de Nekor pourrait le permettre. Cette hypothèse est favorisée par les modèles néotectoniques qui reproduisent le mieux les déformations de l'arc bético-Rifain (Cunha et al., 2012; Neres et al., 2016). Dans ce cas, la faille de Nekor est considérée comme une structure active. Le manque de sismicité le long de cette faille est expliqué par un glissement asismique et par une distribution de la déformation dans le bloc Nord de cette faille. La controverse autour de l'activité de la faille de Nekor peut être comparée à celle relative à l'activité Quaternaire de la faille de Karakorum dans l'Himalaya (Searle et al., 1998, 1999; Phillips et al., 2004; Robinson, 2009;). Dans un contexte un peu similaire, cette faille de Karakorum a tout d'abord été déclarée active, accommodant 200km de déplacement latéral avec des périodes de quiescence tectonique. Un article récent a cependant fini par conclure

que cette faille n'est plus active car cachetée par des formations alluviales Quaternaires (Robinson, 2009).

Si de nouveaux arguments de datation, de tectonique structurale ou de modélisation venaient contraindre précisément l'activité de la faille de Nekor au Pliocène, alors il serait envisageable de lever l'ambiguïté sur le rôle structurale et géodynamique de la faille de Nekor. En l'état, la géométrie proposée du bassin de Nekor en pull-apart transtensif se rapproche de celle du bassin de Vienne ou d'autres bassins accommodant un décrochement sur les bordures d'un arc orogénique (Dewey et al., 1998). Dans ces conditions, l'héritage Alpin contrôle directement la manière dont est accommodée la déformation localement (Fodor, 1995; Decker et al., 2005; Hölzel et al., 2010).

### **3.3.Enracinement des structures extensives du bassin de Nekor et perspective sur la restauration de coupes équilibrées**

La géométrie de la faille de Trougout et des structures extensives explique probablement une partie de la sismicité. Dans le bassin de Nekor, les structures extensives NNW-SSE sont probablement enracinées sur un niveau de faible pendage dans la croûte. La profondeur sismogéniques dans le bassin de Nekor est à environ 11km d'après Van der Woerd et al., (2014). Il existe cependant une sismicité non négligeable jusqu'à 30km, et quelques séismes profonds sont recensés au-delà sous le bassin de Nekor (Fig 2-10). Il est possible de calculer la profondeur de transition cassant ductile dans une croûte continentale classique à partir des taux de déformations estimés par les modèles de déformation néotectonique.

En utilisant un géotherme linéaire de 30° par kilomètre d'après les valeurs de flux de chaleur dans le Rif (Rimi, 1999), un bassin de Nekor de 20km de large, un taux de déformation d'environ  $1 \cdot 10^{-16} \cdot s^{-1}$  d'après les valeurs approximatives de Nérés et al. 2016 et des paramètres rhéologiques pour une croûte continentale ductile classique se déformant selon la loi de fluage dislocation empirique :

$$\dot{\epsilon} = A * \sigma^n e^{-Q/RT}$$

Avec  $A=1 \cdot 10^{-8} \text{ MPa}^{-n}$ ,  $Q= 156\text{kJ}$  et  $n=3,1$ , valeurs classiques pour une quartzite d'après Paterson and Luan, (1990). La profondeur de transition cassant-ductile obtenue est entre 7km et 9km de la profondeur sismogénique de 11km observée. Il est possible que le taux de déformation issu de Neres et al. (2016) soit sous-estimé dans le bassin de Nekor. Pour retrouver des valeurs semblables aux valeurs de profondeur sismogéniques d'après Van der Woerd, les valeurs suivantes peuvent être utilisées : un taux de déformation de  $1 \cdot 10^{-14}$  pour

des angles de friction interne compris entre  $10^\circ$  et  $35^\circ$  (Fossen, 2016) . Nous obtenons alors des profondeurs de transition cassant ductile en extension comprise entre 9km et 11km dans le bassin de Nekor. Ce taux de déformation élevé semble cependant irréaliste au vu des taux de déformations modélisés (Fig. 6-10).

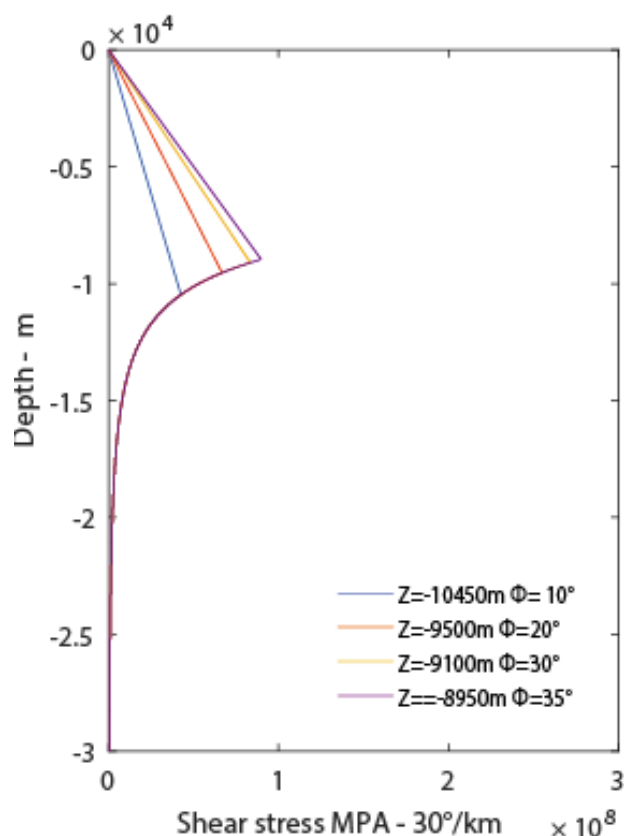


Figure 6-10 : Enveloppes de résistance d'une croûte continentale en extension pour  $n=3.1$  et  $Q=156$  et pour plusieurs valeurs d'angle de friction interne et  $\dot{\epsilon} = 10^{-14}s^{-1}$  ; Z, profondeur de la transition cassant-ductile.

Il est probable que l'extension dans le bassin de Nekor se localise en profondeur sur un niveau mécaniquement faible. Des répliques en compression après le séisme de 2004 (Van der Woerd et al., 2014), pourraient indiquer une influence de l'héritage : les structures compressives liées à la mise en place des nappes lors de l'orogénèse dans le Tertiaire pourraient être réactivées en profondeur. D'autre part, la flexure associée au sur-épaississement du Rif peut modifier le champ de contrainte local (Watts and Burov, 2003) .

Une restauration du bassin de Nekor à différents stades de son évolution pourrait idéalement contraindre la quantité de déformation accommodée au Pléistocène par ce bassin. Des travaux similaires réalisés sur le graben de Gullfalks (Ecosse) ont par exemple permis de mettre en évidence une extension oblique aux structures (Rouby et al., 1996). Des travaux en cours portant sur la restauration partielle du bassin de Nekor à partir des surface d'érosions tardi-Pleistocène pointées sur les données de sismique réflexion pourront potentiellement permettre



de proposer des taux de déformations horizontaux pour les derniers 300 000ans. Le résultat de ces travaux pourrait permettre de mieux discuter le lien entre déformation active et déformation plus long terme.

### 3.4. Segmentation de la marge marocaine et inversion transpressive

Au niveau local, le bassin de Nekor est à la frontière entre les unités du Rif Oriental et Central à l'Ouest, probablement en soulèvement à l'actuel, et les unités externe du Rif et du Moyen-Atlas à l'Est. De part et d'autre de cette limite active, les reliefs varient : les unités internes Rifaines possèdent des reliefs assez élevés supérieurs à 1500m alors qu'à l'Est du bassin de Nekor, de grands bassins sédimentaires culminant à 500m composent le paysage. Cette évolution du paysage est censée refléter la structure crustale (Fig.6-11).

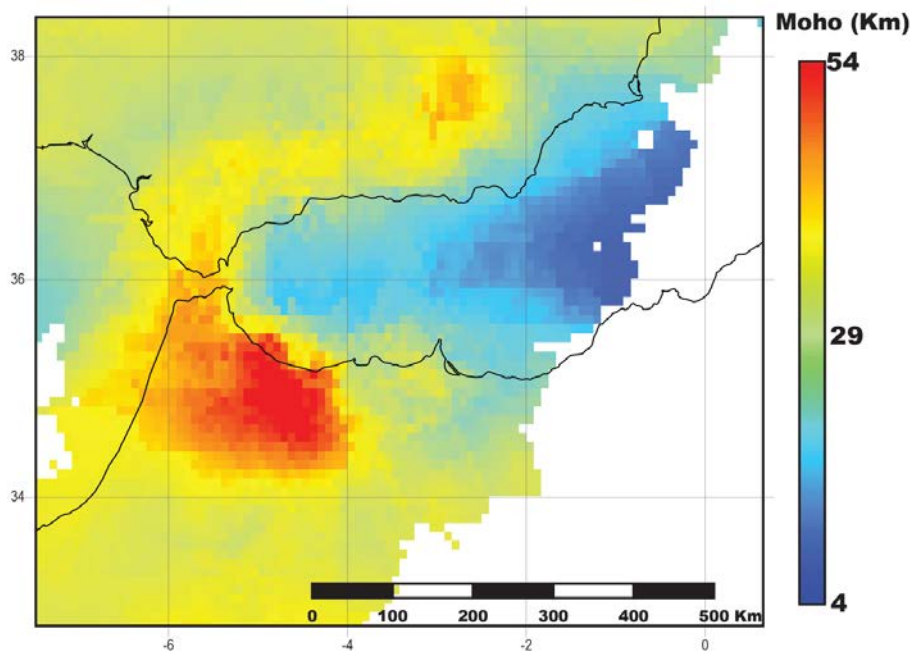


Figure 6-11 : Carte de profondeur du Moho dans la région de l'arc Bético Rifain et du bassin d'Alboran, projection de Mercator (Diaz et al. 2016).

Des données publiées montrent la géométrie du Moho avec une bonne résolution horizontale (Fig. 6-11 ; Diaz et al. 2016). Ces données montrent clairement un gradient d'épaisseurs crustales décroissant rapidement depuis un Moho à 54km quelques dizaines de kilomètre à l'Ouest du bassin de Nekor jusqu'à environ 30-35km au niveau du bassin de Nekor. D'une manière surprenante, ces épaisseurs crustales ne sont pas en accord avec les reliefs mesurés dans la partie centrale du Rif. En effet, pour ces épaisseurs, les modèles d'isostasie local de type Airy prévoit des reliefs plus importants (Duggen et al., 2003; Petit et al., 2015).

La structure crustale est probablement à mettre en relation avec les variations de mouvements verticaux observées sur la marge Marocaine. Dans la partie centrale du Rif, une zone en soulèvement est reconnue, et dans la partie orientale du Rif, une zone moins sujette à des mouvements verticaux importants est caractérisée par de vastes bassins sédimentaires Tortonno-Pliocène. Nos travaux montrent qu'une segmentation est induite dans cette zone marquée par le bassin de Nekor et qu'elle se prolonge par la zone de faille de Bokkoya-Al-Idrissi découpant le bassin d'Alboran le long d'une zone de cisaillement NNE-SSO. Il est notable d'après les données d'imageries profondes que l'amincissement crustal se produit le long d'une zone orientée NNO-SSE (e.g. Diaz et al. 2016 ; Fig. 6-11) approximativement parallèle aux structures extensives du bassin de Nekor et des structures transtensives affectant la ride Sud Alboran. Cela suggère que la déformation de la marge enregistrée sur la plateforme et dans le bassin d'Alboran est contrainte par la structure crustale à l'actuel. En faisant varier localement la contrainte verticale, il est alors possible d'inverser l'orientation des axes des contraintes principales et de provoquer localement les conditions d'une subsidence locale dans un contexte transpressif comme discuté dans Palano et al. (2013). En se basant sur ce modèle de croûte, il est probable que la zone de faille d'Al-Idrissi et le bassin de Nekor accommodent en partie une extension liée due à l'héritage structural (d'une manière équivalente à l'extension dans la Sierra Nevada; e.g. Le Pourhiet et al. 2006). Cependant, ce mécanisme complexe nécessite des investigations plus poussées, par exemple basées sur des modèles numériques pour expliquer pourquoi la topographie ne correspond pas aux épaisseurs crustales dans le Rif.

### **3.5. La déformation du domaine d'Alboran : effets de la subduction ou bien effet de la convergence ?**

#### **3.5.1. Inversion Oblique du Rif et de la marge du domaine d'Alboran**

Au fil de cette thèse, nous avons observé différents aspects de la déformation de la marge Sud du Bassin d'Alboran. Nous avons estimé que l'évolution de la déformation depuis le Pliocène jusqu'à l'actuel dans le Sud Alboran correspond à une déformation distribuée le long des structures miocènes de la Trans Alboran Shear Zone. Cette déformation, enregistrée sur la plateforme continentale au niveau du bassin de Nekor, dans le bassin profond et au pied des hauts topographiques de la Ride Sud Alboran avec leurs systèmes contouritiques, est liée au passage du Messinien terminal au début du Pliocène, d'une déformation transpressive accommodant la fin du retrait du panneau plongeant vers l'Ouest, à une déformation

compressive liée à la mise en place d'une déformation de style *thick-skin* collisionnelle dans le Rif.

Dans le chapitre 5 portant sur l'évolution de la déformation dans le Rif et sur la Ride Sud Alboran, nous avons proposé que la déformation transpressive a provoqué la rotation d'axe verticale du bloc Bético Rifain depuis le Tortonien jusqu'à l'actuel. Cette rotation horaire lente ( $1^{\circ}$ - $2^{\circ}$ /Ma ; Meghraoui and Pondrelli, 2013; Palano et al., 2015) contribue à diminuer l'angle fait par la direction normale aux structures de la TASZ Miocène (accommodant la déformation transpressive Messinien-Pliocène) et la direction de convergence Afrique-Eurasie.

Pour pouvoir définir une inversion oblique du Rif et de la marge Sud du bassin d'Alboran, il a été nécessaire de se référer aux périodes plus anciennes que le Pliocène supérieur. En effet avant cette période, l'extension d'arrière-arc postérieure à l'orogénèse alpine ainsi que l'obliquité de la convergence permettent de générer de la transpression au niveau de la Ride d'Alboran et du coulissement le long de la faille de Nekor des unités internes du Rif. Ce contexte permet également l'approfondissement local des bassins au Messinien.

Au Pliocène supérieur, la déformation *thick-skin* est établie dans le Rif externe au niveau des bassins intramontagneux bordant la faille de Nekor (Capella et al., 2016). L'état de la tectonique à l'actuel correspond à l'évolution de ce système transpressif depuis 5 millions d'années. Ce modèle est cependant sous contrainte en raison des âges approximatifs qui datent les différentes étapes de déformation.

### **3.5.2. Evolution de la transpression**

La rotation de bloc dans les zones en transpression ou transtension est un effet bien démontré par les modèles numériques (Fig. 6-12, e.g. Le Pourhiet et al. 2014) et d'après les théories mécaniques (Dewey, 2002; Fossen and Tikoff, 1993; Jones et al., 1997, 2004; McKenzie and Jackson, 1983; Nur et al., 1986; Scholz et al., 2010; Tikoff and Teyssier, 1994). Les effets majeurs de la transtension initiale sont d'amincir la croûte à grande échelle en exhumant des dômes métamorphiques et de provoquer la formation de structures de transfert (Fig. 6-12). Les dômes sont représentées dans notre zone d'étude par les Bétiques et le Rif (e.g. Booth-Rea et al., 2003, 2005; Negro et al., 2006; Ouaragli et al., 2016) en association avec des zones de transfert (par exemple la faille de Jebha ou de Nekor).

La formation de zones de transfert récentes comme la faille d'Al-Idrissi associée à la faille de Bokkoya est la conséquence de l'histoire transpressive récente. L'inversion des structures miocènes en compression permet de réunir les conditions nécessaires à la formation de cette

nouvelle zone de transfert (la faille d'Al-Idrissi) qui est mieux adaptée pour accommoder la déformation à partir du Gélasién. Cette compression le long des zones de transfert Miocène est compatible avec un effet de la convergence Afrique-Eurasie.

Avec ses zones crustales amincies ou épaissies, la structure de la croûte du domaine d'Alboran reflète l'héritage lié à la migration du Domaine d'Alboran lié à l'extension d'arrière-arc. La topographie anormale du Rif central (Petit et al., 2015) et du Rif Externe, l'extrusion du Rif central (Koulali et al., 2011), l'importante subsidence du bassin Ouest Alboran (Do Couto et al., 2015), la topographie du Moho (Diaz 2016) indiquent clairement l'influence d'un processus d'échelle lithosphérique influençant la déformation à l'actuel. Le mécanisme préféré dans la littérature pour expliquer l'ensemble des processus implique un couplage visqueux de la croûte sous le Rif et du manteau lithosphérique téthysien ce qui permet un fluage de la croûte inférieure visqueuse vers la zone en subduction (Valera et al., 2011; Petit et al., 2015), amincissant la croûte à l'avant du panneau plongeant.

A l'échelle de la structure crustale d'Alboran les contrastes d'épaisseur et de viscosité induits par les deux processus d'amincissement pourraient expliquer de manière satisfaisante la localisation et l'activité à la fois de la faille d'Al-Idrissi et du bassin de Nekor. La déformation actuelle du bassin d'Alboran est l'héritage de deux processus distincts d'amincissements crustaux, probablement dans le temps. En perspective il serait intéressant de faire la part entre ces deux processus (retrait du slab et délamination ou couplage visqueux, avec des modèles numériques montrant l'influence conjointe des deux processus.

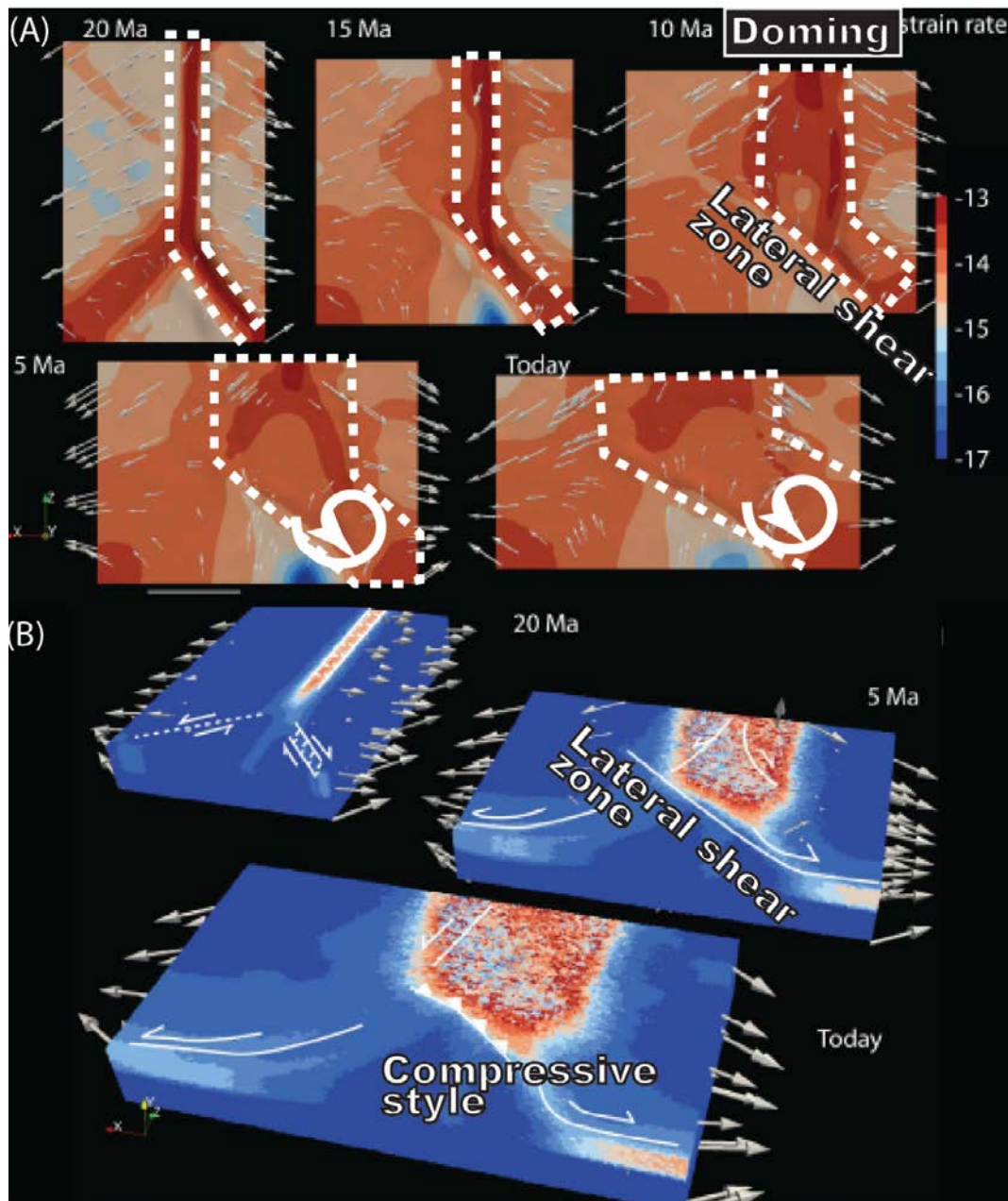


Figure 6-12 : Modèles numériques représentant la formation de dômes extensifs entre 20Ma et 10Ma et l'inversion tectonique à partir de 10Ma. L'extension latérale est indiquée par les flèches grises. Les modèles utilisent une croûte inférieure très faiblement visqueuses ( $<10^{21}$ Pa). Les conditions initiales aux limites et le modèle en entrée sont publiés dans Le Pourhiet et al., (2014). (A) Déformation et épaissement de la croûte inférieure. Le cadre blanc indique où se situe la déformation et l'épaississement à chaque étape de temps. Sur la bordure du dôme une zone oblique est formée, sous l'effet de la transpression du modèle à partir de 10Ma, la zone oblique initialement transtensive subit une rotation progressive marquée par la flèche blanche. (B) Déformation localisée dans la croûte montrant le doming associé à l'étape extensive, les structures obliques accommodant la déformation en transtension sur le bord du dôme jusqu'à 10Ma joue en décrochement à 5Ma puis sont inversées en compression à l'actuel sous l'effet de la rotation. Figure modifiée avec la courtoisie de Laetitia Le Pourhiet (non publiée).



#### 4. Conclusion finale

A l'origine, le but de cette thèse était de caractériser la plateforme continentale Marocaine du Bassin d'Alboran au niveau du bassin périphérique de Nekor. La sismicité dans cette zone est importante mais l'absence de structures actives claires à terre rendait difficile l'interprétation des enregistrements sismologiques. De plus, ce bassin en mer ne montrait pas de preuve de subsidence contemporaine des bassins alentours et restait non daté. Le bassin de Nekor était donc faiblement caractérisé du point de vue sédimentaire et tectonique. De plus dans le contexte régional, la région de Nekor est intrigante : à l'importante sismicité se rajoutent (i) des variations d'azimuth et de vitesse des vecteurs GPS de part et d'autre du bassin, (ii) une subsidence marquée à l'actuelle dans le bassin et un soulèvement du Rif, (iii) des changements d'épaisseurs crustales de part et d'autre du bassin. Les campagnes océanographiques MARLBORO-1 (2011), MARLBORO-2 (2012) et SARAS (2012) ainsi qu'une mise en commun des données de sismique réflexion et de bathymétrie à l'échelle d'Alboran en collaboration étroite avec les équipes de géologie Sédimentaire de groupe *Continental Margin* au CSIC de Barcelone et l'Université Mohammed V-Rabat au Maroc ont permis de mieux comprendre les processus à l'œuvre dans cette région du Globe.

Pour comprendre la tectonique active dans la région d'Al-Hoceima, il a fallu traiter et analyser les données de bathymétrie issues de campagnes océanographiques récentes, analyser et interpréter les structures sur le fond marin. Grâce à la couverture importante de sismique réflexion, nous avons pu montrer une correspondance entre la déformation de la plateforme continentale et les structures morphologiques sur le fond de mer. Nous avons pu cartographier précisément les failles actives et caractériser finement la structure du bassin de Nekor avec ses limites tectoniques. Nous avons montré que la marge marocaine est segmentée à l'actuel. Cependant, les structures tectoniques et les dépocentres indiquent des changements probables de cinématique durant le Pléistocène.

Nous avons pu observer les variations de l'architecture de la plateforme continentale marocaine, le long de trois segments distincts : dans le bassin de Nekor, sur la plateforme à l'Ouest dans la région de la faille de Bousekkour, et sur le Ras Tarf. Nous avons de plus observé d'une manière générale une cyclicité des cortèges sédimentaires sur la plateforme. Cette cyclicité ne s'exprimait pas de la même manière selon le segment de la marge Marocaine observé. Sur le fond de mer, nous avons pu observer une morphologie en escalier de la plateforme, marquée par des terrasses sous-marines. Nous avons pu associer cette morphologie aux dépôts de corps sédimentaires progradants dans les zones en subsidences ou

avec une surface érosive dans les zones en soulèvement comme au niveau de Ras Tarf. La comparaison avec les autres marges méditerranéennes nous a permis de mettre en évidence la proximité des géométries du bassin de Nekor avec les géométries de prismes de bordures de plateformes observés dans le Golfe du Lion. Une collaboration avec l'unité de Géoscience Marine de Brest a permis de mieux cerner les processus contrôlant l'architecture de la plateforme et la dynamique du fond de mer en la reliant aux variations glacio-eustatiques elles-mêmes liées à l'excentricité astronomique et à des variations d'ordre supérieur. Nous avons pu montrer que l'architecture sédimentaire était directement contrôlée par la tectonique locale. Nous avons proposé un modèle d'évolution de l'architecture d'une plateforme Pléistocène selon un cycle de chute et de remontée du niveau marin en prenant en compte les variations eustatiques, l'influence des processus sédimentaires deltaïques et des courants de contours, et l'influence tectonique sur la préservation ou non des dépôts et sur la morphologie du fond de mer.

A partir de cette caractérisation de la plateforme continentale nous avons pu mieux contraindre les processus tectoniques actifs au Pléistocène. Cependant, il était intéressant de relier ces processus locaux aux processus régionaux influençant la topographie et la paléo-océanographie durant le Plio-Quaternaire. En étendant la zone d'étude grâce à la compilation des données bathymétriques et des lignes de sismique réflexion disponibles, en se basant sur les calages des surfaces stratigraphiques en Alboran obtenue en collaboration avec le CSIC-Barcelone et sur la bibliographie à l'échelle régionale, nous avons pu proposer une cartographie des structures tectoniques actives dans une région comprise entre les zones externes du Rif et la Ride d'Alboran depuis la base du Pliocène jusqu'à l'actuel. Nous avons pu montrer que la topographie de la Ride Sud Alboran est probablement le résultat d'un régime transpressif démarré au Tortonien et s'achevant au Pliocène. A partir du Quaternaire, en raison de la convergence Afrique-Eurasie et de rotations de blocs, l'évolution de la transpression vers un régime plus compressif a entraîné une néo-formation de structures mieux orientées pour atteindre le mode de déformation décrochant actuel.

A partir de l'ensemble de ces résultats, et de la compréhension des processus glacio-eustatiques et sédimentaires mis en jeu, nous avons pu enfin proposer quelques quantifications des taux de subsidences à partir des paléo-rivages de bas niveaux. Cependant, étant donné le contexte tectonique particulier et le manque de calage temporel, les incertitudes sont grandes et des améliorations pourront certainement être apportées dans le futur.

Des questions persistent sur les interactions entre structures héritées de la collision alpine et les structures Pliocène. Une cartographie plus fine de la zone de faille d'Al-Idrissi et de la

transition avec le bassin de Nekor permettrait de les lever partiellement. Une imagerie à l'échelle crustale par sismique réfraction permettrait de mettre en évidence la géométrie des failles en profondeurs. A l'échelle régionale, notre modèle géodynamique de l'évolution des structures Rifaines et de la marge d'Alboran permet de réconcilier la tectonique active avec la tectonique à long terme. Cependant, il existe encore de nombreuses incertitudes sur le lien et les interactions entre convergence Afrique-Eurasie et subduction de matériel lithosphérique. Le jeu de données n'a pas été encore complètement exploité et de nombreuses incertitudes demeurent. Nous avons cartographié des structures probablement coralliennes sur le fond de mer, en pied et sur les hauts sous-marins. Nous avons montré que ces hauts sous-marins possédaient des similarités morphologiques avec la plateforme continentale marocaine. Cependant, en raison d'un probable environnement mixte silico-carbonaté, il était compliqué de faire l'analogie entre l'architecture des cortèges en bordures des hauts sous-marins et sur la plateforme marocaine. D'une manière générale, nous avons été limités dans nos interprétations par le manque de datation disponible dans le Pléistocène. La campagne océanographique AlbaCore programmée pour 2018-2020 sur le N/O Marion Dufresne ira échantillonner un grand nombre de structures sous-marines et effectuer des carottes sur ces plateformes. Ceci permettra, nous l'espérons, des développements importants à la paléo-océanographie et géodynamique méditerranéenne.



**Annexe A - Role of tectonic burial and temperature on the  
inversion of inherited extensional basins during collision  
(Géological-Magazine, 2016)**



# Role of tectonic burial and temperature on the inversion of inherited extensional basins during collision

MANFRED LAFOSSE\*, ALEXANDRE BOUTOUX, NICOLAS BELLAHSEN  
& LAETITIA LE POURHIET

Sorbonne Universités, UPMC Univ Paris 06, CNRS, Institut des Sciences de la Terre de Paris (iSTeP), 4 Place Jussieu  
75005 Paris, France

(Received 6 November 2015; accepted 10 May 2016)

**Abstract** – The style of inversion of inherited extensional basins in the Western Alps is investigated through thermo-mechanical modelling. Two-dimensional models consist of a half-graben embedded in a relatively strong crust (basement) and filled with weak syn-rift sediments (cover). We investigate the relative influence of the internal friction ( $\mu$ ) of the basin-bounding normal fault, tectonic burial ( $h$ ) under an overlying nappe and the geothermal gradient. We use a viscoplastic model with symmetrical shortening. The inherited normal fault is implemented as a curved thin body with a variable friction coefficient ( $\mu$ ) ranging from 0.1 to 0.6. The style of basin inversion is controlled at shallow depth by the internal friction coefficient, whose influence decreases with the increase of both burial depth and geothermal gradient. With increasing burial and/or geothermal gradient, fault reactivation is inhibited and distributed deformation in the basement induces the vertical extrusion of the cover. The basin inversion is accompanied by distributed deformation in the cover and by the shearing of the basin and basement interface. The results are consistent with the style of inversion of inherited half-grabens in the external Western Alps, where no significant fault reactivation occurred owing to tectonic burial underneath the Alpine internal units during the early Alpine collision.

**Keywords:** External Crystalline Massifs, thermo-mechanical modelling, Western Alps, collision, basin inversion.

## 1. Introduction

Restoration of external units in worldwide orogens shows that, most of the time, continental collision involves a previously stretched lithosphere whose margin contains extensional basins inherited from pre-orogenic rifting (e.g. Jackson, 1980; Lemoine *et al.* 1989; Beaumont *et al.* 2000; Marshak, Karlstrom & Timmons, 2000; Lacombe & Mouthereau, 2002; Butler, Tavar-nelli & Grasso, 2006; Bellahsen *et al.* 2012). In a thick-skinned deformation style setting (e.g. Lacombe & Bellahsen, 2016, this issue), basement shortening during the collision is indeed usually characterized by the reactivation of well-oriented inherited extensional structures (e.g. inherited pre-orogenic normal faults; Jackson, 1980). It is noteworthy that such a setting occurs within previously rifted lithosphere, presenting a thermal age (i.e. duration between stretching and shortening, e.g. Burov & Diament, 1995) lower than 1 Ga (Mouthereau, Watts & Burov, 2013).

Beyond the inherited thermal state of the lithosphere, Bonini, Sani & Antonielli (2012) synthesized the analogue modelling literature to define three main factors governing the reactivation of an inherited normal fault: the steepness of the fault, its angle compared to the direction of compression and the fault frictional resistance. Depending on the variation of those three para-

meters, several types of reactivation can be defined: the development of low-angle thrusts, the propagation in the cover of a normal fault reactivated as a reverse fault and the development of a basement shortcut (Bonini, Sani & Antonielli, 2012 and references therein). The style of inversion of inherited extensional basins was also investigated using numerical modelling (e.g. Buitert & Pfiffner, 2003; Buitert, Pfiffner & Beaumont, 2009), which shows that post-rift sediment thickness, the friction coefficient of faults, basin fill thermal conductivity and crustal geometry are important parameters. Moreover, they highlighted that localization of compressional deformation in the basin during crustal shortening is due to the rheological contrast between the weak basin and strong underlying basement. This contrast is often considered high at shallow depth, i.e. in the upper part of the crust. What would the style of basin inversion be in the case of a low rheological contrast, which can result, in particular, from significant burial and associated heating?

The External Crystalline Massifs (ECM, Fig. 1), located in the hinterland of the Western Alps external zone, were shortened with a thick-skinned style and inherited extensional basins were inverted during Oligo-Miocene collision (e.g. Burkhard & Sommaruga, 1998; Butler, Tavar-nelli & Grasso, 2006). There, inherited normal faults are either interpreted as reactivated (Gillcrist *et al.* 1987; Burkhard, 1988; Burkhard & Sommaruga, 1998; Bonnet *et al.* 2007) or not (Bellahsen *et al.* 2012;

\*Author for correspondence: [manfred.lafosse@upmc.fr](mailto:manfred.lafosse@upmc.fr)

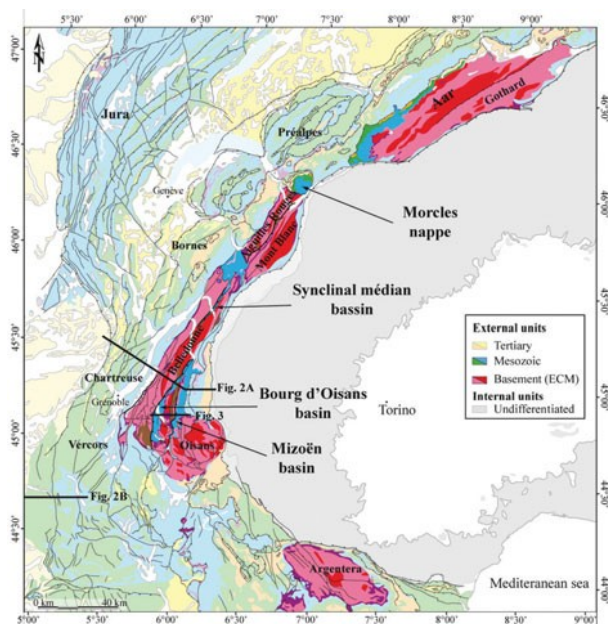


Figure 1. (Colour online) Geological map of the Western Alps with location of the External Crystalline Massifs and structures cited in this contribution.

Boutoux *et al.* 2014a). In the latter case, the shortening is accommodated by vertical extrusion of the basin and distributed deformation in the basement. In the ECM, tectonic burial most likely induced a pressure of about 3 kbar and temperature of about 330 °C (Crouzet, Ménard & Rochette, 2001; Simon-Labric *et al.* 2009; Bellanger *et al.* 2015). In the Subalpine chains, however, where tectonic burial was probably not significant, inherited normal faults were clearly reactivated (Fig. 1; e.g. Deville *et al.* 1994; Roure & Colletta, 1996; Deville & Chauvière, 2000; Bellahsen *et al.* 2014).

Thus, it appears that tectonic burial may have a strong effect on the style of basin inversion, especially the reactivation of inherited normal faults. In this contribution, we performed thermo-mechanical modelling in order to investigate the role of tectonic burial, fault internal friction and geothermal gradient on normal fault reactivation and the mode of basin inversion.

## 2. Geological setting

### 2.a. The external Western Alps

The Western Alps orogenic system results from the closure of the Ligurian Ocean followed by the continental subduction of the distal parts of the European margin (now the internal Alpine units) and finally continental collision with Adria. The European margin was previously stretched during Liassic to Dogger times, and its upper crust is structured by extensional basins and crustal-scale normal faults (Barfétý *et al.* 1979; Lemoine *et al.* 1986; Tricart & Lemoine, 1986; de Graciansky *et al.* 1989). The external part of the Western Alps (the Dauphinois zone) results from the inversion of the European proximal margin during the Alpine collision phase. During this phase, starting at 30–35 Ma,

this margin was buried under the internal units owing to the activation of the Penninic Frontal Thrust and then inverted (Fig. 1) (e.g. Rolland *et al.* 2008; Simon-Labric *et al.* 2009; Sanchez *et al.* 2011; Dumont, Schwartz & Guillot, 2012; Bellahsen *et al.* 2012, 2014; Bellanger *et al.* 2014, 2015). The external zone consists of the External Crystalline Massifs (ECM: Argentera, Oisans, Grandes Rousses, Belledonne, Aiguilles Rouges, Mont Blanc, Aar-Gothard massifs; Fig. 1) and the Subalpine chains (Vercors, Chartreuse, Bauges, Bornes massifs; Fig. 1). The ECM were buried under the Alpine internal units to mid-crustal depth (about 10 km in the Oisans massif and 15 km in the Mont Blanc massif) reaching greenschist-facies conditions, from 300–350 to 400 °C and 3 kbar to 5 kbar from south to north (Jullien & Goffé, 1993; Kirschner, Masson & Sharp, 1999; Crouzet, Ménard & Rochette, 2001; Rolland *et al.* 2008; Boutoux *et al.* 2014b; Bellanger *et al.* 2015). It is noteworthy that the Subalpine chains did not experience much tectonic burial under the internal units, at least at the Oisans latitude (Fig. 1).

Moreover, the shortening styles of the ECM and the Subalpine chains are very different. In the ECM, the normal faults bounding inherited extensional basins show no evidence of reactivation as thrust or shear zones (Fig. 2; Tricart & Lemoine, 1986; Bellahsen *et al.* 2012, 2014; Boutoux *et al.* 2014a). Distributed shear zones in the basement produce kilometre-scale ‘basement folds’ and induce vertical extrusion of the inherited extensional basins. The cover of the inherited basins is not significantly detached from the basement and is dysharmonically folded above the basement shear zones (e.g. Bourg d’Oisans and Mizoën basins, Fig. 2). On the contrary, in the Subalpine chains, a decollement level in the Liassic or Triassic series localizes the shortening in the overlying sedimentary cover (e.g. Deville *et al.* 1994). In these belts, inherited normal faults are inverted and connect to the decollement level in the sedimentary cover (e.g. Saint-Laurent fault, Valence fault, Fig. 2). Those decollements and inverted normal faults are connected to Miocene crustal ramps beneath the frontal ECM (e.g. Butler, 1989; Deville *et al.* 1994; Burkhard & Sommaruga, 1998; Deville & Chauvière, 2000).

### 2.b. Oisans basin inversion

In the ECM, two inherited extensional basins are located between the Belledonne, Grandes Rousses and Oisans massifs (Bourg d’Oisans and Mizoën basins) (e.g. Lemoine *et al.* 1989) (Fig. 3). They are filled with Liassic to Dogger marls and limestones. Two crustal-scale normal faults (the Ornon and the Mizoën normal faults, from west to east, respectively) bound the Jurassic basins (Fig. 3; Barfétý *et al.* 1972; Barbier *et al.* 1973). During the Alpine collision, these faults were not significantly reactivated (Bellahsen *et al.* 2012). The activation of the basement shear zones (Bellahsen *et al.* 2012; Bellanger *et al.* 2014) triggered the vertical

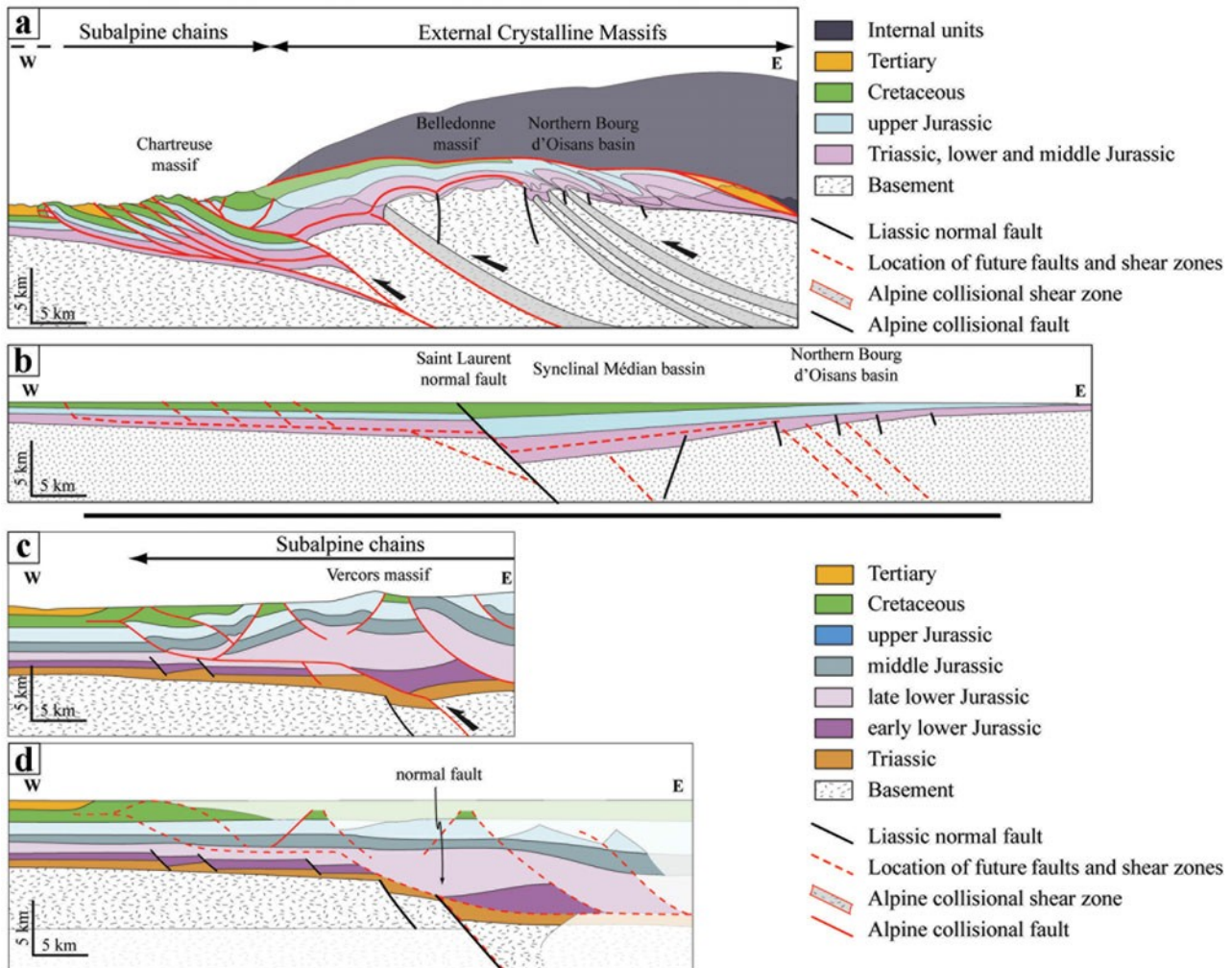


Figure 2. (Colour online) Examples from the Alps. Balanced cross-section (a) of the External Western Alps and restoration (b), at the Oisans latitude (modified from Bellahsen *et al.* 2014). Collisional shortening is accommodated by cover folding and thrusting above the undeformed basement in the Subalpine chains. In the ECM, basement is involved in the shortening and deformed by shear zones. Between the Subalpine chains and ECM, at the approximate front of the internal nappe units, basal decollements of the Subalpine chains connect to a crustal ramp below the ECM. (c) Balanced cross-section of the Vercors Subalpine chain and restoration (d) (modified from Roure & Coletta, 1996). Note the reactivation of the normal faults bordering the extensional basins within the Subalpine chains while the normal faults bordering the extensional basins within the ECM are not reactivated (Bourg d'Oisans and Mizoën normal faults). See Figure 1 for location.

extrusion of the two basins while their cover was disharmonically folded above the basement (Fig. 3) (Tricart & Lemoine, 1986; Dumont *et al.* 2008; Bellahsen *et al.* 2012; Boutoux *et al.* 2014a).

In the Bourg d'Oisans basin (Fig. 3), five shear zones are recognized and did not propagate in the cover where the deformation is diffuse and characterized by synfolding cleavage (Fig. 3). The shear zones, cutting across the inherited Variscan foliation, are characterized by mylonites and phyllonites (Bellahsen *et al.* 2012; Bellanger *et al.* 2014). In the cover, five main kilometre-scale N–S folds are mapped in the field (Fig. 3; Barféty *et al.* 1972). They are disharmonic folds, with E-dipping axial surfaces, associated with internal layer deformation (Fig. 3; Gratier & Vialon, 1980; Boutoux *et al.* 2014a). In the Mizoën basin (Fig. 3), two main 'basement folds' (Dumont *et al.* 2008) were mapped and are interpreted as the result of intense and local-

ized Alpine shearing (Bellahsen *et al.* 2012). The cover deformation is similar to that in the Bourg d'Oisans basin. However, the cover is slightly detached above the Emparis plateau (Fig. 3).

Two main different cleavages associated with the E–W shortening affect the cover (Fig. 3). S1 cleavage, mainly W-dipping, can be identified only close to the basement (Fig. 3). S1 is the consequence of an early top-to-the-E shearing of the basement–cover interface (Bellahsen *et al.* 2012; Boutoux *et al.* 2014a). This S1 cleavage is overprinted by a late E-dipping S2 cleavage (Fig. 3). S2 cleavage affects the whole of the basins in association with the main top-to-the-W shortening phase (Fig. 3; Dumont *et al.* 2008; Bellahsen *et al.* 2012; Boutoux *et al.* 2014a). A final cleavage dipping eastwards may have affected the metasedimentary cover (Gratier & Vialon, 1980; Dumont *et al.* 2008).



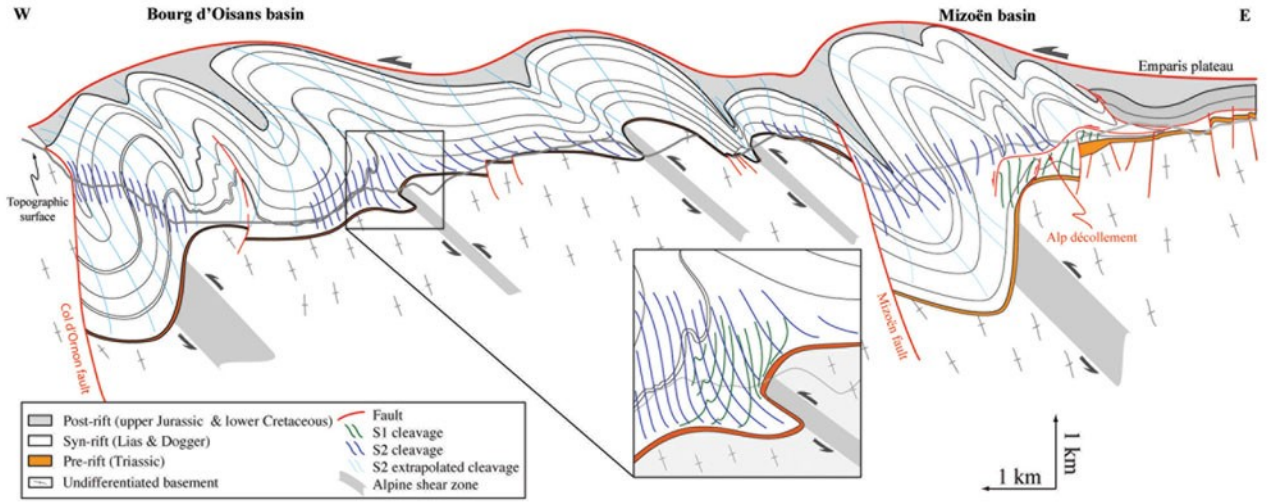


Figure 3. (Colour online) Cross-section of the Oisans inherited extensional basins (Modified from [Boutoux et al. 2014a](#)). Four shear zones in the Bourg d'Oisans basin and one in the Mizoën basin accommodate the basement shortening. The basin cover is dysharmonically folded and two main cleavages can be deciphered. S1 cleavage, generally dipping to the west, can only be seen close to the basement–cover interface and attests to an E-verging shearing. S2 cleavage, dipping to the east, is present in the entire cover and is linked to the W-verging Penninic Frontal Thrust. Note that in the Mizoën basin, S1 and S2 cleavages are segregated, respectively, below and above the Alp décollement.

### 3. Thermo-mechanical modelling of half-graben inversion

#### 3.a. Numerical method

In this study, the numerical models were performed using GALE code (v1.6.1), a finite element code based on the Arbitrary Lagrangian Eulerian particle-in-cell method (Moresi, Dufour & Mühlhaus, 2003). The code solves the incompressible Stokes flow for the velocity,  $v$ , and pressure,  $P$ , with variable effective viscosity coefficients,  $\eta_{\text{eff}}$ , and variable density,  $\rho$ , following:

$$\nabla \eta_{\text{eff}} (\mathbf{J} + \mathbf{J}^T) - \nabla P = -\rho(\mathbf{T}) \quad (1)$$

$$\mathbf{J} = \nabla v \quad (2)$$

$$\nabla \cdot v = 0 \quad (3)$$

The Stokes flow solver is coupled with conservation of energy:

$$\kappa \nabla^2 T - v \nabla T = \partial T \quad (4)$$

where heat ( $T$ ) is a function of the conduction and advection through the constant thermal diffusivity  $\kappa$ . The computational mesh consisted of  $256 \times 64$  Q1 (bilinear) elements. Evolution in time is obtained through advection of particles (tracking lithology) and the equation of conservation of energy, with time steps limited to 10% of the Courant criterion. Passive markers were added to compute the finite strain field (Le Pourhiet et al. 2012). We use a first-order approximation of rock rheology and approximate the ductile behaviour of rocks via a where  $\dot{\epsilon}$

Newtonian flow rule in which dependence on temperature follows Frank-Kamenetskii, for which the number of parameters is limited to a reference viscosity  $\eta_0$  and a characteristic temperature  $\Delta T^{-1}$  in order to compute the effective viscosity ( $\eta_{\text{eff}}$ ):

$$\eta_{\text{eff}} = \eta_0 \times \exp(-T/\Delta T) \quad (5)$$

The Mohr–Coulomb yield criterion is simulated by a simplified Drucker–Prager viscoplastic flow rule, lowering the viscosity at high stress (Lemiale et al. 2008):

$$\eta_{\text{eff}} = \min \left( \frac{\tau^y}{2\dot{\epsilon}}, \eta_0 \exp \right) \quad (6)$$

is the second invariant of strain rate and  $\tau^y$  is the yield stress computed from dynamic pressure  $P$  and a material parameter including strain-dependent rock friction  $\phi(E^p)$  and cohesion  $C_0$ , following:

$$\tau^y = \sin \langle l(E^p) \rangle P + 2C_0 \cos \langle l(E^p) \rangle \quad (7)$$

In the models presented here, we apply plastic softening to simulate wear inside the fault. The friction coefficient  $\mu = \tan \langle l \rangle$  in the upper and lower crust varies from 0.6 to 0.1, with plastic strain ( $E^p$ ) varying from 0 to  $10^3$  MPa.

#### 3.b. Initial and boundary conditions

We based the initial geometry of the model on published restored cross-sections for the Western Alps (Bellahsen et al. 2012; Boutoux et al. 2014a) and on non-inverted rift and half-graben geometry (e.g. Colletta et al. 1988).

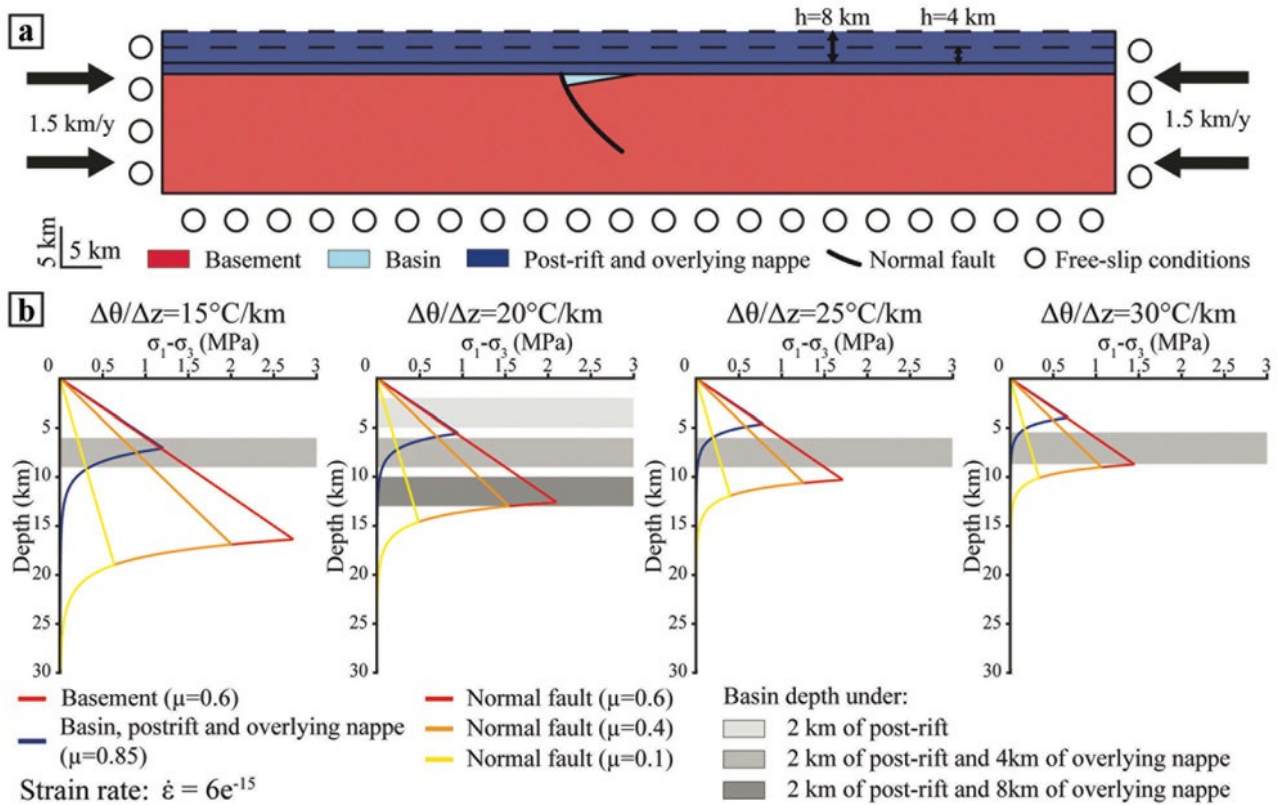


Figure 4. (Colour online) (a) Setup of the model. Thick black arrow – shortening direction on either side of the model. Dashed lines at the top side of the box represent the variation in thickness of the allochthonous nappe. The height of the model varies from 32 km to 40 km. The left and the right sides represent the west and the east, respectively. (b) Strength profiles of the model. Parameters used to compute strength profiles are reported in Table 1. The depth of the basin is figured in grey.

In order to avoid mechanical interference resulting from the complicated geometry of structures inside the model, we simplified the model to a single half-graben bordered by a listric normal fault and covered with a constant thin layer of post-rift sediments (Fig. 4). Moreover, we implemented an overlying layer representing the allochthonous nappe of the internal units and allowing tectonic burial of the half-graben (Fig. 4a). We used passive markers to compute the total strain evolution and the direction of lineations to highlight the deformation pattern (Le Pourhiet *et al.* 2012). Our model is two-dimensional and therefore does not take into account oblique deformations.

We implemented two mechanical layers and a basin (Fig. 4a). We used a 240 km width by 32 to 40 km height box to avoid perturbations due to side effects at the edges of the model. The sedimentary cover consists of 2 km thick post-rift sediments and the nappe. We varied the thickness of the allochthonous nappe from 0 km to 8 km in order to simulate the variable tectonic burial of the basin. The basement is 30 km thick, except in the basin where it is thinner. We considered a 25 km long and 3.5 km deep half-graben. The basin border normal fault in the model is 1 km thick, and dips 70° towards the east (Fig. 4). The box is subjected to a symmetrical shortening of 3.3 mm y<sup>-1</sup>. We imposed free slip conditions at the lower surface and the edges of the box.

We chose an initial linear geothermal gradient of 20 °C km<sup>-1</sup> across the model as indicated by thermobarometric data (Crouzet, Ménard & Rochette, 2001; Bel-

langer *et al.* 2015). Moreover, we considered for simplification that the system is thermally equilibrated; there is no heat provided by the base of the nappe. We also varied the geothermal gradient to test its influence on basin inversion: the geotherm was set to 15, 20, 25 or 30 °C km<sup>-1</sup> (Fig. 4b).

Within the inherited extensional basins of the Alpine ECM, shortening is accommodated differently in the cover and in the basement. Indeed, while the basement is locally sheared, the cover is dysharmonically folded above the basement. This strongly suggests a mechanical behaviour in the cover different to that in the basement. We therefore selected creep parameters in accordance with field observations and with the geothermal gradient deduced from the metamorphic facies (greenschist facies; e.g. Jullien & Goffé, 1993). We pre-computed yield strength envelopes that account for the geometry of our models to ensure that with no burial:

(1) the brittle–ductile transition of the basement/nappe occurs at 12 km depth and (2) the brittle–ductile transition of the syn/post-rift sediments occurs at 10 km depth.

The fault zone is modelled with the same creep parameters as the basement; only the friction coefficient (brittle strength) differs by varying from 0.1 to 0.6, the strongest fault having the same friction as the basement rocks and sediments. Table 1 summarizes the mechanical and thermal parameters of each of the three lithologies.

Table 1. Material parameters

Material property	Units	Sediments	Crust	Fault
Density	$\rho$ (kg m <sup>-3</sup> )	2400	2800	2800
Friction coefficient	$\mu$	0.85	0.6	0.6–0.1
Friction coefficient after softening	$\mu$	0.1	0.1	0.1
Cohesion	$C_0$ (MPa)	10	10	10
Flow law	Wet quartz	Wet quartz	Wet quartz	Wet quartz
Power-law constant <sup>a</sup>	$A$ (s <sup>-1</sup> Pa <sup>-4</sup> )	$1.1 \cdot 10^{-4}$	$1.1 \cdot 10^{-4}$	$1.1 \cdot 10^{-4}$
Power-law exponent <sup>a</sup>	$n$	4	3.1	3.1
Power-law activation energy <sup>a</sup>	$Q$ (kJ mole <sup>-1</sup> )	223	279	279
Reference viscosity	$\eta_0$ (Pa s <sup>-1</sup> )	$2.64 \cdot 10^{24}$	$1 \cdot 10^{27}$	$1 \cdot 10^{27}$
Characteristic temperature	$\mathcal{E}$ (°K)	0.0460	0.0410	0.0410
Thermal diffusivity	$\kappa$ (m <sup>2</sup> s <sup>-1</sup> )	$1 \cdot 10^{-6}$	$1 \cdot 10^{-6}$	$1 \cdot 10^{-6}$
Linear temperature gradient	$T$ (°K km <sup>-1</sup> )	15–30		

<sup>a</sup>Flow law for wet quartz from Gleason & Tullis (1995).

In the results, the fault zone and the basin–cover interface appear discontinuous in some models (Figs 5, 7, 8). With increasing deformation, the numerical method leads to the isolation of some material markers (Moresi, Dufour & Mühlhaus, 2003) and creates heterogeneity artefacts. Thus, the exact boundaries of the layers are difficult to delimit, which therefore leads to systematic but small errors in measurements in the models.

## 4. Results

### 4.a. Role of burial and fault friction

We focus here on models at 2.5 Ma after 7.2 km of shortening (Fig. 5). We observe in every model, except in model G, a synform of the basement below the basin. For low basin burial ( $h_{\text{burial}} = 2$  km) and  $\mu = 0.4$  to  $\mu = 0.1$  (Fig. 5a, d), the normal fault is reactivated and slightly steepened, along with the formation of a reverse shear zone just below the inherited fault, interpreted as a shortcut fault. At depth, drag-folds along the fault plane characterize the reactivation (Fig. 5a). The fold of the basement–cover interface in the basin and the positive inversion of the normal fault lead to the slight vertical extrusion of the basin (Fig. 5a, d). Additional top-to-the-E shear zones initiate in the normal fault hangingwall that, coupled with the normal fault reactivation, induce a pop-up structure centred on the basin (Fig. 5a, d). The cover is folded above basement antiforms with the same wavelength suggesting no decollement between the basement and cover. For higher normal fault internal friction coefficients ( $\mu = 0.6$ ), the normal fault is as resistant as the surrounding crust ( $\mu = 0.6$  in both basement and normal fault) and the basin is not inverted (Fig. 5g).

For intermediate basin burial ( $h_{\text{burial}} = 6$  km), the fault is slightly reactivated only for low values of  $\mu$  ( $\mu = 0.1$ ) (Fig. 5b, see the offset at the basement top) and its upper part systematically steepens for all friction values (Fig. 5b, e, h). At high friction values, the reactivation of the normal fault is inhibited and E-verging reverse shear zones develop into the fault hangingwall block inducing basement pop-up (Fig. 5e, h). The hanging-wall of the normal fault is slightly folded (Fig. 5b, e, h), which leads to the steepening of the normal fault and

triggers the vertical extrusion of the basin. The basin cover displays disharmonic folding above the basement folds (Fig. 5b, e, h). Moreover, we observe the extrusion of the basin cover and top-to-the-E shearing at the basement–basin contact.

For large basin burial ( $h_{\text{burial}} = 10$  km), the border normal fault is never reactivated whatever its internal friction (from  $\mu = 0.1$  to  $\mu = 0.6$ ) (Fig. 5c, f, i). The normal fault is deformed and steepened in its upper part. In the hangingwall, the basement is folded with a lower wavelength than for intermediate burial. Top-to-the-E basement shearing in the hangingwall develops only for  $\mu = 0.6$  (Fig. 5i). Thus, as for the intermediate burial case, the basin is vertically extruded. Disharmonic folds form in the cover above the basement fold that affects the hangingwall.

### 4.b. Localization of shortening

To quantify the localization of shortening at the scale of the model, we introduced a geologically relevant measurement,  $R$ , which is defined as the ratio of basin shortening versus model shortening. Figure 6 shows the plot of the localization of shortening ( $R$ ) as a function of the internal friction of the fault ( $\mu$ ) in the models, for the different burial depths and geothermal gradient values.

The stronger the fault is, the more internally shortened the basin is (Fig. 6). Assuming a constant geothermal gradient, for intermediate ( $h = 6$  km) and maximum ( $h = 10$  km) burial values,  $R$  ranges from 38 % to 61 % (Fig. 5) and increases with the fault internal friction coefficient ( $\mu$ ) (Figs 5, 6). This trend is not observed for low burial values ( $h = 2$  km) as model G (Fig. 5,  $h = 2$  km and  $\mu = 0.6$ ) has  $R$  values lower than for models A and D (Fig. 5,  $h = 2$  km,  $\mu = 0.1$  and  $\mu = 0.4$ , respectively). In model G basement, the basin and normal faults have similar internal friction coefficients and thus deformation is not localized in the basin and is distributed all over the model.

The localization of the shortening in the inherited basin increases with the geothermal gradient (Fig. 6). Indeed,  $R$  values in models with intermediate burial ( $h = 6$  km) and a weak fault ( $\mu = 0.1$ ) increase from



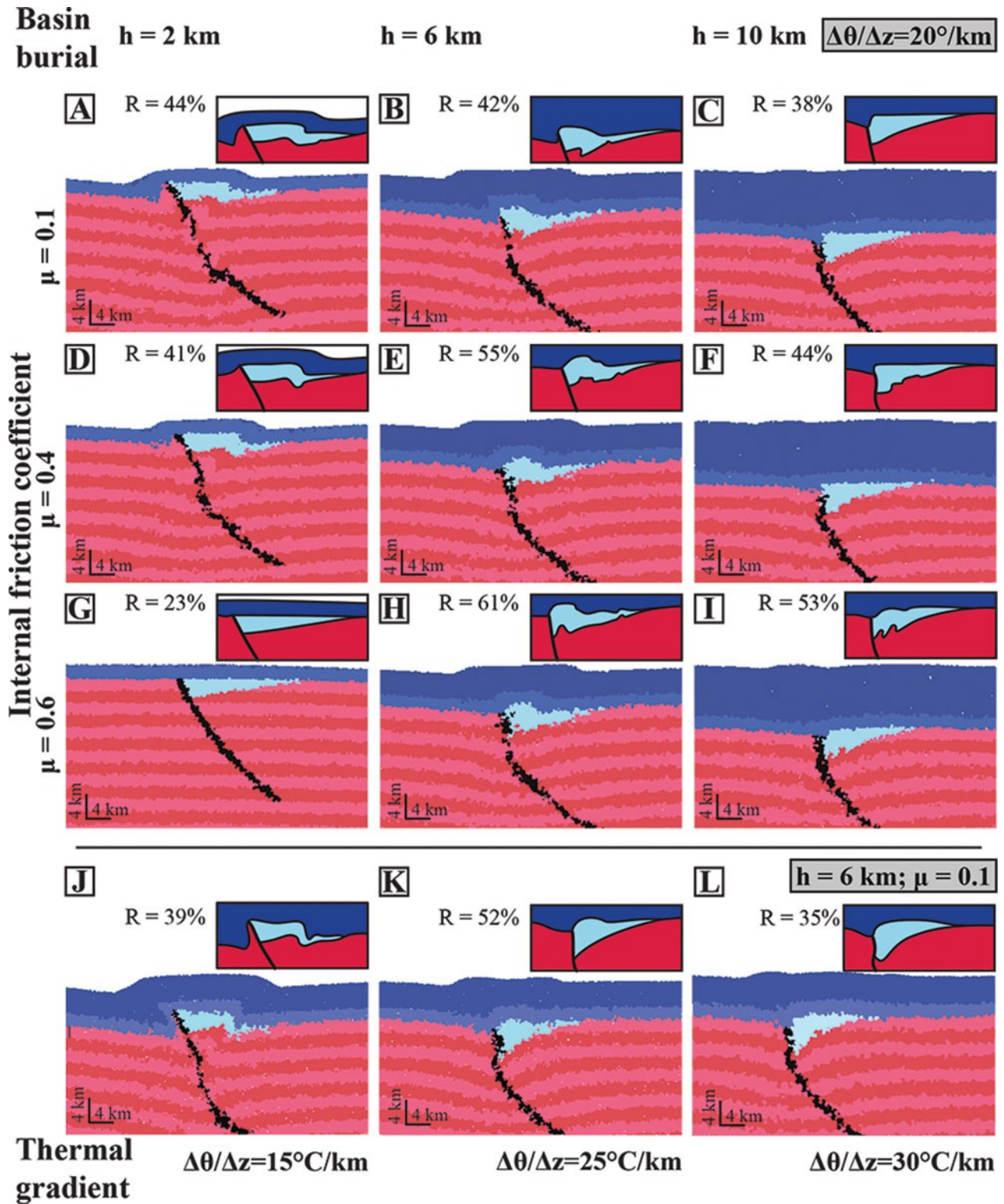


Figure 5. (Colour online) Results at 2.5 Ma, after 7.2 km of shortening. Zoom is on the central part of the model, including the half-graben, and interpreted sketches. From the graphic output, we compute for each model, the shortening of the basin versus the shortening of the model ( $R$ ). Striped red – crust; pale blue – half-graben; medium blue – post-rift sediment; dark blue – overlying nappe. The stripes in the basement are 2 km wide. (Models A–I) The geothermal gradient is fixed at  $20^\circ\text{C km}^{-1}$ ; the thickness of the overlying nappe varies from 0 ( $h = 2 \text{ km}$ ) to 8 km ( $h = 10 \text{ km}$ ); the fault internal friction coefficient ( $\mu$ ) varies from 0.1 to 0.6. (Models J–L)  $\mu$  and  $h$  are fixed to 0.1 and 6 km, respectively. The geothermal gradient varies from  $15^\circ\text{C km}^{-1}$  to  $30^\circ\text{C km}^{-1}$ . Note that for the deformation in model G, the  $\mu$  of the normal fault is equal to  $\mu$  in the basement implying a distribution of shortening all over the model. Thus, the extensional basin is almost not inverted.

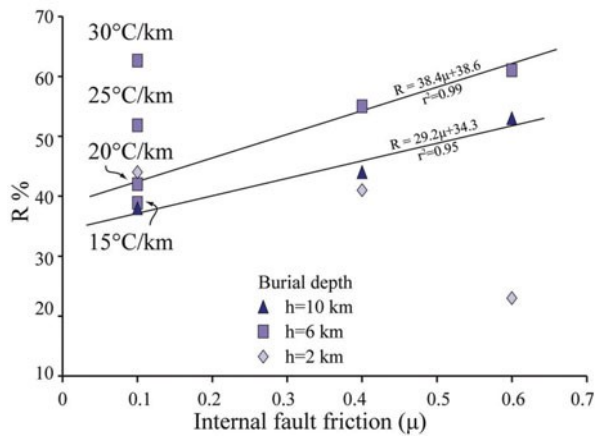


Figure 6. (Colour online) Graph of basin/model ratio of shortening ( $R$ ) versus fault internal friction coefficient ( $\mu$ ). Diamonds – no tectonic burial ( $h = 2$  km); squares – intermediate burial ( $h = 6$  km); triangles – large burial ( $h = 10$  km). For  $\mu = 0.1$ , the geothermal gradient used in the model is indicated. For every other point, geothermal gradient is  $20^\circ\text{C km}^{-1}$ . Note that  $R$  increases with geothermal gradient and  $\mu$ . See text for discussion.

38 % to 63 % with the geothermal gradient varying from  $15$  to  $30^\circ\text{C km}^{-1}$ . For a similar geothermal gradient ( $20^\circ\text{C km}^{-1}$ ) and internal friction coefficient ( $\mu$ ),  $R$  is higher for intermediate burial models ( $h = 6$  km) than for low ( $h = 2$  km) and high burial models ( $h = 10$  km) (Figs 5, 6). Localization at the basin level is linked to the rheological contrast between the different layers (overlying nappe and post-rift, basin, basement at the structural level of the basin, and basement below the basin). Note the exception of model A ( $\mu = 0.1$ ,  $h = 2$  km; Fig. 5), which presents an  $R$  value higher than model B ( $\mu = 0.1$ ,  $h = 6$  km; Fig. 5).

#### 4.c. Basin internal deformation

Finite deformation and stretching lineations in the basin after 2.5 Ma of shortening are displayed for three values of burial ( $h = 2$  km,  $h = 6$  km and  $h = 10$  km) with a fixed value of the friction coefficient of the fault ( $\mu = 0.1$ ) (Fig. 7).

When burial is low ( $h = 2$  km), finite strain is high (above 1) in two shear zones (Fig. 7a, d). The W-verging thrust, located at the inherited normal fault or slightly below, has an offset higher than 2 km. This shear zone is interpreted as a shortcut fault. The E-verging back-thrust accommodates lower amounts of shortening. These two shear zones root at depth in the inherited normal fault that is reactivated as a kilometre-thick shear zone. No important deformation is recorded outside these shear zones (finite strain around 0, Fig. 7a), except in the lower part of the model where the deformation is distributed on the drag-folds along the fault plane (finite strain between 0.2 and 0.66).

For an intermediate burial value ( $h = 6$  km), the deformation in the basin cover is more distributed (finite strain between 0.3 and 1) (Fig. 7b, e). At the basement–cover interface, for both the hangingwall and footwall,

lineations plunge around  $45^\circ$  and attest to opposite senses of shear (E- and W-verging shears, respectively). Yet except for these shear zones, deformation is low as finite strain is around 0.3. Moreover, two shear zones with opposite senses of shear can be deciphered in the overlying nappe. These shear zones are very similar to the ones described above for a low value of burial and root under the basin into the inherited normal fault (Fig. 7b, e). In the basement, the inherited normal fault is not reactivated (finite strain between 0 and 0.3) while both the hangingwall and footwall are slightly folded. These folds are due to low W-verging shearing of the hangingwall and low E-verging shearing of the footwall (finite strain around 0.4; Fig. 7b, e).

For a high burial value ( $h = 10$  km) (Fig. 7c, f), the deformation in the basin cover is also distributed (finite strain between 0.5 and 1.3). Yet, the shortening localizes at the basement–cover interface, where it is more important than for intermediate values of burial. Indeed, finite strain ranges from around 1.3 in the hanging wall to around 0.5 in the footwall (Fig. 7c). As for the intermediate burial value, the basement is slightly folded owing to two conjugate E- and W-verging shear zones. Shearing is more intense and more distributed in the hangingwall than in the footwall. Finite strain ranges between 0.3 and 0.5 and shear zones are 4 km to 6 km thick in the hangingwall while finite strain ranges between 0.2 and 0.3 and shear zones are 2 km to 3 km thick in the footwall. Finally, the inherited normal fault is not reactivated, as finite strain is about zero along it (Fig. 7c, f).

#### 4.d. Effect of the geotherm on the style of inversion

The initial geothermal gradient ranges from  $15^\circ\text{C km}^{-1}$  to  $30^\circ\text{C km}^{-1}$  and the brittle–viscous transition in the crust and in the cover varies accordingly (Fig. 4). As a consequence, with the warmest geothermal gradient (from  $20^\circ\text{C km}^{-1}$  to  $30^\circ\text{C km}^{-1}$ ), the basin is weaker than the basement at the structural level of the basin.

The effective viscosity ( $\eta_{\text{eff}}$ ) is a function in the model of the minimum of the simplified Drucker–Prager viscoplastic and the Frank–Kamenetskii equation flow rules (eq. 6). Variations of  $\eta_{\text{eff}}$  are due to the geothermal gradient, to  $\dot{\epsilon}$  (the second invariant of the strain rate tensor) and to the dynamic pressure,  $P$  (eq. 7).

Figure 8 shows isocontours of  $\eta_{\text{eff}}$  (Fig. 8 left column) and the strain rate for the corresponding models (Fig. 8 right column), after 2.5 Ma of shortening. In Figure 8a, the internal friction coefficient and geothermal gradient are fixed (0.1 and  $20^\circ\text{C km}^{-1}$ , respectively). In Figure 8b, the internal friction coefficient and burial are fixed (0.1 and 6 km, respectively). Results show the basement folding around the extensional basin inducing a pop-down of the model centred on the basin.  $\eta_{\text{eff}}$  values drop at the basement–cover interface for intermediate ( $h = 6$  km, Fig. 8a, model B) and high burial conditions ( $h = 10$  km, Fig. 8a,



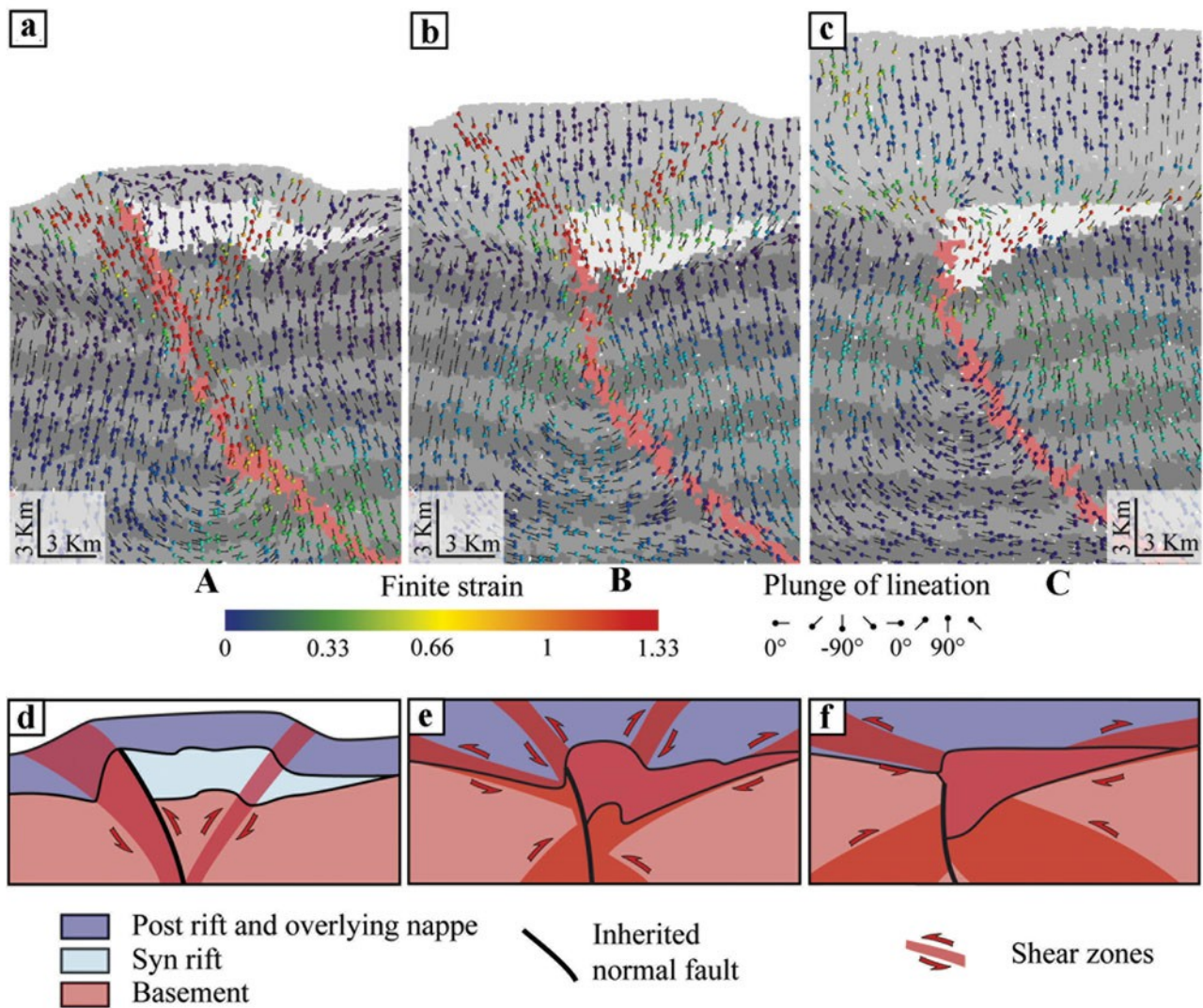


Figure 7. (Colour online) Basin shortening. (a–c) Zoom in on the basin at 2.5 Ma after 7.2 km of shortening. Coloured dots indicate the finite strain intensity recorded on each marker. The bars represent the lineation. Grey stripes are passive markers and witness the finite crustal deformation. The stripes in the basement are 2 km wide. Model names (A, B and C) correspond to model names in Figure 5. Geothermal gradient is  $20\text{ }^{\circ}\text{C km}^{-1}$ , fault internal friction coefficient is  $\mu = 0.1$  and burial is low for model A ( $h = 2\text{ km}$ ), intermediate for model B ( $h = 6\text{ km}$ ) and high for model C ( $h = 10\text{ km}$ ). (d–f) Corresponding interpretative sketches. From (d) to (f), the normal fault reactivation is inhibited, the shortening is more distributed, the basement–cover interface more sheared and the basin more extruded.

model C). A similar drop can be deciphered for the intermediate geothermal gradient ( $25\text{ }^{\circ}\text{C km}^{-1}$ , Fig. 8b, model K) and for the high geothermal gradient ( $30\text{ }^{\circ}\text{C km}^{-1}$ , Fig. 8b, model L). This  $\eta_{\text{eff}}$  drop indicates the presence of a potential decoupling of the cover from the basement. For intermediate and high burial models and for intermediate and high geothermal gradient,  $\eta_{\text{eff}}$  values in the extensional basin are lower than into the basement for similar depths (Fig. 8, models B, C, K and L).

The style of basin inversion deformation for models with increasing burial depth and constant geothermal gradient (models A to C, Fig. 8a) evolves like models with increasing geothermal gradient and constant burial depth (models J to K, Fig. 8b). In the models A ( $\mu = 0.1$ ,  $h = 2\text{ km}$ ,  $20\text{ }^{\circ}\text{C km}^{-1}$ ; Fig. 8a) and J ( $\mu = 0.1$ ,  $h = 6\text{ km}$ ,  $15\text{ }^{\circ}\text{C km}^{-1}$ ; Fig. 8b), deformation is

localized along the reactivated normal fault and along an E-verging shear zone in the basin.

Model B ( $\mu = 0.1$ ,  $h = 6\text{ km}$ ,  $20\text{ }^{\circ}\text{C km}^{-1}$ ; Fig. 8a) behaves similarly to models J ( $\mu = 0.1$ ,  $h = 6\text{ km}$ ,  $15\text{ }^{\circ}\text{C km}^{-1}$ ; Fig. 8b) and K ( $\mu = 0.1$ ,  $h = 6\text{ km}$ ,  $25\text{ }^{\circ}\text{C km}^{-1}$ ; Fig. 8b) as the basin localized the deformation in the three models.  $\eta_{\text{eff}}$  values are high in the basement at the basin depth and strongly decrease into the basin (Fig. 8, models B, J, K). The fault footwall is folded, which triggers the clockwise rotation of the normal fault. In the models B and J, effective viscosity is at a minimum and strain rate values are high indicating the deformation distribution into the extensional basin. The drop in effective viscosity and the high strain rate values along the basin and basement interfaces in both the fault footwall and hangingwall indicates that those interfaces are sheared as suggested. Note that in model

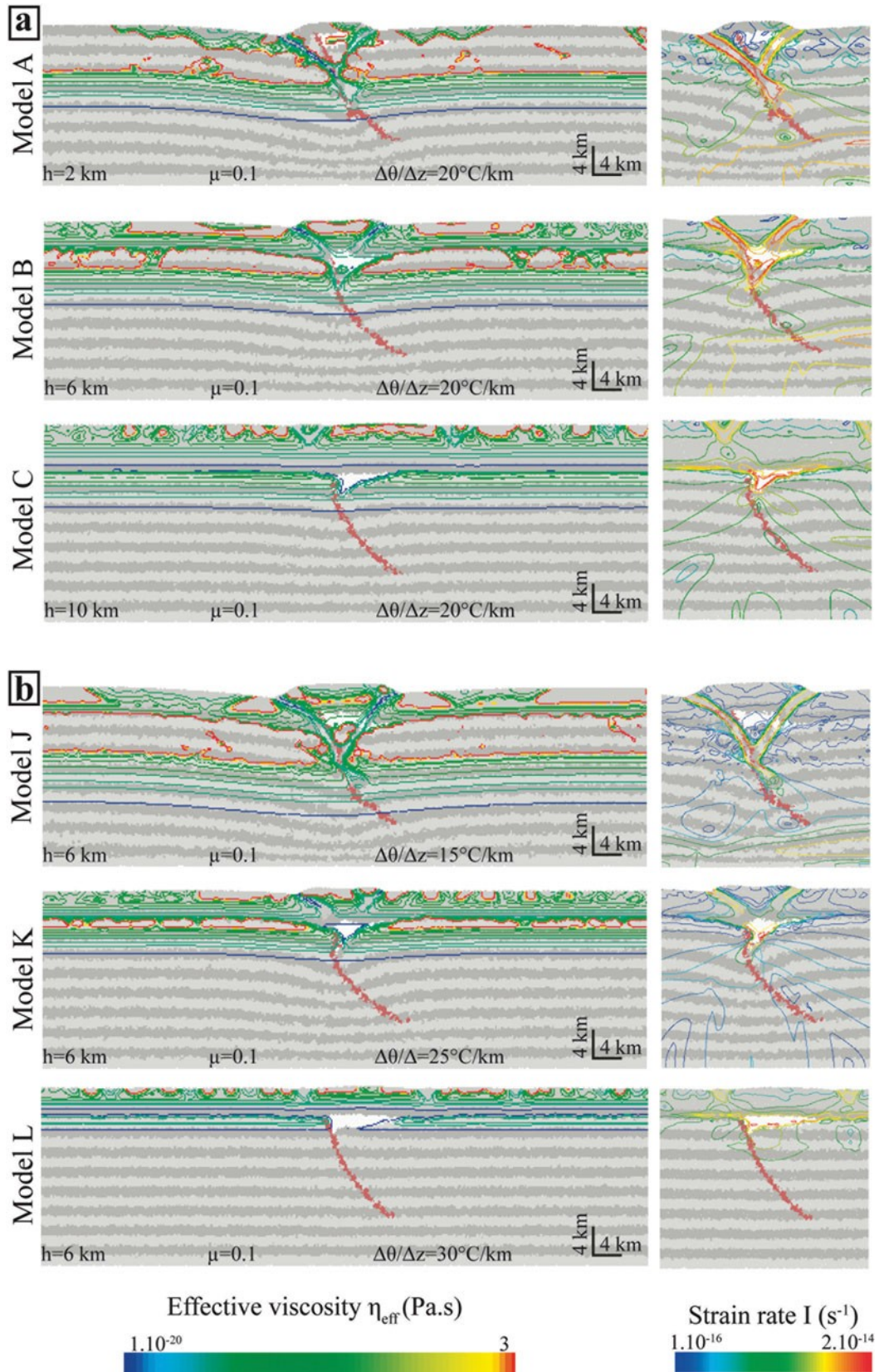


Figure 8. (Colour online) Viscosity and strain rate. Left: Isocontours of effective viscosity ( $\eta_{\text{eff}}$ ) at 2.5 Ma and 7.2 km of shortening. As  $\eta_{\text{eff}}$  depends on both the deviatoric stress and the strain rate, the isocontours are a proxy for the strength of materials at each time step. Note the important decrease of  $\eta_{\text{eff}}$  in conjugated shear zones. Right: Isocontours of strain rate ( $I$ ). Close up of the basin at 2.5 Ma and 7.2 km of shortening. (a) Effect of burial: internal friction coefficient ( $\mu$ ) and geothermal gradient ( $\beta, \theta/\beta, z$ ) are fixed to 0.1 and  $20^\circ\text{C km}^{-1}$ , respectively. Model A: no tectonic burial ( $h = 2$  km); Model B: intermediate burial ( $h = 6$  km); Model C: large burial ( $h = 10$  km). (b) Effect of geothermal gradient: internal friction coefficient ( $\mu$ ) and tectonic burial are fixed to 0.1 and 6 km, respectively. Model J: low geothermal gradient ( $15^\circ\text{C km}^{-1}$ ); Model K: intermediate geothermal gradient ( $25^\circ\text{C km}^{-1}$ ); Model L: high geothermal gradient ( $30^\circ\text{C km}^{-1}$ ).



J, the shear zone is localized into the basin and not at the basin and basement interface level.

Models C ( $\mu = 0.1$ ,  $h = 10$  km,  $20^\circ\text{C km}^{-1}$ , Fig. 8a) and L ( $\mu = 0.1$ ,  $h = 6$  km,  $30^\circ\text{C km}^{-1}$ , Fig. 8b) are similar. The viscosity contrast between the extensional basin and the basement at similar depths is significantly lower than other models (Fig. 8). In models C and L, the basement is folded around the extensional basin and the normal fault is straightened. Deformation is localized at the basin and basement interface yet strain rate values along these interfaces are lower than for models B ( $\mu = 0.1$ ,  $h = 6$  km,  $20^\circ\text{C km}^{-1}$ ; Fig. 8a) and K ( $\mu = 0.1$ ,  $h = 6$  km,  $25^\circ\text{C km}^{-1}$ ; Fig. 8b).

## 5. Discussion

### 5.a. Role of burial depth and geothermal gradient.

Our results highlight that the inversion of inherited basins (i.e. reactivation of the normal faults, deformation of the basement and basin vertical extrusion) is controlled by three different factors: the fault internal friction, the crustal thermicity and the basin burial depth. The influence of fault friction is dominant at shallow depths and for cold geothermal gradients as the fault constitutes the main strength contrast at the basin depth. This influence decreases rapidly at depth and with increasing geothermal gradient. As suggested by our numerical models and Buitter & Pfiffner (2003),

the normal fault localizes the deformation when the fault is weak ( $\mu = 0.1$ ) and the basin is as strong as the basement (Figs 5, 6). The basin becomes gradually more difficult to invert as the strength of the fault increases. As suggested by our models and by Nilfouroushan *et al.* (2013), block rotations in the uppermost basement prevent the reactivation of extensional faults.

The depth of the brittle–ductile transition for the sediment rheology is above the depth of the brittle–ductile transition for the basement rheology. It places the depth of the brittle–ductile transition for the sediment rheology at the structural level of the extensional basin for intermediate to high values of geothermal gradient and for intermediate to high values of burial (Fig. 4). For those input parameters, there is a strength contrast between the basin and the basement, which favours shortening localization in the basin. Increasing the burial depth or the geothermal gradient leads to weakening the inherited basin and the basement but preserves a stronger basement at the structural level of the basin (Fig. 4). As in Bauville & Schmalholz (2015), the contrast in viscosity between the sediments in the basin and the basement triggers the folding of the basement below the basin and its vertical extrusion. The strength contrast between the basement and the basin therefore controls the style of deformation.

Figure 9 highlights how the inversion style of the inherited basin is controlled by rheological contrast between the basin and its basement. Initial integrated strengths of different structural levels were computed for different geotherms ( $15^\circ\text{C km}^{-1}$ ,  $20^\circ\text{C km}^{-1}$ ,  $25^\circ\text{C km}^{-1}$  and  $30^\circ\text{C km}^{-1}$ ) and burial depths (2 km, 6 km and 10 km) (Fig. 4b). In Figure 9a, we define four structural levels: a nappe and post-rift layer ( $S_n$ ), basin ( $S_b$ ), basement at the structural level of the extensional basin ( $S_{\text{sup}}$ ) and basement ( $S_{\text{inf}}$ ) below the basin. In Figure 9b,  $S_{\text{sup}}/S_b$  is plotted versus  $S_n/S_{\text{inf}}$ .  $S_n/S_{\text{inf}}$  is the strength contrast between the overlying nappe (and post-rift layer) and the crust below the basin.  $S_{\text{sup}}/S_b$  is the strength contrast between the basin and the basement at similar depth and is a proxy for the weakening effect of the basin.

The results suggest that there is a positive relationship between the two ratios (Fig. 9b). For each  $S_{\text{sup}}/S_b$  and  $S_n/S_{\text{inf}}$  point in the graph, we also provide corresponding interpretative sketches for models with  $\mu = 0.1$  (Fig. 9b, models A, B, C, J, K, L). The differences between the sketches clearly show that the evolution of the style of basin inversion is controlled by both ratios. For low values of  $S_{\text{sup}}/S_b$  ( $< 1$ ) and  $S_n/S_{\text{inf}}$  ( $< 0.2$ ) (Fig. 9b, models A and J), the rheological contrast between the basin and the basement at the same structural level is very low and the nappe + post-rift layer is weaker than the basement. The inversion style is characterized by localized shearing along the normal fault, the associated shortcut fault and along an E-verging shear rooting in the basement and cutting across the basin.

With higher values of  $S_{\text{sup}}/S_b$  ( $> 1$ ) and  $S_n/S_{\text{inf}}$  ( $< 1$ ) (Fig. 9b, models B and K), there is a significant rheological contrast between the basin and the basement at the same structural level while the nappe + post-rift layer remains weaker than the basement below the basin. The folding of the basement and the inhibition of normal fault reactivation leads to the vertical extrusion of the basin (Fig. 9b, model K). The deformation in model K is more distributed than in model B (Fig. 9b).

For  $S_n/S_{\text{inf}} > 1$ , the nappe layer is stronger than the basement below the basin, which leads to distribution of the deformation all over the model; conversely the inherited basin accommodates less shortening. Therefore, the localization of the shortening in the model (R) is lower for  $h = 10$  km models than for  $h = 6$  km models (Fig. 5; models C, F, I versus models B, E, H).

For  $S_n/S_{\text{inf}} > 1$ , the nappe layer is stronger than the basement below the basin, which leads to distribution of the deformation all over the model; conversely the inherited basin accommodates less shortening. Therefore, the localization of the shortening in the model (R) is lower for  $h = 10$  km models than for  $h = 6$  km models (Fig. 5; models C, F, I versus models B, E, H).

For  $S_n/S_{\text{inf}} > 1$ , the nappe layer is stronger than the basement below the basin, which leads to distribution of the deformation all over the model; conversely the inherited basin accommodates less shortening. Therefore, the localization of the shortening in the model (R) is lower for  $h = 10$  km models than for  $h = 6$  km models (Fig. 5; models C, F, I versus models B, E, H).

For  $S_n/S_{\text{inf}} > 1$ , the nappe layer is stronger than the basement below the basin, which leads to distribution of the deformation all over the model; conversely the inherited basin accommodates less shortening. Therefore, the localization of the shortening in the model (R) is lower for  $h = 10$  km models than for  $h = 6$  km models (Fig. 5; models C, F, I versus models B, E, H).

### 5.b. Normal fault reactivation

The normal fault reactivation is inhibited in models with a hot geothermal gradient (Fig. 5, models K, L) and high burial depth (Fig. 5, models C, F, H and I). Thus, two parameters control this process. (1) The strength contrast between the inherited basin and the basement at the same structural level. Indeed, high burial depth and high geothermal gradient tend to decrease the strength contrast between the weak fault and the basement inhibiting normal fault reactivation. (2) The basement folds near the extensional basin rotate the normal fault in our models and in Nilfouroushan *et al.* (2013). The rotation of the normal fault, linked to the basement distributing the deformation, increases the dip of shearing along the normal fault and thus tends



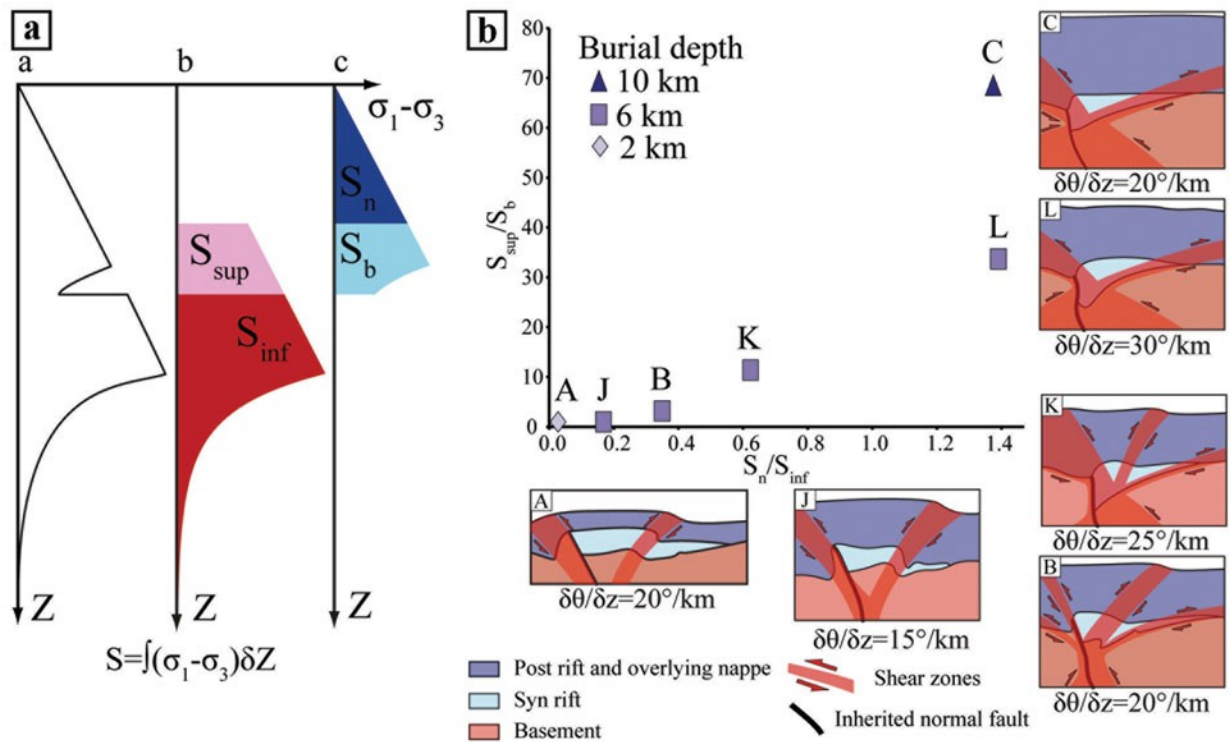


Figure 9. (Colour online) Influence of crustal rheology on the inherited normal fault reactivation. (a) Strength profiles of the models. a – total strength envelope of the model when a basin is present; b – strength envelope of the basement when no basin is present; c – strength envelope of the cover (overlying nappe, post-rift layer and half-graben syn-rift layer);  $S_n$  – strength of the post-rift and overlying nappe unit;  $S_b$  – strength of the basin;  $S_{sup}$  – strength of the upper basement layer when no basin is present;  $S_{inf}$  – strength of the basement below the basin. (b) Graph of  $S_{sup}/S_b$  versus  $S_n/S_{inf}$ . The burial depth is indicated. Diamonds – no tectonic burial ( $h = 2$  km); squares – intermediate burial ( $h = 6$  km); triangles – large burial ( $h = 10$  km). The geothermal gradient is indicated below each sketch. Model names are from Figure 5. For all model sketches  $\mu = 0.1$ .

to inhibit its reactivation (see Bonini, Sani & Antonielli, 2012 and references therein for similar inhibition of normal fault reactivation due to rotation).

### 5.c. Comparison with the Alpine collision

In the models, we assumed a constant (laterally and through time) thickness of the overlying nappe. This is an oversimplification as ECM burial depth increases from east to west (Bellahsen *et al.* 2012; Bellanger *et al.* 2015) and through time between the onset of nappe emplacement and the burial peak. However, most of the deformation in the ECM is estimated to have occurred at or close to the metamorphic peak (e.g. Rolland *et al.* 2003; Cenki-Tok *et al.* 2013; Bellanger *et al.* 2015).

Bonnet *et al.* (2007) studied the Alpine collision with the help of analogue models and proposed that most of the basement thrusts were reactivated inherited normal faults. The in-sequence propagation of the shortening, as proposed in Burkhard & Sommaruga (1998), is indeed the in-sequence propagation of the reactivation of inherited extensional structures. As in our numerical modelling, inherited normal faults were modelled as a thin layer with a weaker rheology than the surrounding basement and were buried under several kilometres of overlying nappe. Therefore, the major difference between the two modelling methodologies is the influence of temperature.

Based on these results, we propose a direct relationship between the style of basin inversion and the depth of burial in the external Western Alps (Fig. 10). In the Subalpine chains, collisional shortening is partly accommodated by the inversion of the inherited extensional basin. Those basins were not tectonically buried under the internal Alpine units and show reverse reactivation of their border normal fault (Fig. 10a, b). In the ECM, the Liassic inherited extensional basins localized the collisional shortening. Indeed, those basins weakened the crust during its burial (Bellahsen *et al.* 2012). Thus, with burial and heating, ECM basins were extruded owing to the development of basement antiforms linked to basement shear zone development and normal fault reactivation inhibition (Fig. 10c). Good examples of such inverted basins are the inherited basins in the Oisans massif and surrounding area (Fig. 10c) and other Alpine ECM (e.g. the Chamonix basin; Gillcrist, Coward & Mugnier, 1987; Boutoux *et al.* 2014a).

At a first order, in the ECM inherited basins, there is no decollement between the cover and basement. However, disharmonic deformation of the cover above basement folds suggests short local decollements and shearing of the cover over the basement (e.g. Burkhard, 1988; Escher, Masson & Steck, 1993; Boutoux *et al.* 2014a). In our models, the cover is progressively extruded from the basin and the basement–cover interface

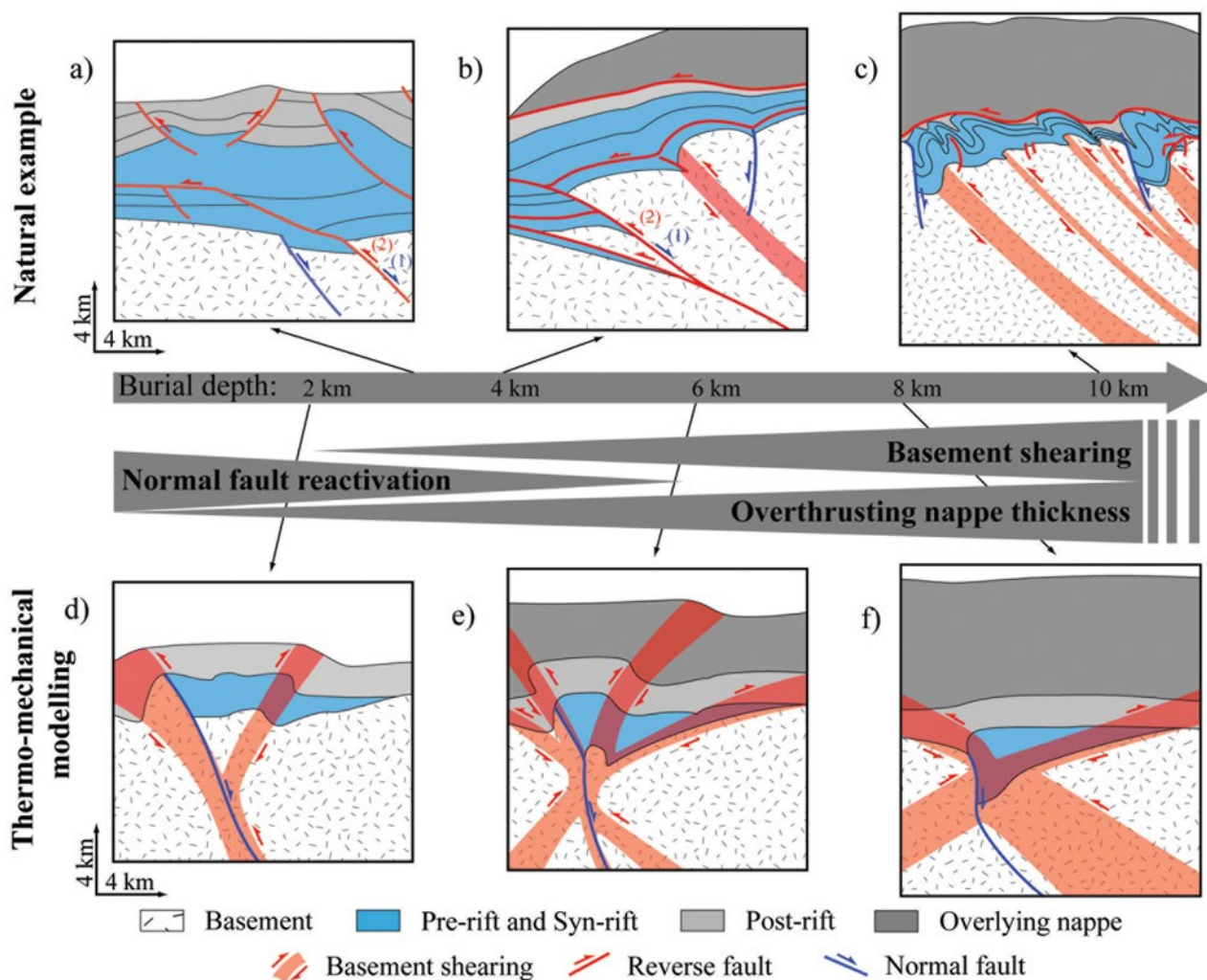


Figure 10. (Colour online) Synthesis of inversion style of inherited extensional basins as a function of their tectonic burial based on the comparison between the Western Alps and thermo-mechanical modelling. (a–c) Natural examples taken from balanced cross-sections in the external zones of the Western Alps (see Figs 2, 3). (a) Cross-section of the Vercors Subalpine chain (modified after Roure & Coletta, 1996). Inherited basin was not tectonically buried and crustal shortening is accommodated by inherited normal fault reactivation. (b) Cross-section of the Saint-Laurent basin buried at 0 to 5 km (modified after Bellahsen *et al.* 2014). Crustal shortening is accommodated partially by inherited normal fault reactivation and by basement shearing. (c) Cross-section of the Oisans basins buried at 10 km depth (modified after Boutoux *et al.* 2014a). Normal faults are steepened and not reactivated, crustal shortening is accommodated by basement shearing. (d–f) Thermo-mechanical modelling results after 2.5 Ma and 7.5 km of shortening. (d) The basin is buried under 2 km of post-rift sedimentary rocks. The inherited normal fault is reactivated and back-thrust/shear zones initiated. (e) The basin is buried under 2 km of post-rift sediments and 4 km of overlying nappe. The normal fault is slightly reactivated but crustal shortening is essentially accommodated by back-thrust/shear zones, propagating in the cover. (f) The basin is buried under 2 km of post-rift sediments and 8 km of overlying nappe. The normal fault is not reactivated and all crustal shortening is accommodated by basement shearing. The basement–cover interface is sheared.

is sheared (Fig. 10f). In the hangingwall of the modelled inherited normal fault, the top-to-the-E shearing of the basement–cover interface could be linked to W-dipping S1 cleavage observed in the Bourg d’Oisans and Mizoen basins at the base of the cover (Fig. 3, green cleavage). This W-dipping S1 cleavage can be only deciphered close to the basement–cover interface and is interpreted as due to an early top-to-the-E shearing of the basement–cover interface (Fig. 3). Moreover, small E-verging back-thrust/shear zones are observed below the basement–cover interface in numerical models (Fig. 5b, i) like in the Mizoën basin (Fig. 3, below the Alps decollement).

Interestingly, in the Subalpine chains, the Saint-Laurent basin is restored as the cover of the western Belledonne massif (Deville & Chauviere, 2000; Bellahsen *et al.* 2014; Fig. 2). This basin marked the approximate western limit of the internal units overthrusting above the external zone and therefore was buried below a very thin nappe (Bellanger *et al.* 2015). The inherited normal fault was reactivated as a thrust fault associated with a shortcut fault in the basement (Figs 2, 10b). The kinematics of the inverted basin is similar to models where partial (Fig. 10e) or complete (Fig. 10d) normal fault reactivation occurred. Thus, the Saint-Laurent basin inversion could show an

intermediate state between a complete reactivation of the fault and a basin inversion without fault reactivation.

## 6. Conclusions

In this contribution, we investigated the inversion style of inherited extensional basins using 2D thermo-mechanical modelling. We show that the inversion style of well-oriented inherited extensional basins is controlled by internal fault friction at shallow depth and by burial of the basin and crustal thermicity at depth. Increasing temperature and tectonic burial favour distributed deformation underneath the basin and inhibit normal fault reactivation independently of its effective friction. The absence of inherited fault reactivation and the occurrence of basement folding trigger the vertical extrusion of the basin. Then, the cover is extruded out of the basin leading to the shearing of the basement–cover interface, which develops even when no pre-existing weak layer at the base of the cover is ascribed.

These results are consistent with the collisional kinematics in the external Western Alps. In the Subalpine chains (e.g. Vercors-Chartreuse), there was (almost) no tectonic burial and the inherited normal faults were reactivated. Further east, in the Grandes Rousses and Oisans ECMs, burial of the inherited extensional basin reached about 10 km, the temperature peak exceeded 300 °C and the inherited normal faults were not reactivated. In those basins, the basement was deformed by distributed shear zones (responsible for basement antiforms) while the cover was dysharmonically folded. These results show that the role of temperature, especially through tectonic burial, is critical in passive margin or rift inversion in mountain belts.

**Acknowledgements.** GALE is software hosted by the Computational Infrastructure for Geodynamics (CIG) and developed by CIG, Monash University and the Victorian Partnership for Advanced Computing (VPAC). M. Bellanger, O. Lacombe, L. Jolivet, F. Mouthereau and A. Verlaguet are thanked for fruitful discussions. D. Frizon de Lamotte and J. Armitage as reviewers and F. Nilfouroushan as editor are thanked for their constructive reviews that improved the manuscript.

## References

- BARBIER, R., BARFÉTY, J. C., BOCQUET, A., BORDET, P., LE FORT, P., MELOUX, J., MOUTERDE, R., PÉCHER, A. & PETITEVILLE, M. 1973. *Carte géologique de la France (1/50.000), feuille de La Grave (798)*. Orléans: Bureau de Recherches Géologiques et Minières.
- BARFÉTY, J. C., BORDET, P., CARME, F., DEBELMAS, J., MELOUX, M., MONTJUVENT, G., MOUTERDE, R. & SARROT-REYNAULD, J. 1972. *Carte géologique de la France (1/50.000), feuille de Vizille (797)*. Orléans: Bureau de Recherches Géologiques et Minières.
- BARFÉTY, J. C., GIDON, M., LEMOINE, M. & MOUTERDE, R. 1979. Tectonique synsédimentaire liasique dans les massifs cristallins de la zone externe des Alpes occidentales françaises: la faille du col d'Ornon. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre* **289**, 1207–10.
- BAUVILLE, A. & SCHMALHOLZ, S. M. 2015. Transition from thin- to thick-skinned tectonics and consequences for nappe formation: Numerical simulations and applications to the Helvetic nappe system, Switzerland. *Tectonophysics* **665**, 101–17.
- BEAUMONT, C., MUFIOZ, J. A., HAMILTON, J. & FULLSACK, P. 2000. Factors controlling the Alpine evolution of the central Pyrenees inferred from a comparison of observations and geodynamical models. *Journal of Geophysical Research* **105**, 8121–45.
- BELLAHSEN, N., JOLIVET, L., LACOMBE, O., BELLANGER, M., BOUTOUX, A., GARCIA, S., MOUTHEREAU, F. LE POURHET, L. & GUMIAUX, C. 2012. Mechanisms of margin inversion in the external Western Alps: implications for crustal rheology. *Tectonophysics* **560–561**, 62–83.
- BELLAHSEN, N., MOUTHEREAU, F., BOUTOUX, A., BELLANGER, M., LACOMBE, O., JOLIVET, L. & ROLLAND, Y. 2014. Collision kinematics in the western external Alps. *Tectonics* **33**, 1–34.
- BELLANGER, M., AUGIER, R., BELLAHSEN, N., JOLIVET, L., MONIÉ, P., BAUDIN, T. & BEYSSAC, O. 2015. Shortening of the European Dauphinois margin (Oisans Massif, Western Alps): new insights from RSCM maximum temperature estimates and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  in situ dating. *Journal of Geodynamics* **83**, 37–64.
- BELLANGER, M., BELLAHSEN, N., JOLIVET, L., BAUDIN, T., AUGIER, R. & BOUTOUX, A. 2014. Basement shear zones development and shortening kinematics in the Ecrins Massif, Western Alps. *Tectonics* **33**, 84–111.
- BONINI, M., SANI, F. & ANTONIELLI, B. 2012. Basin inversion and contractional reactivation of inherited normal faults: a review based on previous and new experimental models. *Tectonics* **522–523**, 55–88.
- BONNET, C., MALAVIEILLE, J., MOSAR, J., BONINI, M., SANI, F. & ANTONIELLI, B. 2007. Basin inversion and contractional reactivation of inherited normal faults: a review based on previous and new experimental models. *Tectonophysics* **26**, TC6016, doi: [10.1016/j.tecto.2011.11.014](https://doi.org/10.1016/j.tecto.2011.11.014).
- BOUTOUX, A., BELLAHSEN, N., LACOMBE, O., VERLAGUET, A. & MOUTHEREAU, F. 2014a. Inversion of pre-orogenic extensional basins in the external Western Alps: structure, microstructures and restoration. *Journal of Structural Geology* **60**, 13–29.
- BOUTOUX, A., VERLAGUET, A., BELLAHSEN, N., LACOMBE, O., VILLEMANT, B., CARON, B., MARTIN, E., ASSAYAG, N. & CARTIGNY, P. 2014b. Fluid systems above basement shear zones during inversion of pre-orogenic sedimentary basins (External Crystalline Massifs, Western Alps). *Lithos* **206–207**, 435–53.
- BUITER, S. J. H. & PFIFFNER, O. A. 2003. Numerical models of the inversion of half-graben basins. *Tectonics* **22**, 1057, doi: [10.1029/2002TC001417](https://doi.org/10.1029/2002TC001417).
- BUITER, S. J. H., PFIFFNER, O. A. & BEAUMONT, C. 2009. Inversion of extensional sedimentary basins: a numerical evaluation of the localisation of shortening. *Earth and Planetary Science Letters* **288**, 492–504.
- BURKHARD, M. 1988. L'Hélievétique de la bordure occidentale du massif de l'Aar (évolution tectonique et métamorphique) *Eclogae Geologicae Helveticae* **81**, 63–114.
- BURKHARD, M. & SOMMARUGA, A. 1998. Evolution of the western Swiss Molasse basin: structural relations with the Alps and the Jura belt. In *Cenozoic Foreland Basins of Western Europe* (eds A. Mascle, C. Puigdefàbregas, H. P. Luterbacher & M. Fernández), pp. 279–98. Geological Society of London, Special Publication no. 134.
- BUROV, B. & DIAMENT, M. 1995. The effective elastic thickness ( $T_e$ ) of continental lithosphere: what does it really mean? *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* **100** (B3), 3905–27.
- BUTLER, R. W. H. 1989. The influence of pre-existing basin structure on thrust system evolution in the Western Alps. In *Inversion Tectonics* (eds M. A. Cooper & G. D. Williams), pp. 105–22. Geological Society of London, Special Publication no. 44.
- BUTLER, R. W. H., TAVARNELLI, E. & GRASSO, M. 2006. Structural inheritance in mountain belts: an Alpine–Apennine perspective. *Journal of Structural Geology* **28**, 1893–908.
- CENKI-TOK, B., DARLING, J. R., ROLLAND, Y., DHUIME, B. & STOREY, C. D. 2013. Direct dating of mid-crustal shear zones with synkinematic allanite: new in situ U–Th–Pb geochronological approaches applied to the Mont Blanc massif. *Terra Nova* **26** (1), 29–37.
- COLLETTA, B., LE QUELLEC, P., LETOUZEY, J. & MORETTI, I. 1988. Longitudinal evolution of the Suez rift structure (Egypt). *Tectonophysics* **153**, 221–33.
- CROUZET, C., MÉNARD, G. & ROCHETTE, P. 2001. Cooling history of the Dauphinoise Zone (Western Alps, France) deduced from the thermopaleomagnetic record: geodynamic implications. *Tectonophysics* **340**, 79–93.
- DEVILLE, É. & CHAUVIÈRE, A. 2000. Thrust tectonics at the front of the western Alps: constraints provided by the processing of seismic reflection data along the Cham–béry transect. *Comptes Rendus l'Académie des Science, Série 2, Sciences de la Terre et des Planètes* **331**, 725–32.
- DEVILLE, É., MASCLE, A., LAMIRAUX, C. & LE BRAS, A. 1994. Tectonic styles, reevaluation of plays in south-eastern France. *Oil Gas Journal* **31**, 53–8.
- DUMONT, T., CHAMPAGNAC, J.-D., CROUZET, C. & ROCHAT,



- P. 2008. Multistage shortening in the Dauphiné zone (French Alps): the record of Alpine collision and implications for pre-Alpine restoration. *Swiss Journal of Geosciences* **101**, 89–110.
- DUMONT, T., SCHWARTZ, S. & GUILLOT, S. 2012. Structural and sedimentary records of the Oligocene revolution in the Western Alpine arc. *Journal of Geodynamics* **56–57**, 18–38.
- ESCHER, A., MASSON, H. & STECK, A. 1993. Nappe geometry in the western Swiss Alps. *Journal of Structural Geology* **15**, 501–9.
- GILLCRIST, R., COWARD, M. & MUGNIER, J.-L. 1987. Structural inversion and its controls: examples from the Alpine foreland and the French Alps. *Geodinamica Acta* **1**, 5–34.
- GLEASON, C. & TULLIS, J. 1995. A flow law for dislocation creep of quartz aggregates determined with the molten salt cell. *Tectonophysics* **44** (1–4), 1–23.
- GRACIANSKY, P. DE, DARDEAU, G., LEMOINE, M. & TRICART, P. 1989. The inverted margin of the French Alps and foreland basin inversion. *Inversion Tectonics* (eds M. A. Cooper & G. D. Williams), pp. 87–104. Geological Society of London, Special Publication no. 44.
- GRATIER, J.-P. & VIALON, P. 1980. Deformation pattern in a heterogeneous material: folded and cleaved sedimentary cover immediately overlying a crystalline basement (Oisans, French Alps). *Tectonophysics* **65**, 151–79.
- JACKSON, J. 1980. Reactivation of basement fault and crustal shortening in orogenic belts. *Nature* **283**, 343–6.
- JULLIEN, M. & GOFFÉ, B. 1993. Occurrences de coockéite et de pyrophyllite dans les schistes du Dauphinois (Isère, France): conséquences sur la répartition du métamorphisme dans les zones externes alpines. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen* **73**, 357–63.
- KIRSCHNER, D. L., MASSON, H. & SHARP, Z. D. 1999. Fluid migration through thrust faults in the Helvetic nappes (Western Swiss Alps). *Contribution to Mineralogy and Petrology* **136**, 169–83.
- LACOMBE, O. & BELLAHSEN, N. 2016. Thick-skinned tectonics and basement-involved fold–thrust belts: insights from selected Cenozoic orogens. *Geological Magazine*, published online 20 April 2016. doi: [10.1017/S0016756816000078](https://doi.org/10.1017/S0016756816000078).
- 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. doi: [10.1029/2001TC901018](https://doi.org/10.1029/2001TC901018).
- LEMIALE, V., MÜHLHAUS, H.-B., MORESI, L. & STAFFORD, J. 2008. Shear banding analysis of plastic models formulated for incompressible viscous flows. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* **171**, 177–86.
- LEMOINE, M., BAS, T., ARNAUD-VANNEAU, A., ARNAUD, H., DUMONT, T., GIDON, M., BOURBON, M., GRACIANSKY, P. DE, RUDKIEWICZ, J., MEGARD-GALLI, J. & TRICART, P. 1986. The continental margin of the Mesozoic Tethys in the Western Alps. *Marine and Petroleum Geology* **3**, 179–99.
- LEMOINE, M., DARDEAU, G., DELPECH, P. Y., DUMONT, T., DE GRACIANSKY, P. C., GRAHAM, R., JOLIVET, L., ROBERTS, D. & TRICART, P. 1989. Extension synrift et failles transformantes jurassiques dans les Alpes occidentales. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre* **309** (17), 1711–6.
- LE POURHIET, L., HUET, B., MAY, D., LABROUSSE, L. & JOLIVET, L. 2012. Kinematic interpretation of the 3D shapes of metamorphic core complexes. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* **13** (9), Q09002. doi: [10.1029/2012GC004271](https://doi.org/10.1029/2012GC004271).
- MARSHAK, S., KARLSTROM, K. & TIMMONS, J. 2000. Inversion of Proterozoic extensional faults: an explanation for the pattern of Laramide and Ancestral Rockies intracratonic deformation, United States. *Geology* **28**, 735–8.
- MORESI, L., DUFOUR, F. & MÜHLHAUS, H.-B. 2003. A Lagrangian integration point finite element method for large deformation modeling of viscoelastic geomaterials. *Journal of Computational Physics* **184**, 476–97.
- MOUTHEREAU, F., WATTS, A. B. & BUROV, E. 2013. Structure of orogenic belts controlled by lithosphere age. *Nature Geoscience* **6**, 785–9.
- NILFOUROUSHAN, F., PYSKLYWEC, R., CRUDEN, A. & KOYI, H. 2013. Thermal mechanical modeling of salt-based mountain belts with pre-existing basement faults: application to the Zagros Fold and Thrust Belt, Southwest Iran. *Tectonics* **32** (5), 1212–26.
- ROLLAND, Y., COX, S. F., BOULLIER, A.-M., PENNACCHIONI, G. & MANCKTELOW, N. S. 2003. Rare earth and trace element mobility in mid-crustal shear zones: insights from the Mont Blanc Massif (Western Alps). *Earth and Planetary Science Letters* **214**, 203–19.
- ROLLAND, Y., ROSSI, M., COX, S. F., CORSINI, M., MANCKTELOW, N. S., PENNACCHIONI, G., FORNARI, M. & BOULLIER, A. 2008.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating of synkinematic white mica: insights from fluid–rock reaction in low-grade shear zones (Mont Blanc Massif) and constraints on timing of deformation in the NW external Alps. In *The Internal Structure of Fault Zones: Implications for Mechanical and Fluid-Flow Properties* (eds C. A. J. Wibberley, W. Kurz, J. Imber, R. E. Holdsworth & C. Collettini), pp. 293–315. Geological Society of London, Special Publication no. 299.
- ROURE, F. & COLLETTA, B. 1996. Cenozoic inversion structures in the foreland of the Pyrenees and Alps. *Mémoires du Muséum national d'histoire naturelle* **170**, 173–209.
- SANCHEZ, G., ROLLAND, Y., SCHNEIDER, J., CORSINI, M., OLIOT, E., GONCALVES, P., VERATI, C., LARDEAUX, J.-M. & MARQUER, D. 2011. Dating low-temperature deformation by  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  on white mica, insights from the Argentera-Mercantour Massif (SW Alps). *Lithos* **125**, 521–36.
- SIMON-LABRIC, T., ROLLAND, Y., DUMONT, T., HEYMES, T., AUTHEMAYOU, C., CORSINI, M. & FORNARI, M. 2009.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating of Penninic Front tectonic displacement (W Alps) during the Lower Oligocene (31–34 Ma). *Terra Nova* **21**, 127–36.
- TRICART, P. & LEMOINE, M. 1986. From faulted blocks to megamullions and megaboudins: Tethyan heritage in the structure of the Western Alps. *Tectonics* **5**, 95–118.



## Annexe B - Données et Méthodologie

Les campagnes océanographiques Marlboro-1 et 2 et SARAS ont eu lieu en 2011 et 2012 dans la partie méridionale du Bassin d'Alboran (Fig. B-1). Ces campagnes pilotées par l'ISTEP (Chef de Projet Christian Gorini, chef de Mission Elia d'Acremont) sont en collaboration avec l'Université Mohammed V – Agdal, l'Université Abdelmalek Essaadi, l'OGS Trieste, l'UBO Brest et le CSIC Barcelone. Elles ont permis de compléter la base de données bathymétrique et de sismique réflexion déjà disponible en collaboration avec les différents instituts associés à ce projet.

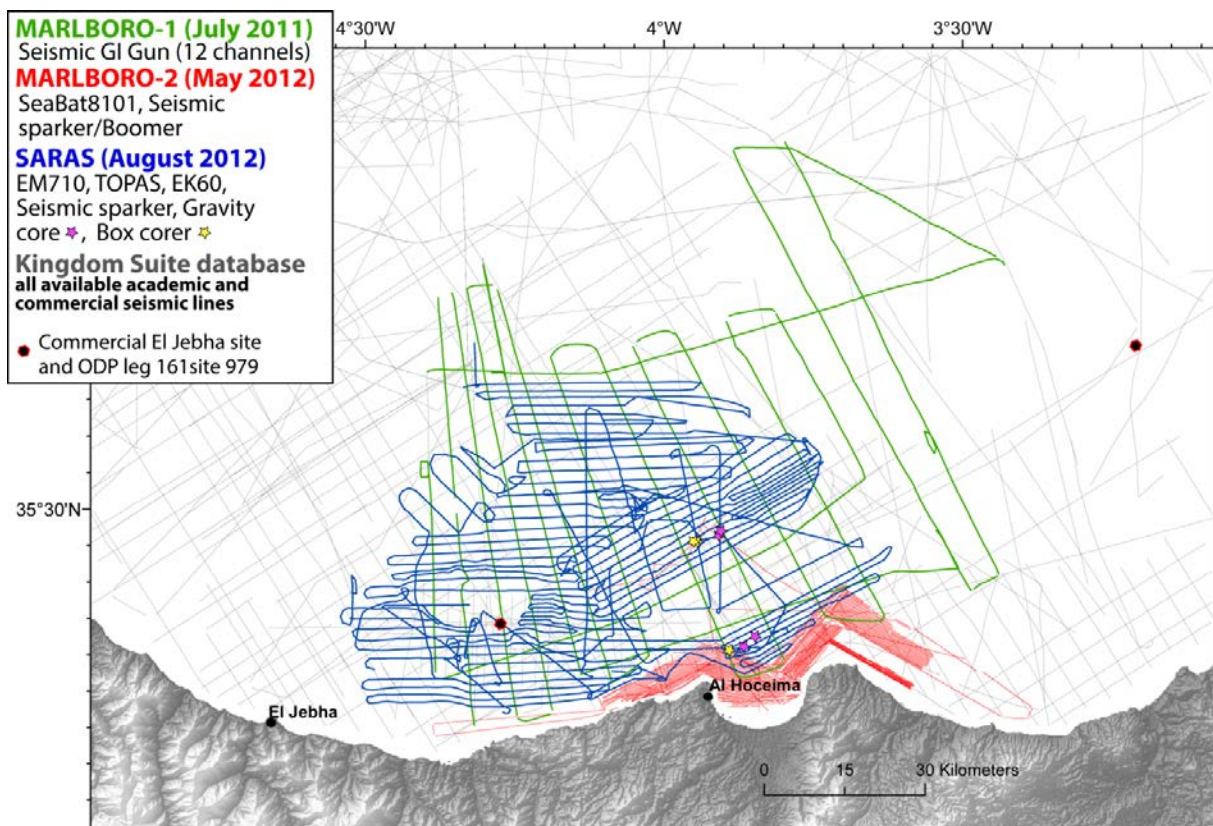


Figure B-13 : Plan de position des Campagnes Marlboro-1, Marlboro-2 et SARAS. Marlboro-1 : en vert acquisition de sismique réflexion. Marlboro-2 : en rouge acquisition de sismique haute résolution et de bathymétrie multifaisceaux. SARAS : en bleu, bathymétrie multifaisceaux avec enregistrement simultané de sismique très haute résolution (TOPAS), de sondeur acoustique EA600 et EK60 (identification d'anomalies dans la colonne d'eau). La topographie est reprise des bases de données Gebco et SRTM. La base de données de sismique réflexion disponible est représentée par les traits gris

## **1. Base de données : techniques multiple échelles :**

La très haute résolution (THR) des profils des campagnes MARLBORO-2 et SARAS sont complémentaires avec les résolutions inférieures des profils acquis lors des campagnes académiques (e.g. MARLBORO-1) et industrielles. Sur la zone d'étude, grâce à leur profondeur d'investigation jusqu'à plus de 2s temps double, les profils de basse résolution nous donnent des indications sur la géométrie profonde du bassin et permettent d'estimer la profondeur des surfaces stratigraphiques majeures. La profondeur d'investigation pour la sismique THR à faible profondeur d'eau, est limitée par le premier multiple du fond et donc par l'épaisseur de la tranche d'eau. Seuls les 200 premiers mètres ont pu être étudiés sur les lignes THR tirées lors de la campagne Marlboro 2. Pour imager les failles, les données de sismique réflexion THR seront utilisées en parallèle aux données bathymétriques de façon à obtenir au moins pour la partie superficielle une image en « pseudo » 3D. Ainsi l'étude conjointe permettra de comparer morphologie et structure et ainsi de discuter sur l'empreinte morphologique des structures en profondeur et en surface. Il faut noter que les deux jeux de données ont été investigués séparément pour l'identification des failles actives, afin de ne pas biaiser leur interprétation.

### **1.1. Acquisition sismique réflexion**

Au total, sur l'ensemble de la zone d'étude (marge Sud du Domaine d'Alboran et zone plissée au Sud-Ouest de la Ride d'Alboran) la longueur disponible de lignes de sismique réflexion 2D s'élève à 19189km. Cependant, de nombreuses lignes anciennes sont tirées d'archives papiers, sont mal positionnées ou peuvent parfois avoir des résolutions médiocres. Néanmoins, les lignes des campagnes MARLBORO-1 (2011, sismique rapide), MARLBORO-2 (2012, Sismique Sparker), et SARAS (2012, Sparker et Topas) ainsi que les lignes CONOCO (lignes industrielles, 2000 et 2001), et IZD (1986, lignes industrielles), fournissent un contingent de bonne qualité.

Lors de la campagne MARLBORO-2 plus de 300 profils ont été tirés dans la baie d'Al-Hoceima, soit 1980 km de lignes espacées de 200 à 500m. La source utilisée est une source sparker de puissance 250J à 750J, en fonction de la profondeur investiguée. La gamme de fréquence correspondante est 100-325Hz. La réception est une flûte de 6 traces de 8m qui permet en considérant le pas de tir d'obtenir une couverture de 6.

Les lignes traitées, à bord du navire (sommées, migrées, filtrées) lors de la campagne, ont été intégrées dans un projet Kingdom Suite durant cette étude. Des problèmes de géolocalisation dus à la très haute résolution ont été rencontrés et résolus. Le déport, qui est la distance entre la source et la première trace, a été corrigé de l'éloignement à la station GPS pour localiser avec précision les CDP. Ce déport, porté à 40m a dû être corrigé a posteriori. D'autre part, des problèmes de compatibilité des systèmes de projection entre les différents projets SIG ont été rencontrés. Ils ont été résolus en créant un programme en FORTRAN dans un script Shell permettant de recalculer les positions des points de tir dans une projection UTM30N.

## **1.2. Cartographie des failles**

Les profils présentent très souvent de multiples décalages des réflecteurs, ce qui rend extrêmement difficile le suivi de profil en profil. Nous avons pointé méthodiquement chaque faille apparente sur le logiciel Kingdom Suite selon deux critères : (1) la faille qui est pointée doit décaler un réflecteur ; de cette manière on écarte un biais qui consisterait à discriminer arbitrairement une faille supposée plus importante qu'une autre. (2) La faille pointée doit décaler des sédiments Quaternaire. En effet, nous verrons que les hauts fonds à l'aplomb d'Al-Hoceima et de Ras-Tarf ne montrent pas de dépôts quaternaires suffisamment épais pour pointer les failles, ce qui peut entraîner un biais statistique. En suivant cette méthode nous avons échantillonné un très grand nombre de failles (plus de 3076 échantillons) réparties entre la pointe d'Al-Hoceima et la pointe de Ras-Tarf (Fig. B-2). La projection cartographique de l'apex (le sommet le moins profond du pointé) de ces failles nous permet de mettre en évidence la répartition des couloirs de failles actives au quaternaire. En parallèle de la cartographie des failles, nous avons pointé les réflecteurs remarquables que nous décrirons ultérieurement, dans le but de quantifier la déformation.

Le résultat de cette méthode de pointés, est l'obtention d'un fichier dans lequel les failles sont décrites par leur numéro de tir et par leurs coordonnées spatiales des extrémités supérieures et inférieures (Fig. B-2).

## **1.3. Calcul des azimuts, pendages des failles, apport des SIG.**

Nous avons écrit un script sur Matlab qui permet de calculer, à partir des fichiers tirés du pointé de failles, les directions apparentes et les valeurs de pendages apparents des failles, de manière à permettre une lecture en carte plus aisée. Le pendage apparent dépend de l'angle formé par le plan de faille et le profil (Fig. B-2). L'angle de pendage réel est égal à l'angle de

pendage apparent, si le profil et la surface du plan de failles sont orthogonaux. L'angle apparent tend vers zéro, si les profils et le plan de faille tendent à se paralléliser. Les azimuts des failles sont calculés selon la convention Aki et Richards (2002) de telle sorte que le sens de pendage soit toujours vers la droite par rapport à l'azimut apparent de la faille, par exemple un segment orienté à 210°N pend vers l'ouest, son azimut apparent est de 120° (Fig. B-2). La formule utilisée est la suivante :

$$\gamma = \left( \text{atan}\left(\frac{x_b - x_a}{y_b - y_a}\right) \pm \pi \right) [2\pi] - \frac{\pi}{2}$$

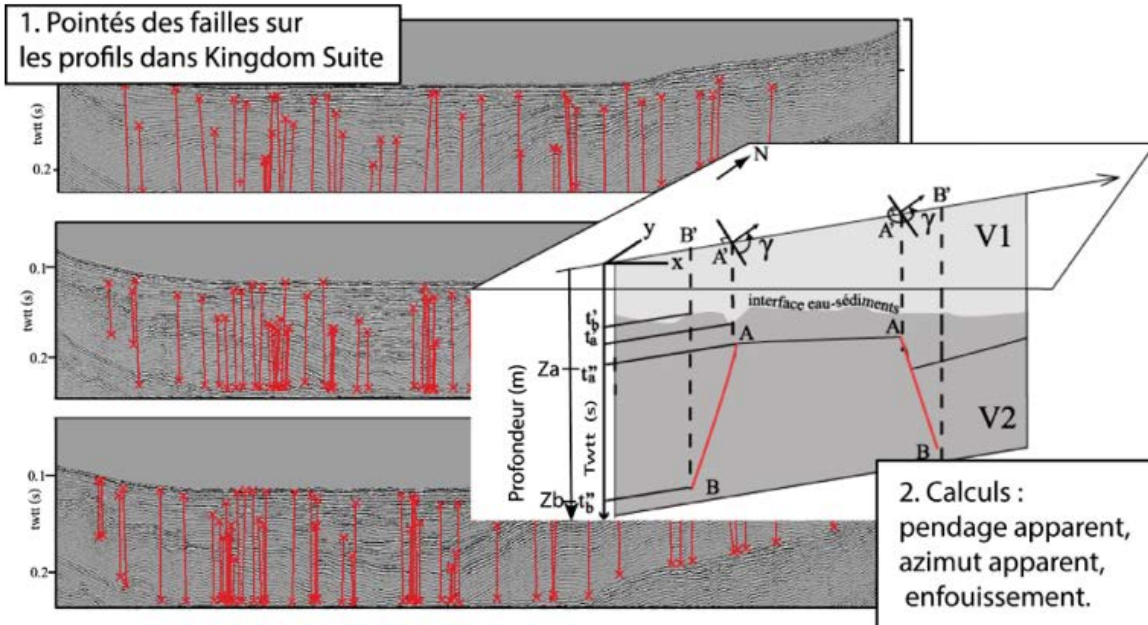
plus ou moins  $\pi$  selon le quadrant contenant la projection de segment dans le plan horizontal, avec  $x_i, y_i$  coordonnées du segment AB sur le plan horizontal. Le script calcule également le pendage apparent de la faille en utilisant une loi de vitesse simple. Cette loi de vitesse considère un milieu à deux couches. La couche 1 jusqu'au réflecteur du fond marin avec une vitesse  $V_1 = 1510 \text{m.s}^{-1}$  d'après les profils de vitesses de propagation des ondes compressives dans l'eau tirée des analyses réalisées durant la campagne MARLBORO-2, et une couche 2 avec une vitesse  $V_2 = 1600 \text{m.s}^{-1}$  pour l'ensemble des sédiments. Cette approximation est étayée par les travaux portant sur l'élasticité des sédiments marins. Par exemple, Dvorkin et al., (1999) montrent que le module d'élasticité global des sédiments marins varie en fonction de la porosité et de la saturation en eau. En deçà d'une porosité critique, situés entre 60 et 150m sous le plancher océanique, la vitesse de propagation des ondes P des sédiments varie entre  $1500 \text{m.s}^{-1}$  et  $1600 \text{m.s}^{-1}$  et tend vers la vitesse de propagation dans l'eau à mesure que l'épaisseur de sédiments diminue. La formule permettant de calculer la profondeur  $z_a$  d'un point A pour une loi de vitesse donnée est (Fig. B-2):

$$z_a = \frac{V_1}{2} t'_a + \frac{V_2}{2} (t''_a - t'_a)$$

avec  $t'_a$  en stwtt profondeur du réflecteur du fond marin à l'aplomb du point A, fourni par le pointé du réflecteur sur chaque profil et  $t''_a$  en stwtt profondeur du point A,  $z_a$  et  $z_b$  en m. Les coordonnées calculées des points permettent de déterminer le pendage apparent  $\theta$  avec la formule:

$$\theta = \text{asin} \frac{(z_a - z_b)}{\|\vec{AB}\|}$$

Des cartes illustrant les paramètres des pendages et azimuts apparents des failles et de profondeur d'enfouissement ont été produites (Chapitre 3).



**3. Intégration aux SIG**

Shape	x_seg	y_seg	t_seg	N° profil	Id. faille	Shot_point	Prof. bathy	z_en_m	Direc. pendage apparent	azimut apparent	Longeur faille	pendage	Enfouissement	
Point	418121.2	3903019.6	0.19319	37	86	4	0.108302	149.6785		217.442793	127.442703	88.224799	-12.823596	0.08489
Point	418583.8	3900930.9	0.12366	292	8	328	0.091051	94.8285		87.735869	357.735869	107.877965	-15.841105	0.03256
Point	416811.4	3903715.4	0.09257	36	43	535	0.091005	89.961		299.427456	209.427456	61.640292	-19.203508	0.00157
Point	431662.5	3910254.6	0.10591	327	1	837	0.106262	79.9445		124.816858	-34.816858	28.531933	-20.062305	-0.00039

**4. Cartographie de failles**

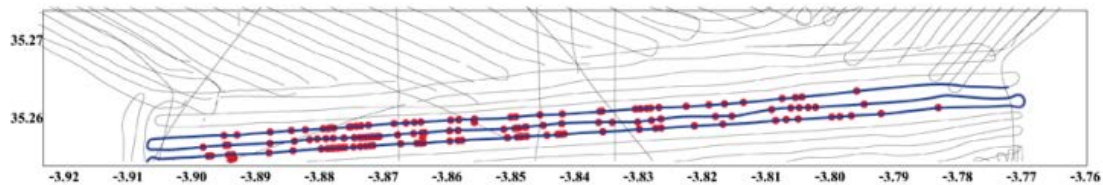


Figure B-14 : Processus de cartographie des failles.

**2. Données bathymétrie : méthode d'acquisition et traitement.**

La seconde méthode utilisée porte sur le traitement des données de bathymétrie de la campagne MARLBORO-2. L'acquisition des données de bathymétrie se fait grâce à un sondeur multifaisceaux (SMF) dit " petit fond ", c'est-à-dire calibré pour une gamme de profondeur du fond marin allant de 5 à 250m. Lors de l'acquisition le sondeur a été pour la première fois fixé au flanc babord du N/O Téthys II, à une perche reliée à un amortisseur réduisant les vibrations. Le sondeur multi-faisceaux enregistre une largeur de fauchée (16 sondes acoustiques) correspondant de 2 à 7 fois la profondeur du fond marin. La fauchée



utilisable était rarement supérieure à 55° en raison des bruits liés à l'hélice du navire, à la source sparker, et au spéculaire. Le traitement de la bathymétrie a été réalisé en utilisant le logiciel CARAÏBES : 330 kilomètres carrés de profils ont été traités.

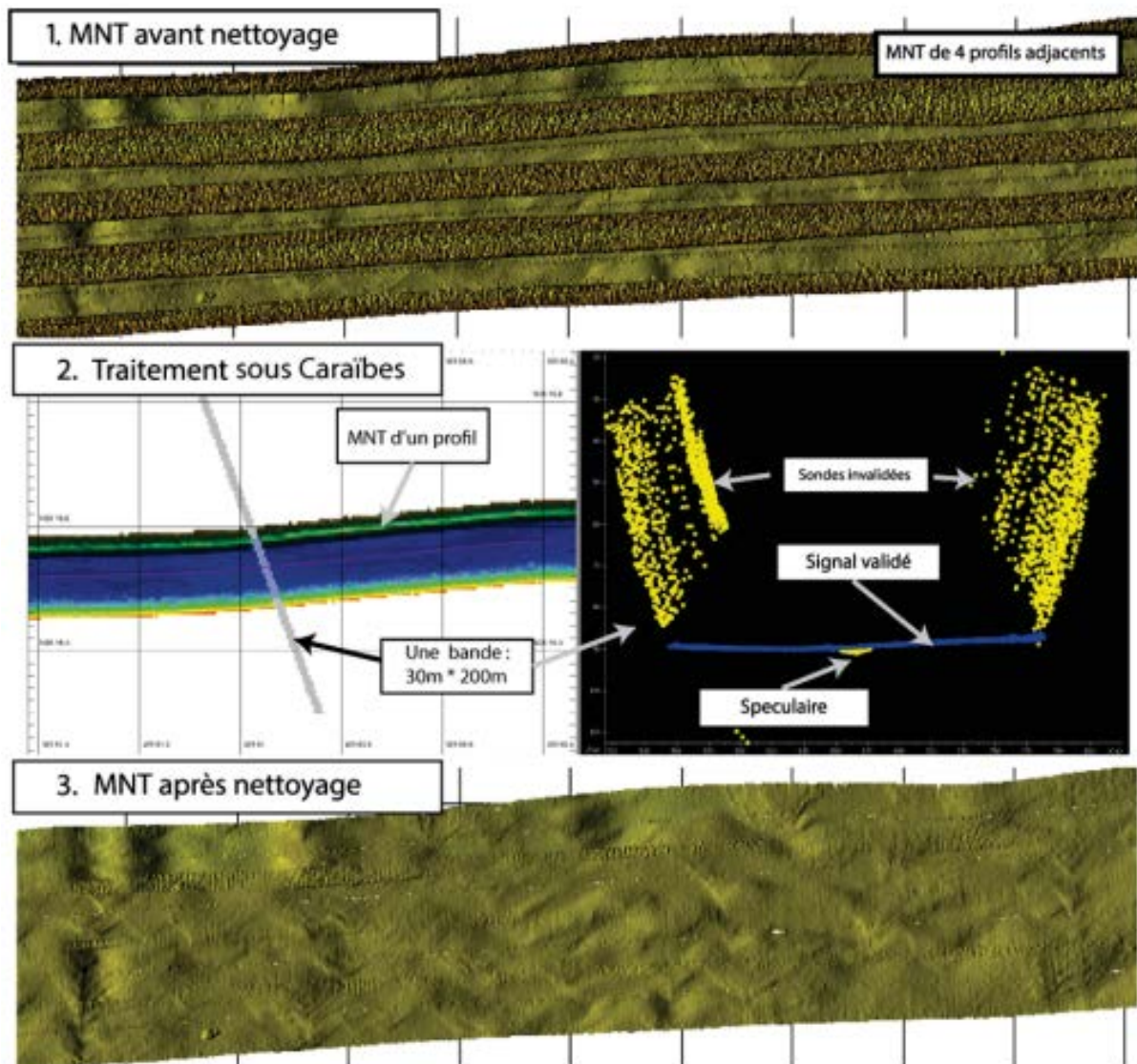


Figure B-2 : Chaîne de traitement de la bathymétrie multifaisceaux à partir des données brutes (1) traitées (2) jusqu'à l'obtention d'un MNT nettoyé (3).

La première partie du travail de traitement a consisté à contrôler visuellement et à nettoyer les profils tranche par tranche afin d'invalider les sondes erratiques (Fig. B-3). L'erreur sur la sonde augmente pour les faisceaux extrêmes ce qui diminue la précision du signal (Fig. B-3). Les faisceaux médians de la fauchée montrent un artefact appelé spéculaire. Cet artefact est dû à des problèmes de réflexion des sondes acoustiques à la verticale du transducteur. Quand il n'est pas enlevé, sur les cartes, le spéculaire produit des linéaments continus, parallèles entre les profils, aisément identifiés. Une fois l'invalidation des sondes réalisée pour chaque profil, le logiciel crée un MNT, d'une résolution horizontale de 5m et de résolution verticale

50cm, en moyennant la profondeur des sondes pour chaque maille du MNT. La qualité et le calage des profils sont contrôlés en croisant les profils, mais ne permettent pas d'écarter un profil déficient en cas de mauvaise mer ou de fort courant.

## 2.1. Morphométrie du fond de mer

Durant cette thèse nous avons produit plusieurs cartes interprétant les objets sédimentaires sur le fond de mer. Pour produire ces cartes nous avons utilisé les logiciels de SIG classique (ArcGIS, GlobalMapper). Cependant, par curiosité et la représentation des données en 2D et 3D, nous avons développé nos propres outils de calculs en se basant sur les programmes développés notamment pour l'armée Américaine (Young, 1978) et repris plus tard dans les logiciels de SIG (Wood 1996).

Dans les SIG, la caractérisation de la géomorphologie est obtenue par un calcul en chaque point du MNT de la surface quadratique passant par les huit points alentours (Fig. B-4). Les paramètres de cette surface quadratique permettent alors de calculer la plupart des paramètres morphologiques (pente, aspects, et courbures). Cependant ce calcul basé sur 9 points induit des erreurs numériques (Reuter et al. 2009; J. P. Wilson 2012; Wood 1996). Plus le nombre de points utilisés pour approximer la surface quadratique passant par le point centrale est grand, mieux la surface est décrite et l'erreur numérique faible.

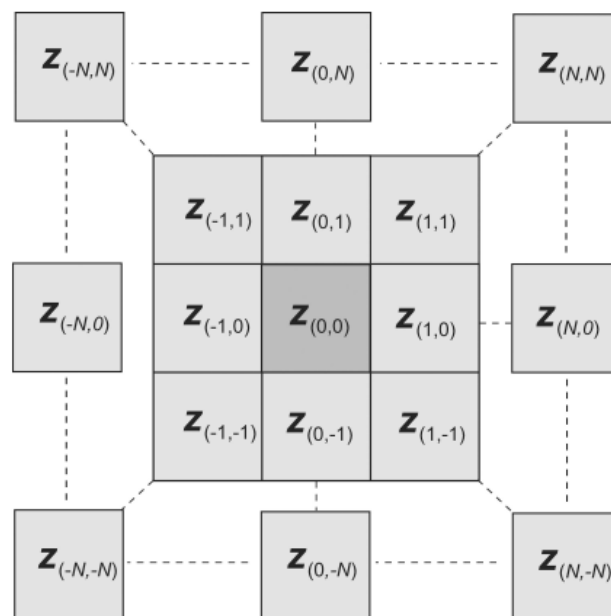


Figure B-4 : Grille de calcul utilisé en  $N=0$ , pour  $N-1$  point environnants (Wilson et al., 2007)

La caractérisation de surface quadratique passe par la résolution du système d'équation suivant, dans un repère cartésien, pour un point centré en X,Y et l'ensemble des points

distants du pas d'échantillonnage  $n$  de  $X-n$  à  $X+n$  et  $Y-n$  à  $Y+n$  en fonction des élévations  $z_{obs}$  observées à chaque point (Unwin 1975) :

$$\begin{bmatrix}
 N & \sum x_i & \sum y_i & \sum x_i^2 & \sum x_i y_i & \sum y_i^2 \\
 \sum x_i & \sum x_i^2 & \sum x_i y_i & \sum x_i^3 & \sum x_i^2 y_i & \sum x_i y_i^2 \\
 \sum y_i & \sum x_i y_i & \sum y_i^2 & \sum x_i^2 y_i & \sum x_i y_i^2 & \sum y_i^3 \\
 \sum x_i^2 & \sum x_i^3 & \sum x_i^2 y_i & \sum x_i^4 & \sum x_i^3 y_i & \sum x_i^2 y_i^2 \\
 \sum x_i y_i & \sum x_i^2 y_i & \sum x_i y_i^2 & \sum x_i^3 y_i & \sum (x_i y_i)^2 & \sum x_i y_i^3 \\
 \sum y_i^2 & \sum x_i y_i^2 & \sum y_i^3 & \sum x_i^2 y_i^2 & \sum x_i y_i^3 & \sum y_i^4
 \end{bmatrix}
 \begin{bmatrix}
 b_0 \\
 b_1 \\
 b_2 \\
 b_3 \\
 b_4 \\
 b_5
 \end{bmatrix}
 =
 \begin{bmatrix}
 \sum z_{obs_i} \\
 \sum z_{obs_i} \cdot x_i \\
 \sum z_{obs_i} \cdot y_i \\
 \sum z_{obs_i} \cdot x_i^2 \\
 \sum z_{obs_i} \cdot x_i y_i \\
 \sum z_{obs_i} \cdot y_i^2
 \end{bmatrix}$$

Pour obtenir les paramètres de la courbe quadratique  $b_0, b_1, b_2, b_3, b_4$  et  $b_5$  tel que  $z_{ti}$  au point  $X, Y$  égal :

$$z_{t_i} = b_0 + b_1 x_i + b_2 y_i + b_3 x_i^2 + b_4 x_i y_i + b_5 y_i^2$$

Les composantes des dérivées de cette surface selon  $X$  et  $Y$  permettent de calculer les différents paramètres de forme en chaque point (pentes, aspect et courbure), la dimension fractale ou encore le coefficient de cross-corrélation pour éliminer les *outliers* par exemple. Pour calculer le résultat nous utilisons un algorithme LUA pour diagonaliser la matrice et le solveur *mldivide* de Matlab.

Nous avons de plus intégré dans nos observation le *topographic position index* (TPI, Weiss, 2001) pour mettre en évidence les variations topographiques du fond marin. Cet index est utilisé pour caractériser les habitats coralliens ou les objets morphologique sur le fond de mer (Savini et al. 2014; Weiss 2001; M. F. J. Wilson et al. 2007). Il consiste à faire la différence d'élévation entre un point  $X, Y$  et des points environnants dans un rayon de recherche définie. L'utilité de la programmation de ces outils est essentiellement prospectif, il pourrait permettre en plus d'une réduction de l'erreur numérique, la manipulation et le croisement rapide des données à différentes échelles. Dans le futur, le développement du code pourrait permettre l'analyse statistique poussée de la morphologie du fond marin.

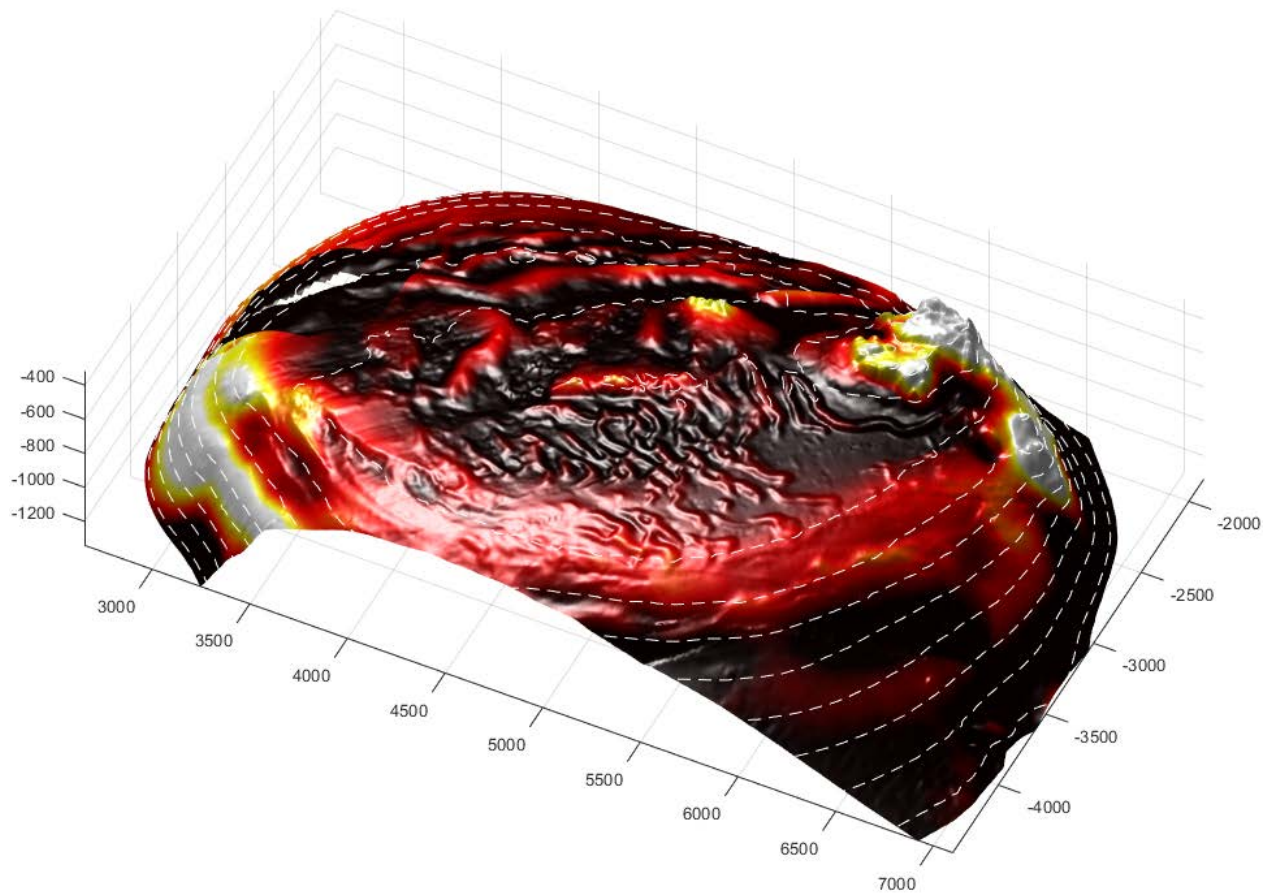


Figure B-5 : Visualisation du mont sous-marin Grand Tofino après utilisation d'un pas de 5 points pour résoudre l'équation de la surface quadratique à chaque point du MNT. La carte de couleur correspond à l'index TPI avec un rayon de recherche de 25m projeté sur la topographie de manière à caractériser la bordure de la plateforme et les hauts topographiques. Exagération verticale de 4.

# Bibliographie

- Abdalla, F., I. El Shamy, A. O. Bamoussa, A. Mansour, A. Mohamed, and M. Tahoon. 2014. "Flash Floods and Groundwater Recharge Potentials in Arid Land Alluvial Basins, Southern Red Sea Coast, Egypt." *International Journal of Geosciences* 05 (09): 971. doi:10.4236/ijg.2014.59083.
- Achalhi, Mohammed, Philippe Münch, Jean-Jacques Cornée, Ali Azdimoussa, Mihaela Melinte-Dobrinescu, Frédéric Quillévéré, Hara Drinia, et al. 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 (October): 131–52. doi:10.1016/j.palaeo.2016.06.040.
- Acremont, E. d', M. -A. Gutscher, A. Rabaute, B. Mercier de Lépinay, M. Lafosse, J. Poort, A. Ammar, et al. 2014. "High-Resolution Imagery of Active Faulting Offshore Al Hoceima, Northern Morocco." *Tectonophysics*. doi:10.1016/j.tecto.2014.06.008.
- Afiri, A., Gueydan, F., Pitra, P., Essaifi, A., Précigout, and J. 2011. "Oligo-Miocene Exhumation of the Beni-Bousera Peridotite through a Lithosphere-Scale Extensional Shear Zone." *Geodinamica Acta* 24 (February): 49–60. doi:10.3166/ga.24.49-60.
- Agard, P., J. Omrani, L. Jolivet, and F. Mouthereau. 2005. "Convergence History across Zagros (Iran): Constraints from Collisional and Earlier Deformation." *International Journal of Earth Sciences* 94 (3): 401–19. doi:10.1007/s00531-005-0481-4.
- Aït Brahim, L. 1985. "Migration Des Aires de Subsidence Maximum et Réorientation De La Direction Du Champ de Contrainte Dans Les Bassins Néogènes Du Maroc Septentrional." *Bulletin de l'Institut Scientifique, Rabat* 9: 89–96.
- Aït Brahim, L., and P. Chotin. 1990. "Oriental Moroccan Neogene Volcanism and Strike-Slip Faulting." *Journal of African Earth Sciences* 11 (3/4): 273–80.
- Ait Brahim, L., P. Chotin, S. Hinaj, A. Abdelouafi, A. El Adraoui, C. Nakcha, D. Dhont, et al. 2002. "Paleostress Evolution in the Moroccan African Margin from Triassic to Present." *Tectonophysics, Paleostresses and Tectonics in the Peri-Tethyan Margins*, 357 (1–4): 187–205. doi:10.1016/S0040-1951(02)00368-2.
- Aït Brahim, L., B. Tadili, C. Nakcha, I. Mouayn, M. Ramdani, M. Limouri, A. El Qadi, F. Sossey Alaoui, and M. Benhalima. 2004. "Using Active Faults and Seismicity for the Strong Motion Modeling in the Eastern Rif (Northern Morocco)." *Pure and Applied Geophysics* 161 (5–6): 1081–91. doi:10.1007/s00024-003-2487-9.
- Akoglu, A. M., Z. Cakir, M. Meghraoui, S. Belabbes, S. El Alami, S. Ergintav, and H.S. Akyüz. 2006. "The 1994–2004 Al Hoceima (Morocco) Earthquake Sequence: Conjugate Fault Ruptures Deduced from InSAR." *Earth and Planetary Science Letters* 252 (3–4): 467–80. doi:10.1016/j.epsl.2006.10.010.
- Allègre, Claude J. 1982. "Chemical Geodynamics." *Tectonophysics* 81 (3–4): 109–32. doi:10.1016/0040-1951(82)90125-1.
- Allen, Philip A., and John R. Allen. 2005. *Basin Analysis, Principles and Applications*. 2nd ed. Blackwell Publishing Ltd.
- Alonso, B., and A. Maldonado. 1992. "Plio-Quaternary Margin Growth Patterns in a Complex Tectonic Setting: Northeastern Alboran Sea." *Geo-Marine Letters* 12 (2–3): 137–143.
- Alvarez-Marrón, Joaquina, and others. 1999. "Pliocene to Holocene Structure of the Eastern Alboran Sea (Western Mediterranean)." In *Proceedings of the Ocean Drilling Program-Scientific Results*, 161:345–355. <http://digital.csic.es/handle/10261/17611>.
- Ammar, A., A. Mauffret, C. Gorini, and H. Jabour. 2007. "The Tectonic Structure of the Alboran Margin of Morocco." *Revista de La Sociedad Geológica de España* 20 (3–4): 247–271.
- Amos, C. L., and E. L. King. 1984. "Bedforms of the Canadian Eastern Seaboard: A Comparison with Global Occurrences." *Marine Geology* 57 (1–4): 167–208.
- Argus, Donald F., Richard G. Gordon, and Charles DeMets. 2011. "Geologically Current Motion of 56 Plates Relative to the No-Net-Rotation Reference Frame: NNR-MORVEL56." *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 12 (11): n/a-n/a. doi:10.1029/2011GC003751.
- Asebriy, L., J. Bourgois, T. E. Cherkaoui, and A. Azdimoussa. 1993. "Evolution Tectonique Récente de La Zone de Faille Du Nékor: Importance Paléogéographique et Structurale Dans Le Rif Externe, Maroc." *Journal of African Earth Sciences (and the Middle East)* 17 (1): 65–74.
- Asebriy, L., J. Bourgois, P. de Luca, and J. Butterlin. 1992. "Importance D'une Tectonique de Distension Pliocène Dans Le Rif Central (Maroc): La Nappe de Kétama Existe-T-Elle?" *Journal of African Earth Sciences (and the Middle East)* 15 (1): 49–57. doi:10.1016/0899-5362(92)90005-W.
- Asebriy, L., P. Luca, J. Bourgois, and P. Chotin. 1987. "Résédimentations D'âge Sénonien Dans Le Rif Central (Maroc): Conséquences Sur Les Divisions Paléogéographiques et Structurales de La Chaîne." *Journal of African Earth Sciences (1983)* 6 (1): 9–17.
- Augier, R., G. Booth-Rea, P. Agard, J.M. Martinez-Martinez, L. Jolivet, and J.M. Azanon. 2005. "Exhumation Constraints for the Lower Nevado-Filabride Complex (Betic Cordillera, SE Spain): A Raman Thermometry and Tweeku Multiequilibrium Thermobarometry Approach." *Bull. Soc. Géol. Fr* 176: 403–416.
- Augier, R., L. Jolivet, and C. Robin. 2005. "Late Orogenic Doming in the Eastern Betic Cordilleras: Final Exhumation of the Nevado-Filabride Complex and Its Relation to Basin Genesis." *Tectonics* 24: TC4003.
- Auzende, J.M., Rehault, J.P., Pastouret, L., Szep, B., Olivet, and J.L. 1975. "Les Bassins Sédimentaires de La Mer d'Alboran." *Bull. Soc. Géol. Fr* 17: 571 – 580.
- Avouac, J.P. 1993. "Analysis of Scarp Profiles: Evaluation of Errors in Morphologic Dating." *Journal of Geophysical Research* 98 (B4): 6745–54.
- Aydin, Atilla, and Richard A Schultz. 1990. "Effect of Mechanical Interaction on the Development of Strike-Slip Faults with Echelon Patterns." *Journal of Structural Geology* 12 (1): 123–29. doi:10.1016/0191-8141(90)90053-2.
- Azdimoussa, Ali, Bourgois, Jacques, Poupeau, Gérard, Montigny, and Raymond. 1998. "Histoire Thermique Du Massif de Kétama (Maroc): Sa Place En Afrique Du Nord et Dans Les Cordillères Bétiques." *Comptes Rendus de l'Académie Des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science* 326: 847–853. doi:10.1016/s1251-8050(98)80023-2.
- Azdimoussa, Ali, Gérard Poupeau, Halima REZQI, Lahcen ASEBRIY, Jacques BOURGOIS, and Lahsen AÏT BRAHIM. 2006. "Géodynamique Des Bordures Méridionales de La Mer d'Alboran; Application de La Stratigraphie Séquentielle Dans Le Bassin Néogène de Boudinar (Rif Oriental, Maroc)." *Bulletin de l'Institut Scientifique, Rabat*, no. 28: 9–18.
- Bache, F., Olivet, J.L., Gorini, C., Rabineau, et al. 2009. "Messinian Erosional and Salinity Crises: View from the Provence Basin (Gulf of Lions, Western Mediterranean)." *Earth and Planetary Science Letters* 286: 139–157.
- Bache, François, Speranta-Maria Popescu, Marina Rabineau, Christian Gorini, Jean-Pierre Suc, Georges Clauzon, Jean-Louis Olivet, et al. 2012. "A Two-Step Process for the Reflooding of the Mediterranean after the Messinian Salinity Crisis." *Basin Research* 24 (2): 125–53. doi:10.1111/j.1365-2117.2011.00521.x.
- Bajolet, Flora, Javier Galeano, Francesca Pucicciello, Monica Moroni, Ana-Maria Negredo, and Claudio Faccenna. 2012. "Continental Delamination: Insights from Laboratory Models." *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 13 (2): Q02009. doi:10.1029/2011GC003896.



- Balanya, J. C., Crespo-Blanc, A., Diaz-Azpiroz, M., Exposito, et al. 2012. "Arc-Parallel vs Back-Arc Extension in the Western Gibraltar Arc: Is the Gibraltar Forearc Still Active?" *Geologica Acta* 10 (September): 249+. doi:10.1344/105.000001771.
- Ballesteros, M., J. Rivera, A. Muñoz, A. Muñoz-Martín, J. Acosta, A. Carbó, and E. Uchupi. 2008. "Alboran Basin, Southern Spain—Part II: Neogene Tectonic Implications for the Orogenic Float Model." *Marine and Petroleum Geology* 25 (1): 75–101. doi:10.1016/j.marpetgeo.2007.05.004.
- Bárceñas, P., LM Fernández-Salas, and FJ Lobo. 2008. "Análisis Morfométrico de Las Ondulaciones Del Prodelta Del Río Adra (Almería, España)." *Trabajos de Geomorfología En España 2006-2008*, 351–54.
- Barcos, L., A. Jabaloy, A. Azdimousa, L. Asebriy, D. Gómez-Ortiz, M. J. Rodríguez-Peces, R. Tejero, and J. V. Pérez-Peña. 2014. "Study of Relief Changes Related to Active Doming in the Eastern Moroccan Rif (Morocco) Using Geomorphological Indices." *Journal of African Earth Sciences* 100: 493–509. doi:10.1016/j.jafrearsci.2014.07.014.
- Bargach, K., M. Benmakhlof, P. Ruano, A. Chabli, J. Galindo-Zaldívar, A. Chalouan, A. Jabaloy, M. Akil, M. Ahmamou, and C. Sanz de Galdeano. 2004. "Recent Tectonic Deformations and Stresses in the Frontal Part of the Rif Cordillera and the Saïss Basin (Fes and Rabat Regions, Morocco)." *Pure and Applied Geophysics* 161 (3): 521–40. doi:10.1007/s00024-003-2461-6.
- Barnes, Philip M., and Nicolas Pondard. 2010. "Derivation of Direct on-Fault Submarine Paleoearthquake Records from High-Resolution Seismic Reflection Profiles: Wairau Fault, New Zealand: SUBMARINE PALEOEARTHQUAKE RECORDS." *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 11 (11): n/a-n/a. doi:10.1029/2010GC003254.
- Barnes, Philip M., Rupert Sutherland, and Jean Delteil. 2005. "Strike-Slip Structure and Sedimentary Basins of the Southern Alpine Fault, Fiordland, New Zealand." *Geological Society of America Bulletin* 117 (3–4): 411–435.
- Bassetti, M. A., S. Berné, G. Jouet, M. Taviani, B. Dennielou, J.-A. Flores, A. Gaillot, R. Gelfort, S. Lafuerza, and N. Sultan. 2008. "The 100-Ka and Rapid Sea Level Changes Recorded by Prograding Shelf Sand Bodies in the Gulf of Lions (Western Mediterranean Sea): RAPID CYCLICITY IN SHOREFACE DEPOSITS (GULF OF LIONS)." *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 9 (11): n/a-n/a. doi:10.1029/2007GC001854.
- Bassetti, M.A., G. Jouet, F. Dufois, S. Berné, M. Rabineau, and M. Taviani. 2006. "Sand Bodies at the Shelf Edge in the Gulf of Lions (Western Mediterranean): Deglacial History and Modern Processes." *Marine Geology* 234 (1–4): 93–109. doi:10.1016/j.margeo.2006.09.010.
- Bauville, Arthur, and Stefan M. Schmalholz. 2015. "Transition from Thin- to Thick-Skinned Tectonics and Consequences for Nappe Formation: Numerical Simulations and Applications to the Helvetic Nappe System, Switzerland." *Tectonophysics* 665: 101–17. doi:10.1016/j.tecto.2015.09.030.
- Beauchamp, Weldon, Richard W. Allmendinger, Muawia Barazangi, Ahmed Demnati, Mohamed El Alji, and Mohammed Dahmani. 1999. "Inversion Tectonics and the Evolution of the High Atlas Mountains, Morocco, Based on a Geological-Geophysical Transect." *Tectonics* 18 (2): 163–84. doi:10.1029/1998TC900015.
- Bellahsen, N., L. Jolivet, O. Lacombe, M. Bellanger, A. Garcia, A. Boutoux, F. Moutherau, L. Le Pourhiet, and C. Gumiaux. 2012. "Mechanisms of Margin Inversion in the External Western Alps: Implications for Crustal Rheology." *Tectonophysics* 62–83: 560–61. doi:10.1016/j.tecto.2012.06.022.
- Benmakhlof, Mohamed, Jesús Galindo-Zaldívar, Ahmed Chalouan, Carlos Sanz de Galdeano, M'Fedal Ahmamou, and Angel Carlos López-Garrido. 2012. "Inversion of Transfer Faults: The Jebha-Chrafate Fault (Rif, Morocco)." *Journal of African Earth Sciences* 73–74: 33–43. doi:10.1016/j.jafrearsci.2012.07.003.
- Benmohammadi, Aïcha, Roger Griboulard, Bendahhou Zourarah, Christian Carruesco, Khalid Mehdi, Aziz Mridekh, Abderahmane El Moussaoui, Asmae Mhamdi Alaoui, Pierre Carbonel, and Laurent Londeix. 2007. "Hyperactive Neotectonic near the South Rifian Front: Lifted Late Quaternary Lagunal Deposits (Atlantic Morocco)." *Comptes Rendus Geoscience* 339 (13): 831–39. doi:10.1016/j.crte.2007.07.014.
- Benson, Richard H., Kruna Rakic-El Bied, and Gioacchino Bonaduce. 1991. "An Important Current Reversal (Influx) in the Rifian Corridor (Morocco) at the Tortonian-Messinian Boundary: The End of Tethys Ocean." *Paleoceanography* 6 (1): 165–92. doi:10.1029/90PA00756.
- Benzaggagh, Mohamed, Abdelkader Mokhtari, Philippe Rossi, André Michard, Abdelkader El Maz, Ahmed Chalouan, Omar Saddiqi, and Ech-Cherki Rjimati. 2014. "Oceanic Units in the Core of the External Rif (Morocco): Intramargin Hiatus or South-Tethyan Remnants?" *Journal of Geodynamics* 77: 4–21. doi:10.1016/j.jog.2013.10.003.
- Berggren, W. A., and C. D. Hollister. 1977. "Plate Tectonics and Paleocirculation — Commotion in the Ocean." *Tectonophysics, Present State of Plate Tectonics*, 38 (1): 11–48. doi:10.1016/0040-1951(77)90199-8.
- Bezada, M.J., E.D. Humphreys, D.R. Toomey, M. Harnafi, J.M. Dávila, and J. Gallart. 2013. "Evidence for Slab Rollback in Westernmost Mediterranean from Improved Upper Mantle Imaging." *Earth and Planetary Science Letters* 368: 51–60. doi:10.1016/j.epsl.2013.02.024.
- Bezzeghoud, M., and E. Buforn. 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 (2): 359–372.
- Biggs, J., E. Bergman, B. Emmerson, G. J. Funning, J. Jackson, B. Parsons, and T. J. Wright. 2006. "Fault Identification for Buried Strike-Slip Earthquakes Using InSAR: The 1994 and 2004 Al Hoceima, Morocco Earthquakes." *Geophysical Journal International* 166 (3): 1347–62. doi:10.1111/j.1365-246X.2006.03071.x.
- Billi, Andrea, Claudio Faccenna, Olivier Bellier, Liliana Minelli, Giancarlo Neri, Claudia Piromallo, Debora Presti, Davide Scrocca, and Enrico Serpelloni. 2011. "Recent Tectonic Reorganization of the Nubia-Eurasia Convergent Boundary Heading for the Closure of the Western Mediterranean." *Bulletin de La Societe Geologique de France* 182 (4): 279–303. doi:10.2113/gssgfbull.182.4.279.
- Bird, P. 2003. "An Updated Digital Model of Plate Boundaries." *Geochem. Geophys. Geosyst.* 4: 1027. doi:10.1029/2001gc000252.
- Bonini, Marco, Federico Sani, and Benedetta Antonielli. 2012. "Basin Inversion and Contractional Reactivation of Inherited Normal Faults: A Review Based on Previous and New Experimental Models." *Tectonophysics* 522–523: 55–88. doi:10.1016/j.tecto.2011.11.014.
- Bonneau, Lucile, Stéphane J. Jorry, Samuel Toucanne, Jacinto, and Laurent Emmanuel. 2014. "Millennial-Scale Response of a Western Mediterranean River to Late Quaternary Climate Changes: A View from the Deep Sea." *The Journal of Geology* 122 (6): 687–703. doi:10.1086/677844.
- Booth-Rea, G., J.M. Azanon, V. Garcia-Duenas, and R. Augier. 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 (September): 751–761. doi:10.1016/s1631-0713(03)00121-4.
- Booth-Rea, G., Azanon, J.M., Garcia-Duenas, V., Augier, R., Sanchez-Gomez, and M. 2003. "A 'core-Complex-like Structure' Formed by Superimposed Extension, Folding and High-Angle Normal Faulting. The Santi Petri Dome (Western Betics, Spain)." *C.R. Geosciences* 335: 265–274.
- Booth-Rea, G., J.M. Azanon, J.M. Martinez-Martinez, O. Vidal, and V. Garcia-Duenas. 2005. "Contrasting Structural and P-T Evolution of Tectonic Units in the Southeastern Betics: Key for Understanding the Exhumation of the Alboran Domain HP/LT Crustal Rocks (Western Mediterranean)." *Tectonics* 27: TC2009.

- Booth-Rea, G., C. R. Ranero, J. M. Martínez-Martínez, and I. Grevemeyer. 2007. "Crustal Types and Tertiary Tectonic Evolution of the Alborán Sea, Western Mediterranean: ALBORÁN SEA CRUSTAL TYPES." *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 8 (10): n/a-n/a. doi:10.1029/2007GC001639.
- Booth-Rea, Guillermo, José-Miguel Azañón, Antonio Azor, and Víctor García-Dueñas. 2004. "Influence of Strike-Slip Fault Segmentation on Drainage Evolution and Topography. A Case Study: The Palomares Fault Zone (Southeastern Betics, Spain)." *Journal of Structural Geology* 26 (9): 1615–32. doi:10.1016/j.jsg.2004.01.007.
- Booth-Rea, Guillermo, Antonio Jabaloy-Sánchez, Ali Azdimousa, Lahcen Asebriy, Mercedes Vázquez Vilchez, and José Miguel Martínez-Martínez. 2012. "Upper-Crustal Extension during Oblique Collision: The Tamsamane Extensional Detachment (Eastern Rif, Morocco): The Tamsamane Extensional Detachment (Eastern Rif, Morocco)." *Terra Nova* 24 (6): 505–12. doi:10.1111/j.1365-3121.2012.01089.x.
- Bourgeois, J., A. Mauffret, A. Ammar, and A. Demnati. 1992. "Multichannel Seismic Data Imaging of Inversion Tectonics of the Alboran Ridge (Western Mediterranean Sea)." *Geo-Marine Letters* 12 (2–3): 117–122.
- Bouskri, Ghizlane, Mohammed Elabbassi, Abdellah Ammar, Driss El Ouai, and Mimoun Harnafi. 2016. "Seismic Reflection Imaging of Active Faults and Their Tectonic Behavior in the Northern Moroccan Margin. Is the Nekor Fault a Pure Strike-Slip Fault?" *Arabian Journal of Geosciences* 9 (15): 666. doi:10.1007/s12517-016-2691-4.
- Bousquet, J. C. 1979. "Quaternary Strike-Slip Faults in Southeastern Spain." *Tectonophysics* 52 (1–4): 277–286.
- Bouybaouene, Mohamed, Andre Michard, and Bruno Goffe. 1998. "High-Pressure Granulites on Top of the Beni Bousera Peridotites, Rif Belt, Morocco; a Record of an Ancient Thickened Crust in the Alboran Domain." *Bulletin de La Societe Geologique de France* 169 (2): 153–62.
- Brothers, D. S., N. W. Driscoll, G. M. Kent, A. J. Harding, J. M. Babcock, and R. L. Baskin. 2009. "Tectonic Evolution of the Salton Sea Inferred from Seismic Reflection Data." *Nature Geoscience* 2 (8): 581–84. doi:10.1038/ngeo590.
- Buform, E., Udias, A., Madariaga, and R. 1991. "Intermediate and Deep Earthquakes in Spain." *Pure and Applied Geophysics* 136: 375–393. doi:10.1007/bf00878576.
- Buiter, Susanne J. H., and O. Adrian Pfiffner. 2003. "Numerical Models of the Inversion of Half-Graben Basins." *Tectonics* 22 (5): 1057. doi:10.1029/2002TC001417.
- Buiter, Susanne J. H., O. Adrian Pfiffner, and Christopher Beaumont. 2009. "Inversion of Extensional Sedimentary Basins: A Numerical Evaluation of the Localisation of Shortening." *Earth and Planetary Science Letters* 288 (3–4): 492–504. doi:10.1016/j.epsl.2009.10.011.
- Burbank, Douglas W., John Leland, Eric Fielding, Robert S. Anderson, Nicholas Brozovic, Mary R. Reid, and Christopher Duncan. 1996. "Bedrock Incision, Rock Uplift and Threshold Hillslopes in the Northwestern Himalayas." *Nature* 379 (6565): 505–10. doi:10.1038/379505a0.
- Butler, Robert W. H., Enrico Tavarnelli, and Mario Grasso. 2006. "Structural Inheritance in Mountain Belts: An Alpine–Apennine Perspective." *Journal of Structural Geology*, Tectonic inversion and structural inheritance in mountain belts, 28 (11): 1893–1908. doi:10.1016/j.jsg.2006.09.006.
- Cakir, Z., M. Meghraoui, A. M. Akoglu, N. Jabour, S. Belabbes, and L. Ait-Brahim. 2006. "Surface Deformation Associated with the Mw 6.4, 24 February 2004 Al Hoceima, Morocco, Earthquake Deduced from InSAR: Implications for the Active Tectonics along North Africa." *Bulletin of the Seismological Society of America* 96 (1): 59–68. doi:10.1785/0120050108.
- Calais, E., DeMets, C., Nocquet, and J.M. 2003. "Evidence for a Post-3.16-Ma Change in Nubia-Eurasia-North America Plate Motions?" *Earth and Planetary Science Letters* 216: 81–92.
- Calvert, A., F. Gomez, D. Seber, M. Barazangi, N. Jabour, A. Ibenbrahim, and A. Demnati. 1997. "An Integrated Geophysical Investigation of Recent Seismicity in the Al-Hoceima Region of North Morocco." *Bulletin of the Seismological Society of America* 87 (3): 637–651.
- Calvert, A., Sandvol, E., Seber, D., Barazangi, et al. 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.
- Cameselle, Alejandra L., and Roger Urgeles. 2016. "Large-Scale Margin Collapse during Messinian Early Sea-Level Drawdown: The SW Valencia Trough, NW Mediterranean." *Basin Research*, January, n/a-n/a. doi:10.1111/br.12170.
- Camoin, Gilbert F., Claire Sear, Pierre Deschamps, Jody M. Webster, Elizabeth Abbey, Juan C. Braga, Yasufumi Iryu, et al. 2012. "Reef Response to Sea-Level and Environmental Changes during the Last Deglaciation: Integrated Ocean Drilling Program Expedition 310, Tahiti Sea Level." *Geology* 40 (7): 643–46. doi:10.1130/G32057.1.
- Campillo, A. C., A. Maldonado, and A. Mauffret. 1992. "Stratigraphic and Tectonic Evolution of the Western Alboran Sea: Late Miocene to Recent." *Geo-Marine Letters* 12 (2–3): 165–172.
- Capella, Walter, Liviu Matenco, Evelina Dmitrieva, Wilmer M. J. Roest, Suzanne Hessels, Mohamed Hssain, Abdelwahid Chakor-Alami, Francisco J. Sierro, and Wout Krijgsman. 2017. "Thick-Skinned Tectonics Closing the Rifian Corridor." *Tectonophysics*. Accessed January 17. doi:10.1016/j.tecto.2016.09.028.
- Carretier, S., J. F. Ritz, J. Jackson, and A. Bayasgalan. 2002. "Morphological Dating of Cumulative Reverse Fault Scarps: Examples from the Gurvan Bogd Fault System, Mongolia." *Geophysical Journal International* 148 (2): 256–277.
- Cartigny, Matthieu J.B., Dario Ventrà, George Postma, and Jan H. van Den Berg. 2014. "Morphodynamics and Sedimentary Structures of Bedforms under Supercritical-Flow Conditions: New Insights from Flume Experiments." *Sedimentology* 61 (3): 712–48. doi:10.1111/sed.12076.
- Casalbore, D., F. Falese, E. Martorelli, C. Romagnoli, and F. L. Chiocci. 2016. "Submarine Depositional Terraces in the Tyrrhenian Sea as a Proxy for Paleo-Sea Level Reconstruction: Problems and Perspective." *Quaternary International*. doi:10.1016/j.quaint.2016.02.027.
- Castelltort, Sébastien, and Jean Van Den Driessche. 2003. "How Plausible Are High-Frequency Sediment Supply-Driven Cycles in the Stratigraphic Record?" *Sedimentary Geology* 157 (1–2): 3–13. doi:10.1016/S0037-0738(03)00066-6.
- Cattaneo, Antonio, Annamaria Correggiari, Tania Marsset, Yannick Thomas, Bruno Marsset, and Fabio Trincardi. 2004. "Seafloor Undulation Pattern on the Adriatic Shelf and Comparison to Deep-Water Sediment Waves." *Marine Geology* 213 (1–4): 121–48. doi:10.1016/j.margeo.2004.10.004.
- Cattaneo, Antonio, and Ron J. Steel. 2003a. "Transgressive Deposits: A Review of Their Variability." *Earth-Science Reviews* 62 (3–4): 187–228. doi:10.1016/S0012-8252(02)00134-4.
- Catuneanu, O., V. Abreu, J.P. Bhattacharya, M.D. Blum, R.W. Dalrymple, P.G. Eriksson, C.R. Fielding, et al. 2009. "Towards the Standardization of Sequence Stratigraphy." *Earth-Science Reviews* 92 (1–2): 1–33. doi:10.1016/j.earscirev.2008.10.003.
- Catuneanu, Octavian. 2002. "Sequence Stratigraphy of Clastic Systems: Concepts, Merits, and Pitfalls." *Journal of African Earth Sciences* 35 (1): 1–43. doi:10.1016/S0899-5362(02)00004-0.

- Catuneanu, Octavian, William E. Galloway, Christopher G. St. C. Kendall, Andrew D. Miall, Henry W. Posamentier, André Strasser, and Maurice E. Tucker. 2011. "Sequence Stratigraphy: Methodology and Nomenclature." *Newsletters on Stratigraphy* 44 (3): 173–245. doi:10.1127/0078-0421/2011/0011.
- Chalouan, A., Galindo-Zaldivar, J., Akil, M., Marin, et al. 2006. "Tectonic Wedge Escape in the Southwestern Front of the Rif Cordillera (Morocco)." In *Tectonics of the Western Mediterranean and North Africa*, edited by MORATTI, G. & CHALOUAN, and A. (eds), 262:101–118. London: Geological Society of London.
- Chalouan, A., and A. Michard. 2004. "The Alpine Rif Belt (Morocco): A Case of Mountain Building in a Subduction-Subduction-Transform Fault Triple Junction." *Pure and Applied Geophysics* 161 (3): 489–519. doi:10.1007/s00024-003-2460-7.
- Chalouan, A., A. El MRIHI, Kh El KADIRI, A. Bahmad, F. Salhi, and R. Hila. 2006. "Mauretanian Flysch Nappe in the Northwestern Rif Cordillera (Morocco): Deformation Chronology and Evidence for a Complex Nappe Emplacement." *Geological Society, London, Special Publications* 262 (1): 161–75. doi:10.1144/GSL.SP.2006.262.01.10.
- Chalouan, A., Saji, R., Michard, A., Bally, and 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 (July): 1161–1184.
- Chalouan, Ahmed, and André Michard. 1990. "The Ghomarides Nappes, Rif Coastal Range, Morocco: A Variscan Chip in the Alpine Belt." *Tectonics* 9: 1565–1583. doi:10.1029/TC009i006p01565.
- Chalouan, Ahmed, André Michard, Khalil EL KADIRI, F. Negro, Dominique Frizon de Lamotte, J. I. Soto, and Omar Saddiqi. 2008. "The Rif Belt." In *Continental Evolution: The Geology of Morocco*, Springer Berlin Heidelberg., 203–302.
- Chalouan, Ahmed, Andre Michard, Hugues Feinberg, Raymond Montigny, and Omar Saddiqi. 2001. "The Rif Mountain Building (Morocco); a New Tectonic Scenario." *Bulletin de La Societe Geologique de France* 172 (5): 603–16. doi:10.2113/172.5.603.
- Chalouan, Ahmed, A. Ouazani-Touhami, L. Mouhir, R. Saji, and Mohamed Benmakhlof. 1995. "Les Failles Normales À Faible Pendage Du Rif Interne (Maroc) et Leur Effet Sur L'amincissement Crustal Du Domaine d'Alboran." *Geogaceta* 17: 107–9.
- Chappell, John. 2002. "Sea Level Changes Forced Ice Breakouts in the Last Glacial Cycle: New Results from Coral Terraces." *Quaternary Science Reviews* 21 (10): 1229–1240.
- Cherkaoui, Taj-Eddine, and Mimoun Harnafi. 2004. "LE SÉISMED'AL-HOCEIMA DU 24 FEVRIER 2004 : Rapport Préliminaire de Mission Du 3 Au 7 Mars 2004." Agdal: Université Mohammed V - Agdal Institut Scientifique.
- Chertova, M.V., W. Spakman, T. Geenen, A.P. van den Berg, and D.J.J. van Hinsbergen. 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*, June, n/a-n/a. doi:10.1002/2014JB011150.
- Chiocci, F. L. 1994. "Very High-Resolution Seismics as a Tool for Sequence Stratigraphy Applied to Outcrop Scale--Examples from Eastern Tyrrhenian Margin Holocene/Pleistocene Deposits." *AAPG Bulletin* 78 (3): 378–95.
- Chiocci, F. L., and A. R. Chivas. 2014. *Continental Shelves of the World: Their Evolution During the Last Glacio-Eustatic Cycle*. Geological Society of London.
- Chiocci, F. L., G. Ercilla, and J. Torre. 1997. "Stratal Architecture of Western Mediterranean Margins as the Result of the Stacking of Quaternary Lowstand Deposits below 'glacio-Eustatic Fluctuation Base-Level.'" *Sedimentary Geology* 112 (3): 195–217.
- Chiocci, F. L., and Allan R. Chivas. 2014. "Chapter 1 An Overview of the Continental Shelves of the World." *Geological Society, London, Memoirs* 41 (1): 1–5. doi:10.1144/M41.1.
- Chiocci, Francesco L., and Luciana Orlando. 1996. "Lowstand Terraces on Tyrrhenian Sea Steep Continental Slopes." *Marine Geology* 134 (1–2): 127–43. doi:10.1016/0025-3227(96)00023-0.
- Christie-Blick, Nicholas. 1985. "Deformation and Basin Formation along Strike-Slip Faults." [http://archives.datapages.com/data/sepm\\_sp/SP37/Deformation\\_and\\_Basin\\_Formation\\_Along.pdf](http://archives.datapages.com/data/sepm_sp/SP37/Deformation_and_Basin_Formation_Along.pdf).
- Chu, Dezhi, and Richard G. Gordon. 1999. "Evidence for Motion between Nubia and Somalia along the Southwest Indian Ridge." *Nature* 398 (6722): 64–67. doi:10.1038/18014.
- Comas, M. C., Víctor García-Dueñas, and M. J. Jurado. 1992. "Neogene Tectonic Evolution of the Alboran Sea from MCS Data." *Geo-Marine Letters* 12 (2–3): 157–164.
- Comas, M. C., J. P. Platt, J. I. Soto, and A. B. Watts. 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.
- Cornée, J. J., Ferrandini, M., Saint Martin, J. P., Münch, et al. 2006. "The Late Messinian Erosional Surface and the Subsequent Reflooding in the Mediterranean: New Insights from the Melilla–Nador Basin (Morocco)." *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 230: 129–154. doi:10.1016/j.palaeo.2005.07.011.
- Cornée, Jean-Jacques, Philippe Münch, Mohammed Achalhi, Gilles Merzeraud, Ali Azdimousa, Frédéric Quillévéré, Mihaela Melinte-Dobrinescu, et al. 2016. "The Messinian Erosional Surface and Early Pliocene Reflooding in the Alboran Sea: New Insights from the Boudinar Basin, Morocco." *Sedimentary Geology* 333 (March): 115–29. doi:10.1016/j.sedgeo.2015.12.014.
- Cornée, Jean-Jacques, Philippe Münch, Mihaela Melinte-Dobrinescu, Abdelkhalak Ben Moussa, Frédéric Quillévéré, Hara Drinia, Ali Azdimousa, et al. 2014. "The Early Pliocene Reflooding in the Western Mediterranean: New Insights from the Rias of the Internal Rif, Morocco." *Comptes Rendus Geoscience* 346 (3–4): 90–98. doi:10.1016/j.crte.2014.03.002.
- Cornée, Jean-Jacques, Jean-Paul Saint Martin, Gilles Conesa, Philippe Münch, Jean-Pierre André, Simona Saint Martin, and Stefan Roger. 2004. "Correlations and Sequence Stratigraphic Model for Messinian Carbonate Platforms of the Western and Central Mediterranean." *International Journal of Earth Sciences*. doi:10.1007/s00531-004-0400-0.
- Crespo-Blanc, A., Orozco, M., Esteban, Garcia-Duenas, and V. 1994. "Extension versus Compression during the Miocene Tectonic Evolution of the Betic Chain. Late Folding of Normal Fault Systems." *Tectonics* 13: 78–88.
- Crespo-Blanc, Ana, Menchu Comas, and Juan Carlos Balanyá. 2016. "Clues for a Tortonian Reconstruction of the Gibraltar Arc: Structural Pattern, Deformation Diachronism and Block Rotations." *Tectonophysics*. doi:10.1016/j.tecto.2016.05.045.
- Crutchley, Gareth J., Christian Berndt, Dirk Klaeschen, and Doug G. Masson. 2011. "Insights into Active Deformation in the Gulf of Cadiz from New 3-D Seismic and High-Resolution Bathymetry Data: ACTIVE DEFORMATION IN THE GULF OF CADIZ." *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 12 (7): n/a-n/a. doi:10.1029/2011GC003576.
- Cunha, T. A., L. M. Matias, P. Terrinha, A. M. Negro, F. Rosas, R. M. S. Fernandes, and L. M. Pinheiro. 2012. "Neotectonics of the SW Iberia Margin, Gulf of Cadiz and Alboran Sea: A Reassessment Including Recent Structural, Seismic and Geodetic Data: Neotectonics SW Iberia-Gulf of Cadiz-Alboran." *Geophysical Journal International* 188 (3): 850–72. doi:10.1111/j.1365-246X.2011.05328.x.
- Cunningham, W. D., and P. Mann. 2007. "Tectonics of Strike-Slip Restraining and Releasing Bends." *Geological Society, London, Special Publications* 290 (1): 1–12. doi:10.1144/SP290.1.
- Custódio, Susana, Vânia Lima, Dina Vales, Simone Cesca, and Fernando Carrilho. 2016. "Imaging Active Faulting in a Region of Distributed Deformation from the Joint Clustering of Focal Mechanisms and Hypocentres: Application to the Azores–western Mediterranean Region." *Tectonophysics* 676: 70–89. doi:10.1016/j.tecto.2016.03.013.

- D. C. P. Peacock (2), D. J. Sanders. 1994. "Geometry and Development of Relay Ramps in Normal Fault Systems." *AAPG Bulletin* 78. doi:10.1306/BDF9046-1718-11D7-8645000102C1865D.
- D'Acremont, E., Belén Alonso, Gemma Ercilla, Marlboro Team, and Saras Team. 2012. "Preliminary Results of the Marlboro and SARAS Surveys: Past and Present Active Sedimentation and Tectonics in the South Alboran Sea." <http://digital.csic.es/handle/10261/92013>.
- Dawers, Nancye H., and Mark H. Anders. 1995. "Displacement-Length Scaling and Fault Linkage." *Journal of Structural Geology* 17 (5): 607–14. doi:10.1016/0191-8141(94)00091-D.
- De Larouzière, F.D., J. Bolze, P. Bordet, J. Hernandez, C. Montenat, and P. Ott d'Estevou. 1988. "The Betic Segment of the Lithospheric Trans-Alboran Shear Zone during the Late Miocene." *Tectonophysics* 152 (1): 41–52.
- De Vicente, G., J. L. Giner, A. Muñoz-Martín, J. M. González-Casado, and R. Lindo. 1996. "Determination of Present-Day Stress Tensor and Neotectonic Interval in the Spanish Central System and Madrid Basin, Central Spain." *Tectonophysics, Dynamics of Extensional Basins and Inversion Tectonics*, 266 (1–4): 405–24. doi:10.1016/S0040-1951(96)00200-4.
- Decker, K., H. Peresson, and R. Hinsch. 2005. "Active Tectonics and Quaternary Basin Formation along the Vienna Basin Transform Fault." *Quaternary Science Reviews* 24 (3–4): 305–20. doi:10.1016/j.quascirev.2004.04.012.
- DeMets, C., R. G. Gordon, D. F. Argus, and S. Stein. 1990. "Current Plate Motions." *Geophysical Journal International* 101 (2): 425–78. doi:10.1111/j.1365-246X.1990.tb06579.x.
- DeMets, C., G. Iaffaldano, and S. Merkouriev. 2015. "High-Resolution Neogene and Quaternary Estimates of Nubia-Eurasia-North America Plate Motion." *Geophysical Journal International* 203 (1): 416–27. doi:10.1093/gji/ggv277.
- Denniellou, Bernard, Laurent Jallet, Nabil Sultan, Gwenaél Jouet, Pierre Giresse, Michel Voisset, and Serge Berné. 2009. "Post-Glacial Persistence of Turbiditic Activity within the Rhône Deep-Sea Turbidite System (Gulf of Lions, Western Mediterranean): Linking the Outer Shelf and the Basin Sedimentary Records." *Marine Geology* 257 (1–4): 65–86. doi:10.1016/j.margeo.2008.10.013.
- Derder, M. E. M., B. Henry, S. Maouche, B. Bayou, M. Amenna, J. Besse, M. Bessedik, D. Belhai, and M. Ayache. 2013. "Transpressive Tectonics along a Major E–W Crustal Structure on the Algerian Continental Margin: Blocks Rotations Revealed by a Paleomagnetic Analysis." *Tectonophysics* 593: 183–92. doi:10.1016/j.tecto.2013.03.007.
- Deschamps, Pierre, Nicolas Durand, Edouard Bard, Bruno Hamelin, Gilbert Camoin, Alexander L. Thomas, Gideon M. Henderson, Jun 'ichi Okuno, and Yusuke Yokoyama. 2012. "Ice-Sheet Collapse and Sea-Level Rise at the Bolling Warming 14,600 Years Ago." *Nature* 483 (7391): 559–64. doi:10.1038/nature10902.
- Dewey, J. F., R. E. Holdsworth, and R. A. Strachan. 1998. "Transpression and Transtension Zones." *Geological Society, London, Special Publications* 135 (1): 1–14. doi:10.1144/GSL.SP.1998.135.01.01.
- Dewey, John F. 2002. "Transtension in Arcs and Orogens." *International Geology Review* 44 (5): 402–39. doi:10.2747/0020-6814.44.5.402.
- Díaz, J., A. Gil, R. Carbonell, J. Gallart, and M. Harnafi. 2016. "Constraining the Crustal Root Geometry beneath Northern Morocco." *Tectonophysics*, SI:Deep Seismix, 689 (October): 14–24. doi:10.1016/j.tecto.2015.12.009.
- Dillon, William P., James M. Robb, H. Gary Greene, and Juan Carlos Lucena. 1980. "Evolution of the Continental Margin of Southern Spain and the Alboran Sea." *Marine Geology* 36 (3): 205–26. doi:10.1016/0025-3227(80)90087-0.
- Do Couto, Damien. 2014. "Evolution géodynamique de la mer d'Alboran par l'étude des bassins sédimentaires." Paris, FRANCE: Université Pierre et Marie Curie.
- Do Couto, Damien, Christian Gorini, Laurent Jolivet, Noémie Lebre, Romain Augier, Charles Gumiaux, Elia d'Acremont, Abdellah Ammar, Haddou Jabour, and Jean-Luc Auxietre. 2016. "Tectonic and Stratigraphic Evolution of the Western Alboran Sea Basin in the Last 25 Myrs." *Tectonophysics* 677–678: 280–311. doi:10.1016/j.tecto.2016.03.020.
- Do Couto, Damien, Charles Gumiaux, Romain Augier, Noémie Lebre, Nicolas Folcher, Gwenaél Jouannic, Laurent Jolivet, Jean-Pierre Suc, and Christian Gorini. 2014. "Tectonic Inversion of an Asymmetric Graben: Insights from a Combined Field and Gravity Survey in the Sorbas Basin." *Tectonics* 33 (7): 2013TC003458. doi:10.1002/2013TC003458.
- Docherty, Craig, and Enric Banda. 1995. "Evidence for the Eastward Migration of the Alboran Sea Based on Regional Subsidence Analysis: A Case for Basin Formation by Delamination of the Subcrustal Lithosphere?" *Tectonics* 14 (4): 804–18. doi:10.1029/95TC00501.
- Droxler, André W., and Stéphane J. Jorry. 2013. "Deglacial Origin of Barrier Reefs Along Low-Latitude Mixed Siliciclastic and Carbonate Continental Shelf Edges." *Annual Review of Marine Science* 5 (1): 165–90. doi:10.1146/annurev-marine-121211-172234.
- Duggen, S., K. Hoernle, P. van den Bogaard, L. Rüpke, and J.P. Morgan. 2003. "Deep Roots of the Messinian Salinity Crisis." *Nature* 422: 602–606.
- Duggen, S., K. Hoernle, A. Klügel, J. Geldmacher, M. Thirlwall, F. Hauff, D. Lowry, and N. Oates. 2008. "Geochemical Zonation of the Miocene Alborán Basin Volcanism (Westernmost Mediterranean): Geodynamic Implications." *Contributions to Mineralogy and Petrology* 156 (5): 577–93. doi:10.1007/s00410-008-0302-4.
- Duggen, Svend, Kaj Hoernle, Paul van den Bogaard, and Chris Harris. 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 (1–2): 91–108. doi:10.1016/S0012-821X(03)00632-0.
- Durán, Ruth, Miquel Canals, José Luis Sanz, Galderic Lastras, David Amblas, and Aaron Micallef. 2014. "Morphology and Sediment Dynamics of the Northern Catalan Continental Shelf, Northwestern Mediterranean Sea." *Geomorphology* 204 (January): 1–20. doi:10.1016/j.geomorph.2012.10.004.
- Dziewonski, A. M., T.-A. Chou, and J. H. Woodhouse. 1981. "Determination of Earthquake Source Parameters from Waveform Data for Studies of Global and Regional Seismicity." *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 86 (B4): 2825–52. doi:10.1029/JB086iB04p02825.
- Echeverria, Anna, Giorgi Khazaradze, Eva Asensio, Jorge Gárate, José Martín Dávila, and Emma Suriñach. 2013. "Crustal Deformation in Eastern Betics from CuaTeNeo GPS Network." *Tectonophysics* 608 (November): 600–612. doi:10.1016/j.tecto.2013.08.020.
- Ekström, G., M. Nettles, and A. M. Dziewoński. 2012. "The Global CMT Project 2004–2010: Centroid-Moment Tensors for 13,017 Earthquakes." *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 200–201: 1–9. doi:10.1016/j.pepi.2012.04.002.
- El Alami, S. O., B. A. Tadili, T. E. Cherkaoui, F. Medina, M. Ramdani, L. A. Brahim, and M Harnafi. 1998. "The Al Hoceima Earthquake of May 26, 1994 and Its Aftershocks: A Seismotectonic Study." *ANALI DI GEOFISICA* 41 (4): 519–37.
- El Azzouzi, M., H. Bellon, A. Coutelle, and J.-P. Réhault. 2014. "Miocene Magmatism and Tectonics within the Peri-Alboran Orogen (Western Mediterranean)." *Journal of Geodynamics* 77: 171–85. doi:10.1016/j.jog.2014.02.006.
- El Bakkali, Samir, Alain Gourgaud, Jean-Louis Bourdier, Hervé Bellon, and Niyazi Gundogdu. 1998. "Post-Collision Neogene Volcanism of the Eastern Rif (Morocco): Magmatic Evolution through Time." *Lithos* 45 (1–4): 523–43. doi:10.1016/S0024-4937(98)00048-6.
- El Kadiri, Khalil, Kamal-Eddine El Kadiri, and Asmae Rahouti. 2003. "Sédimentologie et Ichnologie Des Calcuturbidites Du Crétacé supérieur–Oligocène Inférieur de La Série Maurétannienne (Nappe Des Béni Ider, Rif Septentrional, Maroc): Implications Paléogéographiques." *Bulletin de l'Institut Scientifique, Rabat*, no. 25: 73–91.
- Emery, K. O. 1980. "Relative Sea Levels from Tide-Gauge Records." *Proceedings of the National Academy of Sciences* 77 (12): 6968–72.
- Ercilla, G., and B Alonso. 2002. "Small Turbidite Systems in a Complex Tectonic Setting (SW Mediterranean Sea): Morphology and Growth Patterns." *Marine and Petroleum Geology* 19 (10): 1225–40. doi:10.1016/S0264-8172(03)00036-9.

- Ercilla, G., B. Alonso, and J. Baraza. 1992. "Sedimentary Evolution of the Northwestern Alboran Sea during the Quaternary." *Geo-Marine Letters* 12 (2–3): 144–49. doi:10.1007/BF02084925.
- Ercilla, G., B. Alonso, and J. Baraza. 1994. "Post-Calabrian Sequence Stratigraphy of the Northwestern Alboran Sea (Southwestern Mediterranean)." *Marine Geology* 120 (3–4): 249–65. doi:10.1016/0025-3227(94)90061-2.
- Ercilla, Gemma, Carmen Juan, F. Javier Hernández-Molina, Miguel Bruno, Ferran Estrada, Belén Alonso, David Casas, et al. 2016. "Significance of Bottom Currents in Deep-Sea Morphodynamics: An Example from the Alboran Sea." *Marine Geology*. doi:10.1016/j.margeo.2015.09.007.
- Estrada, F., G. Ercilla, and B. Alonso. 1997. "Pliocene-Quaternary Tectonic-Sedimentary Evolution of the NE Alboran Sea (SW Mediterranean Sea)." *Tectonophysics, Structural Controls on Sedimentary Basin Formation*, 282 (1–4): 423–42. doi:10.1016/S0040-1951(97)00227-8.
- Estrada, F., J. T. Vazquez, G. Ercilla, B. Alonso, E. d'Acremont, C. Gorini, M. Gomez, M.C. Fernandez-Puga, A. Ammar, and B. El Moumni. 2014. "Recent Tectonic Inversion of the Central Alboran Zone." *Resúmenes de La 2ª Reunión Ibérica Sobre Fallas Activas Y Paleosismología*, 51.
- Estrada, Ferran, Gemma Ercilla, Christian Gorini, Belén Alonso, Juan Tomás Vázquez, Daniel García-Castellanos, Carmen Juan, Andrés Maldonado, Abdellah Ammar, and Mohammed Elabbassi. 2011. "Impact of Pulsed Atlantic Water Inflow into the Alboran Basin at the Time of the Zanclean Flooding." *Geo-Marine Letters* 31 (5–6): 361–76. doi:10.1007/s00367-011-0249-8.
- Faccenna, C., Davy, P., Brun, J. P., Funicello, et al. 1996. "The Dynamics of Back-Arc Extension: An Experimental Approach to the Opening of the Tyrrhenian Sea." *Geophysical Journal International* 126 (September): 781–795. doi:10.1111/j.1365-246X.1996.tb04702.x.
- Faccenna, Claudio, Thierry Nalpas, Jean-Pierre Brun, Philippe Davy, and Vittorio Bosi. 1995. "The Influence of Pre-Existing Thrust Faults on Normal Fault Geometry in Nature and in Experiments." *Journal of Structural Geology* 17 (8): 1139–49. doi:10.1016/0191-8141(95)00008-2.
- Faccenna, Claudio, Claudia Piromallo, Ana Crespo-Blanc, Laurent Jolivet, and Federico Rossetti. 2004. "Lateral Slab Deformation and the Origin of the Western Mediterranean Arcs: ARCS OF THE MEDITERRANEAN." *Tectonics* 23 (1): n/a-n/a. doi:10.1029/2002TC001488.
- Fadil, Abdelali, Philippe Vernant, Simon McClusky, Robert Reilinger, Francisco Gomez, Driss Ben Sari, Taoufik Mourabit, Kurt Feigl, and Muawia Barazangi. 2006. "Active Tectonics of the Western Mediterranean: Geodetic Evidence for Rollback of a Delaminated Subcontinental Lithospheric Slab beneath the Rif Mountains, Morocco." *Geology* 34 (7): 529. doi:10.1130/G22291.1.
- Fanget, Anne-Sophie, Serge Berné, Gwénaél Jouet, Maria-Angela Bassetti, Bernard Dennielou, Grégoire M. Maillet, and Mathieu Tondut. 2014. "Impact of Relative Sea Level and Rapid Climate Changes on the Architecture and Lithofacies of the Holocene Rhone Subaqueous Delta (Western Mediterranean Sea)." *Sedimentary Geology* 305: 35–53. doi:10.1016/j.sedgeo.2014.02.004.
- Fernandes, R. M. S., B. A. C. Ambrosius, R. Noomen, L. Bastos, M. J. R. Wortel, W. Spakman, and R. Govers. 2003. "The Relative Motion between Africa and Eurasia as Derived from ITRF2000 and GPS Data: THE RELATIVE MOTION BETWEEN AFRICA AND EURASIA." *Geophysical Research Letters* 30 (16). doi:10.1029/2003GL017089.
- Fernandes, R. M. S., J. M. Miranda, D. Delvaux, D. S. Stamps, and E. Saria. 2013. "Re-Evaluation of the Kinematics of Victoria Block Using Continuous GNSS Data." *Geophysical Journal International* 193 (1): 1–10. doi:10.1093/gji/ggs071.
- Fernandes, R. M. S., Miranda, J. M., Meijninger, B. M. L., Bos, et al. 2007. "Surface Velocity Field of the Ibero-Maghrebic Segment of the Eurasia-Nubia Plate Boundary." *Geophysical Journal International* 169: 315–324. doi:10.1111/j.1365-246X.2006.03252.x.
- Fernández-Ibáñez, F., J. I. Soto, M. D. Zoback, and J. Morales. 2007. "Present-Day Stress Field in the Gibraltar Arc (Western Mediterranean)." *Journal of Geophysical Research* 112 (B8). doi:10.1029/2006JB004683.
- Ferrater, Marta, Guillermo Booth-Rea, José Vicente Pérez-Peña, José Miguel Azañón, Flavio Giaconia, and Eulàlia Masana. 2015. "From Extension to Transpression: Quaternary Reorganization of an Extensional-Related Drainage Network by the Alhama de Murcia Strike-Slip Fault (Eastern Betics)." *Tectonophysics* 663 (November): 33–47. doi:10.1016/j.tecto.2015.06.011.
- Flemming, B. W. 2000. "The Role of Grain Size, Water Depth and Flow Velocity as Scaling Factors Controlling the Size of Subaqueous Dunes." In *Marine Sandwave Dynamics, International Workshop*, 23–24. <http://www.shom.fr/fileadmin/SHOM/PDF/04-Activites/sedimentologie/marid123/TPflemprem.pdf>.
- . 2013. "Comment on 'Large-Scale Bedforms along a Tideless Outer Shelf Setting in the Western Mediterranean' by Lo Iacono et Al. (2010) in *Continental Shelf Research* Vol 30, Pp. 1802–1813." *Continental Shelf Research* 52 (January): 203–7. doi:10.1016/j.csr.2012.11.012.
- Flinch, Joan Francese. 1994. "Tectonic Evolution of the Gibraltar Arc." Thesis, Rice University. <https://scholarship.rice.edu/handle/1911/16726>.
- Fodor, L. 1995. "From Transpression to Transtension: Oligocene-Miocene Structural Evolution of the Vienna Basin and the East Alpine-Western Carpathian Junction." *Tectonophysics* 242 (1–2): 151–82. doi:10.1016/0040-1951(94)00158-6.
- Font, Jordi, Stephan Rousseau, Bernardo Shirasago, Elisa García-Górriz, and Robert L. Haney. 2002. "Mesoscale Variability in the Alboran Sea: Synthetic Aperture Radar Imaging of Frontal Eddies." *Journal of Geophysical Research: Oceans* 107 (C6): 12–1. doi:10.1029/2001JC000835.
- Fossen, Haakon. 2016. *Structural Geology*. Cambridge University Press.
- Fossen, Haakon, and Basil Tikoff. 1993. "The Deformation Matrix for Simultaneous Simple Shearing, Pure Shearing and Volume Change, and Its Application to Transpression-Transtension Tectonics." *Journal of Structural Geology, The Geometry of Naturally Deformed Rocks*, 15 (3–5): 413–22. doi:10.1016/0191-8141(93)90137-Y.
- . 1998. "Extended Models of Transpression and Transtension, and Application to Tectonic Settings." *Geological Society, London, Special Publications* 135 (1): 15–33.
- Franzetti, Marcaurelio, Pascal Le Roy, Christophe Delacourt, Thierry Garlan, Romain Cancouët, Alexey Sukhovich, and Anne Deschamps. 2013. "Giant Dune Morphologies and Dynamics in a Deep Continental Shelf Environment: Example of the Banc Du Four (Western Brittany, France)." *Marine Geology* 346 (December): 17–30. doi:10.1016/j.margeo.2013.07.014.
- Frigola, J., M. Canals, I. Cacho, A. Moreno, F. J. Sierro, J. A. Flores, S. Berné, et al. 2012. "A 500 Kyr Record of Global Sea-Level Oscillations in the Gulf of Lion, Mediterranean Sea: New Insights into MIS 3 Sea-Level Variability." *Climate of the Past* 8 (3): 1067–77. doi:10.5194/cp-8-1067-2012.
- Fulla, J., M. Fernández, J.C. Afonso, J. Vergés, and H. Zeyen. 2010. "The Structure and Evolution of the Lithosphere–asthenosphere Boundary beneath the Atlantic–Mediterranean Transition Region." *Lithos* 120 (1–2): 74–95. doi:10.1016/j.lithos.2010.03.003.
- Galindo-Zaldívar, J., A. Chalouan, O. Azzouz, C. Sanz de Galdeano, F. Anahnah, L. Ameza, P. Ruano, et al. 2009. "Are the Seismological and Geological Observations of the Al Hoceima (Morocco, Rif) 2004 Earthquake (M=6.3) Contradictory?" *Tectonophysics* 475 (1): 59–67. doi:10.1016/j.tecto.2008.11.018.
- Galindo-Zaldívar, J., A. J. Gil, C. Sanz de Galdeano, M. C. Lacy, J. A. García-Armenteros, P. Ruano, A. M. Ruiz, M. Martínez-Martos, and P. Alfaro. 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 (November): 290–301. doi:10.1016/j.tecto.2015.08.035.
- Galindo-Zaldívar, J., F. González-Lodeiro, and A. Jabaloy. 1993. “Stress and Palaeostress in the Betic-Rif Cordilleras (Miocene to the Present).” *Tectonophysics* 227 (1–4): 105–26. doi:10.1016/0040-1951(93)90090-7.
- Galindo-Zaldívar, Jesús, Omar Azzouz, Ahmed Chalouan, Antonio Pedrera, Patricia Ruano, Ana Ruiz-Constán, Carlos Sanz de Galdeano, et al. 2015. “Extensional Tectonics, Graben Development and Fault Terminations in the Eastern Rif (Bokoya–Ras Afraou Area).” *Tectonophysics*. doi:10.1016/j.tecto.2015.08.029.
- Galindo-Zaldívar, Jesús, Ahmed Chalouan, O. Azzouz, Carlos Sanz de Galdeano, L. Ameza, C. Marín-Lechado, P. Ruano, et al. 2006. “Tectónica Reciente Y Activa En La Cordillera Del Rif (Alhucemas, Marruecos): Implicaciones En La Peligrosidad Sísmica.” <http://digital.csic.es/handle/10261/29386>.
- Gamberi, Fabiano, Marzia Rovere, Alessandra Mercorella, Elisa Leidi, and Giacomo Dalla Valle. 2014. “Geomorphology of the NE Sicily Continental Shelf Controlled by Tidal Currents, Canyon Head Incision and River-Derived Sediments.” *Geomorphology* 217: 106–21. doi:10.1016/j.geomorph.2014.03.038.
- García, Marga, Belén Alonso, Gemma Ercilla, and Eulàlia Gràcia. 2006. “The Tributary Valley Systems of the Almería Canyon (Alboran Sea, SW Mediterranean): Sedimentary Architecture.” *Marine Geology* 226 (3–4): 207–23. doi:10.1016/j.margeo.2005.10.002.
- García-Castellanos, D., Estrada, F., Jimenez-Munt, I., Gorini, et al. 2009. “Catastrophic Flood of the Mediterranean after the Messinian Salinity Crisis.” *Nature* 462: 778–782.
- García-Mayordomo, J., J.M. Insua-Arévalo, J.J. Martínez-Díaz, A. Jiménez-Díaz, R. Martín-Banda, S. Martín-Alfageme, J.A. Álvarez-Gómez, et al. 2012. “The Quaternary Active Faults Database of Iberia (QAFI v.2.0).” *Journal of Iberian Geology* 38 (1). doi:10.5209/rev.JIGE.2012.v38.n1.39219.
- Gawthorpe, Robert L., Alastair J. Fraser, and Richard E. Li. Collier. 1994. “Sequence Stratigraphy in Active Extensional Basins: Implications for the Interpretation of Ancient Basin-Fills.” *Marine and Petroleum Geology* 11 (6): 642–58. doi:10.1016/0264-8172(94)90021-3.
- Gensous, B., M. Tesson, and E. Winnock. 1986. “La Marge Meridionale de La Mer D'alboran: Caracteres Structuro-Sedimentaires et Evolution Recente.” *Marine Geology* 72: 341–70.
- Giaconia, F., Guillermo Booth-Rea, José Miguel Martínez-Martínez, José Miguel Azañón, José Vicente Pérez-Peña, Joaquín Pérez-Romero, and Irene Villegas. 2012. “Geomorphic Evidence of Active Tectonics in the Sierra Alhamilla (Eastern Betics, SE Spain).” *Geomorphology* 145–146: 90–106. doi:10.1016/j.geomorph.2011.12.043.
- Giaconia, Flavio, G. Booth-Rea, J. M. Martínez-Martínez, J. M. Azañón, and J. V. Pérez-Peña. 2012. “Geomorphic Analysis of the Sierra Cabrera, an Active Pop-up in the Constrictional Domain of Conjugate Strike-Slip Faults: The Palomares and Polopos Fault Zones (Eastern Betics, SE Spain).” *Tectonophysics* 580: 27–42. doi:10.1016/j.tecto.2012.08.028.
- Giaconia, Flavio, Guillermo Booth-Rea, José Miguel Martínez-Martínez, José Miguel Azañón, Joaquín Pérez-Romero, and Irene Villegas. 2013. “Mountain Front Migration and Drainage Captures Related to Fault Segment Linkage and Growth: The Polopos Transpressive Fault Zone (Southeastern Betics, SE Spain).” *Journal of Structural Geology* 46 (January): 76–91. doi:10.1016/j.jsg.2012.10.005.
- Giaconia, Flavio, Guillermo Booth-Rea, César R. Ranero, Eulàlia Gràcia, Rafael Bartolome, Alcinoe Calahorrano, Claudio Lo Iacono, et al. 2015. “Compressional Tectonic Inversion of the Algero-Balearic Basin: Latest Miocene to Present Oblique Convergence at the Palomares Margin (Western Mediterranean).” *Tectonics* 34 (7): 2015TC003861. doi:10.1002/2015TC003861.
- Giba, M., J. J. Walsh, and A. Nicol. 2012. “Segmentation and Growth of an Obliquely Reactivated Normal Fault.” *Journal of Structural Geology* 39: 253–67. doi:10.1016/j.jsg.2012.01.004.
- Gil, Alba, Josep Gallart, Jordi Diaz, Ramon Carbonell, Montserrat Torne, Alan Levander, and Mimoun Harnafi. 2014. “Crustal Structure beneath the Rif Cordillera, North Morocco, from the RIFSIS Wide-Angle Reflection Seismic Experiment.” *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 15 (12): 4712–33. doi:10.1002/2014GC005485.
- Gill, R.C.O., A. Aparicio, M. El Azzouzi, J. Hernandez, M.F. Thirlwall, J. Bourgeois, and G.F. Marriner. 2004. “Depleted Arc Volcanism in the Alboran Sea and Shoshonitic Volcanism in Morocco: Geochemical and Isotopic Constraints on Neogene Tectonic Processes.” *Lithos* 78 (4): 363–88. doi:10.1016/j.lithos.2004.07.002.
- Goff, John A, Donald J. P. Swift, Catherine S. Duncan, Larry A. Mayer, and John Hughes-Clarke. 1999. “High-Resolution Swath Sonar Investigation of Sand Ridge, Dune and Ribbon Morphology in the Offshore Environment of the New Jersey Margin.” *Marine Geology* 161 (2–4): 307–37. doi:10.1016/S0025-3227(99)00073-0.
- Gonzalez-Castillo, L., J. Galindo-Zaldívar, M. C. de Lacy, M. J. Borque, F. J. Martínez-Moreno, J. A. García-Armenteros, and A. J. Gil. 2015. “Active Rollback in the Gibraltar Arc: Evidences from CGPS Data in the Western Betic Cordillera.” *Tectonophysics*, Special issue on Iberia geodynamics: An integrative approach from the Topo-Iberia framework, 663 (November): 310–21. doi:10.1016/j.tecto.2015.03.010.
- Gorini, C., Lofi, J., Duval, C., Tadeu Dos Reis, et al. 2005. “The Late Messinian Salinity Crisis and Late Miocene Tectonism: Interaction and Consequences on the Physiography and Post-Rift Evolution of the Gulf of Lions Margin.” *Marine and Petroleum Geology* 22: 695–712.
- Gorini, C., P. Viillard, and J. Deramond. 1991. “Modèle d'inversion structurale négative: la tectonique extensive post-nappe du fossé de Narbonne-Sigean (Corbières, Sud de la France).” *Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre* 312 (9): 1013–19.
- Govers, R., Wortel, and M. J. R. 2005. “Lithosphere Tearing at STEP Faults: Response to Edges of Subduction Zones.” *Earth and Planetary Science Letters* 236: 505–523. doi:10.1016/j.epsl.2005.03.022.
- Govers, Rob, Paul Meijer, and Wout Krijgsman. 2009. “Regional Isostatic Response to Messinian Salinity Crisis Events.” *Tectonophysics* 463 (1–4): 109–29. doi:10.1016/j.tecto.2008.09.026.
- Goy, J.L., and C. Zazo. 1986. “Synthesis of the Quaternary Activity in the Almería Littoral Neotectonic Activity and Its Morphological Features, Western Betics, Spain.” *Tectonophysics* 130 (1): 259–70. doi:10.1016/0040-1951(86)90116-2.
- Gràcia, E., R. Bartolome, C. Lo Iacono, X. Moreno, D. Stich, J. J. Martínez-Díaz, G. Bozzano, et al. 2012. “Acoustic and Seismic Imaging of the Adra Fault (NE Alboran Sea): In Search of the Source of the 1910 Adra Earthquake.” *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 12 (11): 3255–67. doi:10.5194/nhess-12-3255-2012.
- Gràcia, Eulàlia, Raimon Pallàs, Juan Ignacio Soto, Menchu Comas, Ximena Moreno, Eulàlia Masana, Pere Santanach, Susana Diez, Margarita García, and Juanjo Dañoebitia. 2006. “Active Faulting Offshore SE Spain (Alboran Sea): Implications for Earthquake Hazard Assessment in the Southern Iberian Margin.” *Earth and Planetary Science Letters* 241 (3–4): 734–49. doi:10.1016/j.epsl.2005.11.009.
- Grafenstein, Rita von, Rainer Zahn, Ralf Tiedemann, and Anne Murat. 1999. “Planktonic  $\delta^{18}\text{O}$  Records at Sites 976 and 977, Alboran Sea: Stratigraphy, Forcing, and Paleoceanographic Implications.” *Proceedings ODP, Scientific Results, Edited by: Zahn, R., Comas, MC, and Klaus, A., Ocean Drilling Program, College Station, TX*, 469–479.

- Grant, K. M., E. J. Rohling, M. Bar-Matthews, A. Ayalon, M. Medina-Elizalde, C. Bronk Ramsey, C. Satow, and A. P. Roberts. 2012. "Rapid Coupling between Ice Volume and Polar Temperature over the Past 150,000 Years." *Nature* 491 (7426): 744–47. doi:10.1038/nature11593.
- Grant, K. M., E. J. Rohling, C. Bronk Ramsey, H. Cheng, R. L. Edwards, F. Florindo, D. Heslop, et al. 2014. "Sea-Level Variability over Five Glacial Cycles." *Nature Communications* 5 (September): 5076. doi:10.1038/ncomms6076.
- Green, A. 2009. "Sediment Dynamics on the Narrow, Canyon-Incised and Current-Swept Shelf of the Northern KwaZulu-Natal Continental Shelf, South Africa." *Geo-Marine Letters* 29 (4): 201–19. doi:10.1007/s00367-009-0135-9.
- Green, A. N., J. A. G. Cooper, and L. Salzmänn. 2014. "Geomorphic and Stratigraphic Signals of Postglacial Meltwater Pulses on Continental Shelves." *Geology* 42 (2): 151–54. doi:10.1130/G35052.1.
- Grevemeyer, Ingo, Eulália Gràcia, Antonio Villaseñor, Wiebke Leuchters, and Anthony B. Watts. 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 (12): 2015JB012073. doi:10.1002/2015JB012073.
- Gurbuz, A. 2010. "Geometric Characteristics of Pull-Apart Basins." *Lithosphere* 2 (3): 199–206. doi:10.1130/L36.1.
- Gutenberg, Beno. 1941. "Changes in Sea Level, Postglacial Uplift, and Mobility of the Earth's Interior." *Geological Society of America Bulletin* 52 (5): 721–72. doi:10.1130/GSAB-52-721.
- Gutscher, and M. A. 2004. "What Caused the Great Lisbon Earthquake?" *Science* 305 (August): 1247–1248. doi:10.1126/science.1101351.
- Gutscher, M. A., Dominguez, S., Westbrook, G. K., Le Roy, et al. 2012. "The Gibraltar Subduction: A Decade of New Geophysical Data." *Tectonophysics* 574 (October): 72–91. doi:10.1016/j.tecto.2012.08.038.
- Gutscher, M.-A., J. Malod, J.-P. Rehault, I. Contrucci, F. Klingelhoefer, L. Mendes-Victor, and W. Spakman. 2002. "Evidence for Active Subduction beneath Gibraltar." *Geology* 30 (12): 1071–74. doi:10.1130/0091-7613(2002)030<1071:EFASBG>2.0.CO;2.
- Gutscher, Marc-André, Stéphane Dominguez, Graham K. Westbrook, Pascal Gente, Nathalie Babonneau, Thierry Mulder, Eliane Gonthier, et al. 2009. "Tectonic Shortening and Gravitational Spreading in the Gulf of Cadiz Accretionary Wedge: Observations from Multi-Beam Bathymetry and Seismic Profiling." *Thematic Set on New Insights on Slope Instabilities from Recent Studies within the French Margin Program GDR <<Marges>>* 26 (5): 647–59. doi:10.1016/j.marpetgeo.2007.11.008.
- Hack, John Tilton. 1957. "Studies of Longitudinal Stream Profiles in Virginia and Maryland." <http://pubs.usgs.gov/pp/0294b/report.pdf>.
- Hamai, Lamine, Carole Petit, Abdeslem Abtout, Abdelkarim Yelles-Chaouche, and Jacques Déverchère. 2015. "Flexural Behaviour of the North Algerian Margin and Tectonic Implications." *Geophysical Journal International* 201 (3): 1426–36. doi:10.1093/gji/ggv098.
- Haq, B.U., Hardenbol, J., Vail, and P.R. 1987. "Chronology of Fluctuating Sea Levels Since the Triassic." *Science* 235: 1156–1167.
- Hardenbol, Jan, Jacques Thierry, Martin B. Farley, Thierry Jacquin, Pierre-Charles de Graciansky, and Peter R. Vail. 1998. "Mesozoic and Cenozoic Sequence Chronostratigraphic Framework of European Basins." [http://archives.datapages.com/data/sepm\\_sp/SP60/Mesozoic\\_and\\_Cenozoic\\_Sequence\\_Chronostratigraphic.htm](http://archives.datapages.com/data/sepm_sp/SP60/Mesozoic_and_Cenozoic_Sequence_Chronostratigraphic.htm).
- Harding, T. P. 1985. "Seismic Characteristics and Identification of Negative Flower Structures, Positive Flower Structures, and Positive Structural Inversion." *AAPG Bulletin* 69 (4): 582–600.
- Hatzfeld, D., V. Caillot, T.-E. Cherkaoui, H. Jebli, and Medina. 1993. "Microearthquake Seismicity and Fault Plane Solutions around the Nékor Strike-Slip Fault, Morocco." *Earth and Planetary Science Letters*. <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/0012821X9390021Z>.
- Haug, Gerald H., and Ralf Tiedemann. 1998. "Effect of the Formation of the Isthmus of Panama on Atlantic Ocean Thermohaline Circulation." *Nature* 393 (6686): 673–76. doi:10.1038/31447.
- Hay, William W., James L. Sloan, and Christopher N. Wold. 1988. "Mass/Age Distribution and Composition of Sediments on the Ocean Floor and the Global Rate of Sediment Subduction." *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 93 (B12): 14933–40. doi:10.1029/JB093iB12p14933.
- Hayward, A. B., and R. H. Graham. 1989. "Some Geometrical Characteristics of Inversion." *Geological Society, London, Special Publications* 44 (1): 17–39. doi:10.1144/GSL.SP.1989.044.01.03.
- Hebbeln, Dierk, David Van Rooij, and Claudia Wienberg. 2016. "Good Neighbours Shaped by Vigorous Currents: Cold-Water Coral Mounds and Contourites in the North Atlantic." *Marine Geology* 378 (August): 171–85. doi:10.1016/j.margeo.2016.01.014.
- Hernández-Molina, F. J., L. M. Fernández-Salas, F. Lobo, L. Somoza, V. Díaz-del-Río, and J. M. Alveirinho Dias. 2000. "The Infralittoral Prograding Wedge: A New Large-Scale Progradational Sedimentary Body in Shallow Marine Environments." *Geo-Marine Letters* 20 (2): 109–17. doi:10.1007/s003670000040.
- Hernández-Molina, F. J., L. Somoza, and J. Rey. 1996. "Late Pleistocene-Holocene High-Resolution Sequence Analysis on the Alboran Sea Continental Shelf." *Geological Society, London, Special Publications* 117 (1): 139–54. doi:10.1144/GSL.SP.1996.117.01.08.
- Hervouet, Y., and P. de Luca. 1980. "Place de L'unité Chaotique de Gareb-Kebdana Dans L'orogène Rifain; Implications Géodynamiques." *Bulletin de La Société Géologique de France Series 7 Vol. XXII* (3): 305–10. doi:10.2113/gssgfbull.S7-XXII.3.305.
- Hidas, Károly, Zoltán Konc, Carlos J. Garrido, Andrée Tommasi, Alain Vauchez, José Alberto Padrón-Navarta, Claudio Marchesi, et al. 2016. "Flow in the Western Mediterranean Shallow Mantle: Insights from Xenoliths in Pliocene Alkali Basalts from SE Iberia (Eastern Betics, Spain)." *Tectonics* 35 (11): 2016TC004165. doi:10.1002/2016TC004165.
- Hinsbergen, Douwe J. J. van, Reinoud L. M. Vissers, and Wim Spakman. 2014. "Origin and Consequences of Western Mediterranean Subduction, Rollback, and Slab Segmentation." *Tectonics* 33 (4): 2013TC003349. doi:10.1002/2013TC003349.
- Hodell, David, Simon Crowhurst, Luke Skinner, Polychronis C. Tzedakis, Vasiliki Margari, James E.T. Channell, George Kamenov, Suzanne Maclachlan, and Guy Rothwell. 2013. "Response of Iberian Margin Sediments to Orbital and Suborbital Forcing over the Past 420 Ka." *Paleoceanography* 28 (1): 185–99. doi:10.1002/palo.20017.
- Hollard, H, G Choubert, G Bronner, J Marchand, and J Sougy. 1985. "Carte Géologique Du Maroc, Scale 1: 1,000,000." *Serv. Carte Géol. Maroc* 260 (2).
- Hölzel, Monika, Kurt Decker, András Zámolyi, Philipp Strauss, and Michael Wagneich. 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 (3): 666–81. doi:10.1016/j.marpetgeo.2009.10.005.
- Hsü, K., Cita, M.B., Ryan, and W.B.F. 1970. "The Origin of the Mediterranean Evaporites." *Deep Sea Drilling Project*, 1203–1231.
- Hsü, K., W.B.F. Ryan, and M.B. Cita. 1973. "Late Miocene Dessication of the Mediterranean." *Nature* 242: 240–244.
- Huet, Benjamin, Lactitia Le Pourhiet, Loïc Labrousse, Evgenii Burov, and Laurent Jolivet. 2011. "Post-Orogenic Extension and Metamorphic Core Complexes in a Heterogeneous Crust: The Role of Crustal Layering Inherited from Collision. Application to the Cyclades (Aegean Domain)." *Geophysical Journal International* 184 (2): 611–25. doi:10.1111/j.1365-246X.2010.04849.x.
- Hunt, Dave, and Maurice E. Tucker. 1995. "Stranded Parasequences and the Forced Regressive Wedge Systems Tract: Deposition during Base-Level Fall—reply." *Sedimentary Geology* 95 (1–2): 147–60. doi:10.1016/0037-0738(94)00123-C.
- INTERNATIONAL HYDROGRAPHIC COMMISSION. 2008. "Standardization of Undersea Feature Names (Guidelines, Proposal Form Terminology)." B-6. Monaco.

- Iribarren, L., J. Vergés, F. Camurri, J. Fulla, and M. Fernández. 2007. "The Structure of the Atlantic–Mediterranean Transition Zone from the Alboran Sea to the Horseshoe Abyssal Plain (Iberia–Africa Plate Boundary)." *Marine Geology* 243 (1–4): 97–119. doi:10.1016/j.margeo.2007.05.011.
- Jabaloy-Sánchez, Antonio, Francisco José Lobo, Antonio Azor, Wenceslao Martín-Rosales, José Vicente Pérez-Peña, Patricia Bárcenas, Jorge Macías, Luis Miguel Fernández-Salas, and Mercedes Vázquez-Vilchez. 2014. "Six Thousand Years of Coastline Evolution in the Guadalfeo Deltaic System (Southern Iberian Peninsula)." *Geomorphology* 206 (February): 374–91. doi:10.1016/j.geomorph.2013.08.037.
- Jabour, N., M. Kasmi, M. Menzhi, A. Birouk, L. Hni, Y. Hahou, Y. Timoulali, and S. Badrane. 2004. "The February 24th, 2004 AL Hoceima Earthquake." *CSEM-EMSC (Www. Emsc-Csem. Org), Newsletter*. <http://www.earth-prints.org/handle/2122/4746>.
- Jackson, James, and Dan McKenzie. 1988. "The Relationship between Plate Motions and Seismic Moment Tensors, and the Rates of Active Deformation in the Mediterranean and Middle East." *Geophysical Journal International* 93 (1): 45–73. doi:10.1111/j.1365-246X.1988.tb01387.x.
- Janowski, Marianne, Nicolas Loget, Cécile Gautheron, Jocelyn Barbarand, Nicolas Bellahsen, Jean Van Den Driessche, Julien Babault, and Bertrand Meyer. 2017. "Neogene Exhumation and Relief Evolution in the Eastern Betics (SE Spain): Insights from the Sierra de Gador." *Terra Nova*, February. doi:10.1111/ter.12252.
- Jervey, M. T. 1988. "Quantitative Geological Modeling of Siliciclastic Rock Sequences and Their Seismic Expression." [http://archives.datapages.com/data/sepm\\_sp/SP42/Quantitative\\_Geological\\_Modeling.html](http://archives.datapages.com/data/sepm_sp/SP42/Quantitative_Geological_Modeling.html).
- Jiménez-Munt, I., R. Sabadini, A. Gardi, and G. Bianco. 2003. "Active Deformation in the Mediterranean from Gibraltar to Anatolia Inferred from Numerical Modeling and Geodetic and Seismological Data: ACTIVE DEFORMATION IN THE MEDITERRANEAN." *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 108 (B1): ETG 2-1-ETG 2-24. doi:10.1029/2001JB001544.
- Jolivet, L., Faccenna, and C. 2000. "Mediterranean Extension and the Africa-Eurasia Collision." *Tectonics* 19: 1095–1106.
- Jolivet, Laurent, Romain Augier, Claudio Faccenna, François Negro, Gaetan Rimmele, Philippe Agard, Cécile Robin, Federico Rossetti, and Ana Crespo-Blanc. 2008. "Subduction, Convergence and the Mode of Backarc Extension in the Mediterranean Region." *Bulletin de La Société Géologique de France* 179 (6): 525–550.
- Jolivet, Laurent, and Claudio Faccenna. 2000. "Mediterranean Extension and the Africa-Eurasia Collision." *Tectonics* 19 (6): 1095–1106. doi:10.1029/2000TC900018.
- Jolivet, Laurent, Faccenna, Claudio, Huet, Benjamin, Labrousse, et al. 2013. "Aegean Tectonics: Strain Localisation, Slab Tearing and Trench Retreat." *Tectonophysics* 597–598: 1–33. doi:10.1016/j.tecto.2012.06.011.
- Jolivet, Laurent, Claudio Faccenna, and Claudia Piromallo. 2009. "From Mantle to Crust: Stretching the Mediterranean." *Earth and Planetary Science Letters* 285 (1–2): 198–209. doi:10.1016/j.epsl.2009.06.017.
- Jones, Richard R., Robert E. Holdsworth, and Wayne Bailey. 1997. "Lateral Extrusion in Transpression Zones: The Importance of Boundary Conditions." *Journal of Structural Geology* 19 (9): 1201–17. doi:10.1016/S0191-8141(97)00034-5.
- Jones, Richard R., Robert E. Holdsworth, Phillip Clegg, Kenneth McCaffrey, and Enrico Tavarnelli. 2004. "Inclined Transpression." *Journal of Structural Geology* 26 (8): 1531–48. doi:10.1016/j.jsg.2004.01.004.
- Jouet, G., S. Berné, M. Rabineau, M.A. Bassetti, P. Bernier, B. Dennielou, F.J. Sierro, J.A. Flores, and M. Taviani. 2006. "Shoreface Migrations at the Shelf Edge and Sea-Level Changes around the Last Glacial Maximum (Gulf of Lions, NW Mediterranean)." *Marine Geology* 234 (1–4): 21–42. doi:10.1016/j.margeo.2006.09.012.
- Juan, Carmen, Gemma Ercilla, F. Javier Hernández-Molina, Ferran Estrada, Belén Alonso, David Casas, Marga García, et al. 2016. "Seismic Evidence of Current-Controlled Sedimentation in the Alboran Sea during the Pliocene and Quaternary: Palaeoceanographic Implications." *Marine Geology*. doi:10.1016/j.margeo.2016.01.006.
- Judd, Alan, and Martin Hovland. 2009. *Seabed Fluid Flow: The Impact on Geology, Biology and the Marine Environment*. Cambridge University Press.
- Kadiri, El, K., Serrano, F., Hlila, R., Liemlahi, et al. 2005. "Lithostratigraphy and Sedimentology of the Latest Cretaceous-Early Burdigalian Tamezzakht Succession (Northern Rif, Morocco): Consequences for Its Sequence Stratigraphic Interpretation." *Facies* 50 (April): 477–503. doi:10.1007/s10347-004-0025-6.
- Keigwin, Lloyd. 1982. "Isotopic Paleooceanography of the Caribbean and East Pacific: Role of Panama Uplift in Late Neogene Time." *Science* 217 (4557): 350–53. doi:10.1126/science.217.4557.350.
- Kelly, P. G., D. J. Sanderson, and D. C. P. Peacock. 1998. "Linkage and Evolution of Conjugate Strike-Slip Fault Zones in Limestones of Somerset and Northumbria." *Journal of Structural Geology* 20 (11): 1477–93. doi:10.1016/S0191-8141(98)00048-0.
- Kim, Young-Seog, and David J. Sanderson. 2005. "The Relationship between Displacement and Length of Faults: A Review." *Earth-Science Reviews* 68 (3–4): 317–34. doi:10.1016/j.earscirev.2004.06.003.
- Kirby, Eric, and Kelin Whipple. 2001. "Quantifying Differential Rock-Uplift Rates via Stream Profile Analysis." *Geology* 29 (5): 415–418.
- Kleinbans, M.G. 2004. "Sorting in Grain Flows at the Lee Side of Dunes." *Earth-Science Reviews* 65 (1–2): 75–102. doi:10.1016/S0012-8252(03)00081-3.
- Klitgord, KD, and Hans Schouten. 1986. "Plate Kinematics of the Central Atlantic." *The Geology of North America* 1000: 351–78.
- Kocurek, Gary, Ryan C. Ewing, and David Mohrig. 2010. "How Do Bedform Patterns Arise? New Views on the Role of Bedform Interactions within a Set of Boundary Conditions." *Earth Surface Processes and Landforms* 35 (1): 51–63. doi:10.1002/esp.1913.
- Koulali, A., D. Ouazar, A. Tahayt, R.W. King, P. Vernant, R.E. Reilinger, S. McClusky, T. Mourabit, J.M. Davila, and N. Amraoui. 2011. "New GPS Constraints on Active Deformation along the Africa–Iberia Plate Boundary." *Earth and Planetary Science Letters* 308 (1–2): 211–17. doi:10.1016/j.epsl.2011.05.048.
- Koyi, Hemin, Faramarz Nilfouroushan, and Khaled Hessami. 2016. "Modelling Role of Basement Block Rotation and Strike-Slip Faulting on Structural Pattern in Cover Units of Fold-and-Thrust Belts." *Geological Magazine* 153 (5–6): 827–44. doi:10.1017/S0016756816000595.
- Krijgsman, W., F.J. Hilgent, I. Raffi, F.J. Sierro, and D.S. Wilson. 1999. "Chronology, Causes and Progression of the Messinian Salinity Crisis." *Nature* 400: 652–655.
- Krijgsman, W., C.G. Langereis, W.J. Zachariasse, M. Boccaletti, G. Moratti, R. Gelati, S. Iaccarino, G. Papani, and G. Villa. 1999. "Late Neogene Evolution of the Taza–Guercif Basin (Rifian Corridor, Morocco) and Implications for the Messinian Salinity Crisis." *Marine Geology* 153: 147–160.
- Lacombe, Olivier, and Frédéric Mouthereau. 2002. "Basement-Involved Shortening and Deep Detachment Tectonics in Forelands of Orogens: Insights from Recent Collision Belts (Taiwan, Western Alps, Pyrenees)." *Tectonics* 21 (4): 12–1. doi:10.1029/2001TC901018.
- Lacombe, Olivier, Jonas Ruh, Dennis Brown, and Faramarz Nilfouroushan. 2016. "Introduction: Tectonic Evolution and Mechanics of Basement-Involved Fold-and-Thrust Belts." *Geological Magazine* 153 (5–6): 759–62. doi:10.1017/S0016756816000650.
- Lafosse, M., E. d'Acremont, C. Gorini, A. Rabaute, B. Mercier de Lépinay, A. Ammar, and A. Tahayt. 2016. "Evidence of Quaternary Transensional Tectonics in the Nekor Basin (NE Morocco)." *Basin Research* In press.

- Lafosse, Manfred, Alexandre Boutoux, Nicolas Bellahsen, and Laetitia Le Pourhiet. 2016. "Role of Tectonic Burial and Temperature on the Inversion of Inherited Extensional Basins during Collision." *Geological Magazine* FirstView: 1–16. doi:10.1017/S0016756816000510.
- Lambeck, Kurt, Anthony Purcell, Nicholas C. Flemming, Claudio Vita-Finzi, Abdullah M. Alsharekh, and Geoffrey N. Bailey. 2011. "Sea Level and Shoreline Reconstructions for the Red Sea: Isostatic and Tectonic Considerations and Implications for Hominin Migration out of Africa." *Quaternary Science Reviews* 30 (25–26): 3542–74. doi:10.1016/j.quascirev.2011.08.008.
- Lambeck, Kurt, Hélène Rouby, Anthony Purcell, Yiyang Sun, and Malcolm Sambridge. 2014. "Sea Level and Global Ice Volumes from the Last Glacial Maximum to the Holocene." *Proceedings of the National Academy of Sciences* 111 (43): 15296–303. doi:10.1073/pnas.1411762111.
- Lamotte, Frizon de, Dominique, Raulin, Camille, Mouchot, Nicolas, Wrobel-Daveau, et al. 2011. "The Southernmost Margin of the Tethys Realm during the Mesozoic and Cenozoic: Initial Geometry and Timing of the Inversion Processes." *Tectonics* 30: TC3002. doi:10.1029/2010tc002691.
- Laville, E., B. Delcaillau, M. Charroud, O. Dugué, L. Ait Brahim, G. Cattaneo, P. Deluca, and A. Bouazza. 2006. "The Plio-Pleistocene Evolution of the Southern Middle Atlas Fault Zone (SMAFZ) Front of Morocco." *International Journal of Earth Sciences* 96 (3): 497–515. doi:10.1007/s00531-006-0113-7.
- Le Friant, Anne, Georges Boudon, Adrien Arnulf, and Richard E.A. Robertson. 2009. "Debris Avalanche Deposits Offshore St. Vincent (West Indies): Impact of Flank-Collapse Events on the Morphological Evolution of the Island." *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 179 (1–2): 1–10. doi:10.1016/j.jvolgeores.2008.09.022.
- Le Friant, Anne, Georges Boudon, Jean-Christophe Komorowski, and Christine Depluis. 2002. "L'île de La Dominique, À L'origine Des Avalanches de Débris Les plus Volumineuses de L'arc Des Petites Antilles." *Comptes Rendus Geoscience* 334 (4): 235–243.
- Le Pourhiet, L., B. Huet, and N. Traoré. 2014. "Links between Long-Term and Short-Term Rheology of the Lithosphere: Insights from Strike-Slip Fault Modelling." *Tectonophysics*, Observational and Modelling perspectives on the Mechanical properties of the Lithosphere, 631 (September): 146–59. doi:10.1016/j.tecto.2014.06.034.
- Le Pourhiet, Laetitia, Michael Gurnis, and Jason Saleeby. 2006. "Mantle Instability beneath the Sierra Nevada Mountains in California and Death Valley Extension." *Earth and Planetary Science Letters* 251 (1–2): 104–19. doi:10.1016/j.epsl.2006.08.028.
- Le Pourhiet, Laetitia, Benjamin Huet, Dave A. May, Loic Labrousse, and Laurent Jolivet. 2012. "Kinematic Interpretation of the 3D Shapes of Metamorphic Core Complexes." *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 13 (9): Q09002. doi:10.1029/2012GC004271.
- Le Roy, Pascal, Mohamed Sahabi, Nissrine Maad, Marina Rabineau, Marc-André Gutscher, Nathalie Babonneau, Brigitte Van Vliet Lanoe, et al. 2014. "3D Architecture of Quaternary Sediment along the NW Atlantic Moroccan Rharb Continental Shelf: A Stratal Pattern under the Dual Control of Tectonics and Climatic Variations." *Marine and Petroleum Geology* 49: 129–42. doi:10.1016/j.marpetgeo.2013.10.003.
- Lea, David W., Pamela A. Martin, Dorothy K. Pak, and Howard J. Spero. 2002. "Reconstructing a 350 Ky History of Sea Level Using Planktonic Mg/Ca and Oxygen Isotope Records from a Cocos Ridge Core." *Quaternary Science Reviews*, EPILOG, 21 (1–3): 283–93. doi:10.1016/S0277-3791(01)00081-6.
- Leblanc, D., and P. Olivier. 1984. "Role of Strike-Slip Faults in the Betic-Rifian Orogeny." *Tectonophysics* 101 (3–4): 345–55. doi:10.1016/0040-1951(84)90120-3.
- Lemaux, James, Richard G. Gordon, and Jean-Yves Royer. 2002. "Location of the Nubia-Somalia Boundary along the Southwest Indian Ridge." *Geology* 30 (4): 339–42. doi:10.1130/0091-7613(2002)030<0339:LOTNSB>2.0.CO;2.
- Lemoine, M., G. Dardeau, P.-Y. Delpéch, T. Dumont, P.-C. De Graciansky, R. Graham, L. Jolivet, D. Roberts, and P. Tricart. 1989. "Extension synrift et failles transformantes jurassiques dans les Alpes Occidentales." *Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre* 309 (17): 1711–16.
- Leon, R., Somoza, L., Medialdea, T., Gonzalez, et al. 2007. "Sea-Floor Features Related to Hydrocarbon Seeps in Deepwater Carbonate-Mud Mounds of the Gulf of Cadiz: From Mud Flows to Carbonate Precipitates." *Geo-Marine Letters* 27 (June): 237–247. doi:10.1007/s00367-007-0074-2.
- Leroux, E., M. Rabineau, D. Aslanian, C. Gorini, S. Molliex, F. Bache, C. Robin, et al. 2015. "High Resolution Evolution of Terrigenous Sediment Yields in the Provence Basin during the Last 6 Ma: Relation with Climate and Tectonics." *Basin Research*, n/a-n/a. doi:10.1111/bre.12178.
- Leroux, Estelle. 2012. "Quantification Des Flux Sédimentaires et de La Subsidence Du Bassin Provençal." Brest: Université de Bretagne occidentale.
- Leroux, Estelle, Marina Rabineau, Daniel Aslanian, Christian Gorini, Stéphane Molliex, Francois Bache, Cécile Robin, et al. 2016. "High-Resolution Evolution of Terrigenous Sediment Yields in the Provence Basin during the Last 6 Ma: Relation with Climate and Tectonics." *Basin Research*, January, n/a-n/a. doi:10.1111/bre.12178.
- Letouzey, Jean, Philippe Werner, and André Marty. 1990. "Geodynamic Evolution of the Eastern Eurasian Margin Fault Reactivation and Structural Inversion. Backarc and Intraplate Compressive Deformations. Example of the Eastern Sunda Shelf (Indonesia)." *Tectonophysics* 183 (1): 341–62. doi:10.1016/0040-1951(90)90425-8.
- Levander, A., M. J. Bezada, F. Niu, E. D. Humphreys, I. Palomeras, S. M. Thurner, J. Masy, et al. 2014. "Subduction-Driven Recycling of Continental Margin Lithosphere." *Nature* 515 (7526): 253–56. doi:10.1038/nature13878.
- Linklater, M., B. P. Brooke, S. M. Hamylton, S. L. Nichol, and C. D. Woodroffe. 2015. "Submerged Fossil Reefs Discovered beyond the Limit of Modern Reef Growth in the Pacific Ocean." *Geomorphology* 246 (October): 579–88. doi:10.1016/j.geomorph.2015.07.011.
- Lisiecki, Lorraine E., and Maureen E. Raymo. 2005. "A Pliocene-Pleistocene Stack of 57 Globally Distributed Benthic  $\delta^{18}O$  Records." *Paleoceanography* 20 (1): PA1003. doi:10.1029/2004PA001071.
- Liu, J Paul, and John D Milliman. 2004. "Reconsidering Melt-Water Pulses 1A and 1B: Global Impacts of Rapid Sea-Level Rise." *Journal of Ocean University of China* 3 (2): 183–90.
- Liu, Jean, Glenn A. Milne, Robert E. Kopp, Peter U. Clark, and Ian Shennan. 2016. "Sea-Level Constraints on the Amplitude and Source Distribution of Meltwater Pulse 1A." *Nature Geoscience* 9 (2): 130–34. doi:10.1038/ngeo2616.
- Lo Iacono, Claudio, Eulàlia Gràcia, Susana Diez, Graziella Bozzano, Ximena Moreno, Juanjo Dañobeitia, and Belén Alonso. 2008. "Seafloor Characterization and Backscatter Variability of the Almería Margin (Alboran Sea, SW Mediterranean) Based on High-Resolution Acoustic Data." *Marine Geology* 250 (1–2): 1–18. doi:10.1016/j.margeo.2007.11.004.
- Lo Iacono, Claudio, Jorge Guillén, Pere Puig, Marta Ribó, Maria Ballesteros, Albert Palanques, Marcel lí Farrán, and Juan Acosta. 2010. "Large-Scale Bedforms along a Tideless Outer Shelf Setting in the Western Mediterranean." *Continental Shelf Research* 30 (17): 1802–13. doi:10.1016/j.csr.2010.08.005.
- Lobo, F. J., L. M. Fernández-Salas, I. Moreno, J. L. Sanz, and A. Maldonado. 2006. "The Sea-Floor Morphology of a Mediterranean Shelf Fed by Small Rivers, Northern Alboran Sea Margin." *Continental Shelf Research* 26 (20): 2607–28. doi:10.1016/j.csr.2006.08.006.

- Lobo, F. J., J. A. Goff, I. Mendes, P. Bárcenas, L. M. Fernández-Salas, W. Martín-Rosales, J. Macías, and V. Díaz del Río. 2014. "Spatial Variability of Prodeltaic Undulations on the Guadalfeo River Prodelta: Support to the Genetic Interpretation as Hyperpycnal Flow Deposits." *Marine Geophysical Research*, August, 1–25. doi:10.1007/s11001-014-9233-9.
- Lobo, F. J., F. J. Hernández-Molina, L. Somoza, J. Rodero, A. Maldonado, and A. Barnolas. 2000. "Patterns of Bottom Current Flow Deduced from Dune Asymmetries over the Gulf of Cadiz Shelf (Southwest Spain)." *Marine Geology* 164 (3–4): 91–117. doi:10.1016/S0025-3227(99)00132-2.
- Lobo, F. J., M. Tesson, and B. Gensous. 2004. "Stratral Architectures of Late Quaternary Regressive–transgressive Cycles in the Roussillon Shelf (SW Gulf of Lions, France)." *Marine and Petroleum Geology* 21 (9): 1181–1203. doi:10.1016/j.marpetgeo.2004.07.003.
- Lobo, Francisco J., and Domenico Ridente. 2014. "Stratigraphic Architecture and Spatio-Temporal Variability of High-Frequency (Milankovitch) Depositional Cycles on Modern Continental Margins: An Overview." *Marine Geology*, 50th Anniversary Special Issue, 352: 215–47. doi:10.1016/j.margeo.2013.10.009.
- Lofi, J., M. Rabineau, C. Gorini, S. Berne, G. Clauzon, P. De Clarens, A. Tadeu Dos Reis, et al. 2003. "Plio–Quaternary Prograding Clinofold Wedges of the Western Gulf of Lion Continental Margin (NW Mediterranean) after the Messinian Salinity Crisis." *Marine Geology* 198 (3–4): 289–317. doi:10.1016/S0025-3227(03)00120-8.
- Lonergan, L., White, and N. 1997. "Origin of the Betic-Rif Mountain Belt." *Tectonics* 16: 504–522.
- Lourens, Lucas J. 2004. "Revised Tuning of Ocean Drilling Program Site 964 and KC01B (Mediterranean) and Implications for the  $\delta^{18}O$ , Tephra, Calcareous Nannofossil, and Geomagnetic Reversal Chronologies of the Past 1.1 Myr: PLEISTOCENE ASTRONOMICAL TIMESCALES." *Paleoceanography* 19 (3): n/a-n/a. doi:10.1029/2003PA000997.
- Luca, P. de. 1978. "L'unité Chaotique Des Kbdana (Region de Zaio, Maroc). Relation Structurale Avec L'avant Pays Du Rif Oriental." *Bulletin de La Societe Geologique de France Series 7* Vol. XX (3): 339–43. doi:10.2113/gssgfbull.S7-XX.3.339.
- Lujan, M., Crespo-Blanc, A., Comas, and M. 2011. "Morphology and Structure of the Camarinal Sill from High-Resolution Bathymetry: Evidence of Fault Zones in the Gibraltar Strait." *Geo-Marine Letters* 31 (June): 163–174. doi:10.1007/s00367-010-0222-y.
- Maad, Nissrine, Pascal Le Roy, Mohamed Sahabi, Marc-André Gutscher, M. Hssain, Nathalie Babonneau, Marina Rabineau, and Brigitte Van Vliet Lanoe. 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 (9): 731–40. doi:10.1016/j.crte.2010.04.006.
- Maestro, Adolfo, Jerónimo López-Martínez, Estefanía Llave, Fernando Bohoyo, Juan Acosta, F. Javier Hernández-Molina, Araceli Muñoz, and Gloria Jané. 2013. "Geomorphology of the Iberian Continental Margin." *Geomorphology, Geomorphology in Spain Special issue in honour of Prof. Mateo Gutiérrez*, 196: 13–35. doi:10.1016/j.geomorph.2012.08.022.
- Mancilla, Flor de Lis, Guillermo Booth-Rea, Daniel Stich, José Vicente Pérez-Peña, José Morales, José Miguel Azañón, Rosa Martín, and Flavio Giaconia. 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 (November): 225–37. doi:10.1016/j.tecto.2015.06.028.
- Mancilla, Flor de Lis, and Jordi Diaz. 2015. "High Resolution Moho Topography Map beneath Iberia and Northern Morocco from Receiver Function Analysis." *Tectonophysics*. doi:10.1016/j.tecto.2015.06.017.
- Mann, P., C. Demets, and M. Wiggins-Grandison. 2007. "Toward a Better Understanding of the Late Neogene Strike-Slip Restraining Bend in Jamaica: Geodetic, Geological, and Seismic Constraints." *Geological Society, London, Special Publications* 290 (1): 239–53. doi:10.1144/SP290.8.
- Mansfield, Chris, and Joe Cartwright. 2001. "Fault Growth by Linkage: Observations and Implications from Analogue Models." *Journal of Structural Geology* 23 (5): 745–63. doi:10.1016/S0191-8141(00)00134-6.
- Marangoni, Mb, Antonio Tadeu Dos Reis, Cg Silva, Renato M Da Costa Maia, Marina Rabineau, Jv Guerra, Christian Gorini, Rodrigo Arantes Oliveira, Mayara Morais Passos, and Bernardo G De Almeida. 2013. "Stratigraphic Framework and Depositional Cyclicity of Middle Pleistocene-Holocene Sedimentary Systems of the Southern Shelf of Campos Basin, Brazil." *Brazilian Journal of Geology* 43 (2): 285–300.
- Marchesi, Claudio, Zoltán Konc, Carlos J. Garrido, Delphine Bosch, Károly Hidas, María Isabel Varas-Reus, and Antonio Acosta-Vigil. 2017. "Multi-Stage Evolution of the Lithospheric Mantle beneath the Westernmost Mediterranean: Geochemical Constraints from Peridotite Xenoliths in the Eastern Betic Cordillera (SE Spain)." *Lithos*. Accessed January 17. doi:10.1016/j.lithos.2016.12.011.
- Marín-Lechado, Carlos, Jesús Galindo-Zaldívar, Luis Roberto Rodríguez-Fernández, Inmaculada Serrano, and Antonio Pedrera. 2005. "Active Faults, Seismicity and Stresses in an Internal Boundary of a Tectonic Arc (Campo de Dalías and Níjar, Southeastern Betic Cordilleras, Spain)." *Tectonophysics* 396 (1–2): 81–96. doi:10.1016/j.tecto.2004.11.001.
- Martel, Stephen J. 1999. "Mechanical Controls on Fault Geometry." *Journal of Structural Geology* 21 (6): 585–96. doi:10.1016/S0191-8141(99)00054-1.
- Martínez-Díaz, José J., and J. L. Hernández-Enrile. 2004. "Neotectonics and Morphotectonics of the Southern Almería Region (Betic Cordillera-Spain) Kinematic Implications." *International Journal of Earth Sciences* 93 (2): 189–206. doi:10.1007/s00531-003-0379-y.
- Martínez-García, P., M. Comas, J. I. Soto, L. Lonergan, and A. B. Watts. 2013. "Strike-Slip Tectonics and Basin Inversion in the Western Mediterranean: The Post-Messinian Evolution of the Alboran Sea." *Basin Research* 25 (4): 361–87. doi:10.1111/bre.12005.
- Martínez-García, P., Juan I. Soto, and Menchu Comas. 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 (1): 19–36. doi:10.1007/s00367-010-0212-0.
- Martínez-Loriente, Sara, Valentí Sallarès, Eulàlia Gràcia, Rafael Bartolome, Juan José Dañoibeitia, and Nevio Zitellini. 2014. "Seismic and Gravity Constraints on the Nature of the Basement in the Africa-Eurasia Plate Boundary: New Insights for the Geodynamic Evolution of the SW Iberian Margin." *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 119 (1): 2013JB010476. doi:10.1002/2013JB010476.
- Martínez-Martínez, José Miguel, Guillermo Booth-Rea, José Miguel Azañón, and Federico Torcal. 2006. "Active Transfer Fault Zone Linking a Segmented Extensional System (Betics, Southern Spain): Insight into Heterogeneous Extension Driven by Edge Delamination." *Tectonophysics* 422 (1–4): 159–73. doi:10.1016/j.tecto.2006.06.001.
- Martínez-Martínez, J. M., Soto, J. I., Balanya, and J. C. 2004. "Elongated Domes in Extended Orogens: A Mode of Mountain Uplift in the Betics (Southeast Spain)." In *Gneiss Domes in Orogeny*, edited by Whitney and D. L. Teysier C. Siddoway C. S., 380:243–265. Geological Society of America Special Papers. //WOS:000271343400015.
- Martínez-Martos, Manuel, Jesus Galindo-Zaldívar, Francisco José Lobo, Antonio Pedrera, Patricia Ruano, Manuel Lopez-Chicano, and Miguel Ortega-Sánchez. 2016. "Buried Marine-Cut Terraces and Submerged Marine-Built Terraces: The Carchuna-Calahonda Coastal Area (Southeast Iberian Peninsula)." *Geomorphology* 264: 29–40. doi:10.1016/j.geomorph.2016.04.010.
- Martorelli, Eleonora, Francesco Latino Chiocci, and Luciana Orlando. 2010. "Imaging Continental Shelf Shallow Stratigraphy by Using Different High-Resolution Seismic Sources: An Example from the Calabro-Tyrrhenian Margin (Mediterranean Sea)." *Brazilian Journal of Oceanography* 58 (SPE1): 55–66. doi:10.1590/S1679-87592010000500006.



- Masana, E., J.J. Martínez-Díaz, J.L. Hernández-Enrile, and P. Santanach. 2004. "The Alhama de Murcia Fault (SE Spain), a Seismogenic Fault in a Diffuse Plate Boundary: Seismotectonic Implications for the Ibero-Magrebien Region." *J. Geophys. Res.* 109: B01301. doi:10.1029/2002jb002359.
- Mase, Hajime, and Yuichi Iwagaki. 1982. "Wave Height Distributions and Wave Grouping in Surf Zone." In *Coastal Engineering 1982*, 58–76. <http://ascelibrary.org/doi/abs/10.1061/9780872623736.004>.
- Maselli, Vittorio, Eric W. Hutton, Albert J. Kettner, James P. M. Syvitski, and Fabio Trincardi. 2011. "High-Frequency Sea Level and Sediment Supply Fluctuations during Termination I: An Integrated Sequence-Stratigraphy and Modeling Approach from the Adriatic Sea (Central Mediterranean)." *Marine Geology* 287 (1–4): 54–70. doi:10.1016/j.margeo.2011.06.012.
- Mauffret, A., A. Ammar, C. Gorini, and H. Jabour. 2007. "The Alboran Sea (Western Mediterranean) Revisited with a View from the Moroccan Margin." *Terra Nova* 19 (3): 195–203. doi:10.1111/j.1365-3121.2007.00734.x.
- Mauffret, A., A. Maldonado, and A. C. Campillo. 1992. "Tectonic Framework of the Eastern Alboran and Western Algerian Basins, Western Mediterranean." *Geo-Marine Letters* 12 (2–3): 104–110.
- Mauffret, Alain. 2007. "The Northwestern (Maghreb) Boundary of the Nubia (Africa) Plate." *Tectonophysics* 429 (1–2): 21–44. doi:10.1016/j.tecto.2006.09.007.
- Mauffret, Alain, Maamar El-Robrini, and Maurice Gennesseaux. 1987. "Indice de La Compression Récente En Mer Méditerranée: Un Bassin Losangique Sur La Marge Nord-Algérienne." *Bulletin De La Societe Geologique De France* 8 (6): 1195–1206.
- McCaffrey, Robert. 1991. "Slip Vector and Stretching of the Sumatran Forearc." *Geology* 19: 881–84.
- . 1992. "Oblique Plate Convergence, Slip Vectors, and Forearc Deformation." *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 97 (B6): 8905–15. doi:10.1029/92JB00483.
- McClay, Ken, and Massimo Bonora. 2001. "Analog Models of Restraining Stepovers in Strike-Slip Fault Systems." *AAPG Bulletin* 85 (2): 233–260.
- McClay, Ken, and Tim Dooley. 1995. "Analogue Models of Pull-Apart Basins." *Geology* 23 (8): 711–714.
- McKenzie, Dan, and James Jackson. 1983. "The Relationship between Strain Rates, Crustal Thickening, Palaeomagnetism, Finite Strain and Fault Movements within a Deforming Zone." *Earth and Planetary Science Letters* 65 (1): 182–202. doi:10.1016/0012-821X(83)90198-X.
- Medaouri, M., Bracene, R., Deverchere, J., Graindorge, et al. 2012. "Structural Styles and Neogene Petroleum System around the Yusuf-Habibas Ridge (Alboran Basin, Mediterranean Sea)." *The Leading Edge* 31: 776–785. doi:10.1190/le31070776.1.
- Medaouri, Mourad, Jacques Déverchère, David Graindorge, Rabah Bracene, Rabie Badji, Aziouz Ouabadi, Karim Yelles-Chaouche, and Fethi Bendiab. 2014. "The Transition from Alboran to Algerian Basins (Western Mediterranean Sea): Chronostratigraphy, Deep Crustal Structure and Tectonic Evolution at the Rear of a Narrow Slab Rollback System." *Journal of Geodynamics*, SI: Geodynamic evolution of the Alboran domain, 77: 186–205. doi:10.1016/j.jog.2014.01.003.
- Medialdea, T., Somoza, L., Pinheiro, L. M., Fernández-Puga, et al. 2009. "Tectonics and Mud Volcano Development in the Gulf of Cádiz." *Marine Geology* 261: 48–63. doi:10.1016/j.margeo.2008.10.007.
- Medina, F., and S.O. El Alami. 2006. "Focal Mechanisms and State of Stress in the Al Hoceima Area (Central Rif, Morocco)." *Bull Inst Sci, Rabat, Sect Sci Terre* 28: 19–30.
- Medina, Fida. 1995. "Present-Day State of Stress in Northern Morocco from Focal Mechanism Analysis." *Journal of Structural Geology* 17 (7): 1035–46.
- Medina, Fida, and Taj-Eddine Cherkaoui. 2017. "The South-Western Alboran Earthquake Sequence of January-March 2016 and Its Associated Coulomb Stress Changes." *Open Journal of Earthquake Research* 6 (01): 35.
- Meghraoui, Mustapha, and Silvia Pondrelli. 2013. "Active Faulting and Transpression Tectonics along the Plate Boundary in North Africa." *Annals of Geophysics* 55 (5). doi:10.4401/ag-4970.
- Michard, A., H. Feinberg, D. El-Azzab, M. Bouybaouene, and O. Saddiqi. 1992. "A Serpentinite Ridge in a Collisional Paleomargin Setting: The Beni Malek Massif, External Rif, Morocco." *Earth and Planetary Science Letters* 113 (3): 435–442.
- Michard, A., F. Negro, D. Frizon de Lamotte, and O. Saddiqi. 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 (3–4): 173–186.
- Michard, André, Bruno Goffé, Mohamed Bouybaouene, and Omar Saddiqi. 1997. "Late Hercynian–Mesozoic Thinning in the Alboran Domain: Metamorphic Data from the Northern Rif, Morocco." *Terra Nova* 9 (4): 171–74. doi:10.1046/j.1365-3121.1997.d01-24.x.
- Michard, André, Negro, François, Saddiqi, Omar, Bouybaouene, et al. 2006. "Pressure–temperature–time Constraints on the Maghrebide Mountain Building: Evidence from the Rif–Betic Transect (Morocco, Spain), Algerian Correlations, and Geodynamic Implications." *Comptes Rendus Geoscience* 338: 92–114. doi:10.1016/j.crte.2005.11.011.
- Migeon, S., B. Savoye, E. Zanella, T. Mulder, J.-C. Faugères, and O. Weber. 2001. "Detailed Seismic-Reflection and Sedimentary Study of Turbidite Sediment Waves on the Var Sedimentary Ridge (SE France): Significance for Sediment Transport and Deposition and for the Mechanisms of Sediment-Wave Construction." *Marine and Petroleum Geology* 18 (2): 179–208. doi:10.1016/S0264-8172(00)00060-X.
- Migeon, Sébastien, Silvia Ceramicola, Daniel Praeg, Emmanuelle Ducassou, Alexandre Dano, João Marcelo Ketzer, Flore Mary, and Jean Mascle. 2014. "Post-Failure Processes on the Continental Slope of the Central Nile Deep-Sea Fan: Interactions between Fluid Seepage, Sediment Deformation and Sediment-Wave Construction." In *Submarine Mass Movements and Their Consequences*, 117–127. Springer. [http://link.springer.com/chapter/10.1007/978-3-319-00972-8\\_11](http://link.springer.com/chapter/10.1007/978-3-319-00972-8_11).
- Miller, Scott R., Suzanne L. Baldwin, and Paul G. Fitzgerald. 2012. "Transient Fluvial Incision and Active Surface Uplift in the Woodlark Rift of Eastern Papua New Guinea." *Lithosphere* 4 (2): 131–49. doi:10.1130/L135.1.
- Molnar, Peter, and Katherine E. Dayem. 2010. "Major Intracontinental Strike-Slip Faults and Contrasts in Lithospheric Strength." *Geosphere* 6 (4): 444–467.
- Moratti, G., L. Piccardi, G. Vannucci, M.E. Belardinelli, M. Dahmani, A. Bendkik, and M. Chenakeb. 2003. "The 1755 'Meknes' Earthquake (Morocco): Field Data and Geodynamic Implications." *Active Faults: Analysis, Processes and Monitoring* 36 (1–2): 305–22. doi:10.1016/S0264-3707(03)00052-8.
- Morel, J. L., M. Zouine, and A. Poisson. 1993. "Relations Entre La Subsidence Des Bassins Moulouyens et La Creation Des Reliefs Atlasiques (Maroc); Un Exemple D'inversion Tectonique Depuis Le Neogene." *Bulletin de La Societe Geologique de France* 164 (1): 79.
- Morel, J.-L., and M. Meghraoui. 1996. "Goringe-Alboran-Tell Tectonic Zone: A Transpression System along the Africa-Eurasia Plate Boundary." *Geology* 24: 755–758.
- Moreno, Ximena, Eulàlia Masana, Raimon Pallàs, Eulàlia Gràcia, Àngel Rodés, and Jaume Bordonau. 2015. "Quaternary Tectonic Activity of the Carboneras Fault in the La Serrata Range (SE Iberia): Geomorphological and Chronological Constraints." *Tectonophysics*, Special issue on Iberia geodynamics: An integrative approach from the Topo-Iberia framework, 663 (November): 78–94. doi:10.1016/j.tecto.2015.08.016.

- Münch, Philippe, Stephan Roger, Jean-Jacques Cornée, Jean-Paul Saint Martin, Gilbert Féraud, and Abdelkhalak Ben Moussa. 2001. "Restriction Des Communications Entre l'Atlantique et La Méditerranée Au Messinien: Apport de La Téphrochronologie Dans La Plate-Forme Carbonatée et Le Bassin de Melilla-Nador (Rif Nord-Oriental, Maroc)." *Comptes Rendus de l'Académie Des Sciences-Series IIA-Earth and Planetary Science* 332 (9): 569–576.
- Muñoz, A., M. Ballesteros, I. Montoya, J. Rivera, J. Acosta, and E. Uchupi. 2008. "Alborán Basin, Southern Spain—Part I: Geomorphology." *Marine and Petroleum Geology* 25 (1): 59–73. doi:10.1016/j.marpetgeo.2007.05.003.
- Naylor, M. A., G. Mandl, and C. H. K. Supesteijn. 1986. "Fault Geometries in Basement-Induced Wrench Faulting under Different Initial Stress States." *Journal of Structural Geology* 8 (7): 737–52. doi:10.1016/0191-8141(86)90022-2.
- Naylor, M.A., G. Mandl, and C.H.K. Sijpesteijn. 1986. "Fault Geometries in Basement-Induced wrench faulting under Different Initial Stress States." *Journal of Structural Geology* 8 (7): 737–52.
- Negredo, Ana M. 2002. "Neotectonic Modeling of the Ibero-Maghrebian Region." *Journal of Geophysical Research* 107 (B11). doi:10.1029/2001JB000743.
- Negro, F., P. Agard, B. Goffe, and O. Saddiqi. 2007. "Tectonic and Metamorphic Evolution of the Tamsamani Units, External Rif (Northern Morocco): Implications for the Evolution of the Rif and the Betic-Rif Arc." *Journal of the Geological Society* 164 (4): 829–42. doi:10.1144/0016-76492006-112.
- Negro, F., O. Beyssac, B. Goffé, O. Saddiqi, and M.L. Bouybaouène. 2006. "Thermal Structure of the Alboran Domain in the Rif (Northern Morocco) and the Western Betics (Southern Spain). Constraints from Raman Spectroscopy of Carbonaceous Material." *Journal of Metamorphic Geology* 24: 309–327. doi:10.1111/j.1525-1314.2006.00639.x.
- Neres, M., M. M. C. Carafa, R. M. S. Fernandes, L. Matias, J. C. Duarte, S. Barba, and P. Terrinha. 2016. "Lithospheric Deformation in the Africa-Iberia Plate Boundary: Improved Neotectonic Modeling Testing a Basal-Driven Alboran Plate." *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 121 (9): 2016JB013012. doi:10.1002/2016JB013012.
- Nilfouroushan, Faramarz, Russell Pysklywec, Alexander Cruden, and Hemin Koyi. 2013. "Thermal-Mechanical Modeling of Salt-Based Mountain Belts with Pre-Existing Basement Faults: Application to the Zagros Fold and Thrust Belt, Southwest Iran." *Tectonics* 32 (5): 1212–26. doi:10.1002/tect.20075.
- Nur, Amos, Hagai Ron, and Oona Scotti. 1986. "Fault Mechanics and the Kinematics of Block Rotations." *Geology* 14 (9): 746–49. doi:10.1130/0091-7613(1986)14<746:FMATKO>2.0.CO;2.
- Olivet, Jean-Louis, Jean-Marie Auzende, and Jean Bonnin. 1973. "Structure et Évolution Tectonique Du Bassin d'Alboran." *Bulletin de La Société Géologique de France* 15 (2): 491–495.
- Olivet, Jean-Louis, Guy Pautot, and Jean-Marie Auzende. 1972. "Structural Framework of Selected Regions of the Western Mediterranean." *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project* 13: 321–334.
- Ouaragli, Bilal El, Mohamed Najib Zaghoul, Hajar El Talibi, and Roberta Somma. 2016. "Tectono-Sedimentary Evolution of the Miocene Oued Dayr Formation (Ghomaride Complex, Internal Domain of the Maghrebian Rif Belt, Morocco)." *Arabian Journal of Geosciences* 9 (15): 660. doi:10.1007/s12517-016-2663-8.
- Ouimet, William B., Kelin X. Whipple, and Darryl E. Granger. 2009. "Beyond Threshold Hillslopes: Channel Adjustment to Base-Level Fall in Tectonically Active Mountain Ranges." *Geology* 37 (7): 579–82. doi:10.1130/G30013A.1.
- Ousadou, Farida, Louis Dorbath, Abdelhakim Ayadi, Catherine Dorbath, and Sofiane Gharbi. 2014. "Stress Field Variations along the Maghreb Region Derived from Inversion of Major Seismic Crisis Fault Plane Solutions." *Tectonophysics* 632 (September): 261–80. doi:10.1016/j.tecto.2014.06.017.
- Palano, M., P. J. González, and J. Fernández. 2013. "Strain and Stress Fields along the Gibraltar Orogenic Arc: Constraints on Active Geodynamics." *Gondwana Research* 23 (3): 1071–88. doi:10.1016/j.gr.2012.05.021.
- Palano, Mimmo, Pablo J. González, and José Fernández. 2015. "The Diffuse Plate Boundary of Nubia and Iberia in the Western Mediterranean: Crustal Deformation Evidence for Viscous Coupling and Fragmented Lithosphere." *Earth and Planetary Science Letters* 430 (November): 439–47. doi:10.1016/j.epsl.2015.08.040.
- Palomeras, I., S. Thurner, A. Levander, K. Liu, A. Villasenor, R. Carbonell, and M. Harnafi. 2014. "Finite-Frequency Rayleigh Wave Tomography of the Western Mediterranean: Mapping Its Lithospheric Structure: RAYLEIGH WAVE Vs MODEL IN WM." *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 15 (1): 140–60. doi:10.1002/2013GC004861.
- Palomino, Desirée, Juan-Tomás Vázquez, Gemma Ercilla, Belén Alonso, Nieves López-González, and Victor Díaz-del-Río. 2011. "Interaction between Seabed Morphology and Water Masses around the Seamounts on the Motril Marginal Plateau (Alboran Sea, Western Mediterranean)." *Geo-Marine Letters* 31 (5–6): 465–79. doi:10.1007/s00367-011-0246-y.
- Parsons, D. R., J. L. Best, O. Orfeo, R. J. Hardy, R. Kostaschuk, and S. N. Lane. 2005. "Morphology and Flow Fields of Three-Dimensional Dunes, Rio Paraná, Argentina: Results from Simultaneous Multibeam Echo Sounding and Acoustic Doppler Current Profiling." *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* 110 (F4): F04S03. doi:10.1029/2004JF000231.
- Pascual, Ananda, Simon Ruiz, Antonio Olita, Charles Troupin, Mariona Claret, Benjamin Casas, Baptiste Mourre, et al. 2017. "A Multiplatform Experiment to Unravel Meso- and Submesoscale Processes in an Intense Front (AlborEx)." *Frontiers in Marine Science* 4. doi:10.3389/fmars.2017.00039.
- Paterson, M. S., and F. C. Luan. 1990. "Quartzite Rheology under Geological Conditions." *Geological Society, London, Special Publications* 54 (1): 299–307. doi:10.1144/GSL.SP.1990.054.01.26.
- Paulatto, M., A. B. Watts, and C. Peirce. 2014. "Potential Field and High-Resolution Bathymetry Investigation of the Monowai Volcanic Centre, Kermadec Arc: Implications for Caldera Formation and Volcanic Evolution." *Geophysical Journal International*, February. ggt512. doi:10.1093/gji/ggt512.
- Paull, C. K., D. W. Caress, E. Lundsten, R. Gwiawza, K. Anderson, M. McGann, J. Conrad, B. Edwards, and E. J. Sumner. 2013. "Anatomy of the La Jolla Submarine Canyon System; Offshore Southern California." *Marine Geology* 335 (January): 16–34. doi:10.1016/j.margeo.2012.10.003.
- Peacock, D. C. P. 1991. "Displacements and Segment Linkage in Strike-Slip Fault Zones." *Journal of Structural Geology* 13 (9): 1025–35. doi:10.1016/0191-8141(91)90054-M.
- Pedoja, Kevin, Laurent Husson, Markes E. Johnson, Daniel Melnick, Cesar Witt, Stéphane Pochat, Maëlle Nexer, et al. 2014. "Coastal Staircase Sequences Reflecting Sea-Level Oscillations and Tectonic Uplift during the Quaternary and Neogene." *Earth-Science Reviews* 132: 13–38. doi:10.1016/j.earscirev.2014.01.007.
- Pedreira, A., A. Ruiz-Constán, J. Galindo-Zaldívar, A. Chalouan, C. Sanz de Galdeano, C. Marín-Lechado, P. Ruano, et al. 2011. "Is There an Active Subduction beneath the Gibraltar Orogenic Arc? Constraints from Pliocene to Present-Day Stress Field." *Journal of Geodynamics* 52 (2): 83–96. doi:10.1016/j.jog.2010.12.003.
- Pedreira, Antonio, Marín-Lechado, Carlos, Martos-Rosillo, Sergio, Roldán, and Francisco Javier. 2012. "Curved Fold-and-Thrust Accretion during the Extrusion of a Synorogenic Viscous Allochthonous Sheet: The Estepa Range (External Zones, Western Betic Cordillera, Spain)." *Tectonics* 31: TC4013. doi:10.1029/2012tc003119.

- Peltier, W. R. 2001. "Chapter 4 Global Glacial Isostatic Adjustment and Modern Instrumental Records of Relative Sea Level History." In *International Geophysics*, edited by Michael S. Kearney and Stephen P. Leatherman Bruce C. Douglas, 75:65–95. Sea Level RiseHistory and Consequences. Academic Press. <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0074614201800073>.
- Peltier, W. R., and R. G. Fairbanks. 2006. "Global Glacial Ice Volume and Last Glacial Maximum Duration from an Extended Barbados Sea Level Record." *Quaternary Science Reviews, Critical Quaternary Stratigraphy*, 25 (23–24): 3322–37. doi:10.1016/j.quascirev.2006.04.010.
- Perea, H., E. Gràcia, P. Alfaro, R. Bartolomé, C. Lo Iacono, X. Moreno, E. Masana, and EVENT-SHELF Team. 2012. "Quaternary Active Tectonic Structures in the Offshore Bajo Segura Basin (SE Iberian Peninsula – Mediterranean Sea)." *Natural Hazards and Earth System Science* 12 (10): 3151–68. doi:10.5194/nhess-12-3151-2012.
- Perea, Hector, Eulàlia Gràcia, Rafael Bartolomé, L. Gómez de la Peña, S. Martínez-Lorient, Ximena Moreno, Ben De Mol, O. Tello, M. Ballesteros, and others. 2014. "Evidences of Quaternary Active Faults Across the Djibouti High and the Adra Ridge (Alboran Sea)." [http://www.researchgate.net/profile/Hector\\_Perea2/publication/271822785\\_Evidence\\_of\\_quaternary\\_active\\_faults\\_across\\_the\\_Djibouti\\_High\\_and\\_the\\_Adra\\_Ridge\\_\(Alboran\\_Sea\)/links/54d1eb360cf28370d0e16a84.pdf](http://www.researchgate.net/profile/Hector_Perea2/publication/271822785_Evidence_of_quaternary_active_faults_across_the_Djibouti_High_and_the_Adra_Ridge_(Alboran_Sea)/links/54d1eb360cf28370d0e16a84.pdf).
- Perouse, E., P. Vernant, J. Chery, R. Reilinger, and S. McClusky. 2010. "Active Surface Deformation and Sub-Lithospheric Processes in the Western Mediterranean Constrained by Numerical Models." *Geology* 38 (9): 823–26. doi:10.1130/G30963.1.
- Petit, Carole, Laetitia Le Pourhiet, Bruno Scalabrino, Michel Corsini, Mickaël Bonnin, and Adrien Romagny. 2015. "Crustal Structure and Gravity Anomalies beneath the Rif, Northern Morocco: Implications for the Current Tectonics of the Alboran Region." *Geophysical Journal International* 202 (1): 640–52. doi:10.1093/gji/ggv169.
- Phillips, Richard J., Randall R. Parrish, and Michael P. Searle. 2004. "Age Constraints on Ductile Deformation and Long-Term Slip Rates along the Karakoram Fault Zone, Ladakh." *Earth and Planetary Science Letters* 226 (3–4): 305–19. doi:10.1016/j.epsl.2004.07.037.
- Piper, David J. W., and A. E. Aksu. 1992. "Architecture of Stacked Quaternary Deltas Correlated with Global Oxygen Isotopic Curve." *Geology* 20 (5): 415–18. doi:10.1130/0091-7613(1992)020<0415:AOSQDC>2.3.CO;2.
- Platt, J.P., S.P. Kelley, A. Carter, and M. Orozco. 2005. "Timing of Tectonic Events in the Alpujarride Complex, Betic Cordillera, Southern Spain." *Journal of the Geological Society, London* 162: 1–12.
- Plint, A. Guy, and Dag Nummedal. 2000. "The Falling Stage Systems Tract: Recognition and Importance in Sequence Stratigraphic Analysis." *Geological Society, London, Special Publications* 172 (1): 1–17.
- Pondard, Nicolas, and Philip M. Barnes. 2010. "Structure and Paleoseismicity Records of Active Submarine Faults, Cook Strait, New Zealand: Implications for Fault Interactions, Stress Loading, and Seismic Hazard." *Journal of Geophysical Research* 115 (B12). doi:10.1029/2010JB007781.
- Posamentier, H. W., G.P. Allen, D.P. James, and M. Tesson. 1992. "Forced Regressions in a Sequence Stratigraphic Framework Concepts Examples and Exploration Significance." *American Association of Petroleum Geology Bulletin*, no. 76: 1787–1809.
- Posamentier, H. W., and P. R. Vail. 1988. "Eustatic Controls on Clastic Deposition II—sequence and Systems Tract Models." [http://archives.datapages.com/data/sepm\\_sp/SP42/Eustatic\\_Controls\\_on\\_Clastic\\_Deposition\\_II.htm](http://archives.datapages.com/data/sepm_sp/SP42/Eustatic_Controls_on_Clastic_Deposition_II.htm).
- Posamentier, Henry, and G. P. Allen. 1993. "The 'Healing Phase' -- a Commonly Overlooked Component of the Transgressive Systems." In *New Orleans, Louisiana: AAPG Search and Discovery*.
- Posamentier, Henry W., and George P. Allen. 1993. "Variability of the Sequence Stratigraphic Model: Effects of Local Basin Factors." *Sedimentary Geology, Basin Analysis and Dynamics of Sedimentary Basin Evolution*, 86 (1): 91–109. doi:10.1016/0037-0738(93)90135-R.
- Posamentier, Henry W., and William R Morris. 2000. "Aspects of the Stratal Architecture of Forced Regressive Deposits." *Geological Society, London, Special Publications* 172 (1): 19–46.
- Poujol, A., J.-F. Ritz, A. Tahayt, P. Vernant, M. Condomines, P.-H. Blard, J. Billant, et al. 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. doi:10.1016/j.jog.2014.01.004.
- Rabineau, M. 2001. "Un Modèle Géométrique et Stratigraphique Des Séquences de Dépôts Quaternaires Sur La Marge Du Golfe Du Lion: Enregistrement Des Cycles Climatiques de 100 000 Ans." Rennes: Université Renne 1.
- Rabineau, M., S. Berné, D. Aslanian, J.-L. Olivet, P. Joseph, F. Guillocheau, J.-F. Bourillet, E. Ledrezen, and D. Granjeon. 2005. "Sedimentary Sequences in the Gulf of Lion: A Record of 100,000 Years Climatic Cycles." *Marine and Petroleum Geology* 22 (6–7): 775–804. doi:10.1016/j.marpetgeo.2005.03.010.
- Rabineau, M., S. Berné, É Ledrezen, G. Lericolais, T. Marsset, and M. Rotunno. 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 (5): 439–52. doi:10.1016/S0264-8172(98)00015-4.
- Rabineau, M., S. Berné, J.-L. Olivet, D. Aslanian, F. Guillocheau, and P. Joseph. 2006. "Paleo Sea Levels Reconsidered from Direct Observation of Paleoshoreline Position during Glacial Maxima (for the Last 500,000 Yr)." *Earth and Planetary Science Letters* 252 (1–2): 119–37. doi:10.1016/j.epsl.2006.09.033.
- Rabineau, M., E. Leroux, D. Aslanian, F. Bache, C. Gorini, M. Moulin, S. Molliex, et al. 2014. "Quantifying Subsidence and Isostatic Readjustment Using Sedimentary Paleomarkers, Example from the Gulf of Lion." *Earth and Planetary Science Letters* 388 (February): 353–66. doi:10.1016/j.epsl.2013.11.059.
- Raymo, M. E., and W. F. Ruddiman. 1992. "Tectonic Forcing of Late Cenozoic Climate." *Nature* 359 (6391): 117–22. doi:10.1038/359117a0.
- Reicherter, K. R., and S. Reiss. 2001. "The Carboneras Fault Zone (Southeastern Spain) Revisited with Ground Penetrating Radar-Quaternary Structural Styles from High-Resolution Images." *Geologie En Mijnbouw* 80 (3/4): 129–138.
- Reicherter, Klaus, and Christian Hübscher. 2007. "Evidence for a Seafloor Rupture of the Carboneras Fault Zone (Southern Spain): Relation to the 1522 Almería Earthquake?" *Journal of Seismology* 11 (1): 15–26. doi:10.1007/s10950-006-9024-0.
- Reuber, Ingrid, André Michard, Ahmed Chalouan, Thierry Juteau, and Bahija Jermoumi. 1982. "Structure and Emplacement of the Alpine-Type Peridotites from Beni Bousera, Rif, Morocco: A Polyphase Tectonic Interpretation." *Tectonophysics* 82 (3–4): 231–51. doi:10.1016/0040-1951(82)90047-6.
- Ridente, D., F. Trincardi, A. Piva, and A. Asioli. 2009. "The Combined Effect of Sea Level and Supply during Milankovitch Cyclicality: Evidence from Shallow-Marine  $\delta^{18}O$  Records and Sequence Architecture (Adriatic Margin)." *Geology* 37 (11): 1003–6. doi:10.1130/G25730A.1.
- Ridente, Domenico, Renzo Petrangaro, Francesco Falese, and Francesco L. Chiocci. 2012. "Middle–Upper Pleistocene Record of 100-Ka Depositional Cycles on the Southern Tuscany Continental Margin (Tyrrhenian Sea, Italy)." *Marine Geology* 326–328: 1–13. doi:10.1016/j.margeo.2012.09.003.

- Ridente, Domenico, and Fabio Trincardi. 2005. "Pleistocene 'muddy' Forced-Regression Deposits on the Adriatic Shelf: A Comparison with Prodelta Deposits of the Late Holocene Highstand Mud Wedge." *Marine Geology, Mediterranean Prodelta Systems*, 222–223 (November): 213–33. doi:10.1016/j.margeo.2005.06.042.
- Rimi, A. 1999. "Mantle Heat Flow and Geotherms for the Main Geologic Domains in Morocco." *International Journal of Earth Sciences* 88 (3): 458–66. doi:10.1007/s005310050278.
- Roberts, Andy. 2001. "Curvature Attributes and Their Application to 3 D Interpreted Horizons." *First Break* 19 (2): 85–100.
- Robinson, Alexander C. 2009. "Evidence against Quaternary Slip on the Northern Karakorum Fault Suggests Kinematic Reorganization at the Western End of the Himalayan–Tibetan Orogen." *Earth and Planetary Science Letters* 286 (1–2): 158–70. doi:10.1016/j.epsl.2009.06.025.
- Rodriguez, Mathieu, Clément Maleuvre, Martin Jollivet-Castelot, Elia d'Acremont, Alain Rabaute, Manfred Lafosse, Gemma Ercilla, Juan-Tomás Vázquez, Belén Alonso, and Abdellah Ammar. 2017. "Tsunamigenic Submarine Landslides along the Xauen–Tofiño Banks in the Alboran Sea (Western Mediterranean Sea)." *Geophysical Journal International* 209 (1): 266–81.
- Rogerson, M., E. J. Rohling, G. R. Bigg, and J. Ramirez. 2012. "Paleoceanography of the Atlantic-Mediterranean Exchange: Overview and First Quantitative Assessment of Climatic Forcing." *Reviews of Geophysics* 50 (2): RG2003. doi:10.1029/2011RG000376.
- Rohling, E. J., M. Fenton, F. J. Jorissen, P. Bertrand, G. Ganssen, and J. P. Caulet. 1998. "Magnitudes of Sea-Level Lowstands of the Past 500,000 Years." *Nature* 394 (6689): 162–65. doi:10.1038/28134.
- Rohling, E. J., G. L. Foster, K. M. Grant, G. Marino, A. P. Roberts, M. E. Tamisiea, and F. Williams. 2014. "Sea-Level and Deep-Sea-Temperature Variability over the Past 5.3 Million Years." *Nature* 508 (7497): 477–82. doi:10.1038/nature13230.
- Rohling, E. J., K. Grant, M. Bolshaw, A. P. Roberts, M. Siddall, Ch. Hemleben, and M. Kucera. 2009. "Antarctic Temperature and Global Sea Level Closely Coupled over the Past Five Glacial Cycles." *Nature Geoscience* 2 (7): 500–504. doi:10.1038/ngeo557.
- Rohling, E. J., G. Marino, and K. M. Grant. 2015. "Mediterranean Climate and Oceanography, and the Periodic Development of Anoxic Events (Sapropels)." *Earth-Science Reviews* 143: 62–97. doi:10.1016/j.earscirev.2015.01.008.
- Roldán, F.J., J. Galindo-Zaldívar, P. Ruano, A. Chalouan, A. Pedrera, M. Ahmamou, A. Ruiz-Constán, et al. 2014. "Basin Evolution Associated to Curved Thrusts: The Prerif Ridges in the Volubilis Area (Rif Cordillera, Morocco)." *Journal of Geodynamics* 77: 56–69. doi:10.1016/j.jog.2013.11.001.
- Romagny, A., Ph. Münch, J.-J. Cornée, M. Corsini, A. Azdimousa, M.C. Melinte-Dobrinescu, H. Drinia, et al. 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. doi:10.1016/j.jog.2014.01.006.
- Ron, Hagai, Greg Beroza, and Amos Nur. 2001. "Simple Model Explains Complex Faulting." *Eos, Transactions American Geophysical Union* 82 (10): 125–29. doi:10.1029/EO082i010p00125-01.
- Rosell, O., Martí, A., Marcuello, A., Ledo, et al. 2011. "Deep Electrical Resistivity Structure of the Northern Gibraltar Arc (Western Mediterranean): Evidence of Lithospheric Slab Break-Off." *Terra Nova* 23 (June): 179–186. doi:10.1111/j.1365-3121.2011.00996.x.
- Rosenbaum, Gideon, Massimo Gasparon, Francesco P. Lucente, Angelo Peccerillo, and Meghan S. Miller. 2008. "Kinematics of Slab Tear Faults during Subduction Segmentation and Implications for Italian Magmatism: KINEMATICS OF SLAB TEAR FAULTS." *Tectonics* 27 (2): n/a-n/a. doi:10.1029/2007TC002143.
- Rossetti, Federico, Andrea Dini, Federico Lucci, Mohamed Bouybaouenne, and Claudio Faccenna. 2013. "Early Miocene Strike-Slip Tectonics and Granite Emplacement in the Alboran Domain (Rif Chain, Morocco): Significance for the Geodynamic Evolution of Western Mediterranean." *Tectonophysics* 608: 774–91. doi:10.1016/j.tecto.2013.08.002.
- Rossetti, Federico, Thomas Theye, Federico Lucci, Mohamed L. Bouybaouenne, Andrea Dini, Axel Gerdes, David Phillips, and Domenico Cozzupoli. 2010. "Timing and Modes of Granite Magmatism in the Core of the Alboran Domain, Rif Chain, Northern Morocco: Implications for the Alpine Evolution of the Western Mediterranean." *Tectonics* 29 (2): TC2017. doi:10.1029/2009TC002487.
- Rouby, Delphine, Haakon Fossen, and Peter R. Cobbold. 1996. "Extension, Displacement, and Block Rotation in the Larger Gullfaks Area, Northern North Sea: Determined from Map View Restoration." *AAPG Bulletin* 80 (6): 875–889.
- Rovere, Marzia, and Maurizio Würzt, eds. 2016. *Atlas of the Mediterranean Seamounts and Seamount-like Structures*. IUCN International Union for Conservation of Nature. doi:10.2305/IUCN.CH.2015.07.en.
- Ryan, W.B.F., Hsü, K.J., Cita, M.B., Dumitrica, et al. 1973. "Western Alboran Basin - Site 121." In *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, edited by Ryan et al. Vol. 13. Washington, D.C.: U.S. Government Printing Office.
- Sanderson, David J, and W. R. D Marchini. 1984. "Transpression." *Journal of Structural Geology* 6 (5): 449–58. doi:10.1016/0191-8141(84)90058-0.
- Sani, F., Del Ventisette, C., Montanari, D., Bendkik, A., Chenakeb, and M. 2007. "Structural Evolution of the Rides Prerifaines (Morocco): Structural and Seismic Interpretation and Analogue Modelling Experiments." *International Journal of Earth Sciences* 96 (August): 685–706. doi:10.1007/s00531-006-0118-2.
- Sanz de Galdeano, Carlos, Stefan Shanov, Jesús Galindo-Zaldívar, Alexander Radulov, and Gabriel Nikolov. 2010. "A New Tectonic Discontinuity in the Betic Cordillera Deduced from Active Tectonics and Seismicity in the Tabernas Basin." *Journal of Geodynamics* 50 (2): 57–66. doi:10.1016/j.jog.2010.02.005.
- Sautkin, A., A. R. Talukder, M. C. Comas, J. I. Soto, and A. Alekseev. 2003. "Mud Volcanoes in the Alboran Sea: Evidence from Micropaleontological and Geophysical Data." *Marine Geology, Sedimentary Processes and Seafloor Hydrocarbon Emission on Deep European Continental Margins*, 195 (1–4): 237–61. doi:10.1016/S0025-3227(02)00691-6.
- Scholz, Christopher H., Ryosuke Ando, and Bruce E. Shaw. 2010. "The Mechanics of First Order Splay Faulting: The Strike-Slip Case." *Journal of Structural Geology* 32 (1): 118–26. doi:10.1016/j.jsg.2009.10.007.
- Searle, M. P., M. Asif Khan, J. E. Fraser, S. J. Gough, and M. Qasim Jan. 1999. "The Tectonic Evolution of the Kohistan-Karakoram Collision Belt along the Karakoram Highway Transect, North Pakistan." *Tectonics* 18 (6): 929–49. doi:10.1029/1999TC900042.
- Searle, M. P., R. F. Weinberg, and W. J. Dunlap. 1998. "Transpressional Tectonics along the Karakoram Fault Zone, Northern Ladakh: Constraints on Tibetan Extrusion." *Geological Society, London, Special Publications* 135 (1): 307–326.
- Serrano, F., A. Guerra-Merchan, K. El Kadiri, C. Sanz De Galdeano, A.C. Lopez Garrido, M. Martin-Martin, and R. Hila. 2007. "Tectono-Sedimentary Setting of the Oligocene-Early Miocene Deposits on the Betic-Rifian Internal Zone (Spain and Morocco)." *Geobios* 40: 191–205.
- Serrano, Inmaculada, Dapeng Zhao, José Morales, and Federico Torcal. 2003. "Seismic Tomography from Local Crustal Earthquakes beneath Eastern Rif Mountains of Morocco." *Tectonophysics* 367 (3–4): 187–201. doi:10.1016/S0040-1951(03)00100-8.
- Shackleton, N. J. 1987. "Oxygen Isotopes, Ice Volume and Sea Level." *Quaternary Science Reviews* 6 (3–4): 183–90. doi:10.1016/0277-3791(87)90003-5.
- Shackleton, N. J., and N. G. Pisias. 1985. "Atmospheric Carbon Dioxide, Orbital Forcing, and Climate." In *The Carbon Cycle and Atmospheric CO<sub>2</sub>: Natural Variations Archean to Present*, edited by E. T. Sundquist and W. S. Broecker, 303–17. American Geophysical Union. <http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/GM032p0303/summary>.

- Sibson, R. H., F. C. Ghisetti, and R. A. Crookbain. 2012. "Andersonian Wrench Faulting in a Regional Stress Field during the 2010–2011 Canterbury, New Zealand, Earthquake Sequence." *Geological Society, London, Special Publications* 367 (1): 7–18. doi:10.1144/SP367.2.
- Sibson, Richard H. 1985. "A Note on Fault Reactivation." *Journal of Structural Geology* 7 (6): 751–54. doi:10.1016/0191-8141(85)90150-6.
- Sloss, L. L. 1949. "INTEGRATED FACIES ANALYSIS 1." In *Sedimentary Facies in Geologic History: Conference at Meeting of the Geological Society of America Held in New York, New York, November 11, 1948*, 39:91. Geological Society of America.
- Soliva, Roger, Antonio Benedicto, and Laurent Maerten. 2006. "Spacing and Linkage of Confined Normal Faults: Importance of Mechanical Thickness." *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 111 (B1): B01402. doi:10.1029/2004JB003507.
- Somoza, Luis, Teresa Medialdea, Ricardo León, Gemma Ercilla, Juan Tomás Vázquez, Marcel·lí Farran, Javier Hernández-Molina, Javier González, Carmen Juan, and Ma Carmen Fernández-Puga. 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. doi:10.1016/j.margeo.2012.06.002.
- Soto, Juan I., Fermin Fernández-Ibáñez, and Asrar R. Talukder. 2012. "Recent Shale Tectonics and Basin Evolution of the NW Alboran Sea." *The Leading Edge* 31 (7): 768–775.
- Soto, Juan I., Fermin Fernandez-Ibanez, Asrar R. Talukder, and Pedro Martinez-Garcia. 2010. "Miocene Shale Tectonics in the Northern Alboran Sea (Western Mediterranean)" 93: 119–44. doi:10.1306/13231312M933422.
- Spakman, W., and R. Wortel. 2004. "A Tomographic View on Western Mediterranean Geodynamics." In *The TRANSMED Atlas, The Mediterranean Region from Crust to Mantle*, edited by W. Cavazza, F. Roure, W. Spakman, G.M. Stampfli, and P. Ziegler, 31–52.
- Stalder, Claudio, Agostina Vertino, Antonietta Rosso, Andres Rüggeberg, Claudius Pirkenseer, Jorge E. Spangenberg, Silvia Spezzaferri, Osvaldo Camozzi, Sacha Rappo, and Irka Hajdas. 2015. "Microfossils, a Key to Unravel Cold-Water Carbonate Mound Evolution through Time: Evidence from the Eastern Alboran Sea." *PLOS ONE* 10 (10): e0140223. doi:10.1371/journal.pone.0140223.
- Steckler, M. S., and A. B. Watts. 1978. "Subsidence of the Atlantic-Type Continental Margin off New York." *Earth and Planetary Science Letters* 41 (1): 1–13. doi:10.1016/0012-821X(78)90036-5.
- Stegman, D. R., J. Freeman, W. P. Schellart, L. Moresi, and D. May. 2006. "Influence of Trench Width on Subduction Hinge Retreat Rates in 3-D Models of Slab Rollback." *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 7 (3): Q03012. doi:10.1029/2005GC001056.
- Stich, D., Alguacil Alguacil G., and J. Morales. 2001. "The Relative Locations of Multiplets in the Vicinity of the Western Almeria (Southern Spain) Earthquake Series of 1993–1994." *Geophysical Journal International*, no. 146: 801–12.
- Stich, D., C. Ammon, and J. Morales. 2003. "Moment Tensor Solutions for Small and Moderate Earthquakes in the Ibero-Maghreb Region." *Journal of Geophysical Research* 108 (B3). doi:10.1029/2002JB002057.
- Stich, D., J. Batllo, J. Morales, M. Ramon, and D. Savka. 2003. "Source Parameters of the M W = 6.1 1910 Adra Earthquake (Southern Spain)." *Geophysical Journal International*, no. 155: 539–46.
- Stich, D., F.d.L. Mancilla, D. Baumont, and J. Morales. 2005. "Source Analysis of the Mw 6.3 2004 Al Hoceima Earthquake (Morocco) Using Regional Apparent Source Time Functions." *Journal of Geophysical Research* 110 (B6). doi:10.1029/2004JB003366.
- Stich, Daniel, Rosa Martín, and Jose Morales. 2010. "Moment Tensor Inversion for Iberia–Maghreb Earthquakes 2005–2008." *Tectonophysics* 483 (3–4): 390–98. doi:10.1016/j.tecto.2009.11.006.
- Stich, Daniel, Enrico Serpelloni, Flor de Lis Mancilla, and Jose Morales. 2006. "Kinematics of the Iberia–Maghreb Plate Contact from Seismic Moment Tensors and GPS Observations." *Tectonophysics* 426 (3–4): 295–317. doi:10.1016/j.tecto.2006.08.004.
- Strakhov, N. M. 1967. *Principles of Lithogenesis*. Springer. <http://www.springer.com/la/book/9781468489231>.
- Sylvester, Arthur G. 1988. "Strike-Slip Faults." *Geological Society of America Bulletin* 100 (11): 1666–1703. doi:10.1130/0016-7606(1988)100<1666:SSF>2.3.CO;2.
- Symons, William O., Esther J. Sumner, Peter J. Talling, Matthieu J. B. Cartigny, and Michael A. Clare. 2016. "Large-Scale Sediment Waves and Scours on the Modern Seafloor and Their Implications for the Prevalence of Supercritical Flows." *Marine Geology* 371 (January): 130–48. doi:10.1016/j.margeo.2015.11.009.
- Tackley, Paul J. 2000. "Mantle Convection and Plate Tectonics: Toward an Integrated Physical and Chemical Theory." *Science* 288 (5473): 2002–7. doi:10.1126/science.288.5473.2002.
- Tahayt, A., K.L. Feigl, T. Mourabit, A. Rigo, R. Reilinger, S. McClusky, A. Fadil, et al. 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 (2): 306–16. doi:10.1016/j.rse.2008.09.015.
- Tahayt, Abdelilah, Taoufik Mourabit, Alexis Rigo, Kurt L. Feigl, Abdelali Fadil, Simon McClusky, Robert Reilinger, et al. 2008. "Mouvements Actuels Des Blocs Tectoniques Dans L'arc Bético-Rifain À Partir Des Mesures GPS Entre 1999 et 2005." *Comptes Rendus Geoscience* 340 (6): 400–413. doi:10.1016/j.crte.2008.02.003.
- Talukder, A.R., M.C. Comas, and J.I. Soto. 2003. "Pliocene to Recent Mud Diapirism and Related Mud Volcanoes in the Alboran Sea (Western Mediterranean)." *Geological Society, London, Special Publications* 216 (1): 443–59. doi:10.1144/GSL.SP.2003.216.01.29.
- Tesson, M., and B. Gensous. 1989. "Les Bases D'une Stratigraphie Sismique Du Néogène Post-Nappes En Mer d'Alboran, Au Large Du Maroc. Implications Structurales et Paléogéographiques." *Journal of African Earth Sciences (and the Middle East)* 9 (3/4): 421–33.
- Tesson, M., B. Gensous, G.P. Allen, and C. Ravenne. 1990. "Late Quaternary Lowstand Wedges on the Rhône Continental Shelf, France." *Marine Geology* 91: 325–32.
- Tesson, M., B. Gensous, and M. Lambraini. 1987. "Seismic Analysis of the Southern Margin of the Alboran Sea." *Journal of African Earth Sciences* (1983) 6 (6): 813–21. doi:10.1016/0899-5362(87)90038-8.
- Turner, Sally, Imma Palomeras, Alan Levander, Ramon Carbonell, and Cin-Ty Lee. 2014. "Ongoing Lithospheric Removal in the Western Mediterranean: Evidence from Ps Receiver Functions and Thermobarometry of Neogene Basalts (PICASSO Project)." *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 15 (4): 1113–27. doi:10.1002/2013GC005124.
- Tikoff, Basil, and C. Teysier. 1994. "Strain Modeling of Displacement-Field Partitioning in Transpressional Orogens." *Journal of Structural Geology* 16 (11): 1575–88.
- Torabi, Anita, and Silje Støren Berg. 2011. "Scaling of Fault Attributes: A Review." *Marine and Petroleum Geology* 28 (8): 1444–60. doi:10.1016/j.marpetgeo.2011.04.003.
- Torres-Roldan, R. L., Poli, G., Peccerillo, and A. 1986. "An Early Miocene Arc-Tholeiitic Magmatic Dike Event from the Alboran Sea — Evidence for Precollisional Subduction and Back-Arc Crustal Extension in the Westernmost Mediterranean." *Geologische Rundschau* 75 (February): 219–234. doi:10.1007/bf01770190.
- Toto, E. A., A. El Miloudi, M. El Basri, M. Hafid, L. Zouhri, S. El Mouraouah, M. Benammi, et al. 2012. "New Geophysical and Geological Evidence for the Present Day Southernmost Active Deformational Front of the Rif Thrust-and-Fold Belt and the Oceanic Accretionary Prism of Cadiz: The Dhar Doum–Lalla Zahra Fault, Northwestern Atlantic Coastal Morocco." *Environmental Earth Sciences* 67 (8): 2411–22. doi:10.1007/s12665-012-1692-1.



- Trenhaile, A. S. 2005. "Modelling the Effect of Waves, Weathering and Beach Development on Shore Platform Development." *Earth Surface Processes and Landforms* 30 (5): 613–34. doi:10.1002/esp.1166.
- Turcotte, Donald L., and Gerald Schubert. 2014. *Geodynamics*. 3. ed. Cambridge: Cambridge Univ. Press.
- Urgeles, Roger, Antonio Cattaneo, Pere Puig, Camino Liqueste, Ben Mol, David Amblàs, Nabil Sultan, and Fabio Trincardi. 2011. "A Review of Undulated Sediment Features on Mediterranean Prodelta: Distinguishing Sediment Transport Structures from Sediment Deformation." *Marine Geophysical Research* 32 (1–2): 49–69. doi:10.1007/s11001-011-9125-1.
- Vacchi, Matteo, Nick Marriner, Christophe Morhange, Giorgio Spada, Alessandro Fontana, and Alessio Rovere. 2016. "Multiproxy Assessment of Holocene Relative Sea-Level Changes in the Western Mediterranean: Sea-Level Variability and Improvements in the Definition of the Isostatic Signal." *Earth-Science Reviews* 155: 172–97. doi:10.1016/j.earscirev.2016.02.002.
- Vail, P. R., R. M. Mitchum Jr, and S. Thompson Iii. 1977. "Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level: Part 4. Global Cycles of Relative Changes of Sea Level.: Section 2. Application of Seismic Reflection Configuration to Stratigraphic Interpretation" 165: 83–97.
- Valera, J. L., Negredo, A. M., Jiménez-Munt, and I. 2011. "Deep and near-Surface Consequences of Root Removal by Asymmetric Continental Delamination." *Tectonophysics* 502: 257–265. doi:10.1016/j.tecto.2010.04.002.
- Van der Woerd, J., C. Dorbath, F. Ousadou, L. Dorbath, B. Delouis, E. Jacques, P. Tapponnier, et al. 2014. "The Al Hoceima Mw 6.4 Earthquake of 24 February 2004 and Its Aftershocks Sequence." *Journal of Geodynamics* 77: 89–109. doi:10.1016/j.jog.2013.12.004.
- Van Dissen, R.J, KR Berryman, JR Pettinga, and NL Hill. 1992. "Paleoseismicity of the Wellington-Hutt Valley Segment of the Wellington Fault, North Island, New Zealand." *New Zealand Journal of Geology and Geophysics* 35 (2): 165–76.
- Vannucci, G., and P. Gasperini. 2004. "The New Release of the Database of Earthquake Mechanisms of the Mediterranean Area (EMMA Version 2)." <http://www.earth-prints.org/handle/2122/4623>.
- Vázquez, J. T., F. Estrada, R. Vegas, G. Ercilla, E. d'Acremont, L. M. Fernández-Salas, and B. Alonso. 2014. "Quaternary Tectonics Influence On the Adra Continental Slope Morphology (Northern Alboran Sea)."
- Vergés, Jaume, and Manel Fernández. 2012. "Tethys–Atlantic Interaction along the Iberia–Africa Plate Boundary: The Betic–Rif Orogenic System." *Tectonophysics* 579 (December): 144–72. doi:10.1016/j.tecto.2012.08.032.
- Vernant, Philippe, Abdelali Fadel, Taoufik Mourabit, Driss Ouazar, Achraf Koulali, Jose Martin Davila, Jorge Garate, Simon McClusky, and Robert Reilinger. 2010. "Geodetic Constraints on Active Tectonics of the Western Mediterranean: Implications for the Kinematics and Dynamics of the Nubia-Eurasia Plate Boundary Zone." *Journal of Geodynamics* 49 (3–4): 123–29. doi:10.1016/j.jog.2009.10.007.
- Viúdez, A., J.-M. Pinot, and R. L. Haney. 1998. "On the Upper Layer Circulation in the Alboran Sea." *Journal of Geophysical Research: Oceans* 103 (C10): 21653–66. doi:10.1029/98JC01082.
- Viúdez, Álvaro, Joaquín Tintoré, and Robert L. Haney. 1996. "Circulation in the Alboran Sea as Determined by Quasi-Synoptic Hydrographic Observations. Part I: Three-Dimensional Structure of the Two Anticyclonic Gyres." *Journal of Physical Oceanography* 26 (5): 684–705. doi:10.1175/1520-0485(1996)026<0684:CITASA>2.0.CO;2.
- Waelbroeck, C., L. Labeyrie, E. Michel, J. C. Duplessy, J. F. McManus, K. Lambeck, E. Balbon, and M. Labracherie. 2002. "Sea-Level and Deep Water Temperature Changes Derived from Benthic Foraminifera Isotopic Records." *Quaternary Science Reviews, EPILOG*, 21 (1–3): 295–305. doi:10.1016/S0277-3791(01)00101-9.
- Walsh, J. J., W. R. Bailey, C. Childs, A. Nicol, and C. G. Bonson. 2003. "Formation of Segmented Normal Faults: A 3-D Perspective." *Journal of Structural Geology* 25 (8): 1251–62. doi:10.1016/S0191-8141(02)00161-X.
- Walsh, J. J., J. Watterson, W. R. Bailey, and C. Childs. 1999. "Fault Relays, Bends and Branch-Lines." *Journal of Structural Geology* 21 (8–9): 1019–26. doi:10.1016/S0191-8141(99)00026-7.
- Wang, Pinxian, Jun Tian, and Lucas J. Lourens. 2010. "Obscuring of Long Eccentricity Cyclicity in Pleistocene Oceanic Carbon Isotope Records." *Earth and Planetary Science Letters* 290 (3–4): 319–30. doi:10.1016/j.epsl.2009.12.028.
- Watts, A. B. 1978. "An Analysis of Isostasy in the World's Oceans 1. Hawaiian-Emperor Seamount Chain." *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 83 (B12): 5989–6004. doi:10.1029/JB083iB12p05989.
- Watts, A. B., and E. B. Burov. 2003. "Lithospheric Strength and Its Relationship to the Elastic and Seismogenic Layer Thickness." *Earth and Planetary Science Letters* 213 (1–2): 113–31. doi:10.1016/S0012-821X(03)00289-9.
- Watts, A. B., J. P. Platt, and P. Buhl. 1993. "Tectonic Evolution of the Alboran Sea Basin." *Basin Research* 5 (3): 153–77.
- Watts, A. B., and W. B. F. Ryan. 1976. "Flexure of the Lithosphere and Continental Margin Basins." *Tectonophysics, Sedimentary basins of continental margins and cratons*, 36 (1): 25–44. doi:10.1016/0040-1951(76)90004-4.
- Webster, Jody M., David A. Clague, Kristin Riker-Coleman, Christina Gallup, Juan C. Braga, Donald Potts, James G. Moore, Edward L. Winterer, and Charles K. Paull. 2004. "Drowning of the –150 M Reef off Hawaii: A Casualty of Global Meltwater Pulse 1A?" *Geology* 32 (3): 249–52. doi:10.1130/G20170.1.
- Wernli, R. 1988. "Micropaléontologie Du Néogène Post-Nappes Du Maroc Septentrional et Description Systématique Des Foraminifères Planctoniques." *Notes & Mém. Serv. Géol. Maroc* 331: 270.
- Whipple, K. X., Tucker, and Gregory E. 2002. "Implications of Sediment-Flux-Dependent River Incision Models for Landscape Evolution." *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 107: ETG 3–1-ETG 3-20. doi:10.1029/2000jb000044.
- Wilcox, Ronald E., TP t Harding, and D. R. Seely. 1973. "Basic Wrench Tectonics." *AAPG Bulletin* 57 (1): 74–96.
- Wilson, J. Tuzo. 1966. "Did the Atlantic Close and Then Re-Open?" *Nature* 211 (5050): 676–81. doi:10.1038/211676a0.
- Woodcock, Nigel H., and Mike Fischer. 1986. "Strike-Slip Duplexes." *Journal of Structural Geology* 8 (7): 725–35. doi:10.1016/0191-8141(86)90021-0.
- Woodside, J. M., and A. Maldonado. 1992. "Styles of Compressional Neotectonics in the Eastern Alboran Sea." *Geo-Marine Letters* 12 (2–3): 111–116.
- Wortel, M. J. R. 2000. "Subduction and Slab Detachment in the Mediterranean-Carpathian Region." *Science* 290 (5498): 1910–17. doi:10.1126/science.290.5498.1910.
- Wu, J. E., K. McClay, P. Whitehouse, and T. Dooley. 2009. "4D Analogue Modelling of Transtensional Pull-Apart Basins." *Marine and Petroleum Geology* 26 (8): 1608–23. doi:10.1016/j.marpetgeo.2008.06.007.
- Zaghloul, Mohamed Najib, Di Staso, Angelida, Hlila, Rachid, Perrone, Vincenzo, Perrotta, and Sonia. 2010. "The Oued Dayr Formation: First Evidence of a New Miocene Late-Orogenic Cycle on the Ghomaride Complex (Internal Domains of the Rifian Maghreb Chain, Morocco)." *Geodinamica Acta* 23 (August): 185–194. doi:10.3166/ga.23.185-194.
- Zecchin, Massimo, and Octavian Catuneanu. 2013. "High-Resolution Sequence Stratigraphy of Clastic Shelves I: Units and Bounding Surfaces." *Marine and Petroleum Geology* 39 (1): 1–25. doi:10.1016/j.marpetgeo.2012.08.015.
- Zecchin, Massimo, Silvia Ceramicola, Emiliano Gordini, Michele Deponte, and Salvatore Critelli. 2011. "Cliff Overstep Model and Variability in the Geometry of Transgressive Erosional Surfaces in High-Gradient Shelves: The Case of the Ionian Calabrian Margin (Southern Italy)." *Marine Geology* 281 (1–4): 43–58. doi:10.1016/j.margeo.2011.02.003.

- Zecchin, Massimo, Silvia Ceramicola, Emanuele Lodolo, Daniele Casalbore, and Francesco Latino Chiocci. 2015a. "Episodic, Rapid Sea-Level Rises on the Central Mediterranean Shelves after the Last Glacial Maximum: A Review." *Marine Geology* 369 (November): 212–23. doi:10.1016/j.margeo.2015.09.002.
- Zecchin, Massimo, Emiliano Gordini, and Riccardo Ramella. 2015. "Recognition of a Drowned Delta in the Northern Adriatic Sea, Italy: Stratigraphic Characteristics and Its Significance in the Frame of the Early Holocene Sea-Level Rise." *The Holocene* 25 (6): 1027–38. doi:10.1177/0959683615575358.
- Zitellini, N., Gràcia, E., Matias, L., Terrinha, et al. 2009. "The Quest for the Africa-Eurasia Plate Boundary West of the Strait of Gibraltar." *Earth and Planetary Science Letters* 280: 13–50. doi:10.1016/j.epsl.2008.12.005.
- Zizi, Mahmoud. 2002. "Triassic-Jurassic Extensional Systems and Their Neogene Reactivation in Northern Morocco; the Rides Préifaines and Guercif Basin." *Notes Mém. Serv. Géol. Maroc* 416: 1–138.